Cinématique de l'Iran central et oriental : Morphotectonique et datations cosmogéniques et OSL

Kristell Le Dortz

▶ **To cite this version:**

Kristell Le Dortz. Cinématique de l'Iran central et oriental : Morphotectonique et datations cosmogéniques et OSL. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00494966

HAL Id: tel-00494966

https://theses.hal.science/tel-00494966

Submitted on 24 Jun 2010

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.

UPMC PARIS UNIVERSITAS	ED 398

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité
Géosciences et ressources naturelles

Présentée par
Mlle Kristell Le Dortz

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Cinématique de l'Iran central et oriental : Morphotectonique et datations cosmogéniques et OSL

Soutenue le 06 mai 2010

Devant le jury composé de :

Bertrand MEYER,	Professeur, UPMC, Paris	Directeur de thèse
Olivier BELLIER,	Professeur,CEREGE, Aix-en Provence	Rapporteur
Jean-françois RITZ,	Directeur de recherche, Montpellier II	Rapporteur
Pierre-Henri BLARD,	Chargé de recherche, CRPG, Nancy	Examinateur
Philippe HUCHON,	Professeur, UPMC, Paris	Examinateur
Hamid NAZARI,	Chercheur, GSI, Téhéran	Examinateur
Michel SEBRIER,	Directeur de recherche, UPMC, Paris	Examinateur

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je souhaiterais remercier mon directeur de thèse, Bertrand Meyer, pour m'avoir proposé ce passionnant sujet de thèse. Je le remercie énormément pour la qualité de son encadrement, sa disponibilité et son soutien à tout moment. Un grand merci également à Michel Sébrier, qui, même s'il ne faisait pas partie officiellement de mon encadrement, m'aura beaucoup apporté au cours de ces années de thèse.

Je tiens également à remercier les membres du jury, Olivier Bellier, Jean-François Ritz, Pierre-Henri Blard, Hamid Nazari et Phillipe Huchon pour avoir accepté de juger ce travail de thèse.

J'ai eu le grand plaisir de collaborer avec le CEREGE. Merci à Régis Braucher, Lucilla Benedetti et Didier Bourlès qui m'ont accueilli au sein de leur équipe pendant plusieurs mois et m'ont tout appris sur les isotopes cosmogéniques. Un grand merci également à Laëtitia Leanni et Khemrak Pou pour leur aide sur la préparation des échantillons et les très bons moments passés en leur compagnie au CEREGE ou en dehors ; à Lionel Siame, Georges Aumaître, Maurice Arnold et Frédéric Chauvet pour leur contributions à ce travail et les discussions qu'on a pu avoir.

Ce travail a également été rendu possible grâce à la collaboration avec le Geological Survey of Iran et je témoigne toute ma reconnaissance aux chercheurs iraniens qui nous ont accueillis à Téhéran puis sur le terrain, avec un grand merci à Hamid Nazari et Mohammad Foroutan, grâce à qui les missions de terrain se sont toujours bien déroulées.

Une pensée chaleureuse pour tous ceux rencontrées au laboratoire (toujours présents ou partis): Louise (toujours là pour se soutenir et on aura fini quasiment voisines), Agnès (trop vite partie du labo), Anne (toujours présente pour un coup de main); mes co-bureaux Clément, PYF, Manu (un grand merci pour ton aide avec mapple, matlab et même word à la fin) et le dernier arrivé Nico ; Julia, Thomas de B., Ben, Clémence, William, Samuel, Cédric, Vincent S. et R., Simon, Dorothée, Khalid, Céline, Thomas F, Elia, Laetitia, Nico, Fred, Sylvie, Carole, François, Yoann, Jeroen, Catherine… Sans oublier les collègues et amis

iraniens Shokofeh, Jafar, Ali Reza et Tayebeh ainsi que Yassaman et Esmaeil du CEREGE… et les copains des autres labo : Aurore, Sunseare, Matthieu, Cécile, Fabien, Fatima, Laureen… La liste est longue et il faut me pardonner si j'oublie quelqu'un.

Je remercie également toutes les personnes qui m'ont aidé à certains moments que ce soit scientifiquement ou administrativement : Dovy, Sandrine, Marie-Jo, Jean-François (merci énormément pour ton aide avec les données topo et les discussions qu'on a pu avoir), Danielle, Bruno Vrielynck, Eric Barrier…

Je pense également aux Orsayens avec qui j'ai commencé mon aventure en géologie: Karine (avec qui on a partagé nos déboires de thésardes à l'autre bout du monde), Nathalie, Elodie, Greg, Jérôme, Mathilde, Bastien… ainsi qu'à toutes les autres copains hors études et labo.

Enfin, je remercie ma famille qui m'aura toujours soutenu au cours de ces longues années d'études. Et un grand merci à toi, Brice, pour ton soutien permanent, tes encouragements et pour être toujours là quoi qu'il arrive.

RÉSUMÉ

Ce travail de thèse présente les résultats d'études géomorphologiques sur la cinématique de failles dans le centre et l'est de l'Iran. Dans cette région, des observations géodésiques associées à l'analyse d'un réseau GPS à large maille (Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007) suggèrent que le cisaillement dextre entre l'Iran Central et le bloc Afghan est d'environ 16 mm/an. Un modèle cinématique (Walker et al., 2004) propose que ce cisaillement dextre soit pris en compte depuis les 5 derniers Ma par les grands décrochements limitant le Lut à l'Ouest et à l'Est. Leur vitesse géologique est cependant mal contrainte tout comme celle de décrochements situés à l'intérieur du plateau iranien, généralement considérés peu ou non actifs. Nous démontrons l'activité de deux décrochements dextres situés sur le plateau iranien, les failles d'Anar et de Deshir, et déterminons leur vitesse de glissement moyennée sur plusieurs cycles sismiques. Pour cela, des décalages de bords d'incision de terrasses alluviales ont été mesurés et des datations par mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques (^{10}Be et ^{36}Cl) et par luminescence stimulée optiquement (OSL) ont été effectuées. L'analyse des données de surface et de profil, obtenues par les mesures d'isotopes cosmogéniques, a permis de mettre en évidence l'existence d'un héritage variable et important du matériel composant les terrasses alluviales. Nous avons proposé une méthode pour estimer la quantité minimum d'héritage variable, dans le but de déterminer l'âge d'abandon des surfaces abandonnées puis les vitesses de glissement sur les failles.

Les datations par isotopes cosmogéniques et OSL combinées aux mesures de décalages morphologiques impliquent des vitesses de glissement géologique court-terme de 0.8 mm/an pour la faille d'Anar et de 0.85 – 2 mm/an pour la faille de Deshir. Ces résultats nous permettent de discuter le rôle de ces failles dans l'accommodation de la déformation dans le centre et l'est de l'Iran, suggérant que la déformation cisaillante se répartit sur une zone plus large que le Lut et ses bordures, et est prise en compte par un plus grand nombre de failles, qu'initialement supposé. Les données géologiques et GPS disponibles sont encore en nombre insuffisant pour déterminer s'il y a ou non des incompatibilités entre déformation finie et déformation instantanée.

SOMMAIRE

INTRODUCTION **19**

CHAPITRE 1 CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET ZONE D'ETUDE **29**

1. Contexte géodynamique **29**
1.1 Morphologie générale et cadre géologique régional 29
1.2 Cinématique actuelle et sismicité régionale 37

2. Vitesses de glissement des failles actives en Iran **44**
2.1 Zagros : Main Recent Fault et faille de Kazerun 44
2.2 Zone de transition Zagros-Makran : système de faille Zendan-Minab-Palami et Sabzevaran-Kahnuj-Jiroft 46
2.3 Au nord du bloc du Lut : Faille de Doruneh 48
2.4 Kopet-Dagh 48
2.5 Entre le Kopet Dagh et le Binalud : la zone de transfert du Meshkan 50
2.5 Au sud du Kopet Dagh et du Binalud : la faille de Sabzevar 51
2.6 Alborz 51

3. Le cas du plateau iranien **57**

4. Modèle cinématique sur l'Iran central et oriental: article publié à Tectonics **61**

CHAPITRE II : LES VITESSES MOYENNES GEOLOGIQUES COURT-TERME DES FAILLES D'IRAN CENTRAL : MESURES ET DATATIONS DE DECALAGES MORPHOLOGIQUES **85**

1. Principe de détermination des vitesses de glissement **85**
1.1 Décalage de marqueurs morphologiques 85
1.2 Estimation de l'âge de l'incision 89

2. Méthodologie utilisée pour les failles d'Iran central **92**
2.1. Mesure de décalages 92
2.2. Datation par isotopes cosmogéniques 93
2.2.1 Principe 93
2.2.2. Production in-situ du ^{10}Be et ^{26}Al 94
2.2.3. Production in-situ du ^{36}Cl 99
2.2.4. Le taux d'érosion 102
2.2.5. Héritage géologique 107
2.2.6 Détermination de l'âge de la surface 109
2. 3. Datations par luminescence stimulée optiquement OSL 113
2.3.1. Principe de la luminescence stimulée optiquement (OSL) 113
2.3.2. Détermination d'un âge à partir de l'OSL 115

CHAPITRE III : LA VITESSE MOYENNE DES FAILLES DECROCHANTES D'IRAN CENTRAL 119

1. Tectonique active sur la faille d'Anar 119
1.1 Article : Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran 120
1.2 Compléments : Datation au ^{36}Cl 133

2. Tectonique active sur la faille de Deshir et Article en préparation : Cosmogenic and OSL dating of alluvial fans along the Deshir fault 146

Cosmogenic and OSL dating of alluvial fans along the Deshir Fault 147
1. Introduction 148
2. Offset Quaternary fans along the southern portion of the Deshir fault 151
2.1 Site Deshir South: Marvast River 151
2.2 Site Deshir North 155
3. Chronology of the regional fans 158
3.1 Sampling strategy and analytical procedures for cosmogenic and OSL dating 158
3.2 Dating the terrace levels at site Deshir North 167
3.2.1 Dating the older fan surface T3 168
3.2.2 Dating the younger levels 173
3.3 Dating the terrace levels at site Deshir South 174
3.3.1 Dating the older fan surface T3 174
3.3.2 Dating the younger levels 176
3.4 Discussion of the chronology of the alluvial fans 180
4. Slip-rate estimate and conclusions 185

CHAPITRE IV SYNTHESE, DISCUSSION ET CONCLUSION 193

1. La datation des risers décalés et la détermination d'une vitesse moyenne de glissement 193

2. L'âge d'abandon des surfaces alluviales en Iran Central 196
2.1 Les âges CRE et la mise en évidence de l'héritage variable 196
2.2 Les âges OSL et la confirmation d'un héritage variable 202
2.3 Utilisation des données de surface et de profils pour contraindre l'héritage variable 206
2.4 Conséquences sur l'estimation des vitesses de glissement 218

4. Discussion sur la répartition de la déformation 221

5. Travaux en cours et perspectives 224

REFERENCES 231

ANNEXES **253**

A.I : TRAITEMENT DES ECHANTILLONS **253**

A. Mesure des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al **253**
1. Echantillonnage 253
2. Extraction chimique des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al produits in situ 254
3. Mesure de la concentration en ^{10}Be (ou ^{26}Al) 260

B. Mesure de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl **262**
1. Echantillonnage 262
2. Extraction chimique du ^{36}Cl 263
3. Mesure de la concentration en ^{36}Cl 267

C. Mesure de l'OSL **270**
1. Echantillonnage 270
2. Mesure de la dose annuelle 270
3. Mesure de la dose équivalente 271

A.II : ARTICLE PUBLIE **276**

First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau **276**

TABLE DES FIGURES

Chapitre 1 Contexte géodynamique et zone d'étude

Figure 1 : Illustration de la représentation des vitesses GPS à la surface et de leur représentation en arctangente, d'après une étude de Soquet et al., (2006) 22

Figure I.1: Carte sismotectonique simplifiée de l'Iran (GPS, sismicité et CMT) 31

Figure I.2: Profils topographiques NNE-SSW d'après les données SRTM et GMRT (Geomapap), situés dans l'ouest (a) et dans l'est (b) de l'Iran 32

Figure I.3 : a) Carte topographique simplifiée depuis la mer Egée jusqu'au Makran .b) Carte géologique simplifiée de l'Iran. c) Représentation en coupe de l'évolution géodynamique de la convergence entre l'Arabie et l'Iran Makran, d'après Agard et al .,(2005) 35

Figure I.4: Carte simplifiée de la tectonique de l'est de l'Iran et vitesses GPS 38

Figure I.5: Carte simplifiée des principales failles actives de l'est de l'Iran et de la sismicité historique 39

Figure I.6: Carte simplifiée des principales failles actives de l'est de l'Iran et de la sismicité instrumentale 40

Figure I.7 : Carte sismotectonique simplifiée de l'Est de l'Iran et des mécanismes au foyer des séismes de magnitude > 5 depuis 1976 42

Chapitre II : Les vitesses moyennes géologiques court-terme des failles d'Iran Central : mesures et datations de décalages morphologiques

Figure II.1: Bloc diagramme schématisant la formation de terrasses alluviales successives, recoupées par une faille décrochante dextre 88

Figure II.2 : a) Évolution de la production en ^{10}Be en fonction de la profondeur. b) Contribution des neutrons et des muons à la production d'isotopes cosmogéniques *in-situ* sous la surface 96

Figure II.3: Évolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion 98

Figure II.4: Variation de la production en ^{36}Cl avec la profondeur dans des calcaires et des roches ultramafiques 100

Figure II.5: Evolution théorique de la concentration en ^{36}Cl en fonction du temps, selon différents taux d'érosion 102

Figure II.6: Schéma conceptuel présentant les différents processus pouvant affecter un ensemble de terrasses emboîtées 103

Figure II.7: Évolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion et représentation de la concentration des échantillons en fonction de leur âge pour quatre de nos sites en Iran 105

Figure II.8 : Illustration du problème de pré-exposition ou héritage des cosmonucléides 108

Figure II.9 : Distribution des âges obtenus avec l'isotope ^{36}Cl pour 8 échantillons de la surface T3 du site Deshir Nord 110

Figure II.10: Diagramme de niveau d'énergie expliquant le principe de l'OSL 114

Chapitre III : La vitesse moyenne des failles décrochantes d'Iran central

Faille d'Anar

Figure III.1: (a) Image Quickbird du site 2 élargi vers le nord, le long de la faille d'Anar avec position des échantillons de calcaire et de quartz (b) Site 3, indication du décalage d'environ 8 m du riser en amont. (c) Photographie de la surface échantillonnée 134

Figure III.2 : Imagerie Landsat. Cartographie des rivières alimentant le piedmont à l'ouest de la chaîne du Kuh-e-Bafq 135

Figure III.3 : Distribution des ages d'exposition déterminés par la mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques ^{10}Be (site 1 et 2) et ^{36}Cl (site 3) 139

Figure III.4 : Schéma conceptuel illustrant les différents cas de préexposition d'un galet aux rayons cosmiques 141

Figure III.5 : a) distribution des ages d'exposition (^{10}Be) au site 1 de la faille d'Anar et distribution des âges après 250 ka d'exposition aux rayons cosmiques de la surface. b) Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be au site 2 et distribution qu'auraient les concentrations après une exposition aux rayons cosmiques pendant 250 ka c) modélisation des données du profil « dans 250 ka » 144

Faille de Deshir

Figure P1: Spot imagery of the southern part of the Deshir fault, near Marvast town 150

Figure P2: Quickbird imagery of the site Deshir South. and close up on the 380±20m dextral offset of a river course 152

Figure P3: a) Topographic profile across the abandoned fan systems at site Deshir south and field photograph of the inset terraces 154

Figure P4: Quickbird imagery of site Deshir North. and topographic profiles projected along fault strike 156

Figure P5: Images of the dextral offset of the recent riser (T1a/T0), Quickbird image wrapped on the digital elevation model and enlargement on the 12±2 m offset-riser 157

Figure P6: a) Summary of observations at site Deshir North. ^{10}Be and ^{36}Cl CRE ages of surface samples and OSL ages b) Plot of ages for each surface sample, in relative position from north to south 167

FigureP 7: Site Deshir North. a) Distribution of *in-situ* produced ^{10}Be and ^{36}Cl CRE ages of the surface samples collected on surface T3 b) Plot of the measured ^{10}Be and ^{36}Cl concentrations as a function of depth and modelled curves without erosion for three distinct inheritances for ^{10}Be concentrations For ^{36}Cl concentrations, the erosion rate is modelled for a surface with an assigned age of 3 Ma 169

Figure P8: a) Vertical profile (PN) of ^{10}Be concentrations through the terrace T3 at site Deshir North. The curve represents distribution obtained for the best-fit erosion rate-inheritance-age. b) Plot of log(χ^2) values for a range of erosion rates and CRE ages, assigning an inherited ^{10}Be concentration of 4.3 10^5 at/g
172

Figure P9: a) Summary of observations at site Deshir South. ^{10}Be and ^{36}Cl CRE ages of surface samples and OSL ages b) Plot of ages for each surface sample, in relative position from north to south 175

Figure P10: Site Deshir South. Distribution of in situ produced ^{10}Be (a) and ^{36}Cl (b) CRE ages of the surface samples collected on T3 assuming no erosion and no inheritance 176

Figure P11: a) Distribution of in situ produced ^{10}Be CRE ages of the surface samples collected on T2 assuming no erosion and no inheritance. b) Field photograph showing the riser T2/T0 sampled for the profile PS1 c) PS1 profile of ^{10}Be concentrations through the terrace T2 at site PS1
177

Figure P12: Simplified stratigraphy observed within the pit PS2 dug within T2, North of the Marvast River. b) Plot of the measured ^{10}Be concentrations as a function of depth 179

Figure P13: Synthesis of observations and plot of sample ages in relative position from north to south for site Deshir North (a) and site Deshir South (b) 182

Figure P14: a) Vertical profile of ^{10}Be concentrations through the terrace T2 for profile PS1 at site Deshir South and concentrations expected after 250 ka of additional exposition to cosmic rays without Modelling curves for the synthetically aged profile. and Plot of log(χ^2) values for a range of erosion and ages 184

Chapitre IV Synthèse, discussion et conclusion

Figure IV.1 : Représentation schématique de terrasses emboîtées 194

Figure IV.2 : Evolution théorique de la concentration en ^{36}Cl en fonction du temps, pour différents taux d'érosion, et représentation de la concentration en ^{36}Cl des échantillons de surface collectés sur T3 (sites Deshir nord et sud) en fonction de leur âge, calculé pour une érosion nulle 197

Figure IV.3 : Représentation des âges ^{10}Be pour les surfaces alluviales du site Biskra Palms, d'après l'étude de Van der Woerd et al., (2006), le long de la faille de San Andreas (Californie) 200

Figure IV.4 : Représentation des âges ^{10}Be pour les surfaces alluviales T1 et T2 échantillonnées, le long de la faille de l'Altyn Tagh (Tibet), modifié d'après Mériaux et al., (2005) 201

Figure IV.5 : Courbe de croissance SAR permettant d'obtenir la dose équivalente d'un aliquote pour les échantillons OSL III et IV du site Deshir Sud 205

Figure IV.6 : Synthèse et interprétation des âges obtenus par ^{10}Be, ^{36}Cl et OSL pour les sites Deshir nord et sud 207

Figure IV.7 : Profils en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers les terrasses T3 du site Deshir nord et T2 du site Deshir sud
208

Figure IV.8: a) distribution des ages (^{10}Be) dans les échantillons collectés sur la surface alluviale T3 au site Deshir Nord, et distribution des âges en rajeunissant de 235 ka chaque échantillon. b) Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers la terrasse T3 du site Deshir Nord et des concentrations qu'auraient les échantillons en rajeunissant la surface de 235 ka 210

Figure IV.9 : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers les terrasses a) T3, Deshir Nord, b) T2 Deshir sud, c) Anar. Concentrations qu'auraient les échantillons si l'on ramène à zéro la concentration de l'échantillon le moins concentré compte tenu de sa profondeur et supposé mis en place sans héritage. L'hypothèse est faite qu'aucun galet de profil n'est mis en place avec une pré-exposition négative 213

Figure IV.10 : Distribution de l'ensemble des âges (^{10}Be et ^{36} Cl) dans les échantillons collectés sur la surface alluviale T3, aux sites Deshir nord et sud 214

Figure IV.11 : Distribution des concentrations en surface et en profondeur à travers la terrasse T2, Deshir Sud (Profil PS1) et modèle de distribution des concentrations en profondeur pour une surface de 30 ka 216

Figure IV.12 : a) Représentation des décalages en fonction des différentes possibilités d'âges (OSL, CRE avec ou sans héritage, voir texte) obtenus pour les surfaces de Deshir. b) Vitesses de glissement et leur variation obtenues selon les âges d'abandon retenus 219

Figure IV.13: Carte simplifiée de la tectonique de l'est de l'Iran et décalages géologiques pour chaque faille ou système de failles. Indication des vitesses de glissement, moyennées sur le court-terme géologique, déterminées dans ce travail de thèse et par Walker et al. (2009 et 2010) 223

Figure IV.14: Image Quickbird de la zone étudiée le long de la faille de Nayband et indication des bords de riser décalés 226

Annexes

Figure A1 : Exemple d'une surface échantillonnée et du détail d'un galet de quartz prélevé 254

Figure A2 : Photographie du séparateur magnétique (Franz) 255

Figure A3 : Quantité de ^{10}Be restant en fonction du pourcentage de roche dissoute par l'ajout d'acide fluorhydrique 256

Figure A4 : Colonnes utilisées pour les échanges anioniques et cationiques permettant de récupérer les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al produits *in-situ* 258

Figure A5 : Précipités finaux indiqués par les flèches contenant a) du ^{10}Be et b) de l'^{26}Al 258

Figure A6 : a) Four servant à oxyder à 700-800°C les échantillons sous la forme finale BeO (b) et Al_2O_3 (c) 259

Figure A7 : Panorama de l'accélérateur ASTER du CEREGE 259

Figure A8 : Exemple d'une surface échantillonnée et du détail d'un galet de calcaire prélevé 262

Figure A9 : Rapports isotopiques ^{35}Cl/^{37}Cl dans la nature, dans un spike, dans l'échantillon après ajout du spike 264

Figure A10 : Filtration de l'échantillon dissous dans l'acide nitrique 264

Figure A11 : Pompage de la solution contenant l'échantillon dissout dans l'acide nitrique 265

Figure A12 : Récupération et précipitation d'AgCl 266
Figure A13 : Échantillonnage pour l'OSL 270

Figure A14: Courbes obtenues pour l'échantillon DS/2008/OSLIV de la faille de Deshir 273

Figure A.15 : Diagramme de distribution de la dose équivalente (paléodose) SAR pour les échantillons des sites Deshir nord et Deshir sud 274

Tables

Table I.1 : Synthèse concernant les vitesses de glissement de failles actives en Iran 55

Table III.1 : Concentrations en ^{36}Cl produit *in-situ* et âges correspondants des échantillons carbonatés le long de la faille d'Anar et compositions chimiques des éléments majeurs 137

Table P1: The ^{10}Be and ^{36}Cl nuclide concentrations and CRE modelled ages for surface and depth profile samples along the Deshir fault 161

Table P2: Mean chemical composition of the samples collected for ^{36}Cl dating, along the Deshir Fault 165

Table P3: Equivalent dose (D_e), annual dose rate (D_a) and calculated ages for each sample along the Deshir Fault 166

Introduction

Introduction

Le sujet de cette thèse s'intègre dans le débat sur le rôle des décrochements intracontinentaux dans l'accommodation de la déformation continentale. La caractérisation de leur cinématique actuelle et passée est un préalable indispensable à l'étude de la mécanique et de la rhéologie de la lithosphère continentale. Ainsi, pour déterminer leur contribution à la déformation régionale, il est nécessaire de caractériser leur comportement sur plusieurs échelles de temps et d'intégrer la déformation sur de nombreux cycles sismiques.

Les observations géologiques et morphologiques permettent d'accéder au degré d'activité des failles et à la récurrence des tremblements de terre. La vitesse de glissement des failles, paramètre critique, est accessible aux méthodes géologiques sur des périodes de quelques milliers d'années à quelques dizaines de milliers d'années, et aux méthodes géodésiques de système de positionnement par satellites (GPS) ou interférométrie radar (INSAR) sur des périodes de quelques années à quelques dizaines d'années. Il est donc essentiel de disposer de ces deux informations pour mettre en évidence d'éventuelles variations de la vitesse de chargement des failles et modéliser la déformation long-terme.

L'étude de la variation de la vitesse de glissement au cours du temps est un sujet d'actualité. En effet, notamment pour les grandes failles décrochantes d'Asie, des différences ont été observées entre les vitesses de glissement obtenues à partir d'observations géodésiques et les vitesses obtenues à partir d'observations géologiques (datations et mesures de décalages morphologiques). Ainsi, pour la faille de l'Altyn Tagh, la vitesse de glissement déterminée par mesure du décalage de marqueurs morphologiques et de leur datation (26.9 ± 6.9 mm/an, Mériaux et al., 2004) est nettement plus rapide que celles déterminées par analyse GPS (9 ± 1 mm/an, mesurée sur 4 ans, Bendick et al., 2000 ; 9 ± 4 mm/an, mesurée sur 8 ans, Wallace et al., 2004) et par interférométrie radar sur quelques années (5 ± 5 mm/an, Wright et al., 2004 ; 8-10 mm/an Jolivet et al., 2008 ; 11 ± 5 mm/an, Elliott et al., 2008).

Des variations de vitesse de glissement ont également été constatées pour la faille de San Andréas. Ainsi, la vitesse de glissement de la portion sud de la faille, au niveau de Cajon Pass, a été estimée à 24.5 ± 3.5 mm/an sur les derniers 14 ka, en mesurant des décalages de

dépôts alluviaux, datés par la méthode du ^{14}C (Weldon & Sieh, 1985). Cette vitesse de glissement est comparable à celle estimée par l'analyse GPS, 23-26 mm/an, mesurée sur 10 ans, dans la partie sud de la faille (Bennett et al., 1996 ; Meade & Hager, 2005). Cependant, une étude récente menée sur le site de Biskra Palms, environ 100km au sud de Cajon Pass, suggère une vitesse de glissement plus faible, de 15.9±3.4 mm/an sur les derniers 35 ka (Van der Woerd et al., 2006). De plus, des études sur une région englobant le site de Biskra Palms et combinant des données GPS et InSar sur 7 ans proposent une vitesse de glissement de 17±3 mm/an pour le sud de la faille (Lundgren et al., 2009). Toutefois, au sud de San Bernardino, la déformation est accommodée par deux failles décrochantes parallèles, celle de San Andreas et celle de San Jacinto. Selon des mesures GPS, le décrochement sur la faille de San Jacinto serait de 9-12 mm/an (Bennett et al., 1996 ; Meade & Hager, 2005).

Dans le cas de la faille Nord Anatolienne en Turquie, les vitesses de glissement obtenues par l'analyse GPS sur 10 ans (24 ± 1 mm/an, McClusky et al., 2000), par interférométrie radar (17-32 mm/an, Wright et al., 2001), sur le court terme géologique par datation au ^{14}C (18 ± 5 mm/an, Hubert-Ferrari et al., 2002 et 20.5 ± 8.5 mm/an, Kozaci et al., 2007) et au ^{36}Cl (20.5 ± 5.5 mm/an, Kozaci et al., 2007) et sur le long terme géologique (17 mm/an, pour 85 km de déplacement au cours des 5 derniers Ma, Armijo et al., 1999) sont comparables.

Il est difficile mais important de savoir si de telles différences de vitesse de glissement sont réelles ou résultent de problèmes méthodologiques. En effet, les échelles de temps propres à chaque méthode sont très différentes. Ainsi, les vitesses obtenues à partir d'observations géodésiques (GPS ou InSar) sont déterminées sur quelques années (10 ans pour la faille Nord Anatolienne et la faille de l'Altyn Tagh) en mesurant la déformation intersismique. Cependant, convertir la déformation intersismique en vitesse de glissement sur la faille n'est pas simple et nécessite l'extrapolation de la vitesse de charge, supposée constante sur le long terme, car les observations GPS sont faites seulement sur une petite période du cycle sismique. Dans le cas des failles décrochantes, le modèle de Savage et Burford (1973), basé sur le contexte d'une lithosphère épaisse et d'une faille enracinée en profondeur, suggère que, pendant la phase intersismique, la faille est bloquée depuis la surface jusqu'à une profondeur de blocage sous laquelle le glissement se fait par fluage plastique à un taux équivalent à la vitesse long-terme de la faille. La variation de vitesse à la surface correspond à une relation en arctangente (Figure 1) et en ajustant la profondeur de

blocage et la vitesse long-terme, la vitesse de charge intersismique peut être obtenue. Ce concept, initialement proposé pour une faille unique, a été étendu à un ensemble de plusieurs failles, notamment dans le cas de failles verticales délimitant des blocs élastiques, et a été depuis largement utilisé en Asie (e.g Wallace et al., 2004), en Méditerranée et au Moyen-orient (e.g. McClusky et al., 2000), et en Californie (e.g. Meade et Hager 2005*)*. Cependant, ce modèle repose sur des observations limitées dans le temps de la phase de charge (intersismique) du cycle sismique, cycle sismique qui représente seulement une fraction de la déformation long-terme. Ce modèle a été questionné par Chéry (2008) qui a récemment proposé que les variations de vitesses GPS, observées autour des failles pendant la phase intersismique, puissent être aussi interprétées en terme de variations latérales dans l'épaisseur élastique. Ainsi, utilisant un modèle 1D, intégrant les propriétés mécaniques et rhéologiques de la lithosphère et l'exemple du système de faille de San Andreas, Chéry (2008) suggère que la vitesse de charge intersismique ne soit pas forcément liée aux vitesses de glissement long terme des failles dans le cas d'un système de plusieurs failles.

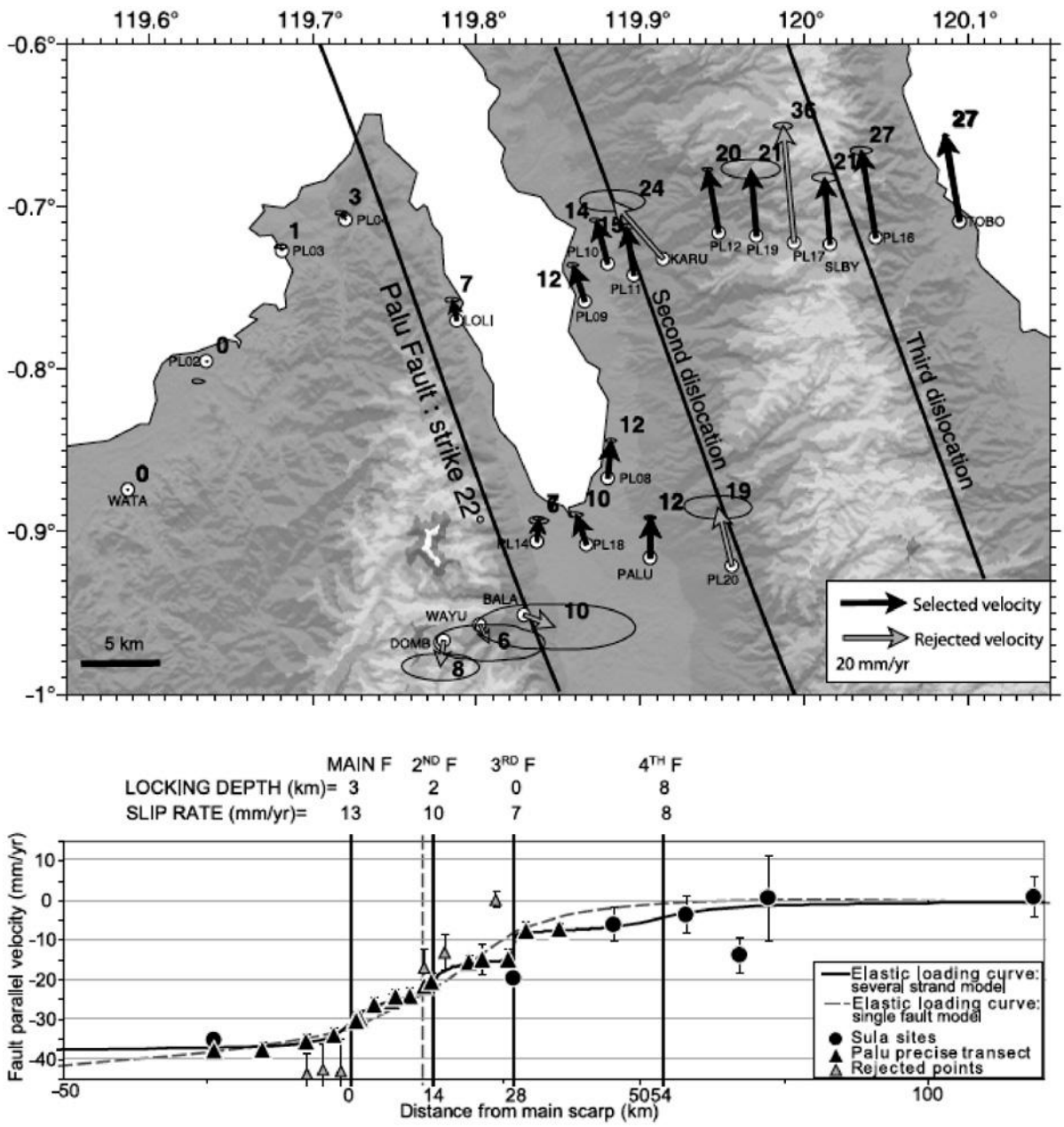


Figure 2 : Illustration de la représentation des vitesses GPS à la surface et de leur représentation en arctangente, d'après une étude de Soquet et al., (2006), en Indonésie. En haut, les vitesses GPS sont représentées par rapport à la station WATA, au voisinage de la faille de Palu. En bas, la courbe noire représente le modèle de vitesse qui correspond le mieux aux vitesses obtenues dans la zone de faille de Palu et en utilisant quatre dislocations élastiques. La courbe grise pointillée correspond au modèle de vitesse prédit pour un modèle de faille unique.

Les vitesses estimées à partir d'observations géologiques court-terme sont déterminées sur des périodes de temps moyennant plusieurs cycles sismiques (Holocène : ~12 ka; Pléistocène : quelques centaines de ka). Elles sont obtenues en mesurant des décalages d'objets morphologiques (e.g. terrasses alluviales, cordons morainiques ou réseaux de drainage) et en les datant. L'identification et la mesure de décalages peuvent se faire en combinant l'analyse d'images satellitaires et de modèles numériques de terrain avec les observations faites sur le terrain. Les méthodes de datation des marqueurs décalés sont diverses (cf. Chapitre II). Pour les failles décrochantes, les décalages sont généralement bien contraints car leur mesure est relativement simple. Les âges qui sont attribués aux décalages sont plus difficiles à déterminer et peuvent donner lieu à des controverses. Ainsi, pour les âges des bords d'incision de surface alluviale, décalés par les failles, de nombreuses discussions portent sur le choix de la surface (inférieure ou supérieure) à échantillonner pour déterminer l'âge d'initiation du décalage de la bordure d'incision (e.g. Mériaux et al., 2004 et 2005 ; Cowgill, 2007). La méthodologie utilisée pour déterminer la vitesse de glissement d'une faille à partir d'observations géologiques court-terme et les discussions à propos du choix des âges de surface seront détaillées dans le chapitre II.

Les vitesses obtenues à partir d'observations géologiques long-terme sont mesurées à partir des décalages d'objets géologiques datés (e.g. coulées de lave ou unités sédimentaires) et sont moyennées sur plusieurs centaines de milliers d'années à plusieurs millions d'années. Le décalage géologique fini est déterminé en combinant l'analyse de l'imagerie satellitaire, de cartes géologiques et de données topographiques. Ce décalage est généralement bien contraint puisqu'il concerne des unités bien antérieures à l'initiation du mouvement sur la faille. Le décalage est cependant difficile à évaluer dans le cas où les structures décalées sont obliques à la direction de la faille. Le problème se pose pour contraindre l'âge d'initiation de la déformation sur la faille car celui-ci est souvent difficile à déterminer. La datation de l'unité géologique permet seulement de donner une valeur maximale pour l'âge du décalage car si la déformation a débuté bien après la mise en place de cette unité, son âge peut être très éloigné de l'âge d'initiation de l'activité de la faille. L'initiation du mouvement sur la faille peut être corrélée à l'initiation de la déformation dans la zone d'étude et nécessite donc de bien connaître l'histoire géologique et tectonique régionale. Par ailleurs, certains auteurs utilisent le décalage géologique fini et la vitesse de glissement actuelle obtenue à partir d'observations géologiques court-terme ou géodésiques pour calculer un âge d'initiation (e.g. Allen et al.,

2004). Dans ce cas, il est fait l'hypothèse qu'il n'y a pas de variations importantes de la vitesse de glissement au cours du temps, ce qui reste discutable.

Les discussions menées dans les paragraphes précédents montrent qu'il est donc indispensable de disposer d'une description cinématique sur plusieurs intervalles de temps pour étudier le fonctionnement des failles actives et la distribution de la déformation. Pour cela, il est nécessaire de déterminer les vitesses de glissement à partir d'observations géologiques long-terme et court-terme et à partir d'observations géodésiques, afin de mettre en évidence d'éventuelles variations de la vitesse de chargement des failles et modéliser l'accumulation de la déformation sur le long-terme. Nous avons choisi de mener ces études cinématiques dans le centre et l'est de l'Iran, où de grands décrochements dextres sont présents et peuvent être à l'origine de séismes destructeurs comme ce fut le cas à Bam en 2003. Dans cette région, des observations géodésiques sont disponibles et donnent accès à des vitesses déduites de l'analyse d'un réseau GPS à large maille (Vernant et al., 2004), mais les vitesses géologiques sont mal contraintes.

L'objectif principal de ce travail est donc d'établir la cinématique des grands décrochements situés dans cette partie de l'Iran, où les conditions d'affleurement sont exceptionnelles et les décalages géologiques totaux correctement estimés.

L'analyse de l'imagerie satellitaire haute résolution SPOT 5 (avec un pixel de 2.5 m) et très haute résolution Quickbird (avec un pixel de 60 cm) a été utilisée pour identifier les sites appropriés et mesurer le décalage de marqueurs géomorphologiques. Ces décalages ont ensuite été datés par mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques (^{10}Be, ^{26}Al et ^{36}Cl) et par luminescence stimulée optiquement (OSL) afin de fixer, sur chaque système de failles, la vitesse de glissement sur une période moyennant plusieurs cycles sismiques. Ces données sont essentielles pour tester les compatibilités et/ou incompatibilités entre déformation finie, obtenue par les décalages géologiques, et déformation instantanée, telle qu'imagée par le réseau GPS Global Iran (Vernant et al., 2004).

Cette thèse a été réalisée au sein de l'Institut des sciences de la terre de Paris (ISTeP). , Au cours de ce travail, trois missions sur le terrain ont été effectuées en collaboration avec le Geological Survey of Iran. Ces missions ont permis de collecter 161 échantillons de roches dont j'ai effectué la préparation et les analyses, en vue de datations cosmogéniques, au

CEREGE à Aix-en-Provence. Ces analyses ont représenté plus de 5 mois de travail analytique, réparti sur plusieurs séjours. 23 échantillons de sédiments à grains fins ont également été échantillonnés en vue de datations OSL et ont été traités par M. Fattahi au Sheffield Centre for International Dryland research luminescence laboratory (GB).

Le premier chapitre comprend une synthèse bibliographique de l'histoire et du cadre géodynamiques de l'Iran. Les données GPS et les observations utilisées pour déterminer la vitesse de glissement des failles actives y sont résumés. Un article, publié à Tectonics, présente le modèle cinématique que nous avons élaboré pour les failles du centre et de l'est de l'Iran, en faisant l'hypothèse que les marqueurs décalés soient d'âge holocène. Le second chapitre est consacré à la présentation des méthodes utilisées au cours de ce travail pour déterminer la vitesse de glissement d'une faille moyennée sur plusieurs cycles sismiques et tester le modèle publié à Tectonics. Le chapitre III présente les résultats des travaux menés sur deux failles de l'Iran central, les failles d'Anar et de Deshir, afin de quantifier leurs vitesses de glissement et les comparer à celles établies dans le modèle publié à Tectonics. Ces résultats, concernant l'étude géomorphologique et les datations par les isotopes cosmogéniques (^{10}Be et ^{36}Cl) et par OSL, sont présentés sous forme de deux articles, l'un publié à GJI pour la faille d'Anar et l'autre en préparation pour la faille Deshir. Enfin, dans le quatrième chapitre une discussion est proposée sur les résultats obtenus lors de ce travail.

Chapitre I :

Contexte géodynamique

et zone d’étude

Chapitre 1 Contexte géodynamique et zone d'étude

1. Contexte géodynamique

L'Iran est une vaste région située au sein de la zone de convergence entre la plaque Arabie et la plaque Eurasie. Cette région est constituée de différentes zones où les déformations s'expriment sous forme de chaînes montagneuses (Alborz, Kopet Dagh, Zagros) ou le long de grands décrochements (e.g. Iran central et oriental) (Figure I.1).

1.1 Morphologie générale et cadre géologique régional

D'un point de vue morphologique, une grande partie du centre de l'Iran est caractérisée par un vaste plateau d'environ 1500 m d'altitude. Ce plateau est bordé par les dépressions du Lut à l'Est et du Kavir au nord-est et par des chaînes de montagnes au nord (Kopet Dagh, Alborz, Talesh) et au Sud-ouest (Zagros). Les deux profils de la figure I.2 illustrent la différence de topographie entre l'est et l'ouest de l'Iran. Au nord-ouest, la chaîne de l'Alborz est le massif le plus élevé du pays avec un point culminant à 5663 m d'altitude au sommet du volcan de Damavand. Un plateau s'élève à environ 1000 m d'altitude entre le massif de l'Alborz et l'arc magmatique d'Urumieh Dokthar, qui atteint presque 3000 m d'altitude. Au sud de l'arc magmatique d'Urumieh Dokthar, le plateau iranien s'élève à environ 1500 m d'altitude. Entre le plateau iranien et la chaîne du Zagros se trouve la zone de suture du MZT (Main Zagros Thrust). Au sud, le Zagros forme une ceinture de plis et de chevauchements avec un point culminant, le Zard Kuh, à 4547 m d'altitude. La partie Nord-est de la chaîne, appelée Haut Zagros, représente la zone structurale interne où de nombreux sommets excèdent 3000 m d'altitude (e.g. Berberian, 1995). La zone structurale externe du Zagros, appelée Zagros plissé ou « simply folded belt » dans la littérature anglo-saxonne, est caractérisée par de larges plis. Son altitude moyenne (500-1000 m) est plus faible que celle du Haut Zagros (Berberian, 1995 ; Mouthereau et al., 2006) (Figure I.2 a). Le Zagros est également divisé en plusieurs provinces structurales selon des critères morphologiques et stratigraphiques, avec du nord-

ouest au sud-est : la zone de Kirkuk, l'arc du Lorestan, la zone du Dezful et l'arc du Fars (Stöcklin, 1968 ; Falcon, 1974, Figure I.1)). Le bassin d'avant-pays de la chaîne est marqué par la plaine de Mésopotamie et le Golfe Persique, dont la profondeur atteint à peine 100 m.

L'est de l'Iran est constitué d'un ensemble de chaînes montagneuses, telles que le Kopet Dagh dans le nord-est qui atteint près de 3000 m d'altitude et la région du Sistan, d'altitude moyenne de 2000 m. Ces chaînons montagneux sont bordés par les plaines et plateaux des pays frontaliers (Turkménistan, Afghanistan et Pakistan) à l'est et par la dépression formée par le désert du Lut à l'ouest dont l'altitude moyenne n'atteint pas 500 m. Le désert du Lut est limité à l'est et au sud par des chaînes de montagne (e.g au SE, les montagnes de Jebal Barez qui atteignent 3400 m d'altitude). Au sud de ces montagnes s'étend la dépression de Jazmurian sur environ 100 km de large puis le Makran (Figure I.2). La région du Makran est constituée de chaînons montagneux représentant un prisme d'accrétion émergé qui résulte de la subduction, vers le nord-ouest et à faible pendage, de la croûte océanique de la plaque Arabie sous la marge iranienne. Ces chaînons culminent à 2000 m. Au sud, la fosse de subduction située dans le golfe d'Oman atteint jusqu'à 3300 m de profondeur (Figure I.1 et I.2).

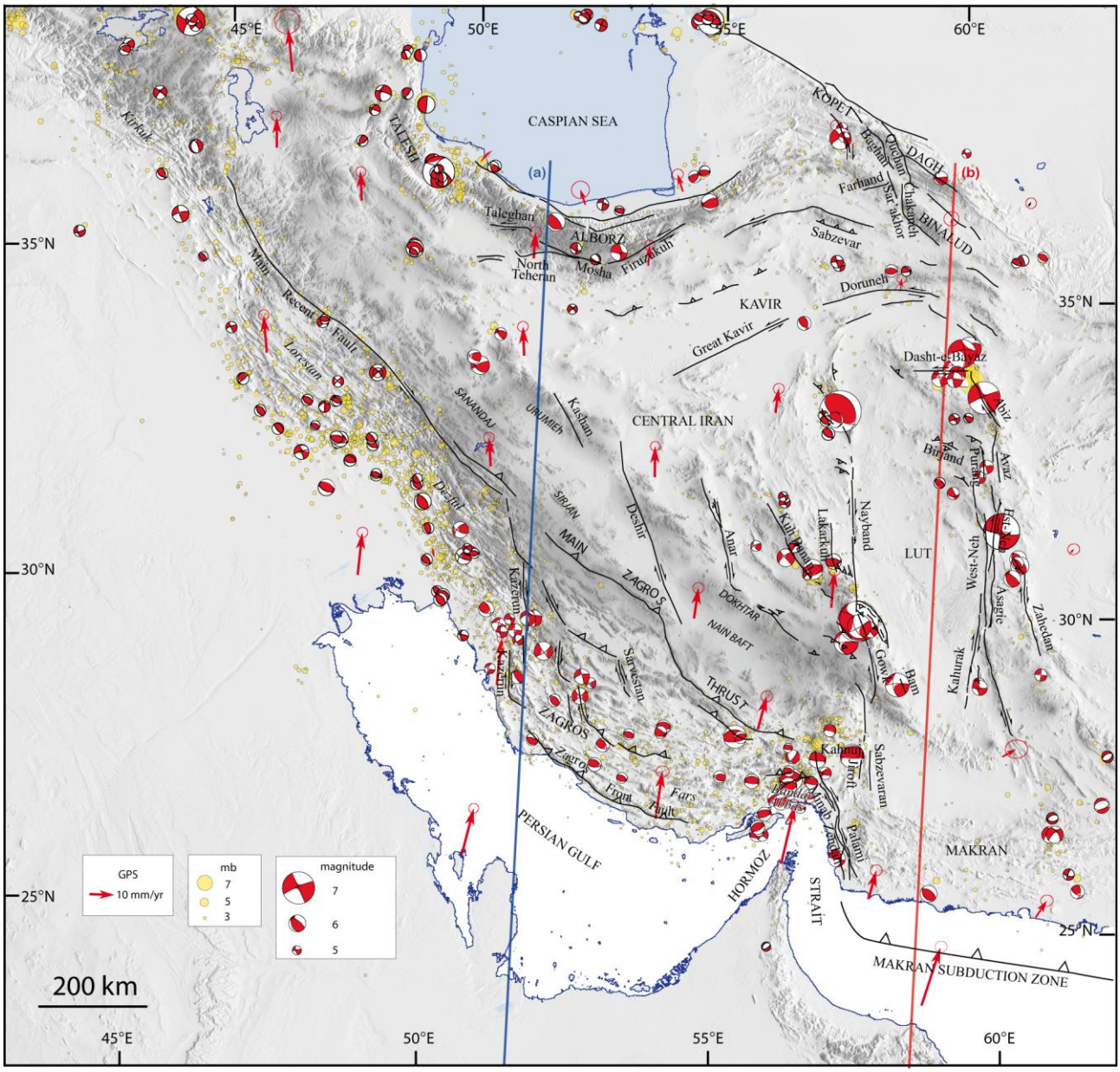


Figure I.1: Carte sismotectonique simplifiée de l'Iran. Les principales failles actives sont représentées en noir. Les flèches rouges correspondent aux vitesses GPS déterminées par rapport à l'Eurasie stable (Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007). Les cercles jaunes indiquent la sismicité, fournie par le National Earthquake Information Center Catalogue, pour la période 1973-2007. Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude > 5 depuis 1976, proviennent du Harvard Centroid Moment Tensor Catalogue. Les traits de coupe (a) et (b) indiquent la position respective des profils topographiques de la figure I.2. (fond topographique SRTM).

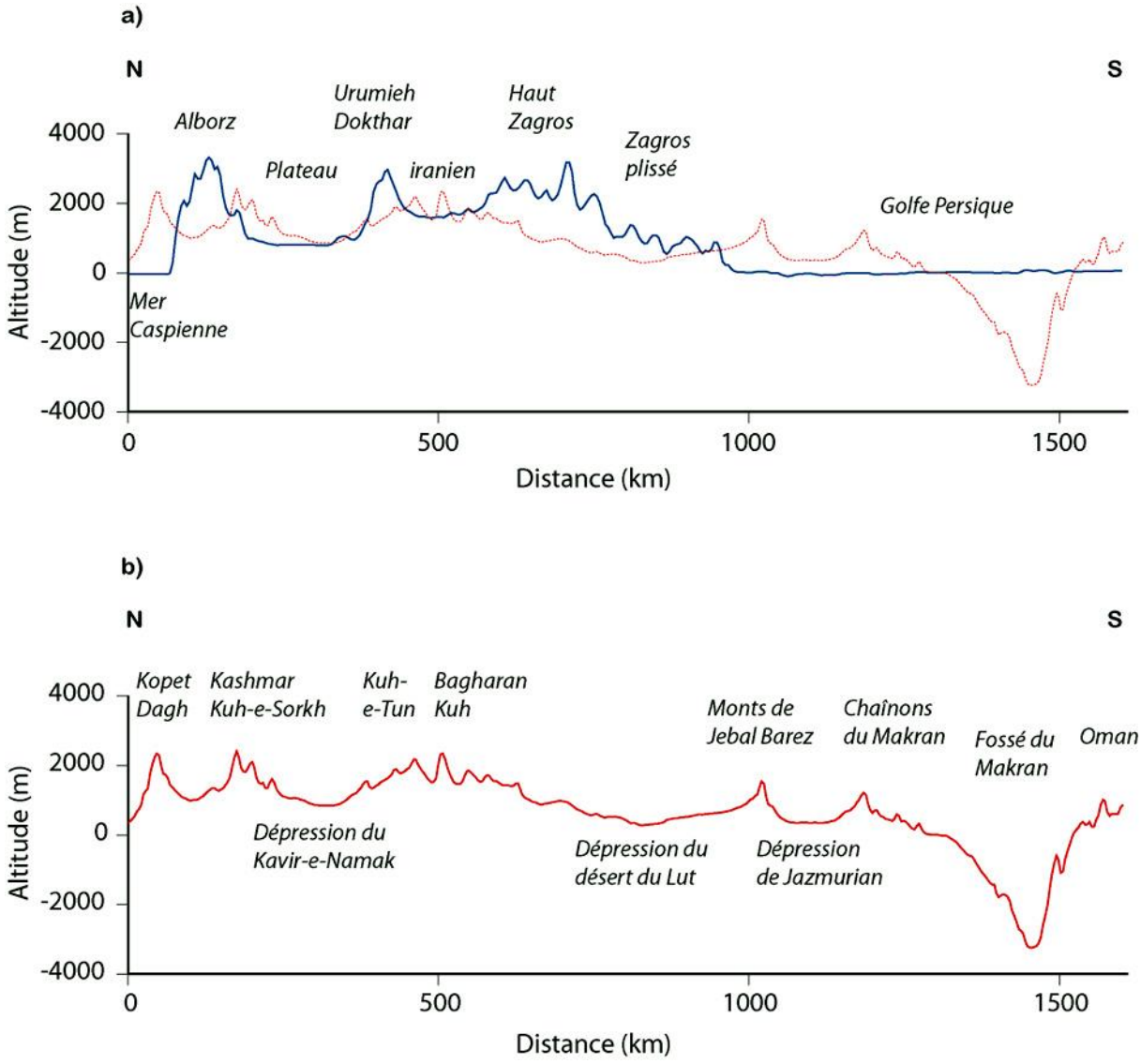


Figure I.2: Profils topographiques NNE-SSW d'après les données SRTM et GMRT (Geomapap), situés dans l'ouest (a) et dans l'est (b) de l'Iran (exagération verticale x56). Le profil Est est reporté en pointillés sur le profil Ouest.

La structuration du domaine iranien résulte d'une histoire tectonique longue et complexe, liée à l'évolution de la Téthys (e.g. Barrier & Vrielynck, 2008). L'océan Paléotéthys s'est ouvert au Paléozoique inférieur, séparant le Gondwana oriental de la Sibérie au sud et du sud-est asiatique au nord (Stampfli et Borel, 2002). Entre le Permien et

le Trias, l'ouverture d'un nouvel océan, la Néotéthys, séparant les microcontinents au nord de la marge arabique, a entraîné la subduction de la Paléotéthys au nord sous l'Eurasie (figure I.3). La fermeture de l'océan Paléothéthys est associée à des lambeaux d'ophiolites mis en place lors de l'assemblage de l'Iran Central, du bloc du Lut et du bloc Afghan vers la fin du Paléozoïque et lors de leur collision avec l'Eurasie au niveau des chaînes du Caucase, de l'Alborz et du Kopet Dagh au début du Jurassique (e.g., Berberian et Berberian, 1981 ; Berberian & King, 1981). Vers le milieu du Jurassique, l'océan Néotéthys commence à subducter sous la zone de Sanandaj Sirjan et le bloc du Lut (e.g. Agard et al., 2006). La fermeture fin Crétacé - début Paléogène de plusieurs domaines océaniques néothethysiens correspond à la mise en place de sutures plus récentes et plus continues : Nain Baft entre Sanandaj-Sirjan et le Sud de l'Iran Central, Sabzevar entre le Nord de l'Iran Central et l'Eurasie, Sistan entre le bloc du Lut et le bloc Afghan (e.g. Stöcklin, 1968). L'arc magmatique d'Urumieh Doktar, d'affinité calco-alcaline et d'âge Eo-Oligocène qui intrude la suture de Nain Baft est associé à la subduction de l'océan Néotéthys sous l'Iran (e.g., Berberian et Berberian, 1981; Agard et al, 2005). Un autre épisode magmatique plus récent, de nature plus alcaline, affecte le Plateau et est marqué par de petits volcans plio-quaternaires dont les édifices sont bien préservés dans la région d'Anar (Omrani et al, 2008).

La subduction de la Néotéthys est encore active au niveau du Makran, à l'est du détroit d'Hormuz. A l'ouest, la collision est effective depuis la suturation du Main Zagros Thrust (MZT), il y a environ 35 Ma (e.g., Agard et al., 2005). En effet, dans le nord-est du Zagros, entre 35 et 25-23 Ma, la zone de Sanandaj Sirjan, prisme d'accrétion éocène de la marge iranienne, chevauche les ophiolites qui avaient été obductées sur la marge arabique au crétacé supérieur (Agard et al., 2005, figure I.3c)). Ce contact est scellé par une discordance oligo-miocène. Cette collision entre les microblocs préalablement accrétés à l'Eurasie et la marge Arabe est associée à la surrection du Plateau iranien et à la formation de la chaîne du Zagros. Par ailleurs, la présence de calcaires récifaux oligo-miocènes, sur le Plateau (formation de Qom) et dans le Zagros (formation Asmari-Jahrom), indique que l'essentiel de la région se trouvait submergé par la mer au début du Miocène. L'essentiel de la topographie régionale s'est donc édifié bien après la suturation du MZT au cours des 20 derniers millions d'années. Les mécanismes responsables et le calendrier précis de la

construction des reliefs restent toutefois mal connus. L'initiation de la formation du relief a longtemps été supposée fini Miocène – début Pliocène. En effet, cette période est marquée par la discordance de la formation conglomératique syn-orogénique Bakhtiari, d'âge supposé plio-quaternaire (James & Wind, 1965), sur la formation Agha-Jari. De plus, elle correspond à une augmentation du taux de raccourcissement associé au plissement dans le Zagros (e.g. Falcon et al., 1974). Enfin, cet événement s'accorderait à une période de réorganisation globale de l'accommodation de la déformation régionale à l'échelle du Moyen Orient à 5 ± 2 Ma (Allen et al., 2004). Une réorganisation de la déformation à ~ 5 ± 2 Ma est également mentionnée par certains auteurs pour les failles Est et Nord Anatolienne, le bassin Sud Caspien, le Kopet Dagh et l'Alborz (Barka et al., 2000 ; Westaway and Arger, 2001 ; Devlin et al., 1999 ; Lyberis & Manby, 1999 ; Axen et al., 2001).

Pour de nombreux d'auteurs, les contraintes temporelles de ce changement dans la déformation reposent essentiellement sur l'âge de la formation Bakhtiari, discordante sur les dépôts antérieurs. L'âge de la base de cette formation a été initialement estimé autour de 5 Ma (James & Wind, 1965), même si aucun fossile n'a permis de la dater. Cet âge est cependant très discuté. Ainsi, des études récentes remettent en question l'âge d'initiation de la déformation dans le Zagros et ainsi l'édification de la topographie, estimée à 5 ± 2 Ma. Des données de magnétostratigraphie, obtenues dans le Lorestan, permettent de dater le début du plissement au front de la chaîne entre 8.1 et 7.2 Ma (Homke et al. 2004). Une étude similaire dans les parties plus internes du Zagros suggère que le plissement aurait commencé plus tôt, vers 11Ma (Emami 2008). Enfin, des études magnétostratigraphiques très récentes, menées dans le Fars, conduisent à un âge de 14-15 Ma pour la base de la formation Bakhtiari et ainsi pour l'initiation de la déformation dans cette région (Khadivi et al., 2009). La formation Bakhtiari est donc diachrone dans le Zagros et plus vieille que ce que l'on croyait initialement. La formation du relief dans le Zagros et dans le plateau iranien se serait donc plutôt initiée vers ~15 Ma et non vers ~ 5 Ma comme cela a longtemps été admis.

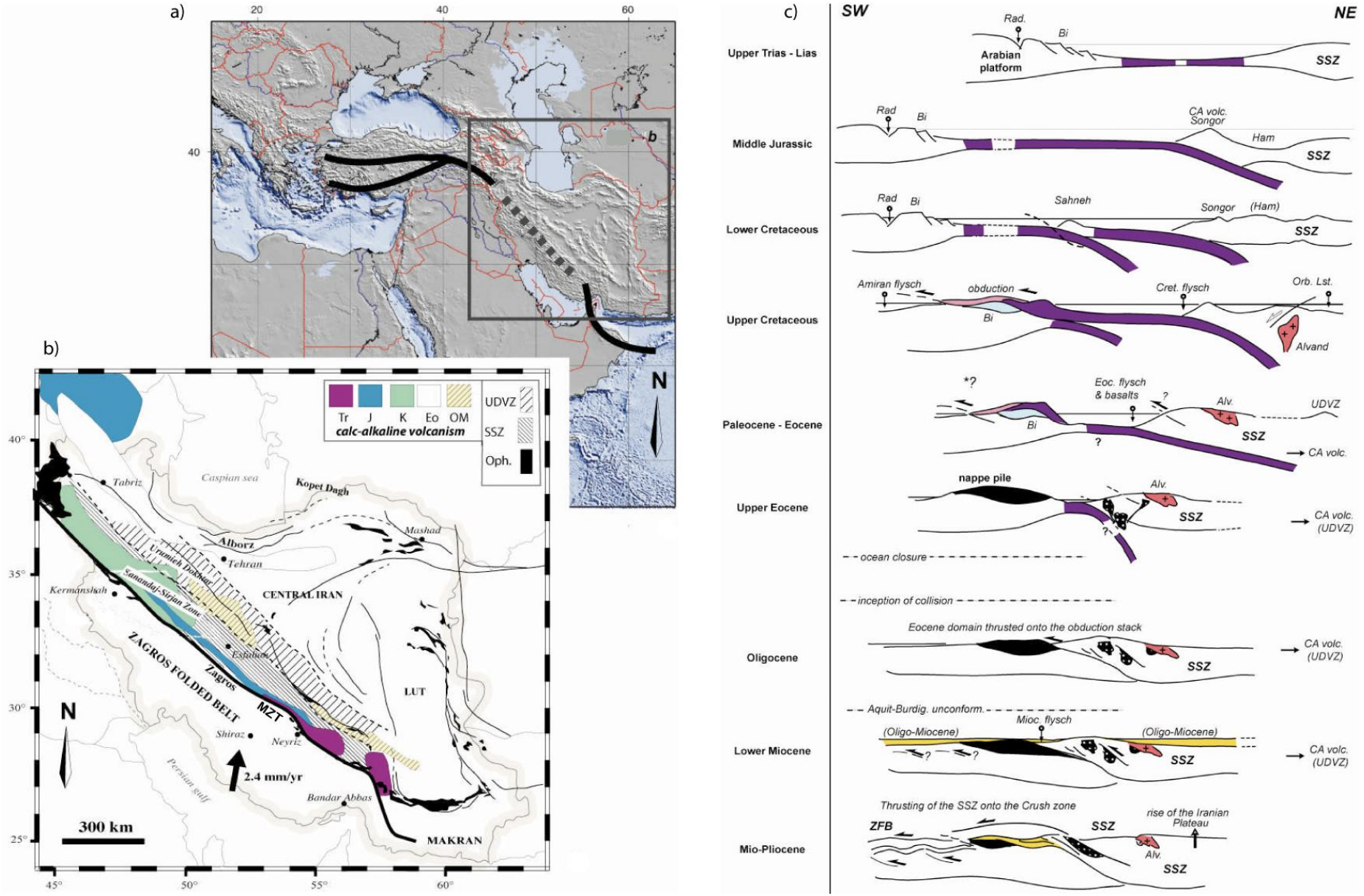

a)
20
40
60
40
b
N
b)
Tr J K Eo OM
calc-alkaline volcanism
UDVZ
SSZ
Oph.
Caspian sea
Kopet Dagh
Tabriz
Alborz
Mashad
Tehran
Uramieh Dokhtar
Sanandaj-Sirjan Zone
Kermanshah
CENTRAL IRAN
ZAGROS FOLDED BELT
Zagros
MZT
Esfahan
LUT
Shiraz
Neyriz
2.4 mm/yr
Persian gulf
Bandar Abbas
MAKRAN
300 km
N
40°
35°
30°
25°
45°
50°
55°
60°
c)
SW
NE
Upper Trias - Lias
Rad.
Bi
Arabian platform
SSZ
Middle Jurassic
Rad
Bi
CA volc.
Songor
Ham
SSZ
Lower Cretaceous
Rad
Bi
Sahneh
Songor
(Ham)
SSZ
Upper Cretaceous
Amiran flysch
obduction
Bi
Cret. flysch
Orb. Lst.
Alvand
Paleocene - Eocene
*?
Eoc. flysch & basalts
?
Alv.
UDVZ
Bi
SSZ
CA volc.
Upper Eocene
nappe pile
Alv.
SSZ
CA volc.
(UDVZ)
ocean closure
inception of collision
Oligocene
Eocene domain thrusted onto the obduction stack
CA volc.
(UDVZ)
SSZ
Aquit-Burdig. unconform.
Lower Miocene
Mioc. flysch
(Oligo-Miocene)
(Oligo-Miocene)
CA volc.
(UDVZ)
SSZ
Mio-Pliocene
Thrusting of the SSZ onto the Crush zone
ZFB
SSZ
rise of the Iranian Plateau
Alv.
SSZ

Figure I.3 : a) Carte topographique simplifiée depuis la mer Egée jusqu'au Makran, d'après Agard et al ., (2005). Le cadre indique la position de la figure b. b) Carte géologique simplifiée de l'Iran, accordant une importance particulière la zone interne du Zagros. La zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ) et l'arc magmatique d'Urumieh-Dokhtar (UDVZ) sont indiqués. La distribution spatiale du magmatisme calco-alcalin est indiquée à travers le temps (Tr: Trias; J:Jurassique; K: Crétacé; Eo: Paleocène-Eocène; OM: Oligo-Miocène). Les ophiolites (Oph), en noir, affleurent en 2 endroits (Kermanshah and Neyriz) au SW de la Main Zagros thrust (MZT). c) Représentation en coupe de l'évolution géodynamique de la convergence entre l'Arabie et l'Iran (Eurasie)s, d'après Agard et al., (2005).

La transition entre la zone de collision du Zagros et la zone de subduction du Makran se fait au niveau de la syntaxe de Bandar Abbas. Elle est marquée par des changements structuraux de part et d'autre de cette zone de transition (Molinaro et al., 2004). Ainsi les larges plis du Zagros à l'ouest sont découplés du socle arabique sur des évaporites précambriennes d'Hormuz à 8 km de profondeur, tandis qu'à l'est des plis plus étroits et plus longs semblent glisser par friction le long d'un décollement à seulement 6 km de profondeur. Il a été proposé que ce niveau de décollement corresponde à la partie supérieure érodée des nappes d'ophiolites d'Oman associées à l'obduction de l'océan Néotéthys sur la marge de l'Arabie (Molinaro et al., 2004).

1.2 Cinématique actuelle et sismicité régionale

Actuellement, la déformation en Iran, résultant de la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie, est d'environ 26 mm/an à 60°E d'après les modèles cinématiques globaux (e.g. Sella et al, 2002). Des mesures GPS caractérisant le champ de déplacement actuel de l'Iran sur 2 ans (Vernant et al., 2004) et sur 6 ans (Masson et al., 2007), indiquent que la convergence est accommodée de manière différente dans les parties est et ouest de l'Iran (Figure I.1 et I.4). À l'est de 58°E, une grande partie de la convergence est accommodée au niveau de la zone de subduction du Makran à un taux d'environ 19.5 ± 2 mm/an et le reste au niveau de la chaîne de montagne du Kopet Dagh à 6.5 ± 2 mm/an. À l'ouest, la convergence est absorbée dans les chaînes de collision du Zagros et de l'Alborz avec des vitesses de raccourcissement Nord-Sud respectives de 6.5 ± 2 mm/an et 8 ± 2 mm/an (Vernant et al., 2004). Le plateau d'Iran Central, situé entre ces deux domaines, est généralement considéré comme rigide du fait de sa faible sismicité et des données GPS suggérant une déformation interne limitée (inférieure à 2 mm/an, Vernant et al., 2004) (Figure I.1 et I.4). Le mouvement différentiel entre le domaine en collision à l'Ouest et celui en subduction à l'Est correspond à un cisaillement dextre d'environ, 16 mm/an de part et d'autre du désert du Lut, bloc asismique et supposé rigide.

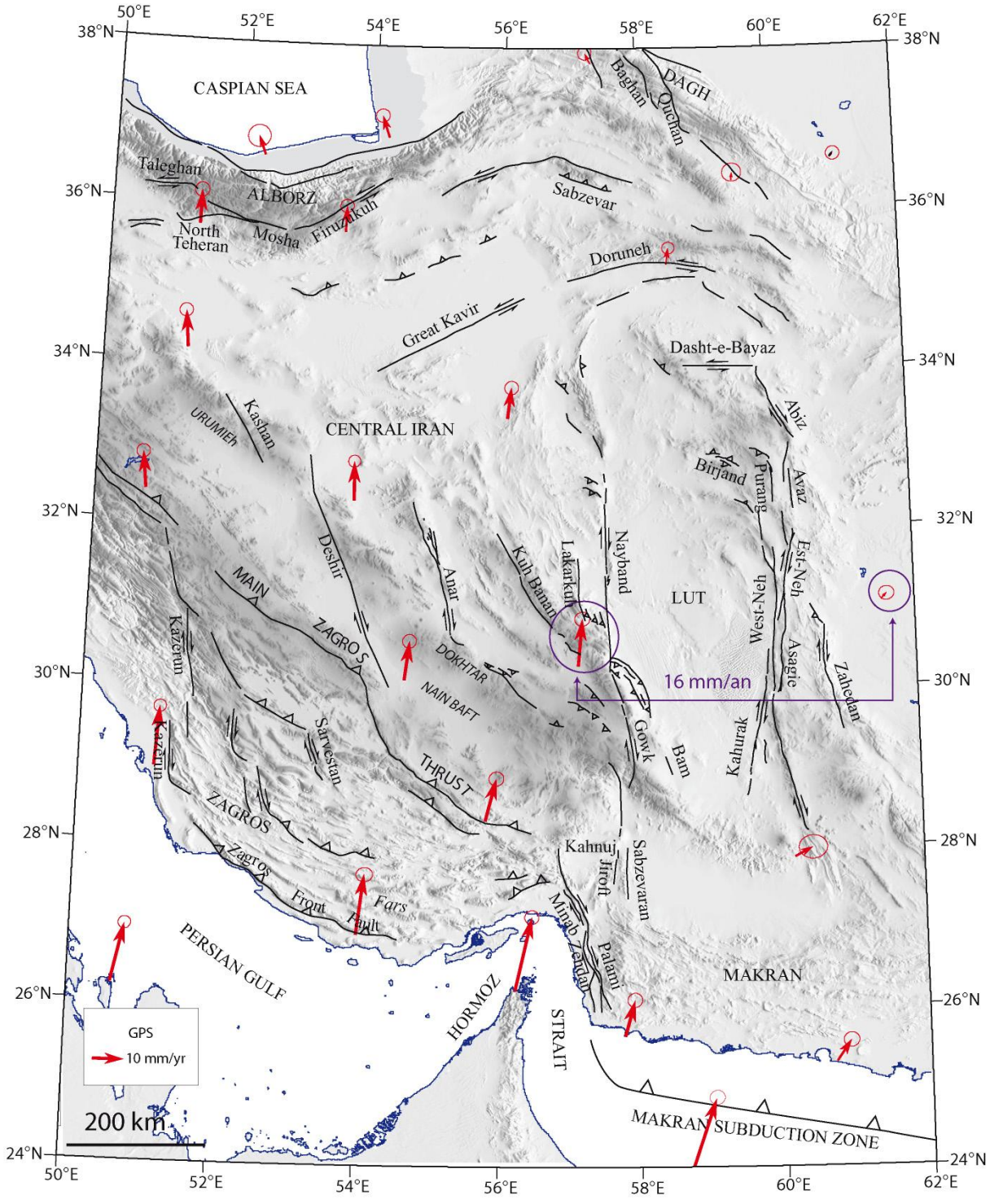


Figure I.4: Carte simplifiée de la tectonique de l'est de l'Iran. Les vitesses GPS déterminées par rapport à l'Eurasie stable (flèches rouges, Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007). Le fond topographique a été réalisé d'après les données SRTM et les couleurs gris clair et gris foncé sont respectivement équivalentes à des altitudes de 0 à 1500 m et 2000-5000 m.

L'Iran est ainsi découpé par de grandes failles actives décrochantes et chevauchantes qui accommodent les déformations. Les cartes de distribution des séismes historiques, sur les derniers 5000 ans (Ambraseys & Melville, 1982) et instrumentaux, depuis quarante ans (Engdhal et al., 1998) indiquent une concentration d'évènements dans les chaînes de collision du Zagros au Sud, et de l'Alborz au Nord ainsi que le long des grandes failles décrochantes situées de part et d'autre du Dasht-e-Lut, alors que le Plateau Iranien et l'intérieur du Lut semblent asismiques (Figure I.5 et I.6).

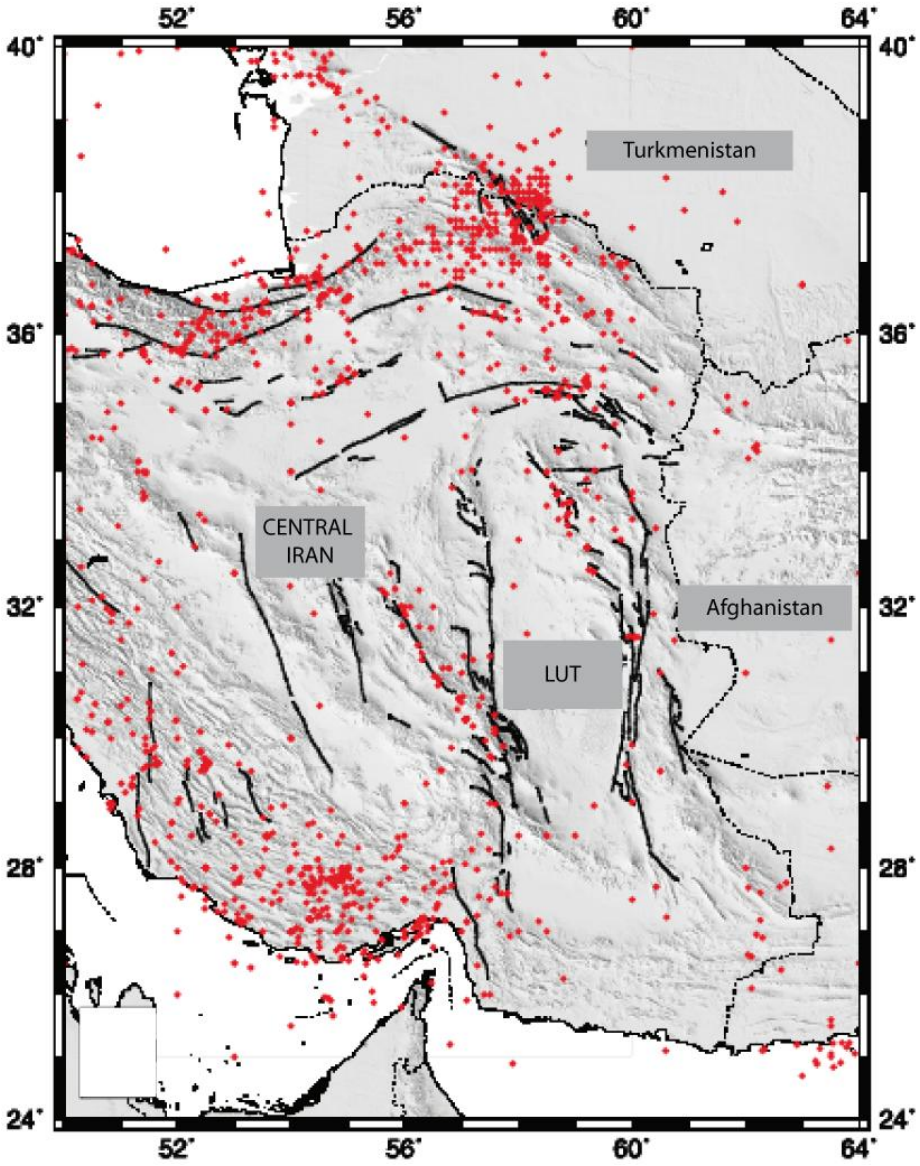


Figure I.5: Carte simplifiée des principales failles actives de l'est de l'Iran, d'après Walker 2006. La sismicité historique (période de 3000 B.C à 1962 A.D. ; Ambraseys & Melville, 1982) est représentée en rouge.

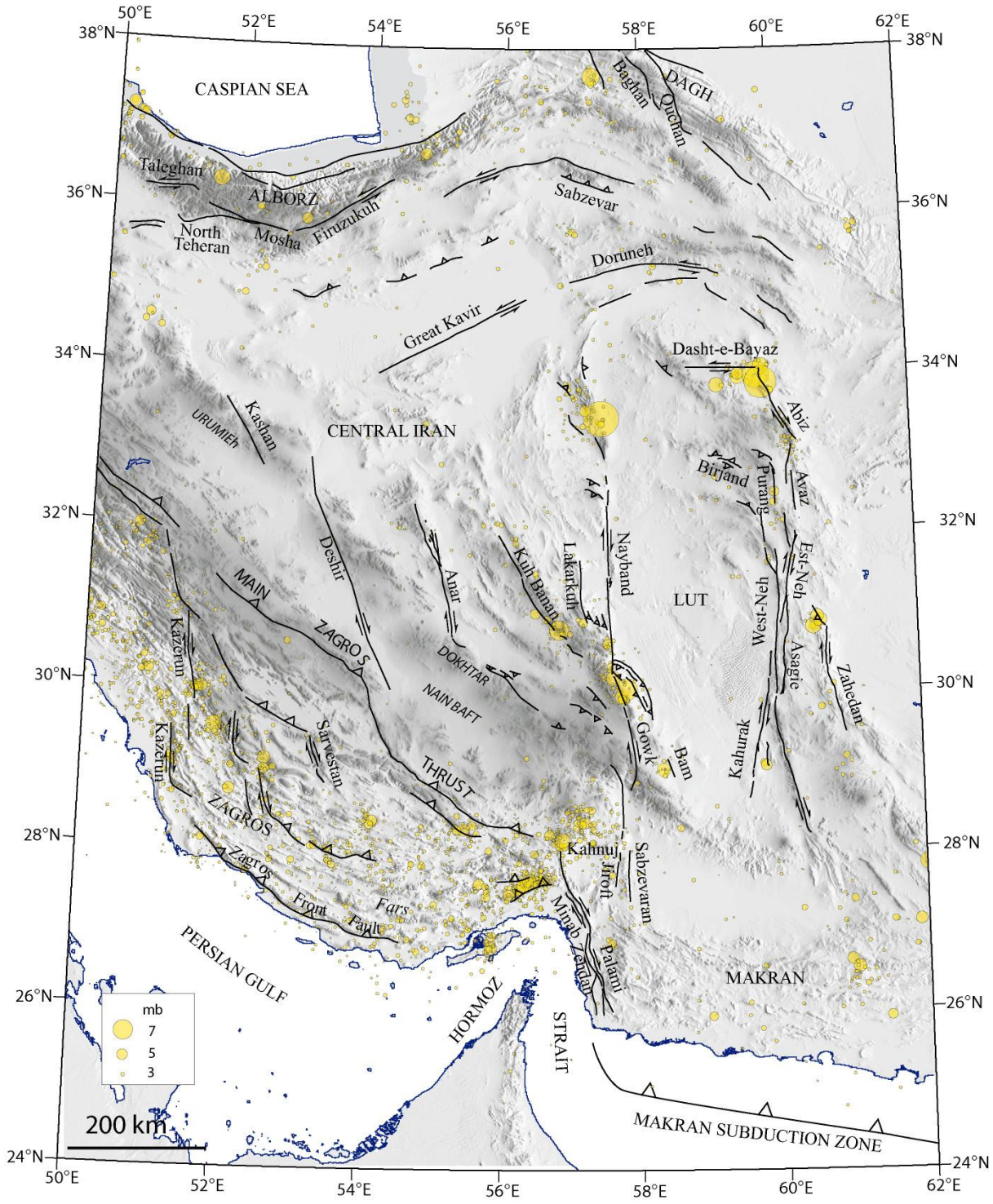


Figure I.6: Carte simplifiée des principales failles actives de l'est de l'Iran. La sismicité (en jaune) est fournie par le National Earthquake Information Center Catalogue, pour la période 1973-2007.

Les mécanismes au foyer des évènements de magnitude > 5 montrent un raccourcissement distribué au niveau du Zagros, du Détroit d'Hormuz et de l'Alborz (Figure I.7). Au niveau du Zagros, quelques mécanismes au foyer décrochants sont associés à des zones de décrochement plus ou moins étroites comme les failles de Kazerun et de la Main Recent Fault, situées à l'ouest du Fars.

Des mécanismes décrochants sont également observés le long des décrochements bordiers du Lut : les failles de Nayband et Gowk à l'ouest et les failles du Sistan à l'est. Certains mécanismes décrocho-chevauchants, parfois localisés sur des failles secondaires en terminaison des grands décrochements, sont associés à une tectonique probablement transpressive. Ainsi, plusieurs séismes destructeurs ont eu lieu le long de la faille de Gowk en 1981 (Golbaf Mw 6.6 et Sirch Mw 7.1 Berberian et al., 1984), en 1989 (South Golbaf, mb 5.6, Berberian & Qorashi, 1994) et en 1998 (Fandoqa Mw 6.6, Berberian et al., 2001). Les mécanismes au foyer de ces séismes, tous situés dans le nord de la faille de Gowk, suggèrent une convergence oblique qui serait partitionnée en un mouvement pur décrochant dextre, accommodé par la faille de Gowk et une composante inverse, prise en compte par des chevauchements et des plis parallèles au décrochement (pli de Shahdad au NE ; Berberian et al., 2001, Walker and Jackson 2002, Fielding et al., 2004). À l'ouest de la faille de Gowk, le séisme de Dahuiyeh s'est produit en 2005 sur une faille inverse en terminaison du décrochement de Kuh Banan (Talebian et al., 2006). En 2003, la faille de Bam, située au sud-est de la faille de Gowk, a produit un séisme décrochant de Mw 6.6 (e.g Berberian 2005, Jackson et al. 2006). Au nord de la faille de Gowk, la faille de Nayband n'est associée à aucun séisme instrumental ou historique, mais présente tout de même des décalages quaternaires attestant de son activité (Walker and Jackson 2002). Plus au nord, le tremblement de terre de Tabas Ms 7.7 a eu lieu sur le chevauchement de Tabas, au voisinage de la terminaison nord de la faille de Nayband (Berberian 1979).

À l'Est du Lut, peu de tremblements terre sont répertoriés sur les failles décrochantes du Sistan. Au niveau de la terminaison nord de la faille de Zahedan, faille la plus à l'Est du Sistan, une séquence de quatre séismes, de magnitudes Ms comprises entre 5.5 et 6.1, a eu lieu au niveau de Sefidabeh, en février 1994 sur un chevauchement « aveugle » (Berberian et al., 2000).

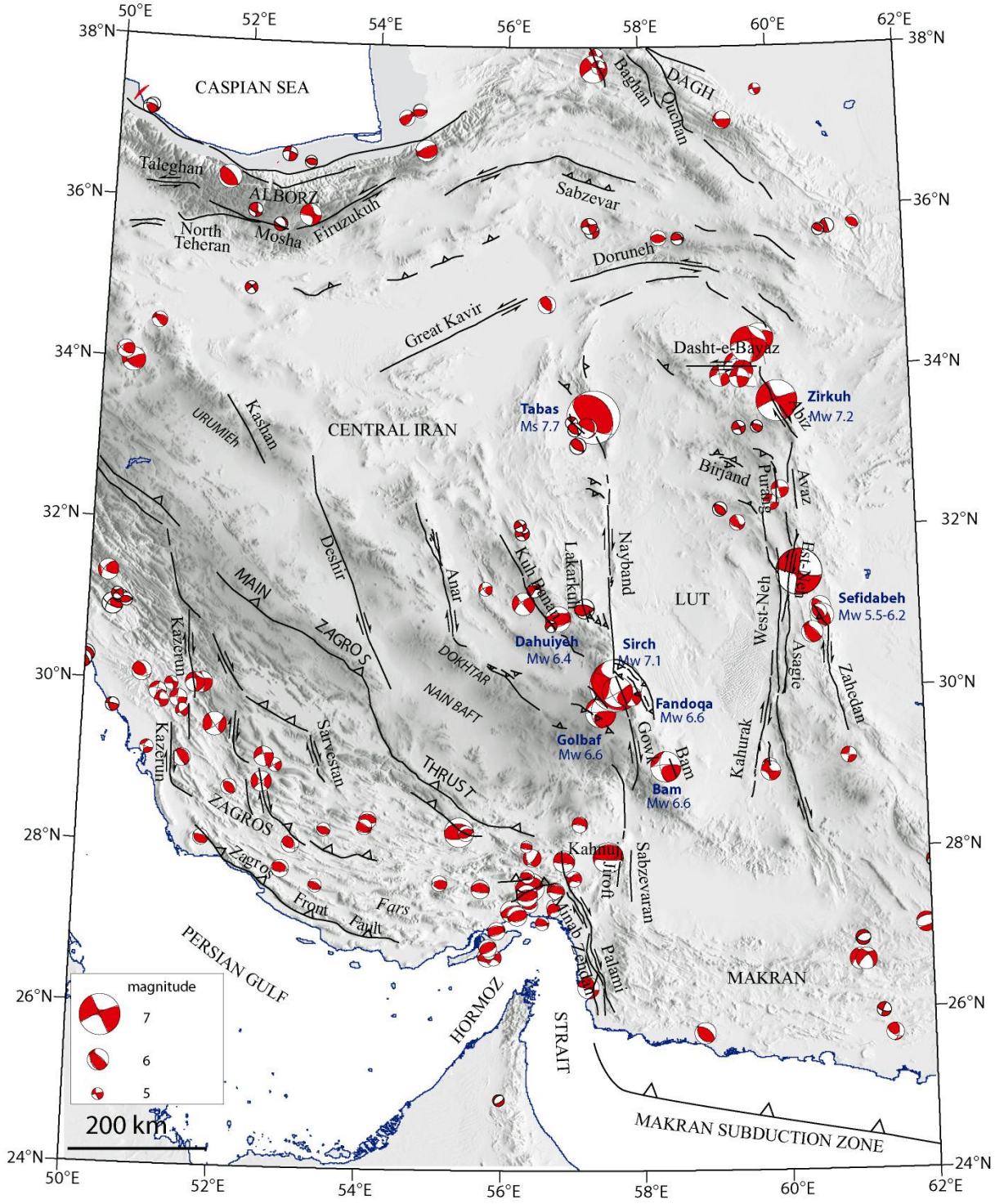


Figure I.7 : Carte sismotectonique simplifiée de l'Est de l'Iran. Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude > 5 depuis 1976, proviennent du Harvard Centroid Moment Tensor Catalogue.

Plus au nord, le séisme de Zirkuh (Mw 7.2) en 1997 s'est produit sur la faille décrochante dextre d'Abiz. Certains segments de cette faille ont déjà produit des séismes importants en 1936 (Ms 6.0) et 1979 (Ms 6.6) (Berberian et al., 1999). En revanche, aucun séisme historique ou instrumental n'est associé aux décrochements qui découpent le plateau de l'Iran central.

La répartition de la sismicité historique permet de mettre en évidence les failles dont l'activité est cataloguée depuis 5000 ans. Cependant, certaines régions ont également pu subir des séismes importants qui sont passés inaperçus et n'ont pas été répertoriés. De plus, les temps de récurrence entre deux tremblements de terre sur une faille peuvent être très long, jusqu'à plusieurs milliers d'années et ces séismes n'auraient donc pas été enregistrés dans les catalogues de sismicité historique ou instrumentale. Dans de nombreuses régions d'Iran, les déformations produites sur les failles en surface sont bien préservées du fait d'un climat aride, d'une couverture végétale peu importante et d'une érosion limitée. L'étude de la morphologie de ces failles permet d'appréhender l'aléa sismique qu'elles représentent et d'évaluer leur contribution à la déformation régionale.

Plusieurs études ciblant certaines grandes failles actives d'Iran, capables d'engendrer de forts tremblements de terre, ont déjà été menées: dans l'Ouest de l'Iran et le Zagros (Authemayou 2006, Authemayou et al. 2005, 2006, 2009), dans le Kopet Dagh ((Hollingsworth et al. 2006, Shabanian et al., 2009a et b), dans l'Alborz (e.g. Ritz et al., 2003a , 2006a ; Hollingsworth, 2007 ; Nazari 2006 ; Nazari et al., 2009), dans l'Est de l'Iran (Walker and Jackson 2004) ainsi que dans le Sud-Est de l'Iran, au niveau de la zone de transition entre le Zagros et le Makran (e.g. Regard 2003, Regard et al. 2004, 2006, Peyret et al. 2009).

2. Vitesses de glissement des failles actives en Iran

Les études menées sur les failles actives d'Iran ont permis de quantifier l'activité de failles et de déterminer leur vitesse de glissement moyennée sur la fin du quaternaire. Pour cela, des décalages de formations récentes (« quaternaires ») ont été mesurés puis datés par isotopes cosmogéniques ^{10}Be ou ^{36}Cl, ^{14}C, luminescence stimulée optiquement (OSL) ou K/Ar. Ces méthodes, qui ont été employées pour l'Iran central au cours de ce travail de thèse, seront détaillées dans le chapitre suivant. La suite de ce chapitre résume les travaux existants en tectonique active et les mesures GPS réalisées dans le but de déterminer les vitesses moyennes sur ces failles. (voir table I.1).

2.1 Zagros : Main Recent Fault et faille de Kazerun

Les études effectuées dans le Zagros sont concentrées sur la zone de transition entre la partie ouest du Zagros où la convergence est oblique et la partie est, soumise à une convergence frontale. Dans cette région, deux décrochements dextres majeurs, au voisinage desquels la sismicité est importante (figure I.1), se raccordent. En effet, la terminaison sud de la Main Recent fault (MRF) vient se brancher sur la faille de Kazerun, qui distribue vers le sud la déformation vers les failles inverses et les plis du Zagros (Authemayou et al., 2005). Ce transfert de mouvement décrochant semble se faire au niveau des terminaisons sud de chacun des trois segments de la faille de Kazerun (Authemayou et al., 2005).

Le décalage total pour la MRF est estimé à 50 km, en restaurant le réseau de drainage principal traversant la faille (Talebian et Jackson, 2002). L'ampleur du décalage du réseau hydrographique est compatible avec les décalages de lambeaux d'ophiolites d'âge crétacé (e.g. Stöcklin, 1974) et d'une unité plissée de radiolarites d'âge crétacé supérieur (Gidon et al., 1974). Ces décalages géologiques sont estimés avec moins de précision que le décalage du réseau hydrographique principal car les structures sont obliques à la MRF. En corrélant l'initiation du mouvement de la MRF avec le début de la phase majeure de raccourcissement dans le Zagros (3-5 Ma selon Falcon, 1974), Talebian

et Jackson (2002) proposent une vitesse de glissement géologique long-terme de 10 à 17 mm/an sur la faille. En utilisant un âge d'initiation compatible avec la réévaluation récente du début de la phase compressive dans le Zagros (~15 Ma, Khadivi et al., 2009) et les 50 km de décalage dextre, cette vitesse de glissement serait seulement d'environ 3.3 mm/an. Par ailleurs, non loin de la terminaison NW de la MRF, Copley et Jackson (2006) ont proposé une vitesse de glissement géologique long-terme de 2 à 5 mm/an sur la faille en refermant de 10-15 km un bassin en pull-appart dont le remplissage date du début du Pliocène et en utilisant un âge d'initiation de 3-5 Ma.

Les mesures des décalages de cônes alluviaux et de chenaux les incisant combinées à des datations utilisant l'isotope cosmogénique ^{36}Cl permettent d'obtenir une vitesse de glissement géologique court terme minimum de la MRF, moyennée sur les derniers 140 ka, comprise entre 3.5 à 12.5 mm/an (Authemayou et al., 2009). Ces vitesses géologiques court-terme sont obtenues en sommant les vitesses de glissement obtenues sur deux segments parallèles de la MRF et supposés liés en profondeur.

Le décrochement dextre à travers toute la région nord-ouest du Zagros a été estimé à partir de mesures GPS à 4-6 mm/an (Walpersdorf et al., 2006). Ces données GPS incluent les analyses des mesures du réseau Iran Global (Nilforoushan et al., 2003 ; Vernant et al., 2004), les mesures de 32 stations temporaires supplémentaires et celles de 3 stations permanentes. Ce décrochement distribué de 4-6 mm/an fournit une borne supérieure de la vitesse de la MRF. La moyenne de ces vitesses géodésiques est plus faible que celle déterminée par les observations géologiques court-terme à 3.5 à 12.5 mm/an (Authemayou et al., 2009).

Pour la faille de Kazerun, qui recoupe la chaîne du Haut-Zagros et limite l'arc du Fars, une vitesse de glissement géologique long-terme de 14.5 mm/an a été initialement estimée par Berberian (1995) en utilisant le décalage apparent de 140-150 km de deux traces chevauchantes affectant la formation Gasharan d'âge Miocène et supposées correspondre à la Main Frontal Fault (MFF). Cependant, cette estimation est certainement erronée puisque les chevauchements situés de part et d'autre de la faille de Kazerun ne sont pas deux structures identiques, initialement en continuité (Authemayou et al., 2009).

Des vitesses de glissement géologiques court-terme ont été obtenues en combinant des datations cosmogéniques au ^{36}Cl aux mesures de décalages de cônes alluviaux et de

rivières incisant ces cônes (Authemayou et al., 2009). Ces vitesses sont ainsi respectivement de 2.5 - 4 mm/an le long du segment nord de la faille de Kazerun moyennée sur les derniers 94 à 124 ka et de 1.5 - 3.5 mm/an le long de son segment central moyennée sur les derniers 22 à 60 ka. La vitesse de glissement est négligeable le long du segment sud (Authemayou et al., 2009).

Le réseau GPS local permet de déterminer un raccourcissement de 8 mm/an et un décrochement de 2-3 mm/an, à travers le Zagros central (Walpersdorf et al., 2006). De plus, des mesures GPS, issues d'un réseau plus dense situé au voisinage de la faille de Kazerun suggèrent une vitesse de glissement court-terme de 3.7 ± 0.8 mm/an le long du segment nord de la faille de Kazerun, 3.6 ± 0.6 mm/an le long de son segment central et négligeable le long du segment sud (Tavakoli et al., 2008). Les vitesses obtenues par Tavakoli et al. (2008) sont donc compatibles avec les vitesses obtenues d'après les observations géologiques court-terme (Authemayou et al., 2009).

2.2 Zone de transition Zagros-Makran : système de faille Zendan-Minab-Palami et Sabzevaran-Kahnuj-Jiroft

Le sud de l'Iran correspond à la transition entre la zone de subduction, assez peu sismique, du Makran à l'est, et la zone de collision, beaucoup plus sismique, du Zagros à l'ouest (Figure I.5 et 6). Cette transition correspond à une région d'environ 150 km de large au niveau du détroit d'Hormoz et la déformation y est accommodée par un certain nombre de failles décrochantes dextres, organisées en deux systèmes distincts (Minab-Zendan-Palami (MZP) et Sabzevaran-Kahnuj-Jiroft (SKJ)). Le système de faille de MZP, de direction N160°E, est oblique à la direction de convergence. Ce système transpressif transfère la déformation du Zagros vers la zone de subduction du Makran. La zone de faille de SKJ, de direction N-S, permet le transfert d'une partie de la convergence non absorbée par le Zagros vers le nord, à travers le système de failles Gowk-Nayband et vers la zone de convergence de l'Alborz (Regard et al., 2004) (Figure I.1).

Des études géomorphologiques menées sur ces deux systèmes de failles ont permis de calculer des décalages horizontaux à partir de la mesure de décalages morphologiques

verticaux combinés aux mesures des pitchs des stries et à la géométrie (azimut et de pendage) du plan de faille (Regard et al., 2005). Ces décalages calculés, combinés à des datations utilisant l'isotope cosmogénique ^{10}Be (Regard et al., 2005, 2006), ont permis d'estimer des vitesses de glissement sur le court-terme géologique de 4.7±2.0 mm/an à 6.3±2.3 mm/an pour le système de faille Minab-Zendan-Palami moyennée sur les derniers 9 à 120 ka et 5.7±1.7 mm/an pour le système Jiroft-Sabzevaran moyennée sur les derniers 5 à 42 ka (Regard et al., 2005, 2009). En sommant les vecteurs de vitesse, Regard et al. (2009) estiment un taux de décrochement total de 11.3±3.9 mm/an ou 13.1±4.3 mm/an à travers cette région.

Des mesures GPS utilisant la réitération d'un réseau de 15 stations temporaires déployé autour de la zone de transition Zagros-Makran suggèrent que la déformation accommodée par ces deux systèmes de failles est d'environ 15 mm/an pour la composante décrochante et d'environ 6 mm/an pour la composante de raccourcissement dans la direction N10°E (Bayer et al., 2006). Le décrochement de 15 mm/an obtenu par les observations GPS est comparable à la vitesse de glissement au travers de tout le système de 11.3±3.9 mm/an ou 13.1±4.3 mm/an (Regard et al., 2005 et 2009), en fonction de la vitesse retenue pour le système de faille de Minab-Zendan-Palami (de 4.7±2.0 mm/an ou 6.3±2.3 mm/an). Par ailleurs, Bayer et al. (2006) proposent un mouvement décrochant à travers le système de faille SKJ à 3.1±2.5 mm/an. Peyret et al., (2009) ont utilisé des données d'interférométrie radar et complété le réseau GPS existant avec 4 stations temporaires additionnelles pour déterminer le rôle respectif des systèmes de failles MZP et SKJ dans l'accommodation de la déformation. Ils mettent en évidence une déformation élastique distribuée sur des zones de cisaillement de plusieurs kilomètres de large et l'absence de fluage. Les vitesses de glissement dextre sont estimées à environ 12mm/an pour la MZP (et 5 mm/an de raccourcissement) avec une profondeur de blocage de 15 km et à environ 7 mm/an pour la SKJ (et 2 mm/an de raccourcissement) avec une profondeur de blocage de 30 km. Il y a donc une différence de vitesse significative entre la vitesse de glissement estimée par Bayer et al. (2006) et celle estimée par Peyret et al. (2009) pour le système SKJ. La vitesse de glissement estimée sur le court-terme géologique pour le système de failles SKJ (Regard et al., 2009) est comparable à celle déterminée d'après les mesures GPS par Peyret et al. (2009) et plus importante que celle déterminée par Bayer et al. (2006).

2.3 Au nord du bloc du Lut : Faille de Doruneh

La faille décrochante sénestre de Doruneh s'étend sur environ 600 km d'est en ouest au nord du désert du Lut depuis le centre de l'Iran jusqu'à la frontière afghane (Figure I.1). Cette faille est une des plus longues et proéminentes failles actives en Iran et sa trace présente une courbure marquée. Malgré son expression très claire dans la morphologie, aucun séisme majeur n'est associé à cette faille (e.g. Ambraseys et Melville, 1977 et 1982) contrairement à la faille de Dasht-e-Bayaz, également décrochante senestre, situé au sud-est et à l'origine des séismes de magnitude 7, de Dasht-e-Bayaz en 1968 et de Khuli-Buniabad en 1979 (e.g., Ambraseys & Tchalenko, 1969 ; Walker et al., 2004). Les failles de Doruneh et de Dasht-e-Bayaz sont supposées accommoder la rotation de blocs, limités par les failles décrochantes dextre de l'Iran central, dans le sens horaire et le long d'axes verticaux (e.g. Jackson et McKenzie, 1984 ; Walker et Jackson, 2004 ; Walker et al., 2004).

La faille de Doruneh présente des escarpements clairs qui recoupent des surfaces alluviales et est associée à des évidences de décalages morphologiques senestres. Fattahi et al. (2007) ont daté trois terrasses décalées par luminescence stimulée par infra-rouge (IRSL) et proposent une vitesse de glissement de 2.4 ± 0.3 mm/an sur les derniers 10 ka. La faille décrochante senestre du Great Kavir correspond à la continuité vers l'ouest de la faille de Doruneh. Sa trace présente également des escarpements bien visibles (Walker et Jackson, 2004) mais sa vitesse de glissement n'est pas connue faute de décalages clairs.

2.4 Kopet-Dagh

Le NE de l'Iran est occupé par la chaîne de montagne du Kopet-Dagh d'environ 600 km de long du NW au SE. Cette chaîne accommode une grande partie du mouvement de convergence (Figure I.4) non absorbé par la subduction du Makran (27 ± 2 mm/an de convergence, station MUSC à 59°E, 19.5 ± 2 mm/an absorbée par le Makran, station CHAB par rapport à l'Arabie ; selon Vernant et al., 2004). La chaîne du Kopet Dagh, qui présente une sismicité importante, associe des failles inverses, des décrochements senestres dans la partie occidentale et des décrochements dextres dans la partie orientale (e.g. Afshar

Harb, 1979 ; Jackson et MacKenzie, 1984). Les mesures GPS suggèrent un raccourcissement N-S de 6.5 ±2 mm/an (Vernant et al., 2004). Cette vitesse de raccourcissement obtenue par le GPS est plus faible que celle déterminée à partir d'observations géologiques long terme. Ainsi, le taux de raccourcissement N-S est estimé à 15 mm/an d'après 75 km de raccourcissement obtenu en construisant des coupes géologiques équilibrées à travers la partie ouest du Kopet Dagh et accumulés sur les derniers 5 Ma (Lyberis & Manby, 1999). Il faut cependant prendre en compte la possibilité que l'initiation de la formation du relief dans le Kopet Dagh soit antérieure à 5 Ma comme c'est le cas dans le Zagros (e.g., Khadivi et al., 2009).

Les déformations actives ont été décrites comme dominées par des chevauchements de direction parallèle à des zones de déformation isolées (chaîne du Kopet-Dagh), avec des failles décrochantes ayant des directions obliques à la chaîne et pivotant de façon antihoraire autour d'axes verticaux jusqu'à devenir parallèles à la direction des chevauchements à mesure que la déformation progresse (e.g. Jackson et McKenzie, 1984 ; Jackson et al., 2002 ; Hollingsworth et al., 2006). En utilisant ce modèle de rotation de failles décrochantes, le raccourcissement N-S est estimé à environ 60 km (Hollingsworth et al., 2006), comparable aux 75 km de raccourcissement proposé par Lyberis & Manby (1999). En associant ce décalage et le raccourcissement obtenu d'après les observations GPS de 6.5 ± 2 mm/an (entre la station KASH et le Turkmenistan, Vernant et al., 2004), un âge de 10 Ma est proposé pour l'initiation du mouvement dans cette région (Hollingsworth et al., 2006), plus ancien que l'âge de ~5 Ma longtemps utilisé pour l'ensemble des structures actives de l'Iran.

Shabanian et al. (2009 a et b) proposent un modèle alternatif dans lequel la distribution de la déformation dans le Kopet Dagh est concentrée sur le système de faille Bakharden-Quchan Fault System (BQFS), constitué d'un ensemble de segments décrochants dextres d'orientation NNW-SSE. Ainsi, afin de déterminer la distribution et la vitesse des déformations actives dans le Kopet Dagh, Shabanian et al. (2009a) se sont intéressés à ce système de faille et ont suggéré qu'il n'existe pas d'évidence structurale d'une rotation antihoraire de blocs rigides dans le Kopet Dagh. Ils ont mesuré des décalages de cônes alluviaux et effectué des datations par isotope cosmogénique ^{36}Cl, sur les deux structures principales de ce système de failles, les failles décrochantes de Quchan et de Baghan. Les résultats obtenus leur ont permis d'estimer des vitesses de glissement

géologiques de 4.3±0.6 mm/an pour la faille de Quchan sur 83 ka et 2.8±1.0 mm/an pour la faille de Baghan sur 280 ka. En utilisant ces vitesses de glissement et en supposant qu'elles soient restées constantes depuis le début de l'activité des failles, un âge d'initiation d'environ 4 Ma est proposé pour ces deux failles et finalement pour le mouvement décrochant dans le Kopet Dagh (Shabanian et al., 2009a). Cet âge semble en accord avec les 3-7 Ma évoqués pour expliquer la déformation dans l'Alborz (Allen et al., 2004). Shabanian et al. (2009) proposent également un décrochement dextre obtenu à partir d'observations géologique long-terme de 9 ± 2 mm/an dans le Kopet-Dagh central et oriental pour une initiation de la déformation il y a 4 Ma et un décalage géologique cumulé de 35-40 km sur 11 segments de failles. Cette valeur est comparable au décrochement déterminé à partir des mesures GPS dans le Kopet Dagh (9 ± 2 mm/an, Tavakoli 2007).

2.5 Entre le Kopet Dagh et le Binalud : la zone de transfert du Meshkan

Une partie du mouvement de la convergence non absorbée par la zone de subduction du Makran semble être transférée entre les chaînes de montagne du Binalud et du Kopet Dagh, au niveau de la zone de transfert du Meshkan (Figure 1, 4, 6 et 7). La région de Meshkan est découpée par trois principaux systèmes de failles : le système de failles décrochantes senestres de Farhadan, le système de failles décrochantes dextres de Chakaneh et le système de failles inverses de Meshkan (Shabanian et al., 2009b, 2010). Shabanian et al. (2009b) ont déterminé les vitesses de glissement long-terme sur certaines de ces failles à partir de la mesure des décalages cumlés totaux. Ainsi, le décalage dextre de 1900 ± 50 m d'un dôme volcanique dont l'âge maximum de 2.35 ± 0.24 Ma a été déterminé par $^{40}Ar/^{39}Ar$ induit une vitesse de glissement de 0.8±0.1 mm/an sur le segment nord du système de faille de Chakaneh. Sur le segment sud, la vitesse est estimé à 1.2 mm/an en utilisant un âge d'initation de 5 Ma pour le décalage total de différents marqueurs stratigraphiques. Pour le système de faille de Farhadan, la vitesse de glissement est estimée à 1.8 ± 0.4 mm/an sur ~5 Ma à partir du décalage senestre de cours d'eau et d'unités volcaniques. Enfin, au niveau de la terminaison nord de la faille de Farhadan, la faille de Sar'akhor présente des décalages dextres. La vitesse de glissement maximum de la faille de Sar'akhor est estimée à 1.1 ± 0.2 mm/an d'après le décalages de laves plio-

quaternaire, d'âge minimum 2.35± 0.24 Ma, obtenu par $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Shabanian et al., 2009b). Ces auteurs proposent qu'environ 2 mm/an du mouvement de convergence ont été transféré depuis la chaine du Binalud vers le Kopet Dagh à travers la zone de transfert du Meshkan depuis 5 Ma.

2.5 Au sud du Kopet Dagh et du Binalud : la faille de Sabzevar

La faille de Sabzevar est un chevauchement d'au moins 60 km de long, situé le long d'un massif montagneux au sud du Kopet Dagh (Figure I.1). Peu de sismicité instrumentale a été répertoriée dans cette région jusqu'en décembre 2004 lorsque deux tremblements de terre de magnitude mb 4.2 et mb 3.4 ont légèrement endommagé la ville de Sabzevar (USGS-NEIC PDE catalogue ; Fattahi et al., 2006). Les rapports historiques font référence à un séisme majeur en 1052 AD qui a détruit la ville de Sabzevar (e.g. Ambraseys & Melville, 1982). Des sédiments fins et des dépôts colluviaux au niveau d'un escarpement de la faille ont été datés par OSL entre 30 ka et 9-13 ka (Fattahi et al., 2006). Un soulèvement moyen de 9.5 m dans les derniers 9-13 ka suggère une vitesse géologique court-terme de soulèvement de 0.7-1 mm/an et un taux de convergence de 0.4-0.6 mm/an pour un pendage moyen de 60°N. Fattahi et al. (2006) proposent ainsi une période de récurrence de ~ 3000 ans pour des tremblements de terre de M ~ 7. Le dernier séisme a été daté à 1700 ± 300 ka par IRSL (Fattahi et Walker, 2007). Il semblerait donc que cette date ne corresponde pas à celle du séisme de 1052 AD, documenté par Ambraseys & Melville (1982), qui n'aurait pas été enregistré sur le site étudié par Fattahi et al. (2006).

2.6 Alborz

Située au sud de la mer Caspienne, la chaîne de montagne de l'Alborz présente une forte activité sismique avec de nombreux tremblements de terre destructeurs (Berberian & Yeats, 2001). Les données structurales et de sismologie montrent que la déformation est partitionnée le long de chevauchements parallèles à des failles décrochantes senestres (e.g. Jackson et al., 2002 ; Allen et al., 2003). Les failles actives de Taleghan, Mosha et Firuzukuh sont situées en Alborz central, mesurent chacune environ 70-80 km de long et

sont plus ou moins connectées. Ces trois failles ont engendré des séismes majeurs dans le passé (Berberian & Yeats, 2001) mais aucun fort séisme instrumental récent n'a été enregistré à leur voisinage. Dans un premier temps, ces failles ont été interprétées comme étant des chevauchements, avec une composante décrochante senestre le long de la faille de Firuzukuh (e.g., Berberian et al., 1996 ; Jackson et al., 2002) et le long de la faille de Mosha (e.g., Allen et al., 2003). Allen et al. (2003) ont proposé une vitesse de glissement géologique long-terme de 6-7 mm/an pour la faille de Mosha à partir d'un décalage total de 30-35 km d'unités d'âges paléozoïque inférieur et d'une initiation de la déformation il y a ~ 5 Ma. Cependant, des études morphologiques et paléosismologiques suggèrent que l'activité récente de ces trois décrochements senestres permet de caractériser une composante normale associée à une déformation active en transtension dans le domaine interne de l'Alborz central (Ritz et al., 2006a). Ces observations sont en accord avec les données de microsismicité enregistrées le long de la faille de Mosha (Ashtari et al., 2005). Ritz et al. (2006a) suggèrent que la transition entre la déformation en transpression et la déformation en transtension s'est faite très récemment, entre 1 et 1.5 Ma et serait contemporaine de l'activité volcanique du Damavand au nord de Teheran, datée entre 1.8 Ma et 7 ka (Davidson et al., 2004). Ritz et al. (2003a) proposent une vitesse de glissement géologique court-terme de 2 ± 0.1 mm/an pour la faille de Mosha en combinant le décalage (~11 m) d'un talweg incisant un cône postérieur à l'âge de sédiments piégés sous le cône, dans un sag pond. Les sédiments ont été échantillonnés dans une tranchée, réalisée pour des études de paléosimologie, et datés par ^{14}C et par OSL. Nazari et al. (2009b) proposent, également à partir d'études en tranchées sur la faille de Taleghan, une vitesse minimum de glissement horizontal de 0.6-1.6 mm/an et verticale de ~ 0.5 mm/an, en associant le pitch et le pendage moyen mesurés de la faille et un âge de 5.3 ka obtenu par ^{14}C et OSL.

Par ailleurs, les mesures GPS, Iran Global, suggèrent une vitesse géodésique court-terme de raccourcissement N-S de 8 ± 2 mm/an pour l'Alborz (Vernant et al., 2004).

Ces études sur les failles actives en Iran révèlent, dans la plupart des cas, des changements de vitesse de glissement au cours du temps. De plus, pour certains cas, des différences de vitesses sont également observées pour une même période, selon la méthode employée. Il n'est donc pas simple de déterminer la vitesse moyenne d'une faille.

Dans le cas de la vitesse de glissement déterminée à partir d'observations

géologiques long-terme, le principal problème concerne la détermination de l'âge d'initiation de la déformation qui nécessite une très bonne connaissance de l'histoire géologique et tectonique régionale.

Pour la vitesse de glissement déterminée à partir d'observations géologiques court-terme, le décalage est en général simple à mesurer, mais peut toutefois être discuté selon la méthode utilisée pour la mesure. En effet, le décalage peut être mesuré directement ou estimé indirectement, à partir de la mesure du décalage vertical. La détermination de l'âge utilisé pour calculer la vitesse de glissement est plus problématique et peut varier selon la méthode de datation, directe ou indirecte, employée.

Dans plusieurs cas, la vitesse de glissement déterminée à partir d'observations géodésiques est déduite d'un réseau GPS à large maille qui a été établi afin de déterminer le champ de déplacement global de l'Iran (Vernant et al., 2004) et ne permet pas de caractériser la vitesse de charge intersismique de chaque faille. Il est donc indispensable de disposer d'un réseau de stations GPS plus dense autour de chaque faille. De plus, ces vitesses représentatives de déformations à très court terme, éventuellement transitoires, ne sont pas nécessairement représentatives des vitesses de glissement à plus long terme.

La vitesse moyenne d'une faille est donc délicate à estimer. Le tableau I.1 présente une synthèse des vitesses des failles présentées précédement. Nous avons choisi de déterminer la vitesse de glissement de deux failles du plateau iranien, les failles d'Anar et de Deshir, à partir de d'observations géologiques court-terme, caractérisant le mouvement des failles sur plusieurs cycles sismiques. La suite de ce chapitre présente la zone d'étude et les travaux réalisés antérieurement ou pendant ce travail de thèse.

Région	Failles	Vitesses obtenues à partir d'observations géodésiques (GPS ou InSar) (0 à 10-20 ans)	Vitesses obtenues à partir d'observations géologiques court-terme (quelques ka à quelques 100 ka)	Vitesses obtenues à partir d'observations géologiques long-terme (quelques 100 ka à quelques Ma)
Zagros	**Main Recent Fault** (MRF) *(décrochement dextre)*	< 4-6 mm/an *(Walpersdorf et al., 2006)*	3.5 - 12.5 mm/an sur ~36-169 ka *(Authemayou et al., 2009)*	10 - 17 mm/an sur 3 à 5 Ma *(Talebian et Jackson, 2002)* 2 - 5 mm/an sur 3 à 5 Ma *(Copley & Jakson, 2006)*
	Kazerun *(décrochement dextre)*	2 mm/an *(Walpersdorf et al., 2006)* 3.7 mm/an (nord), 3.6 mm/an (centre), ~ 0 (sud) *(Tavakoli et al., 2008)*	2.5-4 mm/an (nord) sur ~94-124 ka 1.5-3.5 mm/an (centre) sur ~22-60 ka, ~ 0 (sud) *(Authemayou et al., 2009)*	14.5 mm/an sur ~ 10 Ma *(Berberian, 1995)*
Transition Zagros-Makran	À travers la zone de transition	~15 mm/an (décrochement) et 6 mm/an (raccourcissement) *(Bayer et al., 2006)*	11.3 ± 3.9 mm/an ou 13.1 ± 4.3 mm/an *(Regard et al., 2009)*	
	Sabzevaran- Kahnuj- Jiroft (SKJ) *(décrochements dextres)*	3.1 ± 2.5 mm/an *(Bayer et al., 2006)* 7 mm/an (décrochement) 2 mm/an (raccourcissement) *(Peyret et al., 2009)*	5.7 ± 1.7 mm/an, pour les failles de Jiroft-Sabzevaran sur ~5-42 ka *(Regard et al., 2005, 2006, 2009)*	
	Minab- Zendan- Palami (MZP) *(décrochements dextres + inverse)*	12 mm/an (décrochement) 5 mm/an (raccourcissement) *(Peyret et al., 2009)*	4.7 ± 2 mm/an ou 6.3 ± 2.3 mm/an sur ~ 9-120 ka *(Regard et al., 2005, 2009)*	
Nord du Lut	**Doruneh** *(décrochement senestre)*		2.4 ± 0.3 mm/an sur 10 ka *(Fattahi et al., 2007)*	
Kopet-Dagh	À travers la chaîne	6.5 ± 2 mm/an de raccourcissement *(Vernant et al.,2004)*		15 mm/an sur ~5 Ma *(Lyberis & Manby (1999)* 9±2 mm/an (centre et est) sur ~4Ma *(Shabanian et al., 2009)*
	Quchan *(décrochement dextre)*		4.3 ± 0.6 mm/an sur 83 ka *(Shabanian et al., 2009a)*	
	Baghan *(décrochement dextre)*		2.8 ± 1.0 mm/an sur 280 ka *(Shabanian et al., 2009a)*	
Entre le Binalud et le Kopet-Dagh	**Chakaneh** *(décrochement dextre)*			0.8 – 1.2 mm/an sur 5 Ma *(Shabanian et al., 2009b)*
	Farhadan *(décrochement senestre)*			1.8 ± 0.4 mm/an sur 5 Ma *(Shabanian et al., 2009b)*
	Sar'akhor *(décrochement dextre)*			1.1 ± 0.2 mm/an sur 2.35±0.24 Ma *(Shabanian et al., 2009b)*

Au sud du Kopet Dagh	**Sabzevar** *(chevauchement)*		0.7 - 1 mm/an sur 9-13 ka *(Fattahi et al., 2006)*	
Alborz	A travers la chaîne	8 ± 2 mm/an de raccourcissement *(Vernant et al., 2004)*		
	Taleghan *(décrochement senestre + normale)*		0.6 - 1.6 (décrochement) ~ 0.5 mm/an (extension) sur 5 ka *(Nazari et al., 2009)*	
	Mosha *(décrochement senestre + normale)*		~2 mm/an sur 7.5 ka *(Ritz et al., 2003a)*	6 - 7 mm/an sur ~ 5 Ma *(Allen et al., 2003)*
Iran oriental	A travers la région	16 mm/an de cisaillement dextre *(Vernant et al., 2004)*		16 mm/an sur ~ 5 Ma *(Walker et Jackson, 2004)*
	Gowk *(décrochement dextre)*		3.8 ± 0.7 mm/an sur 7.9 ± 0.1 ka *(Walker et al., 2010)*	
	Nayband *(décrochement dextre)*			~1.4 ± 0.5 mm/an sur 2.25 Ma *(Walker et al., 2009)*
	West-Neh *(décrochement dextre)*		1 – 5 mm/an estimé sur 12±2 ka *(Meyer & Le Dortz, 2007)*	
	Est-Neh *(décrochement dextre)*		1.75 - 2.5 mm/an estimé sur 12±2 ka *(Meyer & Le Dortz, 2007)*	>1.2 mm/an sur ~1.7 Ma *(Walker et al., 2009)*
	Asagie *(décrochement dextre)*		1 – 2.5 mm/an estimé sur 12±2 ka *(Meyer & Le Dortz, 2007)*	
Iran Central	**Anar** *(décrochement dextre)*		~0.5 - 0.75 mm/an sur 12±2 ka (Meyer & Le Dortz, 2007) ~0.8 mm/an sur ~9.4 ka *(Le Dortz et al., 2009)*	
	Deshir *(décrochement dextre)*		~2 mm/an estimé sur 12±2 ka *(Meyer et al., 2006)* 0.8 – 2.5 mm/an sur 21 ka *(Nazari et al., 2009)*	

Table I.2 : Synthèse concernant les vitesses de glissement de l'ensemble des failles présentées dans la partie I-2. Les vitesses obtenues à partir d'observations GPS ont été déterminées à partir de mesures GPS, les vitesses obtenues à partir d'observations géologiques court terme ont été déterminées à partir d'études morphologiques et/ou de paléosismologie, combinée à des datations cosmogéniques ou par luminescence et les vitesses obtenues à partir d'observations géologiques long-terme ont été calculées à partir de décalages géologiques cumulés et des âges d'initiation des failles. Les données apportées au cours de ce travail de thèse sont reportées en bleu.

3. Le cas du plateau iranien

La partie centrale de l'Iran n'a subi aucun séisme important d'après les données instrumentales (Figures I.6 et I.7) et historiques (Figure I.5, Ambraseys et Melville, 1982), mais cela ne signifie pas que les failles de cette région sont inactives. En effet, pour la faille décrochante de Bam aucun séisme n'avait été répertorié dans la littérature avant que la faille ne rompe en 2003. Il est donc nécessaire d'étudier les failles situées dans la région d'Iran central de la même manière que dans les autres régions de l'Iran pour déterminer l'aléa sismique qu'elles représentent et préciser la part qu'elles prennent dans l'accommodation de la déformation régionale. Nous avons décidé d'étudier la déformation active sur le plateau iranien, dans la partie centrale de l'Iran, qui jusqu'ici n'avait pas fait l'objet d'investigations poussées et dans la partie orientale du pays, dans la continuité des travaux de la thèse de Richard Walker (2003), pour tester le modèle cinématique régional proposé (Walker et Jackson, 2004). Ce modèle de déformation dans l'est de l'Iran prend en compte le champ de déplacement actuel déterminé par GPS (Vernant et al., 2004) et les résultats de l'analyse de la déformation tertiaire proposée par Allen et al. (2004). Cette analyse suggère que le cisaillement dextre, entre l'Iran central et le bloc afghan, s'est initié il y a 5 à 7 Ma, période qui correspondrait à une réorganisation majeure de la déformation et de la sédimentation, dans plusieurs régions de la zone de collision entre l'Arabie et l'Eurasie, tels que l'Alborz, le Sud du bassin de la Mer Caspienne, le Kopet Dagh et le Zagros (e.g Allen et al., 2004). Cet âge d'initiation de la déformation est actuellement remis en cause et réévalué à ~15 Ma, période correspondant au début de la formation du relief dans le Zagros (Khadivi et al., 2009). De plus, selon le modèle de Walker et Jackson (2004), le cisaillement est essentiellement, sinon exclusivement, accommodé par les failles décrochantes dextres dans la province de Kerman (failles de Gowk-Nayband-Bam) et dans la région du Sistan (failles West-Neh, Est-Neh, Asagie, Kahurak et Zahedan), qui sont situées respectivement à l'Ouest et à l'Est du désert du Lut. Dans ce modèle précisé ci-dessus, les failles du plateau iranien (Deshir et Anar), supposées peu actives au cours des 5 derniers millions d'années, ne sont pas prises en compte.

Le modèle de Walker et Jackson (2004) est basé sur la combinaison des décalages long-terme avec leur âge supposé de 5 Ma. En utilisant l'imagerie satellite Landsat, Walker et Jackson (2004) mesurent un décalage cumulé de structures géologiques d'environ 85 km sur les décrochements dextres limitant le bloc du Dasht-e-Lut (70 km à l'Est sur les failles du

Sistan et 12-15 km à l'Ouest sur le système de faille de Gowk-Nayband). Ceci impliquerait une vitesse de glissement d'environ 16 mm/an sur ces systèmes de failles, pour une initiation de la déformation il y a environ 5 Ma. Cette vitesse, obtenue à partir d'observations géologiques long-terme, est ainsi en accord avec les données GPS qui montrent une différence de 16 mm/an entre le vecteur situé à l'Ouest de la faille de Gowk (KERM) et celui situé à l'Est de la faille de Zahedan (ZABO), suggérant également l'accommodation du cisaillement dextre par les failles bordant le désert du Lut (Figure I.1 et I.4).

Cependant, le modèle de Walker et Jackson (2004), qui propose une vitesse d'environ 2 mm/an sur le système de faille Gowk-Nayband et d'environ 14 mm/an sur le système de faille du Sistan, ne précise pas la vitesse individuelle pour chacune des failles du Sistan et repose sur l'estimation des âges des structures décalées.

Dans la région du Sistan, plusieurs failles décrochantes dextres (les failles de Zahedan, Est-Neh, Asagie, West-Neh et Kahurak, d'est en ouest) parallèles sont réparties sur une zone étroite de moins de 200 km de large (Figures I.4 à 7). Les décalages géologiques, observables sur chacune de ces failles peuvent donc être additionnés à une même latitude et représentent le décalage géologique total au niveau du Sistan. Ainsi, pour la faille de Zahedan, Walker et Jackson (2004) utilisent un décalage de 20 km d'une séquence de mudstones et phyllites datés de fin Crétacé à Eocène, dans les montagnes, au Nord de la ville de Zahedan (Behruzi, 1995). Ce décalage est supérieur au 13 km de décalage d'unités lithologiques proposé par Freund (1970). De plus, le long de la faille d'Asagie, segment sud de la faille Est-Neh, Walker et Jackson (2004) observent un décalage d'environ 50 km, d'une séquence d'ophiolites de la fin du Crétacé et des turbidites et phyllites tertiaires du complexe Neh. Ce décalage est légèrement inférieur au décalage apparent de 65 km de l'ensemble du complexe de Neh mentionné par Tirrul et al. (1983). Enfin, la faille de West-Neh décale un ensemble de phyllites jurassiques et une mince unité de matériel ophiolitique d'âge crétacé. Walker et Jackson (2004) proposent que ce décalage soit d'environ 10 km, mais insistent sur le fait qu'il est difficile d'estimer ce décalage cumulé car la direction des couches et des structures fait un angle très faible avec la direction de la faille. Ainsi, Walker et Jackson (2004) proposent que le décalage combiné, à la latitude 30.5°N au niveau de laquelle les failles de Zahedan, Est-Neh (Asagie) et West-Neh, semblent être les seules structures actives, soit d'au moins 70 km et peut-être jusqu'à 95 km, à travers ces trois failles (10 km sur West-Neh, 50 à 65 km sur Est-Neh (Asagie) et 13 à 20 km sur Zahedan). Ils utilisent le décalage géologique accumulé

sur ces trois failles, d'au moins 70 km, pour calculer une vitesse de glissement très long-terme d'environ 14 mm/an moyennée sur les 5 derniers Ma.

Pour le système de faille Gowk-Nayband, le cisaillement est accommodé sur une seule faille à une même latitude. La vitesse de glissement géologique long-terme sur la faille de Gowk est estimée à environ 2.4 mm/an en combinant le décalage total de la faille, estimé à 12 km en restaurant le réseau hydrographique, et un âge d'initiation du mouvement sur la faille de 5 Ma (Walker & Jackson, 2002). La faille de Nayband décale d'environ 3.2 km des basaltes alcalins datés à 2.08 ± 0.07 Ma par K-Ar (Conrad et al., 1981) suggérant une vitesse de glissement géologique long-terme supérieure à 1.5 mm/an sur cette faille. Walker et Jackson (2002) proposent ainsi une vitesse de glissement total d'environ 1.5 – 2.4 mm/an sur le système Gowk-Nayband.

Walker et al. (2009) réévaluent l'âge de la coulée basaltique, décalée d'environ 3.2 km par la faille de Nayband, en utilisant des datations par $^{40}Ar/^{39}Ar$ à ~2.25 Ma et proposent une vitesse de glissement géologique long-terme de 1.4 ± 0.5 mm/an. La vitesse de glissement géologique court-terme de la faille de Gowk a également été réévaluée en utilisant des datations directes de marqueurs décalés, dans la dépression de South Golbaf (Walker et al., 2010). Ainsi, des chenaux incisés dans les sédiments d'un ancien lac sont décalés de 30 ± 5 m par la faille. La datation par ^{14}C de fragments de bois contenus dans les sédiments permettent de contraindre un âge maximum pour l'assèchement du lac à 7.9 ± 0.1 ka BP. En combinant cet âge au décalage des chenaux, Walker et al. (2010) suggèrent une vitesse de glissement de 3.8 ± 0.7 mm/an pour la faille de Gowk. Cette vitesse est plus importante que la première estimation de 2.4 mm/an, obtenue en restaurant le réseau hydrographique à travers la faille (Walker et Jackson, 2002).

Par ailleurs, la faille Est-Neh décale d'au moins 2 km des cours d'eau la traversant. Ce drainage est postérieur à la mise en place de coulées basaltiques, datées à ~1.7 Ma par $^{40}Ar/^{39}Ar$, suggérant une vitesse de glissement minimum d'environ 1.2 mm/an pour la faille Est-Neh (Walker et al., 2009).

Les résultats obtenus par Walker et al. (2009) suggèrent peut-être que la vitesse de glissement géologique long-terme pour les failles situées à l'est du Lut soit inférieure aux 14 mm/an proposés par Walker et Jackson (2004). Il semble également que la vitesse de glissement géologique long-terme soit supérieure à 2 mm/an à l'ouest du Lut et nécessiterait d'inclure les failles du Plateau iranien (Deshir, Anar, Kuh Banan et Lakarkuh). La

densification du réseau GPS dans l'est de l'Iran et les analyses préliminaires semblent aller dans ce sens (communication personnelle, Andrea Walpersdorf).

Les failles de Deshir et d'Anar pourraient être prises en compte dans l'accommodation des 16 mm/an de cisaillement dextre par les failles bordant le désert du Lut. Nous nous sommes donc intéressés à ces failles décrochantes dextres afin d'étudier leur rôle dans la répartition du cisaillement dextre dans l'Est de l'Iran. Le fait de considérer que les failles d'Anar et de Deshir ont accumulé l'essentiel de leurs décalages avant 5 Ma et que, depuis cette période, elles sont peu actives, reste discutable. Bien que le catalogue d'Ambraseys et Melville (1982) soit le plus complet et documente les derniers 5000 ans, certaines régions désertiques ont probablement subi de grands tremblements de terre, passés inaperçus car non répertoriés. Les zones à risque sismique ne sont pas toujours bien identifiées par les catalogues de sismicité puisque les grands séismes peuvent avoir des temps de récurrence de quelques milliers d'années, durée parfois supérieure à la durée d'échantillonnage des catalogues sismiques. De cette manière, le tremblement de terre de Magnitude Mw = 6.6 du 26/12/2003 a détruit la citadelle de Bam et fait plusieurs dizaines de milliers de morts alors qu'aucun séisme historique important n'était répertorié au voisinage de la faille de Bam (Berberian 2005, Jackson et al., 2006).

D'autre part, les vitesses géodésiques utilisées sont déduites de l'analyse d'un réseau GPS à large maille initialement destiné à déterminer le champ de déplacement global de l'Iran et à l'étude géodynamique de la transition subduction-collsion (Vernant et al., 2004) et non pour caractériser la vitesse de mise en charge intersismique de chaque faille. De plus, l'analyse des données GPS est conduite avec une approche en blocs rigides qui exclue l'activité des décrochements du plateau iranien alors que l'activité quaternaire du décrochement de Deshir est bien documentée (Meyer et al., 2006). Ainsi, bien qu'aucune sismicité ne soit répertoriée le long de la faille de Deshir, des études géomorphologiques récentes ont montré que cette faille est active. Des décalages cumulés ont été mesurés et sont supposés avoir été accumulés depuis la dernière période d'incision du réseau hydrographique, probablement d'âge Holocène (Meyer et al., 2006). De la même manière, nous avons mené une étude similaire menée sur la faille d'Anar et les failles du Sistan (Meyer and Le Dortz, 2007), nous permettant de proposer un modèle cinématique alternatif à celui de Walker et Jackson (2004).

4. Modèle cinématique sur l'Iran central et oriental: article publié à Tectonics

L'article qui suit, publié à Tectonics, replace la faille d'Anar et les failles du Sistan dans le contexte régional et propose un modèle cinématique sur la période holocène (12±2 ka). Cette étude est basée sur la mesure de décalage récent le long de ces failles à l'aide de l'imagerie satellitaire haute résolution SPOT 5. Leur vitesse de glissement a été estimée en supposant que l'incision décalée, associée aux marqueurs, est contemporaine du début de l'Holocène (12 ± 2 ka). Ainsi, dans le cas où des décalages ont été mesurés, mais que les surfaces n'ont pas été datées, des hypothèses peuvent être faites en s'appuyant sur les travaux antérieurs. En effet, de nombreuses études ont montré que les alternances entre les périodes de sédimentation et d'incision sont généralement associées aux changements climatiques (e.g., Armijo et al., 1986, au Tibet ; Armijo et al., 1992, en Méditerranée) et que le réseau de drainage actuel, incisant les surfaces alluviales, est très souvent lié à la dernière déglaciation contemporaine du début de l'Holocène (12 ± 2 ka). Ces morphologies héritées du réchauffement climatique holocène sont fréquemment utilisées pour estimer les vitesses de glissement court-terme à partir de datation par isotopes cosmogéniques pour les grandes failles du plateau Tibétain (e.g. Mériaux et al., 2004), en Méditerranée orientale (Benedetti et al., 2002) et récemment au Sud-Est de l'Iran (Regard et al., 2006) et dans le Zagros (Authemayou, 2006 et Authemayou et al., 2009). Disposant de peu d'informations sur l'évolution climatique en Iran central, on peut supposer que cette région a subi la même histoire climatique que le reste de la plaque Eurasie. Cette hypothèse semble se confirmer au vue des premiers résultats dans le Zagros et le Sud-Est de l'Iran et a été utilisée dans cet article pour déterminer les vitesses de glissement.

Les vitesses de glissement géologiques court-terme obtenues sont de 0.5–0.75 mm/an pour la faille d'Anar, 1.75–2.5 mm/an pour la faille Est-Neh, 1–5 mm/an pour la faille West-Neh et 1–2.5 mm/an pour la faille Asagie. Ces résultats indiquent que l'activité décrochante n'est pas restreinte aux failles bordières du Lut et que les failles d'Iran central doivent être prises en compte. De plus, la vitesse de glissement pour les failles situées à l'est du Lut semble être plus faible que la vitesse de 14 mm/an, proposée par Walker et Jackson (2004). Enfin, la déformation décrochante dans le centre et l'est de l'Iran pourrait avoir débuté plus tôt que 5 ± 2 Ma, ce qui est en accord avec la réévaluation récente du début de la phase compressive et de la formation du relief dans le Zagros (Khadivi et al., 2009).

Click Here for Full Article

Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene

Bertrand Meyer[1] and Kristell Le Dortz[1]

Received 8 November 2006; revised 31 May 2007; accepted 14 June 2007; published 3 October 2007.

[1] According to GPS measurements, the right-lateral shear between Central Iran and Afghan blocks amounts to 16 mm/yr. A model based on very long-term estimates of fault-rates suggests the current shear originated about 5 Ma ago and has been accommodated by strike-slip faulting limited to the western (~2 mm/yr, Gowk-Nayband fault) and eastern (~14 mm/yr, Sistan system fault) edges of the Lut block. We have used high-resolution SPOT5 (pixel size 2.5 m) images to measure recent cumulative offsets and estimate slip-rates over shorter time periods that average several seismic cycles only. Recent offsets, a few tens of meters, have been found along the Anar fault inside the Central Iran plateau and along the Sistan faults east of the Lut. The offset-morphologies postdate the last incision of the network and are most probably of Holocene age (12 ± 2 ka). The corresponding slip-rates range between ~0.5–0.75 mm/yr, ~1.75–2.5 mm/yr, ~1–5 mm/yr, ~1–2.5 mm/yr for the Anar, East Neh, West Neh, and Asagie fault, respectively. These estimates suggest the GPS shear-rate across the Lut may not extrapolate over the Holocene. They also indicate strike-slip faulting is not confined to the Lut edges, but also occurs in Central Iran, suggesting the ongoing strike-slip tectonics might have originated between 8 and 22 Ma ago, earlier than considered previously and consistent with observations in NE Iran. **Citation:** Meyer, B., and K. Le Dortz (2007), Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, *Tectonics*, *26*, TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

1. Introduction

[2] The nature of deformation within active convergence zones has long been debated because of significant implications for the mechanical behavior and overall rheology of the continental lithosphere [e.g., *England and McKenzie*, 1982; *Tapponnier et al.*, 1982; *Jackson*, 2002; *Burov and Watts*, 2006]. Key aspects have concerned the relative amounts of distributed or localized deformations and the determination of fault kinematics. Attention has been focused on the large strike-slip faults of Tibet and Central Asia [*Molnar and Tapponnier*, 1975; *Tapponnier and Molnar*, 1977] with emphasis on determining slip-rates, amount of geologic offset and inception of faulting [e.g., *Armijo et al.*, 1989; *Peltzer et al.*, 1989; *Avouac and Tapponnier*, 1993; *England and Molnar*, 1997; *Leloup et al.*, 1995; *Meyer et al.*, 1998]. Theoretically, a variety of displaced markers with ages uniformly distributed throughout time provide independent determinations of total offset, fault inception, and slip-rates (Figure 1). A similar offset recorded by markers of different ages would provide the total offset, and the oldest of the cumulative offsets with a smaller displacement, the onset of faulting. Decreasing offsets with younging ages would provide the evolution of slip-rate since inception of motion and over different periods. Generally, critical observations (i.e., well determined offsets of a given age) are relatively few, leaving uncertainties. An estimate of the total offset is usually combined with short-term (Holocene, 12 ± 2 ka) or longer-term (Pleistocene, ≤1.81 Ma) geologic rates to infer the inception of deformation. Short-term geodetic slip-rates either derived from GPS measurements or from Insar techniques can be used in a similar way to infer the onset of deformation. When short-term geologic and geodetic slip-rates are comparable, they provide close estimates of the inception of deformation and are equally appropriate although both span a much shorter period than that involved in the duration of deformation and remain short of evidencing variations over the long-term (Figure 1). Short-term geologic and geodetic slip-rates may nonetheless differ with possible consequences for the assessment of fault inception. For example, there is an enduring discrepancy for the Altyn Tagh Fault between millennial geologic slip-rates of ~20–30 mm/yr [e.g., *Peltzer et al.*, 1989; *Mériaux et al.*, 2004, 2005] and decadal geodetic slip-rates of ~5–9 mm/yr with Insar [*Wright et al.*, 2004] or GPS [*Bendick et al.*, 2000; *Wallace et al.*, 2004] techniques. When short-term geologic and geodetic slip-rates are different and whatever the reasons for it [e.g., *Friedrich et al.*, 2003], the use of the rate that integrates several seismic cycles and averages the longer time period appears more appropriate to estimate inception of faulting.

[3] We address these questions for major strike-slip faults in Central and Eastern Iran where geodetic information is available but Holocene kinematics lacking. The area of interest is located within the Arabia-Eurasia convergence zone, between 53–61°E (Figure 2). At 58°E, a transition occurs between widespread collision to the west, and a narrow subduction zone to the east (Figure 2). The differential motion between the already colliding and yet subducting domains is well determined from GPS studies [*Vernant et al.*, 2004] and amounts to 16 mm/yr of N-S

[1]Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Copyright 2007 by the American Geophysical Union.
0278-7407/07/2006TC002073$12.00

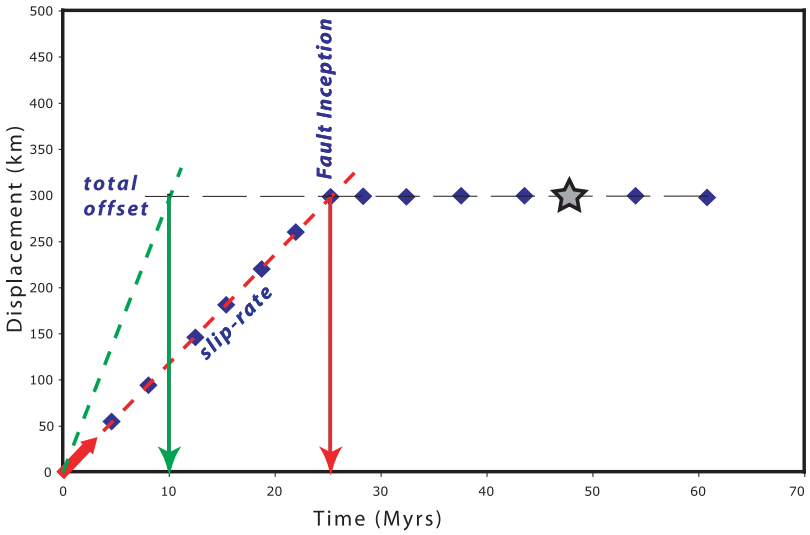


Figure 1. Fault displacement versus time. Ideal case where a variety of offsets with distributed ages (blue diamonds) allows an independent determination of slip-rate, total offset, and inception of faulting. In usual cases, a short-term slip-rate is extrapolated back through geological time and combined with a single estimate of the finite offset (star) to infer faulting inception. Most often, Holocene and GPS slip-rates are found comparable (oblique red arrow not to scale) and provide a similar faulting inception (dashed red-line and corresponding vertical arrow). Accounting for the possibility that the geodetic and geologic slip-rates differ, extrapolating the GPS slip-rate may provide an inadequate estimate of faulting inception (green dashed-line and corresponding vertical arrow). See text for discussion.

right-lateral shear at 30.5°N (difference between the vectors KERM and ZABO, inset Figure 2, Figure 3). This differential motion is thought to be accounted for by prominent dextral faults bounding the Lut, but the loose GPS network cannot determine the interseismic strain accumulation across given faults nor elucidate the relative contributions of the eastern and western edges of the Lut. Holocene and/or Pleistocene fault slip-rates remain mostly unknown and the description of the Late Tertiary regional kinematics relies on the 5–7 Ma-old onset of deformation assumed by *Walker and Jackson* [2004]. Our primary objectives are to estimate Holocene slip-rates and hence investigate the kinematics over a period averaging several seismic cycles. We summarize the regional geology and discuss the basic assumptions of the kinematic model of *Walker and Jackson* [2004]. We then use high-resolution SPOT5 imagery (pixel size 2.5 m) to provide evidence for right-lateral offsets of recent alluvial fan systems along the Anar and Eastern Lut faults. We discuss the plausible ages of these recent offsets by investigating a regional morphoclimatic scenario compatible with the evolution of similar fan systems dated 300 km to the south as well as 500 km to the north. We finally provide rough estimates of Holocene slip-rates and discuss our observations in the framework of the Tertiary tectonic evolution of southern Iran.

2. Tectonic Setting and Previous Kinematics Model

[4] Iran has a long and rather complex tectonic evolution related to the multistage history of the Tethys domain. The accretion of small continental blocks of Gondwanian affinity to Eurasia (Lut, Afghan, and Central Iran sometimes subdivided into Yadz and Tabas blocks) has resulted from successive opening and closure of large oceanic domains or narrow back-arc and marginal basins. The closure of the Paleo-Tethys is denoted by sparse ophiolitic remnants associated with Early Jurassic accretion to Eurasia [e.g., *Berberian and Berberian*, 1981; *Berberian and King*, 1981]. The Late-Cretaceous Early Tertiary closure of several Neo-Tethys oceanic domains is attested to by the emplacement of younger and more continuous sutures: Nain Baft (NB) between Central Iran and Sanandaj Sirjan to the south, Sabzevar (SB) between Central Iran and Eurasia to the north, and Sistan between Lut and Afghanistan to the east (inset of Figure 2). Emplacement of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc occurred later during Eocene-Oligo-

Figure 2. LANDSAT Mosaic of the major active strike-slip faults of Central and Eastern Iran. Boxes locate Figures 4 and 7. Red boxe indicates location of Figure 12 along the Sabzevaran faulted piedmont. Inset is a simplified sismotectonic map of Iran. Ophiolite outcrops and sutures are stylized (NB, Nain Baft; Sb, Sabzevar; S, Sistan) Overall Arabia-Eurasia convergence [*Sella et al.*, 2002] and GPS velocities relative to stable Eurasia [*Vernant et al.*, 2004] are indicated by grey and red arrows, respectively.

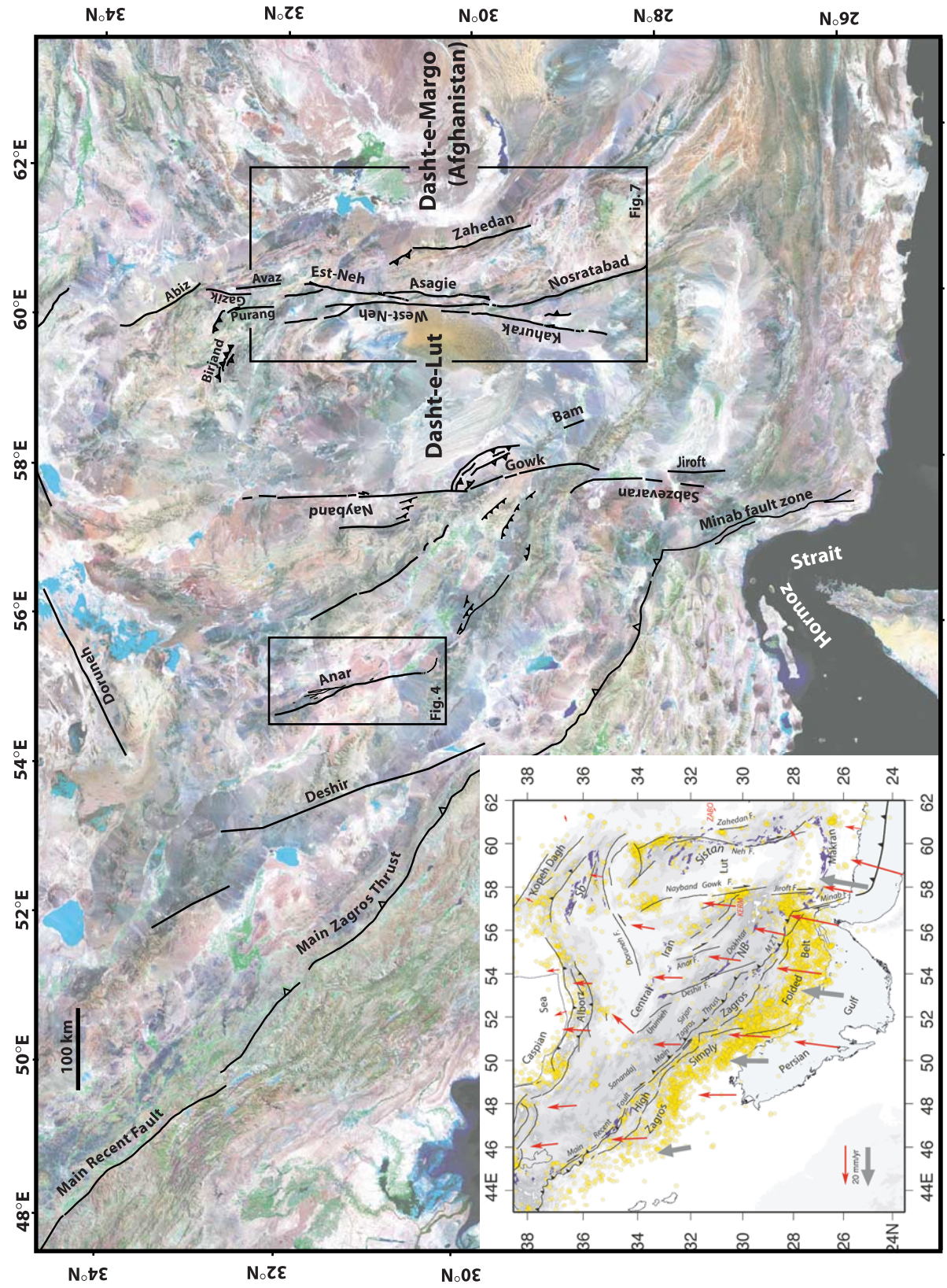

Dasht-e-Margo (Afghanistan)
Dasht-e-Lut
Fig.7
Zahedan
Abiz
Avaz
Est-Neh
Asagie
Nosratabad
Gazik
Purang
West-Neh
Kahurak
Birjand
Bam
Gowk
Jiroft
Sabzevaran
Nayband
Minab fault zone
Strait
Hormoz
Anar
Fig.4
Dornuneh
Deshir
Main Zagros Thrust
Main Recent Fault
100 km
62°E
60°E
58°E
56°E
54°E
52°E
50°E
48°E
34°N
32°N
30°N
28°N
26°N
Zahedan F.
Sistan
Neh F.
Makran
Koppeh Dagh
Nayband
Gowk F.
Jiroft F.
Minab F.
Dorunneh F.
Iran
Anar F.
Dokhtar NF
MZT
Central
Deshir F.
Thrust
Zagros
Folded
Belt
Gulf
Sea
Alborz
Caspian
Simply
Persian
High
Zagros
20 mm/yr

Figure 2

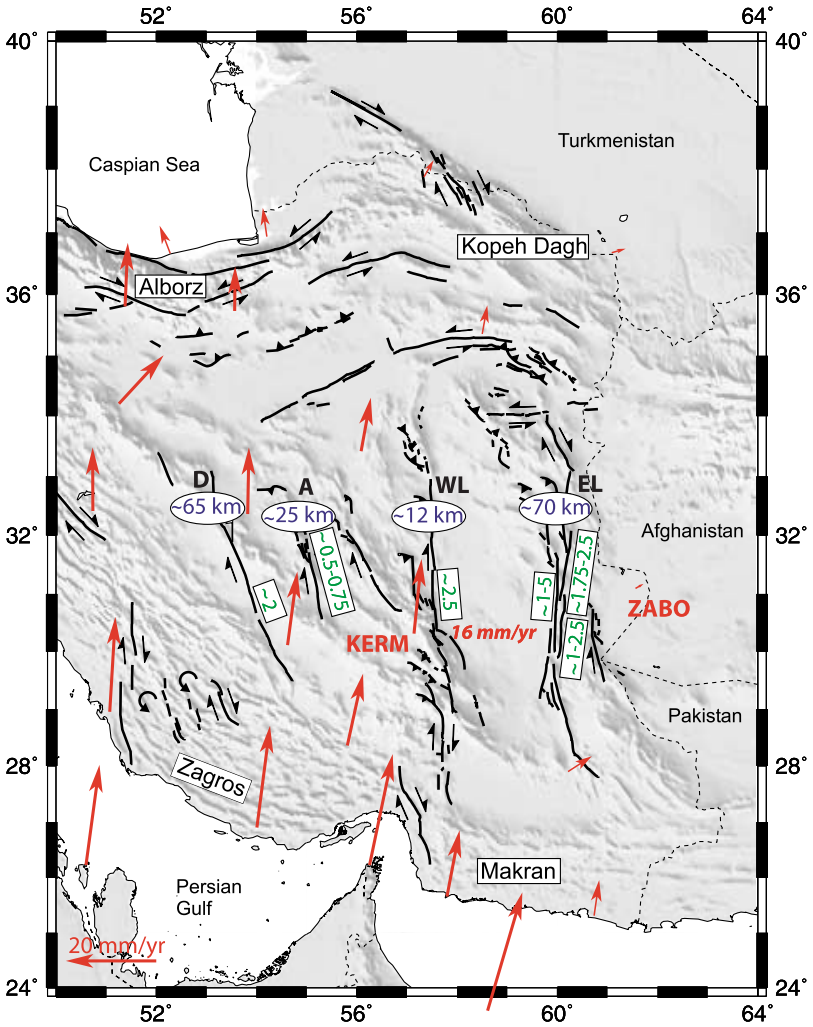


Figure 3. Strike-slip faulting in Central and Eastern Iran. Modified from *Walker and Jackson* [2004]. Total offsets across Deshir (D), Anar (A), West Lut (WL), and East Lut (EL) faults are indicated in km. GPS velocities relative to stable Eurasia [red arrows, *Vernant et al.*, 2004] indicate ~16 mm/yr of right-lateral shear across WL and EL fault systems. Slip-rate on individual faults (green numbers in mm/yr) is averaged over the Quaternary for West Lut [*Walker and Jackson*, 2002] and the Holocene for Deshir [*Meyer et al.*, 2006], Anar and East Lut (this study).

cene times and relates to the long lasting northward subduction of Neotethys under Central Iran [*Berberian et al.*, 1982; *Agard et al.*, 2006]. Calc-alcaline plutonic rocks and associated volcanites that overlie and/or intrude the Nain-Baft suture occurred before the emplacement of the Main Zagros Thrust (MZT) suture zone and the accretion of the Arabian margin to Eurasia. The Neo-Tethys subduction has evolved into a collisional stage NW of the Hormoz strait but remains active to the south, offshore Makran. The closure of MZT and the very onset of the collisionnal stage, are difficult to date but are thought to have occurred about 35 Ma ago [e.g., *Agard et al.*, 2005]. The collision of Iran with Arabia has given rise to the Iranian plateau and the Zagros mountains. The occurrence of Oligo-Miocene reefal limestones on the plateau (Qom formation) and within the Zagros (Asmari-Jahrom formations) indicates the entire region remained close to sea level until the middle of the Tertiary, ~20 Ma ago, and reached its current elevation since then. The processes involved in the construction of the topography are probably diachronous since deformation of the outer Zagros has taken place in the last 8 Ma [*Homke et al.*, 2004] with main folding taking place during the last 5 Ma [e.g., *Talebian and Jackson*, 2002, 2004]. The long NNW-SSE strike-slip faults within the Iranian plateau (Deshir, Anar) and along the edges of the Lut (Gowk-Nayband-Bam, Neh-Asagie-Kahurak-Zahedan) offset all but the MZT suture zone, and relate to the ongoing collisional stage. Hence the inception ages and slip-rates of these strike-slip faults are important for discussing the timing of construction of the relief and the evolution of regional kinematics.

[5] *Walker and Jackson* [2002, 2004] provided a detailed description and a thorough discussion of the total strike-slip offsets across the Gowk (~12–15 km) and the Sistan (~70–

Table 1. Slip–Rate Estimates for the Main Strike–Slip Faults of Central and Eastern Iran[a]

	Central Iran		West Lut	Sistan = East Lut		
Slip-Rate	Deshir	Anar	Gowk-Nayband	Wet-Neh and Kahurak	East Neh and Asagie	Zahedan
Short-term (4 years) GPS -derived slip-rate [*Vernant et al.*, 2004]	0	0		Σ = 16 mm/yr		
Geological offset (km)	65 ± 15 km	**25 ± 5 km**	~12–15 km	~10 km	~50 km East Lut: $\Sigma \sim$ 70 km	~13–20 km
Inferred fault inception	~20 Ma	**~20 Ma**	~5 Ma	~5 Ma	~5 Ma	~5 Ma
Very long-term slip-rate	~2.5–4 mm/yr [*Meyer et al.*, 2006]	**~1–1.5 mm/yr**	~2.4 mm/yr [*Walker and Jackson*, 2002]	[*Walker and Jackson*, 2004]	East Lut: $\Sigma \sim$ 14 mm/yr [*Walker and Jackson*, 2004]	[*Walker and Jackson*, 2004]
Long-term geologic Pleistocene slip-rate (~100 ka to ~2 Ma)			≥1.5 mm/yr [*Walker and Jackson*, 2002]			
Short-term geologic	~2 mm/yr	**~0.5–0.75 mm/yr**		West Neh ~1–5 mm/yr	East Neh ~1.75–2.5 mm/yr	
Holocene slip-rate (~12 ka)					Asagie ~1–2.5 mm/yr	

[a]Short-term geodetic slip-rates are obtained from two GPS campaigns, 4 years apart. Very long-term slip-rates combine the estimate of the total offset with the inferred time of fault inception. Long-term (Pleistocene) and short-term (Holocene) geologic slip-rates combine quaternary offsets of known or inferred age. Boldface figures are related to this study.

95 km) fault zones. Following the assumption by *Allen et al.* [2004] that the current stage of deformation initiated 5 ± 2 Ma ago, *Walker and Jackson* [2004] integrated the comparison between the long-term geologic offsets and short-term geodetic motions into a Late Tertiary kinematic model. The model assumes that during the last 5–7 Ma, right-lateral shear between Central and Eastern Iran had remained confined by the edges of the Lut with little motion to the west, within the Iranian plateau. Figure 3 summarizes the findings of *Walker and Jackson* [2004]. Summing the most likely values of the total offsets across the Sistan suture zone (Neh and Zahedan faults, ~70 km) and the Gowk-Nayband system (~12–15 km), they deduced a long-term shear-rate of 12–17 mm/yr similar to the ~16 mm/yr deduced from the GPS. Accounting for the modest internal deformation the GPS allows within Central Iran, they inferred limited activity along the Anar and Deshir faults and postulated that their total offsets had mainly accrued before ca 5 Ma. Their model therefore postulates that the current shear between Central and Eastern Iran results from ~2 mm/yr (Gowk-Nayband faults) and ~14 mm/yr (Sistan faults) of right-lateral slip along the edges of the Lut block. With the exception of the Nayband fault, for which a 3.2 km-offset of a river entrenched in a 2.1 Ma-old basaltic flow provides a minimum Pleistocene slip-rate of 1.5 mm/yr [*Walker and Jackson*, 2002], fault-rates discussed by *Walker and Jackson* [2004] are either short-term GPS-derived or very long-term geologic estimates (Table 1). These rates are dependent on the basic assumptions made; both the inception of deformation at 5–7 Myrs ago, and the reliability of GPS velocities extrapolated over geologic timescales may be questioned.

[6] Recent geomorphic studies within the Central Iran plateau [*Meyer et al.*, 2006] demonstrated the ongoing activity of the Deshir fault, 250 km west of the Gowk-Nayband system. The smallest cumulative offsets documented suggest the Deshir fault slips at a Holocene rate of ~2 mm/yr and has accumulated its total offset of 65 ± 15 km over a period longer than the last 5 Ma. This indicates that right-lateral shear between Central and Eastern Iran may have affected a wider region and started earlier than anticipated by *Walker and Jackson* [2004]. These recent observations further indicate that the assessment of the regional kinematics cannot rely solely upon geodetic or very long-term geologic slip-rates and deserves the determination of fault slip-rates integrating several seismic cycles. The Holocene slip-rate estimates from this study have been reported in Figure 3 and Table 1 to avoid duplication of figures and to allow an easy comparison with the GPS displacement field. The following two sections document the Late Quaternary offsets along the Anar fault, within the Iranian plateau, and along the Sistan fault zone, east of the Lut.

3. Strike-Slip Faulting Within the Iranian Plateau: The Anar Fault

[7] The Anar fault is a 200 km-long right-lateral strike-slip fault that is parallel to the Deshir fault to the east (Figure 2). The fault is located within the Central Iran

plateau and lies 250 km west of its eastern edge marked by the Nayband-Gowk fault system. The northern portion of the fault is made of several NNW-SSE closely spaced splays cutting across the structure and the morphology of Kuh-e-Kharanaq mountains (Figure 4). The splays merge southwards into a single and localized fault strand that cuts obliquely across Kuh-e-Bafq mountains and southwestern piedmont. The southern portion crosses the Anar salt flat and vanishes north of the Urumieh Dokhtar magmatics, where the fault bends eastward to reactivate a north-dipping thrust in the Kuh-e-Mosahem mountains. Geologic offsets have been documented across the northern and southern fault portions [e.g., *Nabavi*, 1970; *Walker and Jackson*, 2004] both cutting across structural units and displacing a series of NW-SE trending folds. The offset folds involve Jurassic-to-Middle Palaeogene sedimentary units and indicate inception of strike-slip motion later in the Tertiary. The northern fault portion offsets steeply dipping conglomeratic units and the right-lateral motion summed across the distinctive splays amounts $\sim$10 km (Figure 4). Offset of a distinct sandstone unit intercalated within Lower Cretaceous shales indicates a 25 $\pm$ 5 km right-lateral offset on the southern fault portion, and provides a likely estimate of total displacement accumulated across the Anar fault [e.g., *Walker and Jackson*, 2004].

[8] Morphological evidence of recent motion is found along the southern strand where the fault cuts across the Quaternary piedmont of Kuh-e-Bafq and the Anar salt flat (Figure 4). The east-facing scarp denoted by *Walker and Jackson* [2004] within ancient alluvium of the salt-flat (see their Figure 11c) is almost 30 m high based on SRTM topographic data. This step denotes a minor vertical component of slip and might be coeval with the larger, 900 m dextral deflection of the northern limit of the salt-flat (Figure 4). The evidence for the most recent faulting activity is found north of Anar where the fault disrupts a series of coalescent fans merging downstream with the salt flat depression (Figure 5). The relative ages of the fans can be estimated from their relative elevation and degree of incision by the active streambeds. The surface of the piedmont mainly corresponds to the most recent fan system. The drainage network outlines the active depositional lobes of the fans whose braided channels and river floodplains have incised the inactive parts (yellow shading, Figure 5) by a few meters at most. Older surfaces preserved in a few places (orange shading) have been incised by numerous ephemeral streams and by tributaries of the active network. They either correspond to a preceding fan system or to older alluviums deposited while aggradation of the fan was taking place. Although the fault is scarcely discernible on LANDSAT imagery (28.5 m multispectral plus 14.25 m panchromatic bands), it is clearly seen on the SPOT5 imagery (2.5 m multispectral bands), owing to the higher resolution which reveals subtle morphological details. Except for the main river floodplains where it has been erased by erosion, a scarp, most often facing west, outlines the trace of the fault. The scarp is subdued, undetected on topographic profiles using SRTM data, and a few meters high at most. Two sites display clear evidence for recent right-lateral cumulative offsets. Site 1 locates at the contact between recent alluvium and abraded bedrock of Kuh-e-Bafq mountains. The fault cuts obliquely across a large river floodplain incised within the recent fan system (Figure 5b). East of the fault, the fan deposits mantle the basement rocks or surround elongated hills denoting the structural trends oblique to the fault. West of the fault, the fan deposits appear thicker and the structural trends are no longer discernible. Looking west, the right bank of the river, illuminated by the sun, is cleanly offset while the left bank, shaded, is not. This is common for right-lateral faults that often preserve right bank offsets and tend to erase left bank ones. The offset of the right bank amounts to 7.5 m and appears similar to that of two small gullies incised within the fan surface south of the left bank. The resolution of Quickbird imagery (60 cm panchromatic band) exemplifies the offset of the riser (Figure 6a), and confirms the reliability of the measurement obtained with the SPOT5 data. The photograph of Figure 6b highlights the sharpness of the offset-riser with the upstream and downstream banks of the river abutting against the fault scarp at right angle. Site 2 locates further to the south where the fault cuts across the middle of the piedmont (Figure 5c). Two abandoned alluvial surfaces can be distinguished. One appears similar to that of site 1 and has incised an older surface. Both surfaces are cut by the fault whose trace appears on the SPOT5 enlargement as a NE-SW narrow dark stripe. The scarp is oblique to the overall direction of the small intermittent streams flowing to the southwest. Across the older surface, there is no obvious continuity between the streams east of scarp and the streams west of it. The former seem to have been cut from their headwaters while the latter were offset and eventually drained south-eastward along scarp. Removing about 15–20 m of dextral fault motion aligns the upstream and downstream courses of most of the channels incised in the upper surface. A larger stream to the north that incises both the upper and lower surfaces is also displaced. The offset (right inset in Figure 5c) is difficult to estimate but appears smaller than the 15–20 m offset of the rills on the upper surface. The use of Quickbird data helps illustrating these offsets and allows measuring $\sim$8 m of right-lateral displacement for the smaller one (Figure 6c). The sharpness of the offset is clear in the field and the steepness of the riser indicates it corresponds to the last incision of the network (Figure 6d). The former observations indicate the Anar fault has accumulated about 15–20 m of dextral slip since the abandonment of the upper surface, almost twice that accumulated since the abandonment of the lower surface and the latest incision of the network.

4. Strike-Slip Faulting East of the Lut: The Sistan Faults

[9] The Sistan fault system outlines the N-S boundary between the Dasht-e-Lut and Dasht-e-Margo deserts (Figure 2). The system is about 400 km long and comprises several right-lateral strike-slip faults truncating the lowlands of Lut and Afghanistan and the intervening East Iranian ranges [*Berberian et al.*, 1999, Figure 7; 2000; *Walker and*

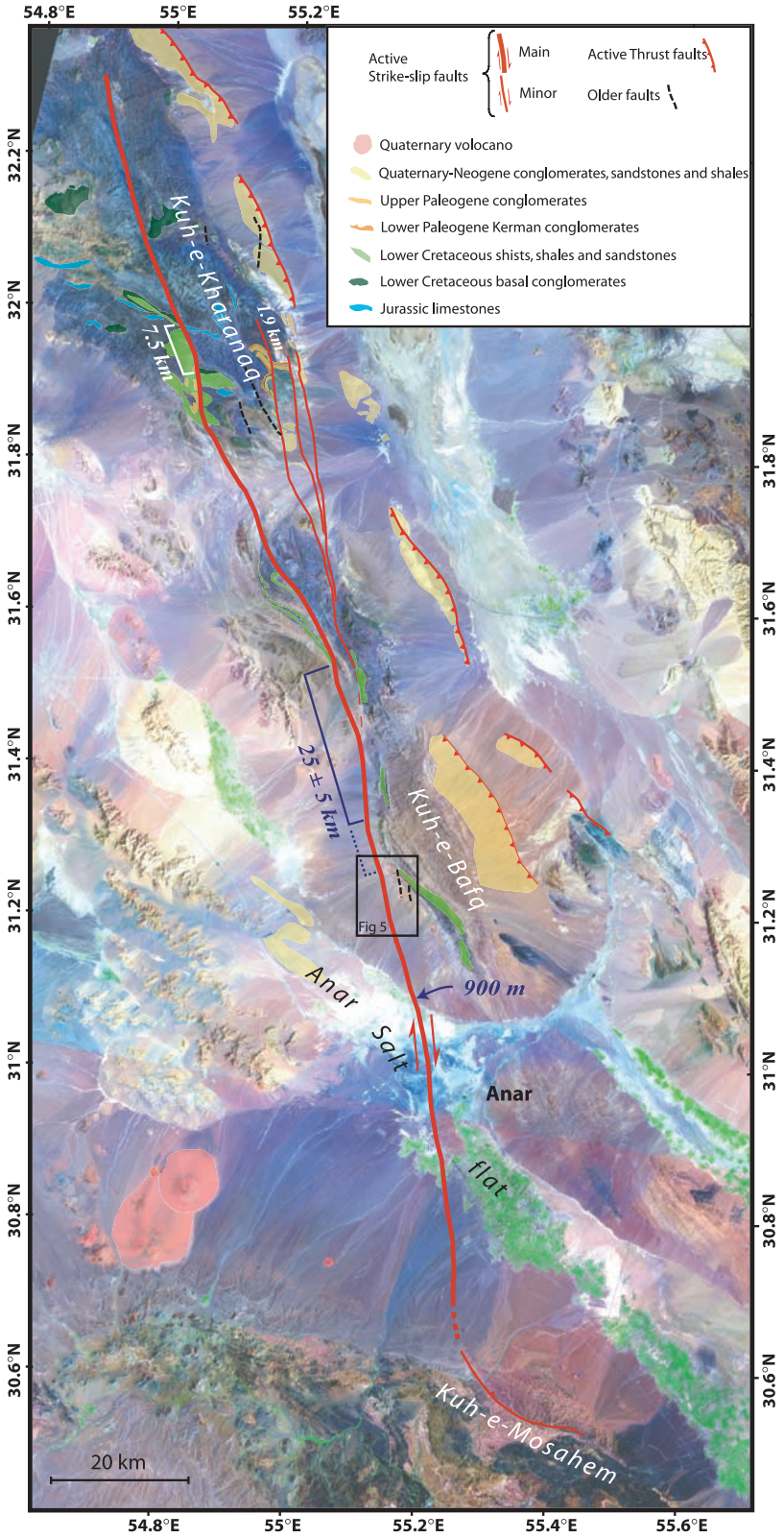


Figure 4. LANDSAT Mosaic of the Anar fault. Geologic information is reported from Yazd [*Nabavi*, 1970] and Ardekan [*Valeh and Haghipour*, 1970] 1/250.000 GSI maps. Offsets of distinctive units are denoted. White arrow near 31°N indicates a right-lateral deflection of salt-flat border. Box indicates location of Figure 5a.

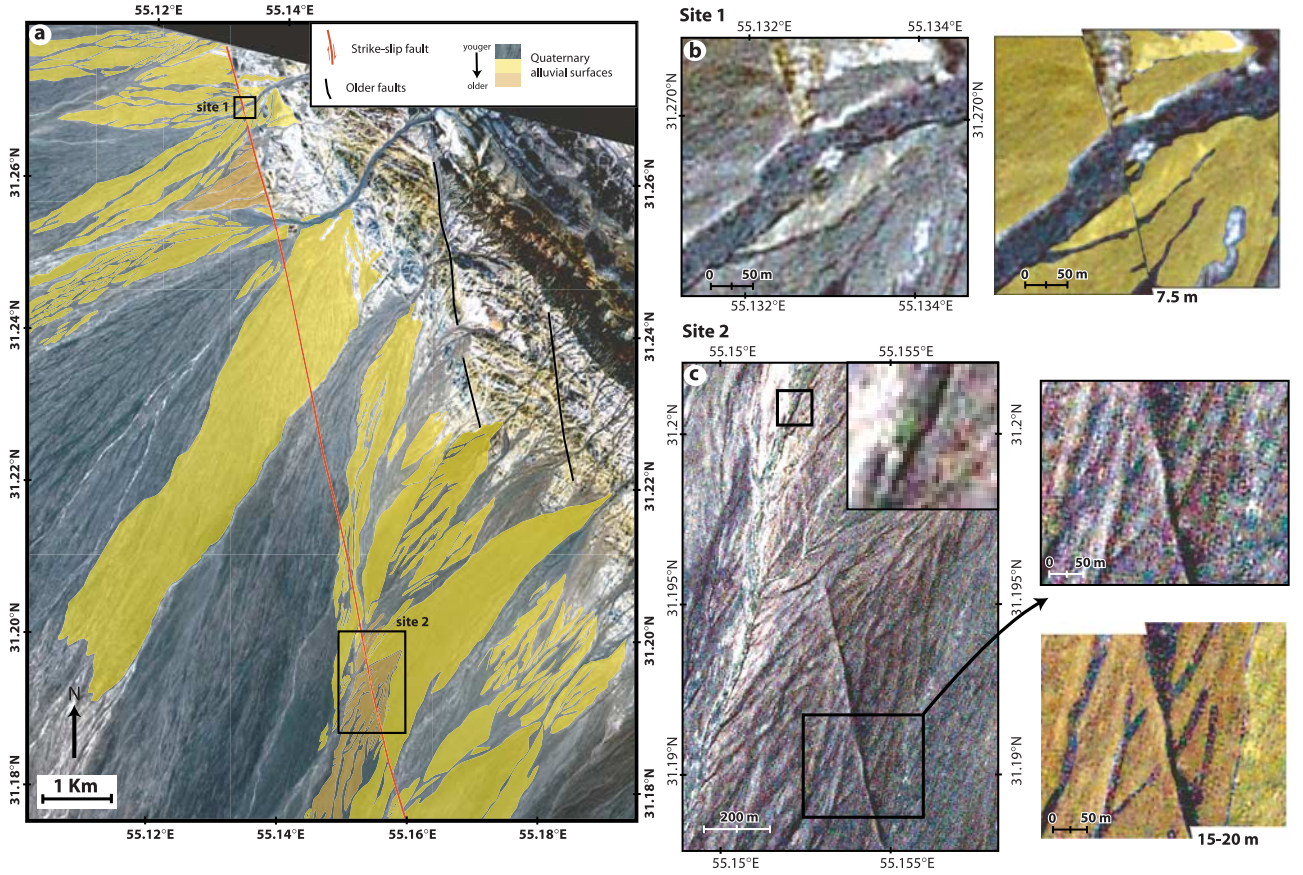


Figure 5. SPOT5 imagery along the southern portion of the Anar fault. (a) Fault trace cutting across the Quaternary piedmont. Channels and main river floodplains incise the youngest fan system (yellow shading) and the remains of an older one (orange shading). Boxes indicate location of site 1 (b) and site 2 (c), and location of Figures 6a and 6c Site enlargements point to recent cumulative offsets mostly coeval with the last incision of the network (left panels) with corresponding right-lateral motion restored (right panels).

Jackson, 2004]. The ranges involve two different accretionary prisms, the Neh and Ratuk complexes, often designated as the Sistan suture and thought to represent the remains of a former Neo-Tethys domain [e.g., *Tirrul et al.*, 1983]. The closure of that domain involved several phases of Late Cretaceous - Early Tertiary deformations and took place before the inception of the current strike-slip tectonic stage. The Sistan faults cut obliquely across the East Iranian ranges and offset several distinctive units of the suture. The geologic offsets on Figure 7 are reported from the detailed mapping of *Walker and Jackson* [2004], from which basic structural and stratigraphic information can be retrieved. These offsets provide likely estimates of the total offset since the inception of the strike-slip tectonics. The eastern side of the Lut that includes the East Neh, West Neh, Asagie, Kahurak, and Nosratabad faults has accumulated a larger offset (~60 km) than the Zahedan fault (~13–20 km) which lies 50 km east, bounding the Afghan lowlands. Consequently, we focused on the Eastern Lut and searched for offset morphologies where the faults disrupt recent alluvium on the available SPOT5 imagery. Between 30°N and 31.5°N, 14 sites (Figure 7 and Table 2) provide evidence for recent right lateral offset. Most of the sites concern the East Neh, West Neh, and Asagie faults and only one the Kahurak fault. The sites and corresponding offsets are described in Figures 8–11.

[10] Three sites locate along the East Neh fault (E1–E3 in Figure 7, and Table 2). Site E1 locates near 31.5°N along the northern portion of the East Neh fault where it cuts across the eastern piedmont of the Nasfandeh Kuh range (Figure 7). The fans that cover most of the piedmont have a dark-brown uniform hue on the SPOT5 image (Figure 8a). To the south, they are well preserved and have only been incised by intermittent streams denoted by a light-brown hue. To the north, the fans are more dissected and have been incised both by intermittent streams and by the river floodplains of the contemporary drainage. The fault disrupts the drainage and the offset accumulated since the incision of the fan surface amounts to 25 m. Site E2 locates ~25 km further to the south. There, the East Neh fault cuts across basement and disrupts the east-west trending drainage system. The fault runs in the middle of the SPOT5 extract (Figure 8b). The enlargement highlights the course of a large river whose main river floodplain shows ~25 m of

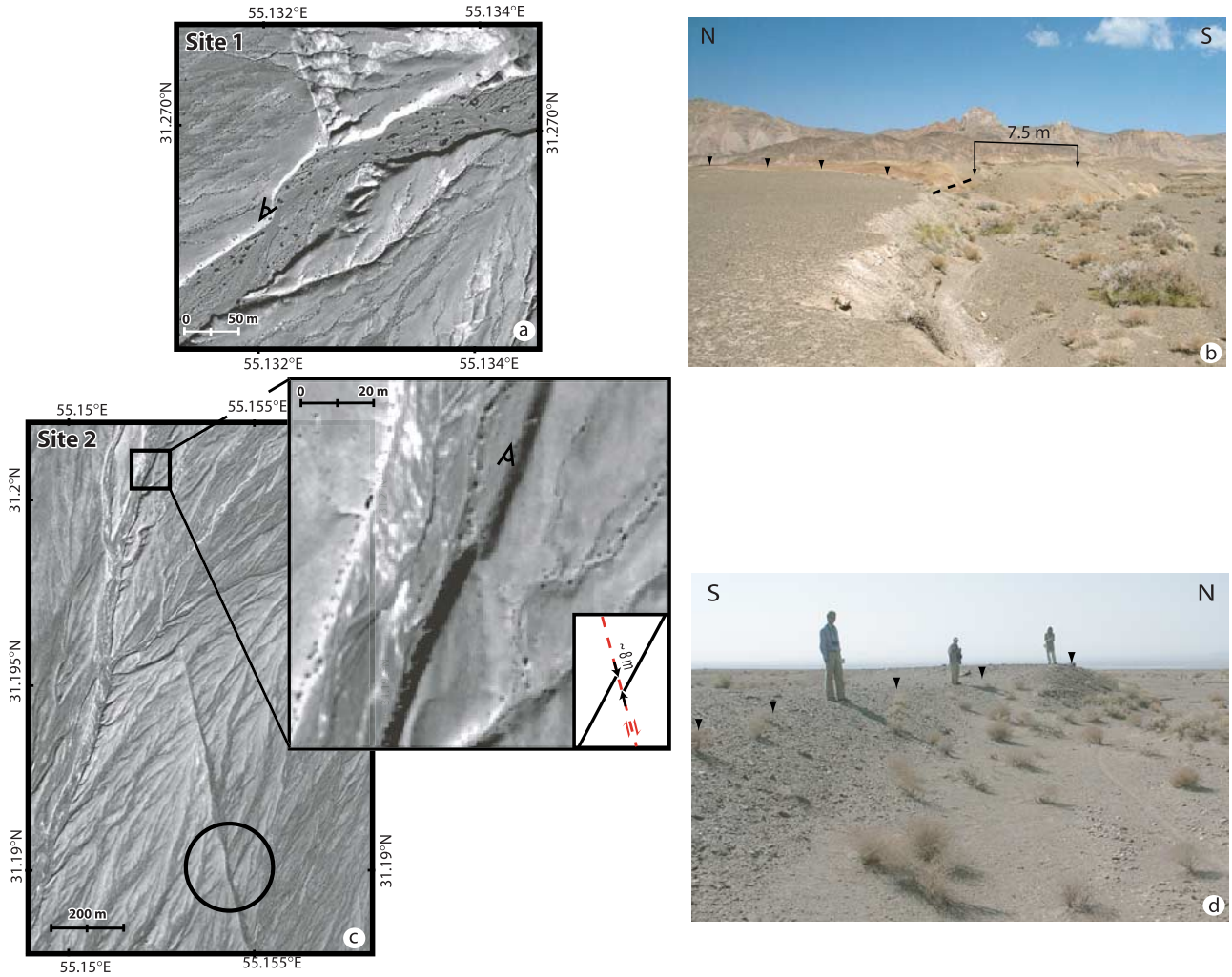


Figure 6. Quickbird imagery (a and c; see Figure 5 for location) and field photographs (b,d) of the Anar fault at site 1 (top) and site2 (bottom). The resolution (pixel size 0.6 m) exemplifies the offsets denoted with the SPOT5 data. The photographs outline the steepness of the offset-risers. Black triangles point to fault trace (c) or top of offset-riser (d). For site 2, circle and square with enlarging respectively denote the offset-rills and the offset-riser of Figure 5c.

dextral offset. Site E3 locate ~20 km further to the south where the fault runs across a series of alluvial fans (Figure 8c). The active fan system that locates east of the fault appears with a blue-grey hue on the color composition. Older fans crop out nearby the fault and have either light beige or dark brown hues. The enlargement shows a small stream that has incised the older fans to the base level of the active ones. The course of the stream indicates ~25 m of dextral-offset. This suggests the slip accumulated since the last regional incision of the drainage does not fluctuate much along strike for the East Neh fault.

[11] This is also the case for the Asagie fault, often considered as the southern portion of the East Neh fault. For the Asagie fault, three of the four sites that display recent cumulative displacements of the youngest fans are suggestive of a 25 m offset (A1–A3 in Figure 7, and Table 2). Site A1 locates about 35 km to the south of site E3, along the northern part of the Asagie fault, where it cuts across intermittent streams and intervening ridges (Figure 9a). The streams flow eastward from basement rocks (dark blue) to incise a Plio-Quaternary apron (light brown). The streams merge further east with the active drainage system outside the area covered in Figure 9a. The enlargement highlights a series of dextral offsets compatible with ~25 m of fault-motion since the incision and the coeval shaping of the ridges. Site A2 locate 6 km further to the south where the Asagie fault cuts across the upper reach of an east dipping piedmont mantling basement rocks (Figure 9b). The active fan system, denoted by light grey hues, covers most of the area to the south. Older fan systems cover most of the area to the north and appear with darker brown hues. Several meandering streams have incised the older fans to join the floodplains of the active network. The two largest streams are offset in a right-lateral sense. Restoring about 25 m of dextral fault-motion removes the bayonet-shaped portion of the southern stream and aligns the upstream and downstream

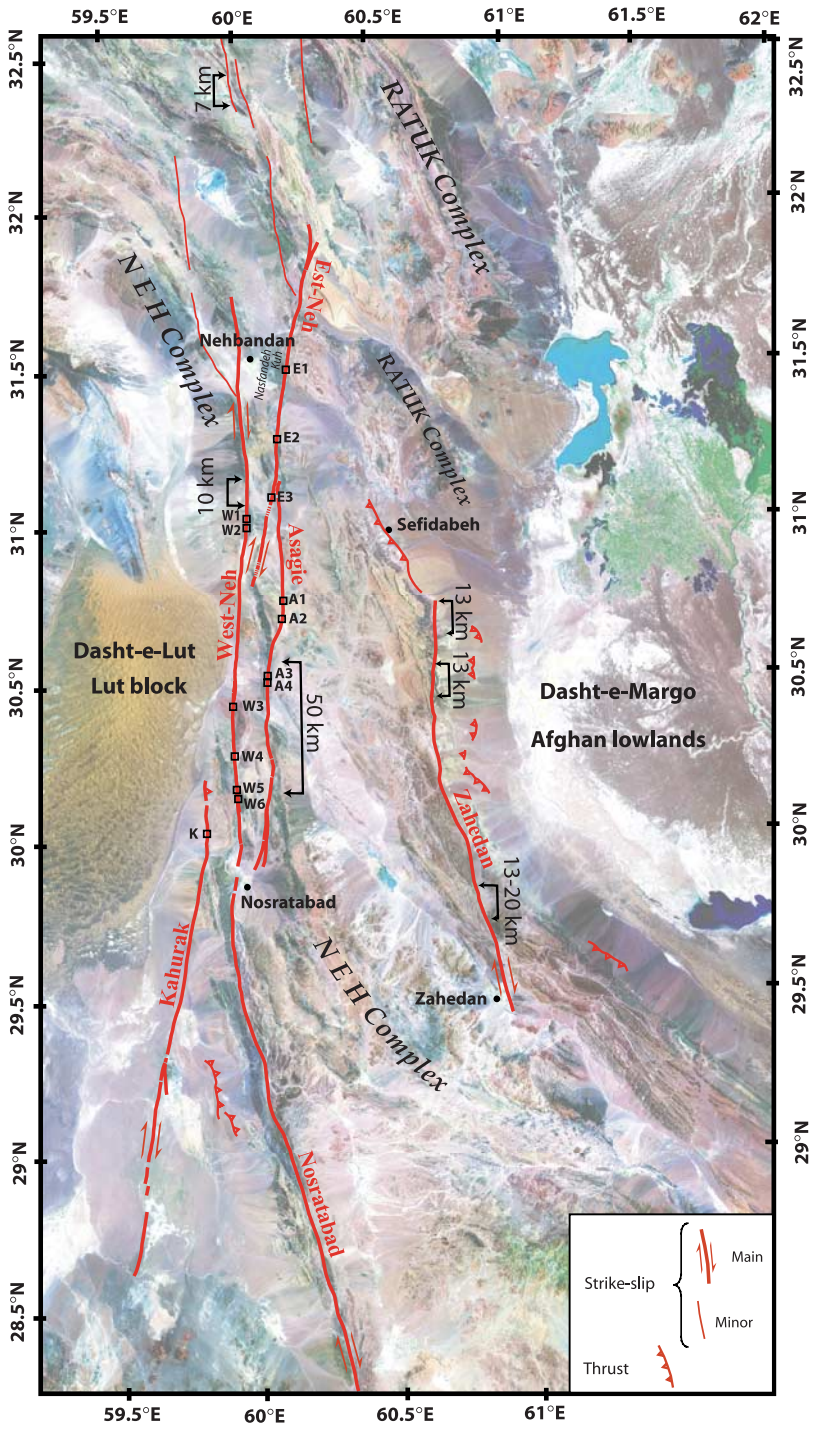


Figure 7. LANDSAT Mosaic of the Sistan region. Several parallel right-lateral faults displace units of the Sistan suture (Neh and Ratuk accretionary prism complexes). Geologic offsets are reported from *Walker and Jackson* [2004]. Boxes refer to sites with recent Quaternary offsets described in Figures 8–11.

portions of the northern one. Site A3 locates about 20 km to the south of A2. The trace of the fault that runs in the middle of Figure 9c separates basement to the west from a Quaternary piedmont to the east. The enlargement points to an abandoned alluvial fan whose surface (dark brown areas) has been incised by several narrow gullies and by one larger stream whose floodplain is denoted by light-blue hues. Both the gullies and the stream are deflected in a right lateral sense when crossing the fault trace, and restoring ~25 m of fault-motion aligns the upstream and downstream portions of the

Table 2. Geographic Coordinates of Offsets Used to Estimate Holocene Slip-Rates for the Deshir, Anar, and East Lut Fault Systems[a]

	Site	Latitude, °N	Longitude, °E	Offset, m	Type of Marker
Anar fault	site 1	31°16′11″	55°7′59″	7.5	river bank
	site 2	31°11′59″	55°9′8″	7.5–8	river bank
		31°11′26″	55°9′18″	15–20	channels
Deshir fault	*Deshir 1*	*30°38′23″*	*54°1′20″*	*25*	*offset streams*
	Deshir 2	*30°26′54″*	*54°7′23″*	*25*	*river bank*
Est-Neh fault	E1	31°29′34″	60°10′6″	25	fan edge
	E2	31°16′21″	60°7′39″	25	river incision
	E3	31°5′40″	60°6′18″	25	offset stream
Asagie fault	A1	30°45′50″	60°8′3″	25	streams and ridges
	A2	30°42′21″	60°7′51″	25	offset stream
	A2	30°42′15″	60°7′48″	25	offset stream
	A3	30°31′14″	60°4′15″	25	river incision
	A4	30°30′27″	60°4′11″	15	river incision
West-Neh fault	W1	31°1′11″	60°0′28″	20	fan edge
	W2	31°0′1″	60°0′22″	25	fan edge
	W3	30°26′12″	59°56′28″	45	fan edge and stream offset
	W4	30°16′23″	59°56′29″	50	canyon offset
	W5	30°9′50″	59°56′51″	25	offset streams
	W6	30°8′23″	59°56′59″	15	offset streams
Kahurak fault	K	30°2′4″	59°50′8″	35	offset stream

[a]The amount of offset and the nature of the marker are indicated in the two last columns. Sites along a given fault are ordered from the north (see graphical locations on Figures 5 and 7). Values for the Deshir fault are reported from *Meyer et al.* [2006] and italicized.

river-floodplain. Site A4 locates 2 km south of A3. The fault runs N-S in the middle of the SPOT5 extract (Figure 9d). To the north and to the south of the extract, the fault separates basement to the west from a Quaternary piedmont to the east. By the center of the extract, the fault cuts across the upper reach of the fans that mantle the piedmont. The enlargement shows the incision of the recent fan system (light grey and blue hues) within remnants of older systems (dark brown hue). The dextral deflection of the incision indicates a ~15 m offset, smaller than at sites A1–3.

[12] The West Neh fault neighbors and parallels the East Neh and Asagie fault along much of their lengths (Figure 7). Six sites distributed along the fault display a wider range of recent offsets than for the East Neh and Asagie faults. The offsets that postdate the last incision of the network vary between 15 m and 50 m (W1–W6 in Figure 6, and Table 2). Offsets of 20-25 m are found along the northern and central portions of the fault (sites W1 and W2). Greater offsets are found along the southern portion of the fault (sites W3 and W4), northeast of the northern tip of the Kahurak fault. At Site W1, the West Neh fault separates basement rocks to the East from a west dipping piedmont to the west (Figure 10a). By the center of the extract, the fault cuts and displaces the upper reach of a recent fan system. The enlargement shows a right-lateral offset of the northern edge of the fan that can be removed when restoring about 20 m of dextral fault-motion. Site W2 locates 3 km further to the south where the West Neh fault cuts across a Quaternary pediment (Figure 10b). The enlargement shows an old alluvial surface (dark blue) incised by small streams merging with the main river floodplains (light grey). The circle denotes remains of the old surfaces with a possible offset of 25 m that has accumulated since its incision by small streams. Site W3 locates 60 km further to the south where the Quaternary piedmont is cut and displaced by the fault (Figure 10c). Several alluvial fans that have been emplaced by streams flowing to the west can be distinguished. The remains of an old alluvial fan appear with dark brown hues in the center of the extract. The old fan is incised by the active alluvial surfaces and the river floodplains denoted with light grey colors. The southern edge of the old fan is cleanly offset because it has been preserved from erosion while active streams have smoothed the offset of the northern edge close to the fault. Restoring about 45 m of dextral fault-motion removes the bayonet-shaped portions of the southern incision and aligns the upstream and downstream floodplains of the recent fan system. Site W4 locates about 20 km further to the south and provides a similar offset. There, the fault cuts across old alluvial surfaces mantling basement rocks (Figure 10d). The oldest surface (dark blue) is made of material collected from ultrabasites cropping out further to the east. An intermediate surface (light brown) is made of material collected from Eocene rocks. Both surfaces are inactive and have been incised by the rivers whose floodplains appear as narrow stripes with light blue or grey hues. The river in the center of the extract flows to the west into a narrow canyon. The sharp offset of the canyon close to the fault postdates the emplacement of the alluvial surfaces and the incision of bedrock. The offset amounts to ~50 m and has accumulated since the last network incision. Sites W5 and W6 locate 15 km to the south by the portion of the West Neh fault that overlaps with the Kahurak fault and they provide smaller values of recent offsets. At site W5, the fault cuts across an east-dipping pediment mantling basement rocks (Figure 10e). The active fan system, denoted by light brown hues, covers most of the pediment to the south. An older system is outlined by dark brown areas and covers most of the piedmont to the north. Many small streams have

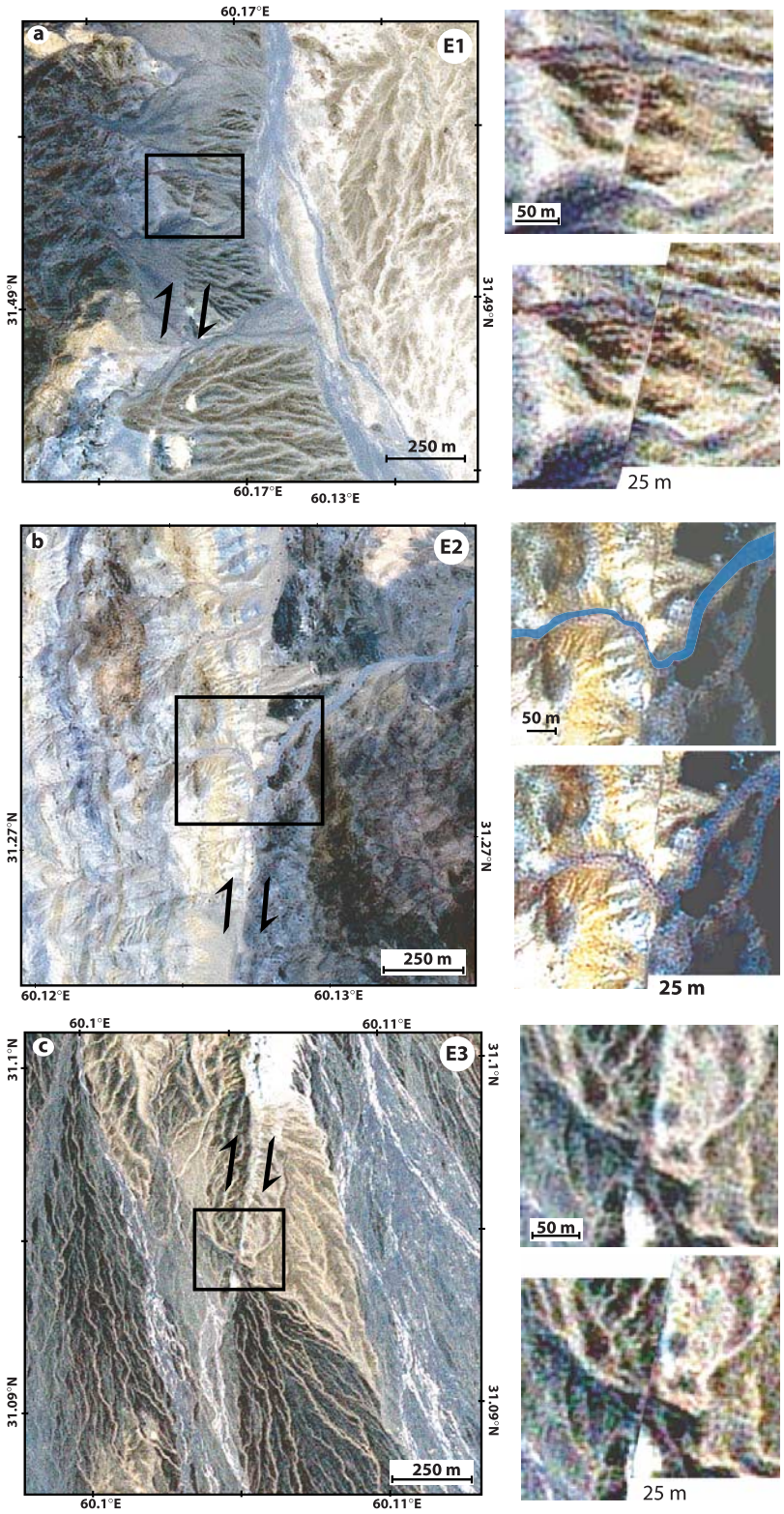


Figure 8. Late Quaternary offsets postdating the recent incision of the network along the East Neh fault. Sites are located on Figure 7. Boxes denote enlarged areas (top panels) with right-lateral motion restored (bottom panels).

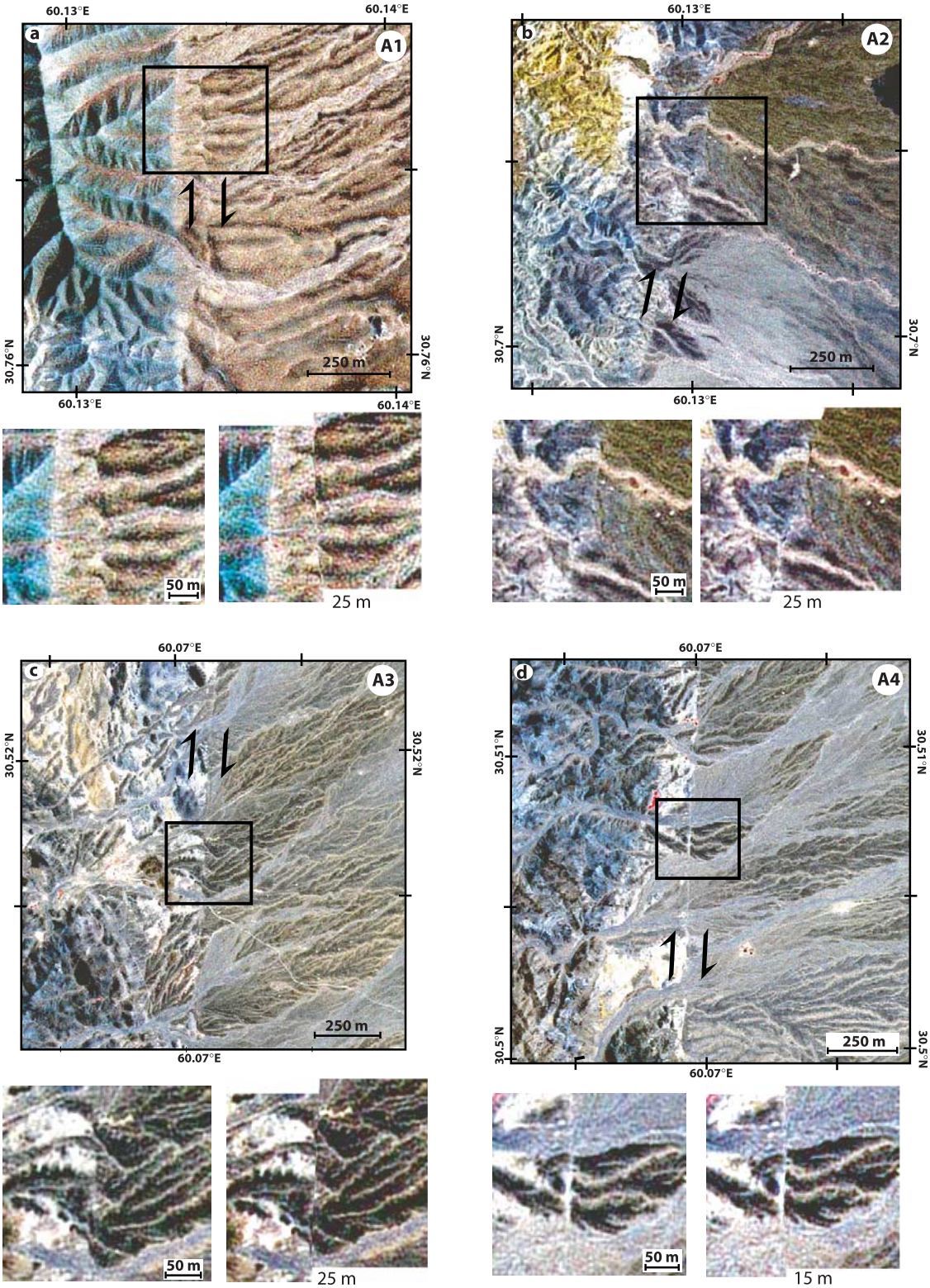


Figure 9. Late Quaternary offsets postdating the recent incision of the network along the Asagie fault. Sites are located on Figure 7. Boxes denote enlarged areas (left panels) with right-lateral motion restored (right panels).

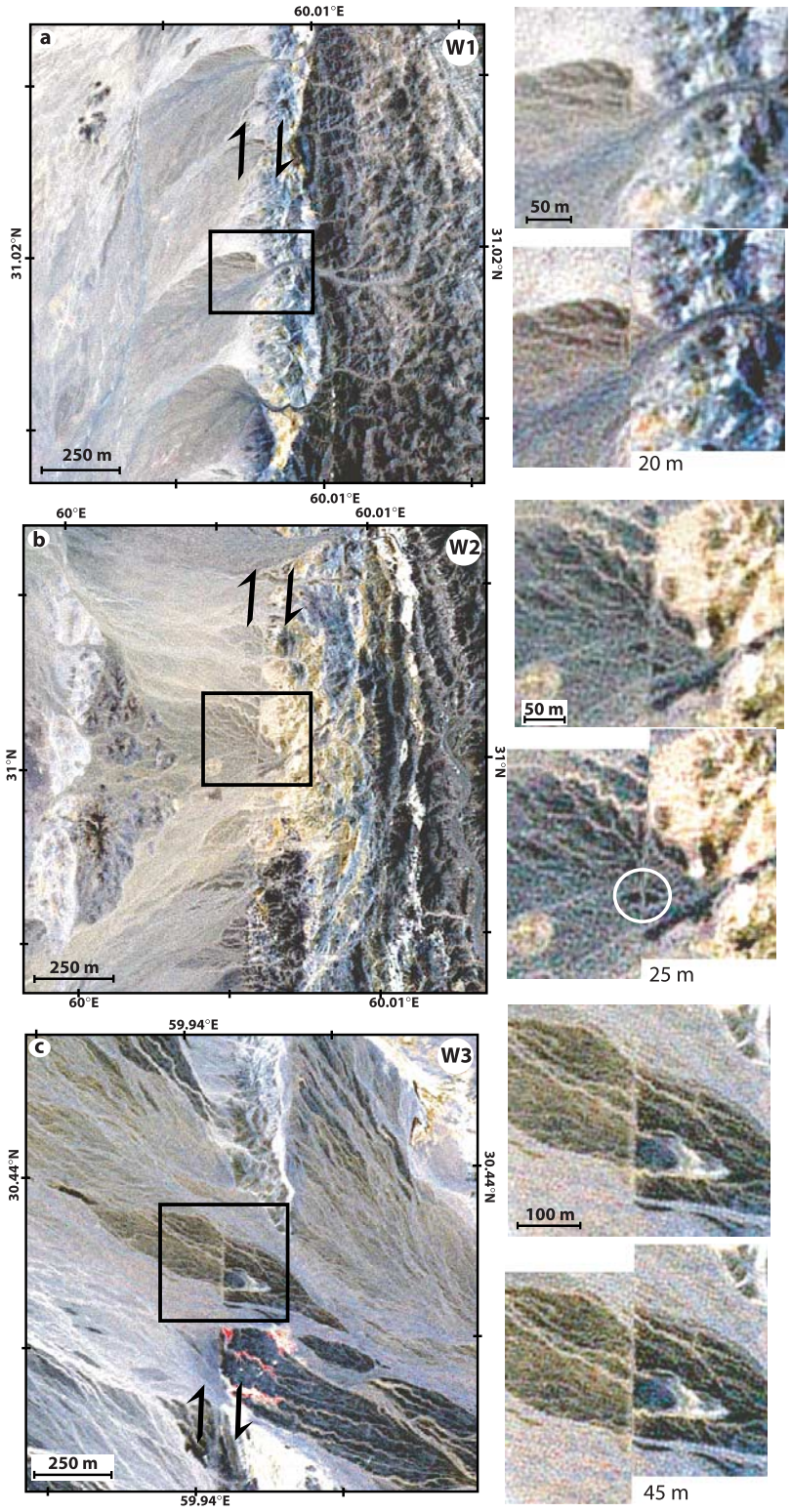


Figure 10. Late Quaternary offsets postdating the recent incision of the network along the West Neh fault. Sites are located on Figure 7. Boxes denote enlarged areas (top panels) with right-lateral motion restored (bottom panels).

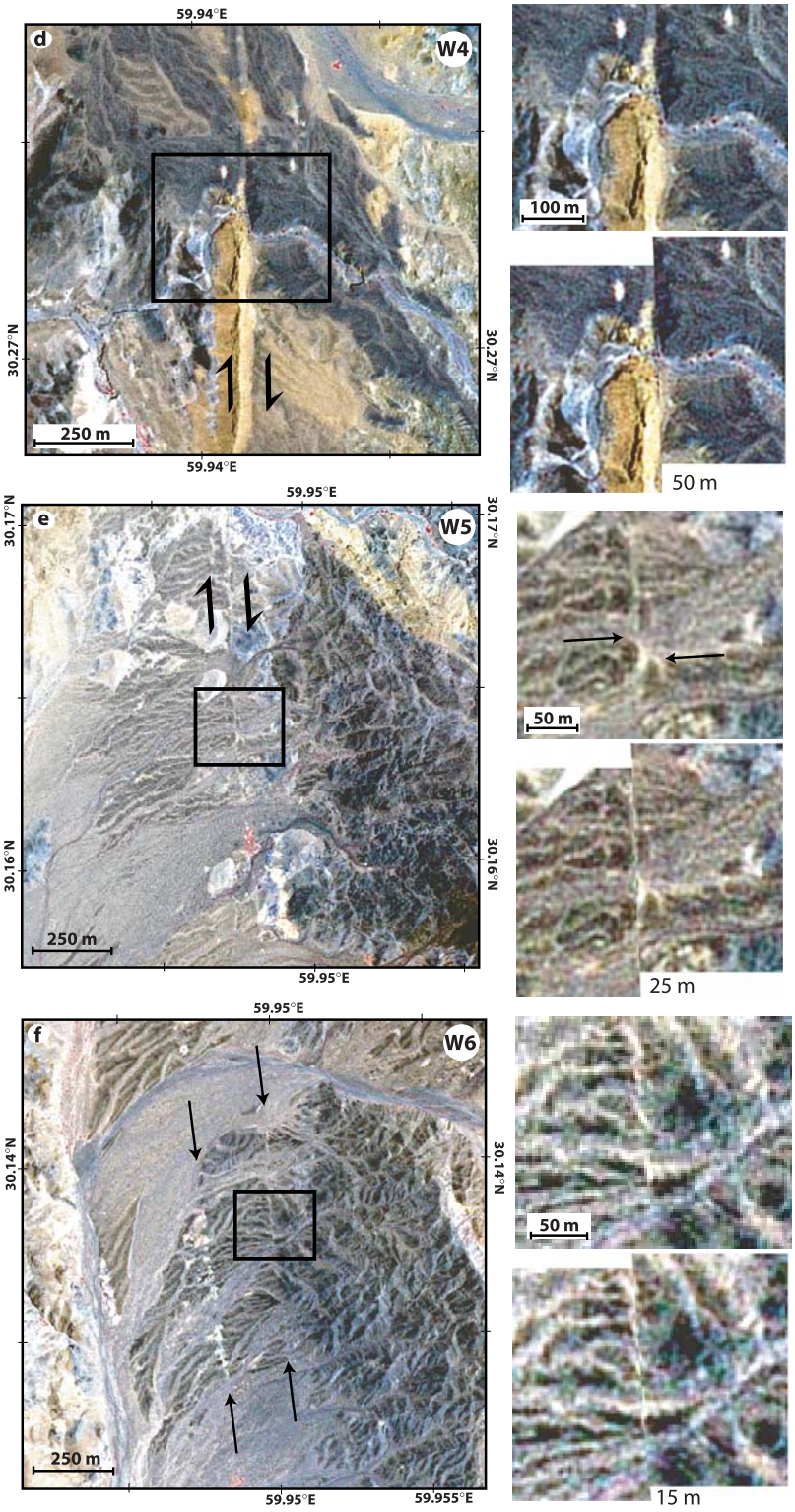


Figure 10. (continued)

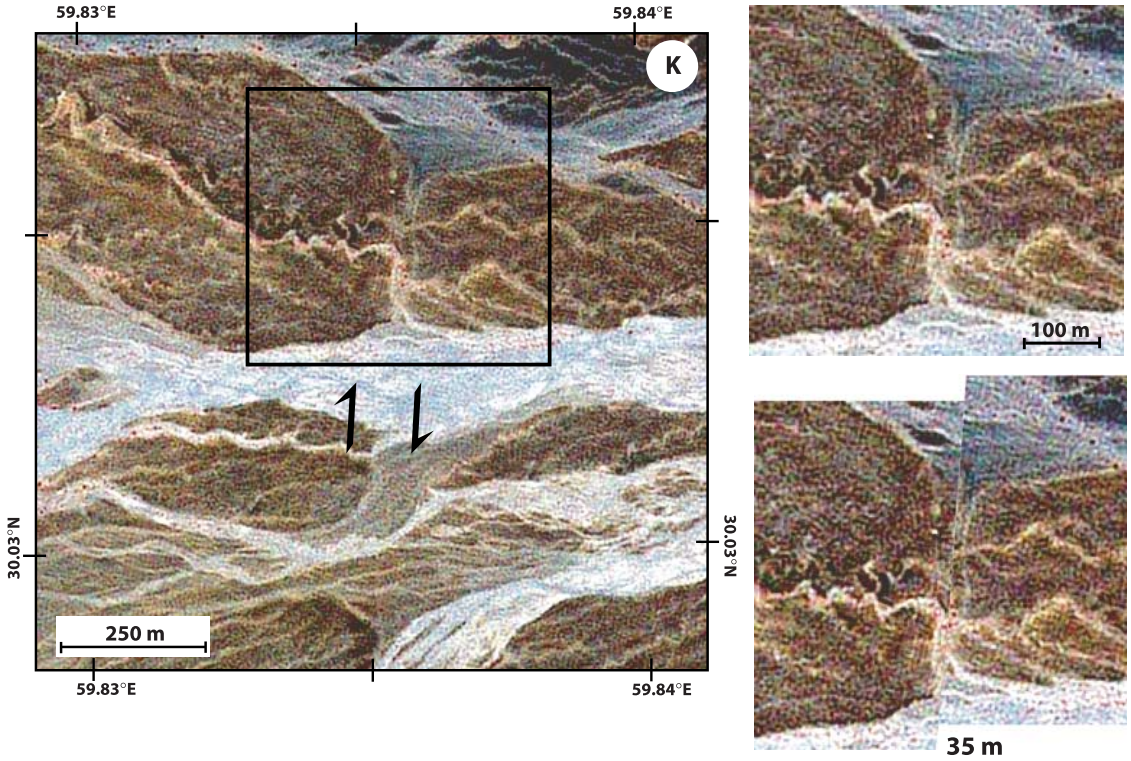


Figure 11. Late Quaternary offset postdating the recent incision of the network along the Kahurak fault. The site is located on Figure 7. Boxes denote enlarged areas (top panels) with right-lateral motion restored (bottom panels).

dissected the older fans to merge with the floodplains of the active network and several ones display a clear right-lateral offset. The enlargement points to one of these offsets with the arrows indicating the riser between the abandoned and active fans. Restoring about 25 m of fault-motion aligns the upstream and downstream portions of the risers and removes the morphologic offset. At site W6, the West Neh fault cuts across a west-dipping Quaternary piedmont. The fault is made of two parallel splays (arrows on Figure 10f) that merge into a single strand to the north and to the south of the extract. The splays cut across an active fan system (light grey) that has dissected an older fan (dark blue). Remnants of the older fan have been preserved close to the center of the SPOT5 extract. The enlargement shows ~15 m of dextral-offset along the eastern splay. The offset postdates the incision by the many small streams merging downstream with the active alluvial surfaces. This value does not account for a possible contribution of the western splay, and provides a minimum estimate for the slip accumulated since the incision.

[13] The Kahurak fault locates to the southwest of the West Neh fault. The northern portion of the Kahurak fault and the southern portion of the West Neh fault overlap over a 30 km long distance (Figure 7). Clues for recent motion are found at one site by the southern end of the overlapping region. Site K locates by 30°N where the Kahurak fault cuts across a series of alluvial fans (Figure 11). Several abandoned alluvial surfaces have brown and beige hues that distinguish from the main river floodplains denoted by blue or white colors. The detail shows a meandering stream within the surface of an old fan with a course compatible with an offset of 35 m. Restoring that amount of dextral motion realigns the northern edge of the fan surface but deconstructs its southern edge. This may result from a rejuvenated incision by the active riser along the main river floodplain, east of the fault.

5. Climate Evolution and Likely Age of the Recent Offsets

[14] The former observations indicate active strike-slip faulting occurs along the eastern edge of the Lut as well as within the Iranian plateau, along the Anar fault. Most of the offsets documented record the slip accumulated across imbricate fans since the last incision of the network. Neither the fans nor the offset-levels have been accurately dated precluding simple slip-rate calculations. Estimates of the slip-rates can be nonetheless inferred from the evolution of similar well-dated fan systems in three other places of Iran. The more complete description concerns faulted piedmonts along the Sabzevaran and Minab fault zones, in SE Iran, where four generations of Pleistocene alluvial fans have been correlated over vast areas [*Regard et al.*, 2004, 2005]. The youngest generation of the fans has been dated with ^{10}Be cosmogenic method and the abandonment of alluvial surfaces appears to correlate with global climate changes [*Regard et al.*, 2006]. *Regard et al.* [2006] document five

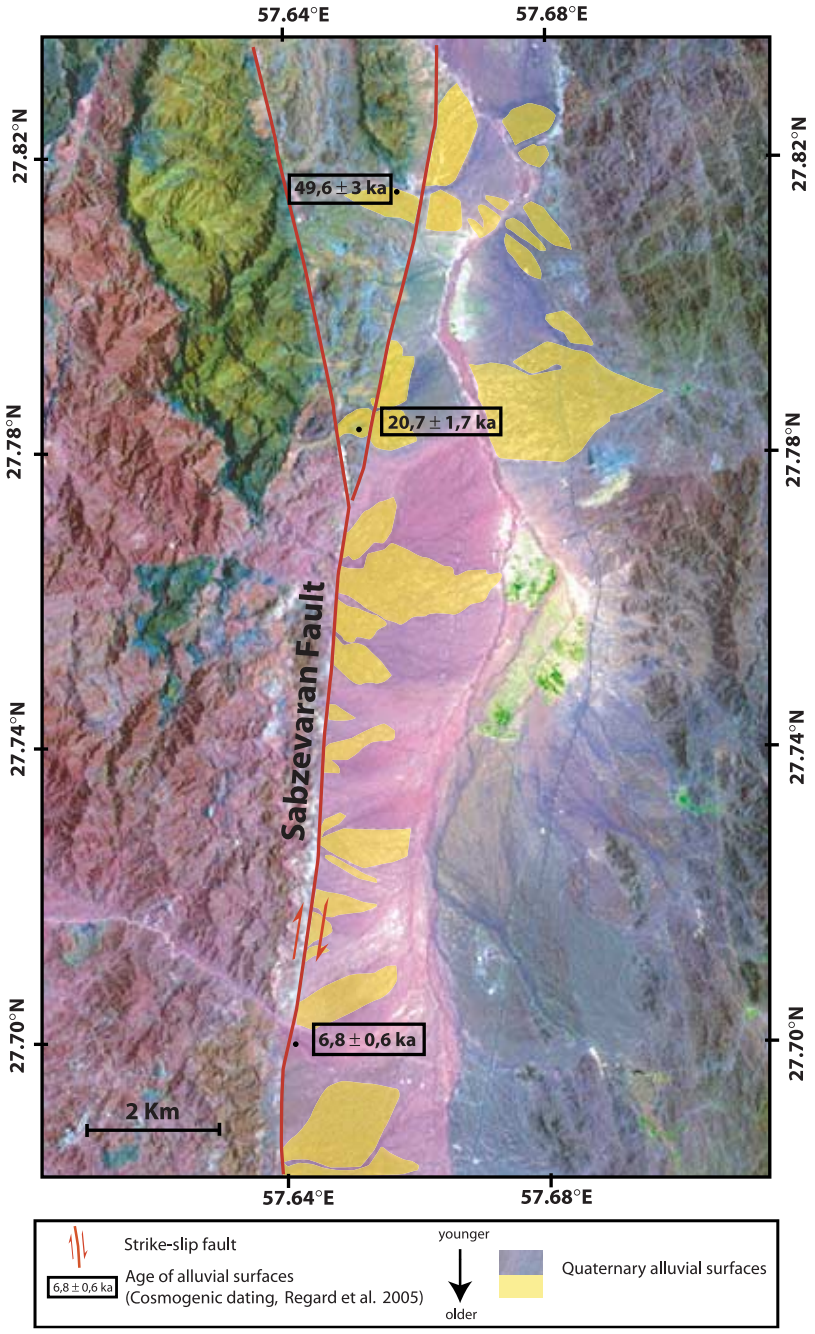


Figure 12. LANDSAT enlargement of the Sabzevaran fault with cosmogenic exposure ages reported from *Regard et al.* [2006]. Distinctive alluvial surfaces typify the faulted piedmont. Main river floodplains and intermittent braided channels incise the inactive parts (yellow shading) of the recent fan system. Available dating suggests a Late Pleistocene aggradation of the fans and a later regional incision.

inset levels with surface ages clustering around ~6, ~8, ~13, ~20, and ~45 ka. The ages obtained for the Sabzevaran fault are reported on a LANDSAT image distinguishing current depositional lobes from inactive parts of the recent fan system (Figure 12). The ages gathered on the inactive parts of the fans are all older than the Late Glacial Maximum while ages obtained on the still active parts of the fans are all younger. The age distribution suggests that the fans were emplaced during the last glacial period (Würm) with successive phases of aggradation lasting until the end of the Late Glacial Maximum, about 20 ka ago. The fans have been subsequently incised by the onset of Holocene global warming, about 12 ± 2 ka ago, with large remains of the Würm surfaces preserved upstream. Several levels dated at ~6–8 ka [*Regard et al.*, 2006] relate to the Holocene climatic optimum and are imbricated within the Early Holocene incision. The Holocene levels emplaced mostly downstream by fan-head entrenchment and outline the

active drainage system. The drastic change between the Würm aggradation and the Holocene incision has also been documented in north Iran. *Fattahi et al.* [2006a] have studied a portion of the Sabzevar thrust (SB on the inset Figure 2) warping a gently south-dipping piedmont. The fault disrupts a thick sequence of fanglomerates whose surface is perched ~10 m above the base level of the active streambed and intermittent tributaries. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating indicates that the youngest fanglomerates emplaced between 30 to 13 ka before the onset of an ongoing period of erosion [*Fattahi et al.*, 2006a]. A similar situation has been described for the Doruneh strike-slip fault where Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) dating of inset terraces indicates a shift from depositional to erosional conditions by ~10 ka [*Fattahi et al.*, 2006b]. The last significant incision therefore appears coeval with the onset of the Holocene in northern and southern Iran, and we think there is little, if any, reason for a different situation in central and eastern Iran.

[15] The recent evolution of climate in Iran also resembles that documented in other places of the deforming Eurasia where the Holocene warming has affected the geomorphology. It has long been proposed that a sudden change of the erosional conditions, thought to be coeval with the onset of the last deglaciation and the beginning of the Holocene, triggered widespread incision and shaped characteristic morphologies from the Mediterranean lowlands [e.g., *Armijo et al.*, 1992] up to the Tibetan plateau [e.g., *Armijo et al.*, 1986]. Further studies provided accurate dating and substantiated the morphologic imprint of the early Holocene incision in and around Tibet [e.g., *Van der Woerd et al.*, 1998, 2002; *Hetzel et al.*, 2004, 2006; *Mériaux et al.*, 2005], in the Aegean [*Benedetti et al.*, 2002, 2003] and across Italy [*Palumbo et al.*, 2004]. The former discussions make it reasonable to state that the onset of the Holocene global warming, associated with a drastic change in the sedimentation of the Persian Gulf [*Uchupi et al.*, 1999], has affected the landscape of Iran.

[16] The striking similarities between the morphologies of the imbricate fans that mantle the Anar, Deshir, West Neh and Sabzevaran piedmonts, together with the dates available for the Sabzevaran alluvial fans, suggest an early Holocene age of the latest regional incision. The offsets of the morphologic features we have described are inherited from that latest incision. Theses offsets have probably recorded fault motion since the beginning of the Holocene and can be used to estimate slip-rates over the last 12 ± 2 ka. Based on the offsets reported in this study, the slip-rates would be ~0.5–0.75 mm/yr, ~1.75–2.5 mm/yr, ~1–5 mm/yr, ~1–2.5 mm/yr for the Anar, East Neh, West Neh, and Asagie faults, respectively (Table 2 and Figure 3). Similarly, the site found along the Kahurak fault would indicate a rate of ~2.5–3.5 mm/yr for its northern portion but the single offset on which it is based makes this estimate unreliable.

6. Discussion and Conclusion

[17] The rates we have estimated for the Anar, East Neh, West Neh, and Asagie faults rely on a coherent morphoclimatic scenario, but they need to be checked by direct dating of the offset-fan surfaces. Without such direct dating, one cannot rule out possibilities for greater slip-rates if the incisions relate to the Holocene optimum (~6–8 ka) and for smaller slip-rates if the incisions predate the Holocene global warming. Because there is only one episode of regional incision for many of the sites we have described, we have assumed it relates rather to the largest and most recent climate change, the onset of the Holocene, than to less prominent climatic events. While the fault slip-rates estimated over the Holocene remain speculative, they offer a comparison with the very long-term estimates by *Walker and Jackson* [2004]. The Holocene dextral shear accumulated across the East Neh and West Neh faults would be about ~2.75–7.5 mm/yr near 30.5°N. To match the ~14 mm/yr anticipated by *Walker and Jackson* [2004] across the Eastern Lut fault system, the Holocene slip-rate across the Zahedan fault would have to be of 6.5 mm/yr at least. Although we lack high-resolution SPOT5 images along the Zahedan fault, it is unlikely that this fault, with length similar to and total offset smaller than the Anar fault, slips at such a rate. If the 16 mm/yr of differential GPS motion evidenced across the Lut do extrapolate to geologic timescales, hidden faults inside the Lut must have to account for a large part of the remaining shear. If not, GPS data have incorporated transient effects possibly associated with a strong coupling at the Makran subduction interface. The former alternative seems unlikely since the Lut is devoid of seismicity and behaves as a rather rigid block. The latter alternative suggests in turn that the 5 Ma-old age assumed for the inception of strike-slip faulting might be too young and needs revision. Assuming our Holocene estimates are correct and remained constant since the onset of motion, the total offset of 60 km across the Neh faults would have accrued over the last 8–22 Ma at overall rates of ~2.75–7.5 mm/yr. This is not in contradiction with recent studies constraining the onset of strike-slip faulting in the Kopeh Dagh [*Hollingsworth et al.*, 2006] and that of rapid exhumation in the Alborz mountains [*Guest et al.*, 2006] at 10 and 12 Ma, respectively.

[18] While the Holocene slip-rate summed across the Sistan faults is smaller than the long-term estimates of *Walker and Jackson* [2004], it is close to the GPS-derived estimate proposed by *Reilinger et al.* [2006]. The latter have modeled the GPS data with a rigid block formalism allowing for intersismic strain accumulation along the block boundaries. They derive a right-lateral slip of 5.5 mm/yr along the N-S boundary of the Sistan suture zone [see *Reilinger et al.*, 2006, Figure 9c]. This result however is influenced by the position and the amount of slip of adjacent block-boundaries, specifically the NE-SW boundary connected to the West Lut and located immediately north of the vector KERM (Figure 3). The latter boundary that cuts obliquely across the Anar fault requires a shortening of ~6 mm/yr, as much as across the entire Zagros, and a dextral slip of ~5.5 mm/yr, almost twice the rate of the Nayband fault. While some distributed shortening is indeed documented in the Kerman province [*Walker*, 2006] with interacting thrust and strike-slip faults able to produce *Mw*

$\sim$ 6.5 earthquakes [e.g., *Talebian et al.*, 2006], this limited deformation cannot account for the amounts of shortening and strike-slip required on the former boundary. While the East and West Lut boundaries are geologically reasonable, have a long-term history of motion and show clear morphological evidence of recent activity, this is not the case for the boundary cutting across the Anar fault. This casts some doubts on the slip-rates whose estimates are tied to this boundary. Our understanding of the recent tectonics of Iran will long remain subordinate to a better knowledge of geodetic and geologic slip-rates. This requires longer GPS observations and denser networks designed to retrieve the intersismic strain across individual faults, as recently done for the Minab fault zone [*Bayer et al.*, 2006], as well as extensive sampling and accurate dating of well-constrained offset-morphologies. The sites described in the present-study offer a number of morphological offsets that should be targeted for a better assessment of the seismic hazard in Eastern Iran.

[19] **Acknowledgments.** CNES and SPOT Image (ISIS program contracts ISIS0403-622 and ISIS0510-812) made available the SPOT5 data used in this study. PNTS provided additional funding for the Quickbird imagery. Figure 2 has been produced using the GMT software [*Wessel and Schmidt*, 1995]. We are grateful to Mohammad Foroutan for efficient organisation of our short field trip to the Anar fault and indebted to the Geological Survey of Iran for supporting our work. We acknowledge helpful and detailed reviews by Manuel Berberian, Vincent Regard, and an anonymous reviewer. The sharp but constructive criticisms by the anonymous reviewer helped to improve the presentation and the discussion of the data, but we alone are responsible for remaining inaccuracies and errors.

References

Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet, and F. Mouthereau (2005), Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, *94*, 401–419.

Agard, P., P. Monié, W. Gerber, J. Omrani, M. Molinaro, B. Meyer, L. Labrousse, B. Vrielynck, L. Jolivet, and P. Yamato (2006), Transient syn-obduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T-deformation-time-kinematics constraints: Implications for the Neotethyan wedge dynamics, *J. Geophys. Res.*, *111*, B11401, doi:10.1029/2005JB004103.

Allen, M., J. Jackson, and R. Walker (2004), Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, *23*, TC2008, doi:10.1029/3003TC001530.

Armijo, R., P. Tapponnier, J. L. Mercier, and H. Tonglin (1986), Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, *91*, 13,803–13,872.

Armijo, R., P. Tapponnier, and H. Tonglin (1989), Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet, *J. Geophys. Res.*, *94*, 2787–2838.

Armijo, R., H. Lyon-Caen, and D. Papanastassiou (1992), East-west extension and Holocene normal-faults scarps in the Hellenic arc, *Geology*, *20*, 491–494.

Avouac, J. P., and P. Tapponnier (1993), Kinematic model of active deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, *20*(10), 895–898.

Bayer, R., J. Cry, M. Tatar, P. Vernant, M. Abbassi, F. Masson, F. Nilforoushan, E. Doerflinger, V. Regard, and O. Bellier (2006), Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, *165*, 373–381.

Bendick, R., R. Bilham, J. Freymueller, K. Larson, and G. H. Yin (2000), Geodetic evidence for a low slip-rate in the Altyn Tagh fault system, *Nature*, *404*(6773), 69–72.

Benedetti, L., R. Finkel, D. Papanastassiou, G. King, R. Armijo, F. Ryerson, D. Farber, and F. Flerit (2002), Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greec) determined by 36Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(8), 1246, doi:10.1029/2001GL014510.

Benedetti, L., R. Finkel, G. King, R. Armijo, D. Papanastassiou, F. Ryerson, F. Flerit, D. Farber, and G. Stavrakakis (2003), Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from 36Cl cosmogenic dating, *Terra Nova*, *15*(2), 118–124.

Berberian, F., and M. Berberian (1981), Tectono-Plutonic episodes in Iran, in *Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic evolution*, *Geodyn. Ser.*, vol 3, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany, pp. 5–33.

Berberian, M., and G. C. P. King (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, *18*, 210–265.

Berberian, F., I. D. Muir, R. J. Pankhurst, and M. Berberian (1982), Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *J. Geol. Soc.*, *139*, 605–614.

Berberian, M., J. A. Jackson, M. Qorashi, M. M. Khatib, K. Priestley, M. Talebian, and M. Ghafuri-Ashtiani (1999), The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'enat) earthquake (Mw 7.2): Faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, *136*, 671–694.

Berberian, M., J. A. Jackson, M. Qorashi, M. Talebian, M. M. Khatabi, and K. Priestley (2000), The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan Suture zone, *Geophys. J. Int.*, *142*, 283–299.

Burov, E. B., and A. B. Watts (2006), The long-term strength of continental lithosphere: "Jelly sandwich" or "crème brûlée"?, *GSA Today*, *16*, 4–10.

England, P., and D. McKenzie (1982), A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. Astro. Soc.*, *70*, 295–321.

England, P., and P. Molnar (1997), The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *Geophys. J. Int.*, *130*(3), 551–582.

Fattahi, M., R. Walker, J. hollingsworth, A. Bahroudi, H. Nazari, M. Talebian, S. Armitage, and S. Stokes (2006a), Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *245*, 673–684.

Fattahi, M., R. Walker, M. Khatib, A. Dolati, and A. Bahroudi (2006b), Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran the Sabzevar thrust fault, NE Iran, *Geophys. J. Int.*, *168*(2), 691–709.

Friedrich, A. M., B. Wernicke, N. A. Niemi, R. A. Bennett, and J. L. Davis (2003), Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years, *J. Geophys. Res.*, *108*(B4), 2199, doi:10.1029/2001JB000682.

Guest, B., D. E. Stockli, M. Grove, G. J. Axen, P. S. Lam, and J. Hassanzadeh (2006), Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *118*, 1507–1521.

Hetzel, R., M. Tao, S. Stokes, S. Niedermann, S. Ivy-Ochs, B. Gao, M. R. Strecker, and P. W. Kubik (2004), Late Pleistocene/Holocene slip-rate of the Zhangye thrust (Qilian Shan, China) and implications for the active growth of the northeastern Tibetan Plateau, *Tectonics*, *23*, TC6006, doi:10.1029/2004TC001653.

Hetzel, R., S. Niedermann, M. Tao, P. W. Kubik, and M. R. Strecker (2006), Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: 10Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan, *J. Geophys. Res.*, *111*, F03012, doi:10.1029/2005JF000352.

Hollingsworth, J., J. Jackson, R. Walker, M. R. Gheitanchi, and M. J. Bolourchi (2006), Strike-slip faulting, rotations, and along strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran, *Geophys. J. Int.*, *166*, 1161–1177.

Homke, S., J. Vergés, M. Garcés, H. Emami adn, and R. Karpuz (2004), Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *225*, 397–410.

Jackson, J. (2002), Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich?, *GSA Today*, *12*(9), 4–10.

Leloup, P. H., R. Lacassin, P. Tapponnier, D. Zhong, X. Liu, L. Zhang, S. Ji, and P. T. Trinh (1995), The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, *251*, 3–84.

Mériaux, A.-S., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, R. C. Finkel, X. Xu, Z. Xu, and M. W. Caffee (2004), Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh, *J. Geophys. Res.*, *109*, B06401, doi:10.1029/2003JB002558.

Mériaux, A.-S., P. Tapponnier, F. J. Ryerson, X. Xu, G. King, J. Van der Woerd, R. C. Finkel, H. Li, M. W. Caffee, Z. Xu, and C. Wenbin (2005), The Aksay segment of the Northern Altyn Tagh fault: Tectonic Geomorphology, Landscape Evolution and Holocene slip-rate, *J. Geophys. Res.*, *110*, B04404, doi:10.1029/2004JB003210.

Meyer, B., P. Tapponnier, L. Bourjot, F. Métivier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, G. Shunmin, and C. Zhitai (1998), Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau, *Geophys. J. Int.*, *135*, 1–47.

Meyer, B., F. Mouthereau, O. Lacombe, and P. Agard (2006), Evidence of Quaternary activity along the Deshir fault: Implication for the Tertiary tectonics of Central Iran, *Geophys. J. Int.*, *164*, 192–201.

Molnar, P., and P. Tapponnier (1975), Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, *Science*, *4201*, 419–426.

Nabavi, M. H. (1970), Geological Map of Yazd sheet (H9), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Teheran.

Palumbo, L., L. Benedetti, D. Bourlès, A. Cinque, and R. Finkel (2004), Slip history of the Magnola Fault

(Apennines, Central Italy) from 36Cl surface exposure dating: Evidence for strong earthquakes over the Holocene, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *225*, 163–176.

Peltzer, G., P. Tapponnier, and R. Armijo (1989), Magnitude of Late Quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet, *Science*, *246*, 1285–1289.

Regard, V., O. Bellier, J.-C. Thomas, M. R. Abbassi, J. Mercier, E. Shabanian, K. Feghhi, and S. Soleymani (2004), Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system, *Tectonics*, *23*, TC4007, doi:10.1029/2003TC001599.

Regard, V., O. Bellier, J.-C. Thomas, D. Bourlès, S. Bonnet, M. R. Abbassi, R. Braucher, J. Mercier, E. Shabanian, Sh. Soleymani, and Kh. Feghhi (2005), Cumulative right-lateral fault slip-rate across the Zagros - Makran transfer zone: Role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in SE Iran, *Geophys. J. Int.*, *162*, 177–203.

Regard, V., O. Bellier, R. Braucher, F. Gasse, D. Bourlès, J. Mercier, J.-C. Thomas, M. R. Abbassi, E. Shabanian, and Sh. Soleymani (2006), 10Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *242*, 36–53.

Reilinger, R., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, *111*, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.

Sella, G. F., T. H. Dixon, and A. Mao (2002), REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, *107*(B4), 2081, doi:10.1029/2000JB000033.

Talebian, M., and J. Jackson (2002), Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.*, *150*, 422–439.

Talebian, M., and J. Jackson (2004), A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, *156*, 506–526.

Talebian, M., J. Biggs, M. Bolourchi, A. Copley, A. Ghassemi, M. Ghorashi, J. Hollingsworth, J. Jackson, E. Nissen, B. Oveisi, B. Parsons, K. Priestley, and A. Saiidi (2006), The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: Reactivation of an intramountain reverse fault, *Geophys. J. Int.*, *164*(1), 137–148, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02839.x.

Tapponnier, P., and P. Molnar (1977), Active faulting and tectonics in China, *J. Geophys. Res.*, *82*(20), 2905–2930.

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

Tirrul, R., I. R. Bell, R. J. Griffis, and V. E. Camp (1983), The Sistan suture zone of Eastern Iran, *Geol. Soc Am. Bull.*, *94*, 134–150.

Uchupi, E., S. A. Swift, and D. A. Ross (1999), Late Quaternary stratigraphy, paleoclimate and neotectonism of the Persian (Arabian) Gulf region, *Mar. Geol.*, *160*, 1–23.

Valeh, N., and A. Haghipour (1970), Geological Map of Ardekan, scale 1:250,000, Geological Survey of Iran, Tehran.

Van der Woerd, J. W., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, R. Finkel, A. S. Meriaux, M. Caffee, G. G. Zhao, and Q. L. He (1998), Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), *Geology*, *26*(8), 695–698.

Van der Woerd, J., P. Tapponnier, F. J. Ryerson, A. S. Mériaux, B. Meyer, Y. Gaudemer, R. Finkel, M. Caffee, G. Zhao, and Z. Xu (2002), Uniform post-glacial 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, *Geophys. J. Int.*, *148*, 356–388.

Vernant, Ph., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M. R. Abassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chery (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, *157*, 381–398.

Walker, R. T. (2006), A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S. E. Iran, *J. Structural Geology*, *28*, 654–668.

Walker, R., and J. Jackson (2002), Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, *J. Struc. Geol.*, *24*, 1677–1698.

Walker, R., and J. Jackson (2004), Tectonics of Central and Eastern Iran, *Tectonics*, *23*, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.

Wallace, K., G. Yin, and R. Bilham (2004), Inescapable slow slip on the Altyn Tagh fault, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L09613, doi:10.1029/2004GL019724.

Wessel, P., and W. H. F. Schmidt (1995), New version of the generic mapping tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, *76*, 329.

Wright, T., B. Parsons, P. England, and E. Fielding (2004), InSAR observations of low slip-rates on the major faults of Western Tibet, *Science*, *305*, 236–239.

K. Le Dortz and B. Meyer, Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, CNRS, UCP, case 129–4 place Jussieu, 75252 Paris, France. (bmeyer@ccr.jussieu.fr)

Chapitre II :

Les vitesses moyennes géologiques court-terme des failles d'Iran Central :

mesures et datations de décalages morphologiques

Chapitre II : Les vitesses moyennes géologiques court-terme des failles d'Iran Central : mesures et datations de décalages morphologiques

La méthodologie employée au cours de ces travaux de thèse pour quantifier les vitesses de glissement à partir d'observations géologiques court-terme des failles décrochantes d'Iran central est décrite dans ce chapitre. Dans un premier temps, nous nous intéressons aux marqueurs morphologiques rencontrés en Iran central, à la détermination de leur décalage et à l'estimation de leur âge. Nous discuterons des difficultés rencontrées pour déterminer une vitesse de glissement à partir d'observations géologiques court-terme. Dans une seconde partie, nous présenterons les méthodes de mesure et de datations utilisées (isotopes cosmogéniques et OSL) au cours de ce travail de thèse pour déterminer la vitesse de glissement des failles du plateau iranien. Les résultats obtenus par cette approche sur les failles d'Anar et de Deshir sont présentés en chapitre III.

1. Principe de détermination des vitesses de glissement

1.1 Décalage de marqueurs morphologiques

La détermination d'une vitesse de glissement à partir d'observations géologiques court-terme nécessite d'identifier des marqueurs morphologiques, de mesurer leurs décalages et de les dater. Les marqueurs morphologiques peuvent correspondre à des terrasses marines, lacustre et alluviales, des cônes alluviaux, des dépôts colluviaux, des moraines abandonnées après le recul des glaciers ou des réseaux de drainage, voire des surfaces d'érosion marines ou continentales. Le décalage du réseau hydrographique est utilisé dans de nombreuses études car il est bien visible et facilement quantifiable. Cependant, l'âge de la mise en place du réseau est en général difficile à déterminer.

Au cours de ce travail de thèse sur les failles décrochantes d'Iran central, nous nous sommes intéressés au décalage de terrasses et de cônes alluviaux quaternaires et plus précisément au décalage de leur bord d'incision. Ces marqueurs sont généralement bien préservés des processus érosifs dans les régions arides, ce qui est le cas en Iran central. La mise en place et les caractéristiques de ces marqueurs sont décrites ci-dessous.

Les cônes alluviaux sont formés par des processus fluviaux, contrôlés par les variations climatiques (alternance de périodes arides et pluviales, d'avancées et de retrait glaciaires…). Ils sont constitués de dépôts de drainage étendus, de pente relativement faible et leur géométrie forme un éventail ouvert, avec une surface convexe vers le haut (e.g., Nilsen 1982). Les cônes alluviaux sont localisés au pied d'un relief, celui-ci fournissant le matériel constituant les cônes. Le raccord entre le cône et la vallée en amont définit l'apex du cône et est généralement marqué par une rupture de pente. Le matériel provenant des reliefs est transporté par un drainage fluvio-torrentiel. La diminution de la puissance des cours d'eau sur le piedmont, du fait de la brusque diminution de la pente, entraîne une baisse de l'efficacité de transport et donc le dépôt des sédiments (e.g. Fisher & Brown, 1972), qui s'accompagne d'une diminution progressive vers l'aval de la pente de la surface du cône.

Les terrasses alluviales forment des replats sur les versants d'une plaine alluviale ou d'une vallée fluviale. Elles sont formées d'une couche de sédiments alluviaux accumulés pendant une période d'aggradation où le pouvoir érosif du réseau de drainage est faible. Lorsque la rivière, coulant dans la plaine alluviale, entre dans une phase d'érosion (diminution du rapport charge/débit), il se produit une incision verticale et l'ancienne plaine alluviale est abandonnée au-dessus du lit du cours d'eau. Une terrasse alluviale constitue donc l'empreinte du passage d'un ancien lit majeur fluvial. La surface sommitale plus ou moins plane de la terrasse constitue la surface d'abandon qui peut être utilisée en tant que marqueur car elle fossilise la période de dépôt.

La mise en place et la morphologie des cônes et des terrasses sont associés, par de nombreux auteurs, aux changements climatiques (e.g. Bull, 1991 ; Dorn, 1994). Ainsi, à la fin d'un cycle glaciaire, le climat devenant plus humide et plus chaud, le matériel détritique peut être transporté vers l'aval, puis déposé pour former un cône alluvial de piémont. L'alternance de phases climatiques marquées par le dépôt et l'incision entraîne, dans le paysage, la

formation de niveaux alluviaux successifs (Figure II.1), dont l'âge croît avec l'altitude relative et le degré d'incision par les cours d'eau.

Considérons le cas où une terrasse alluviale se met en place sur la trace d'une faille active purement décrochante. À partir du moment où la surface de cette terrasse (T2, Figure I.1a) est abandonnée, elle commence à enregistrer les mouvements sur la faille, mais son bord d'incision est constamment rafraîchi par l'érosion latérale du lit fluvial actif (aggradation de T1). Lorsque la surface inférieure (T1) est à son tour abandonnée, lors d'une nouvelle phase d'incision, le bord d'incision entre les deux terrasses (T2/T1) devient un marqueur passif et commence à enregistrer les déplacements horizontaux (Figure I.1b) à la suite de tremblements de terre successifs. L'alternance des phases de dépôts et d'incision conduit à la formation de terrasses successives dont les bords d'incision sont décalés différemment (Figure I.1c). Ainsi, plus les terrasses sont vieilles et plus leur décalage cumulé est important.

La vitesse de glissement d'une faille peut être obtenue simplement en faisant le rapport du décalage par son âge. Les bords d'incision séparent deux surfaces d'altitude et d'âge différents et sont de très bons marqueurs pour repérer un déplacement le long d'une faille. L'âge de l'incision est donc à priori compris entre celui de la terrasse inférieure et celui de la terrasse supérieure. Pour déterminer correctement la vitesse de glissement en un lieu le long de la faille, il faut contraindre le déplacement, accumulé depuis l'incision de la surface (e.g. Mériaux et al., 2005, Cowgill 2007), en supposant que le bord d'incision se soit formé rapidement. Bien que la mise en place d'un cône s'effectue sur un intervalle de temps plus ou moins long, on peut dater les âges d'exposition des surfaces alluviales, par mesure de la production en isotopes cosmogéniques des échantillons en surface (e.g. Bierman 1994 ; Ritz et al., 1995 ; Brown et al., 1998 ; Van der Woerd, 1998). L'âge de la surface du cône ou de la terrasse, qui est obtenu par les datations cosmogéniques, correspond à la durée depuis laquelle la surface est abandonnée. Les sédiments situés sous la surface peuvent également être datés par des techniques de luminescence comme nous le verrons dans la suite de ce chapitre et fournissent l'âge du dernier dépôt mis en place lors de la construction du cône.

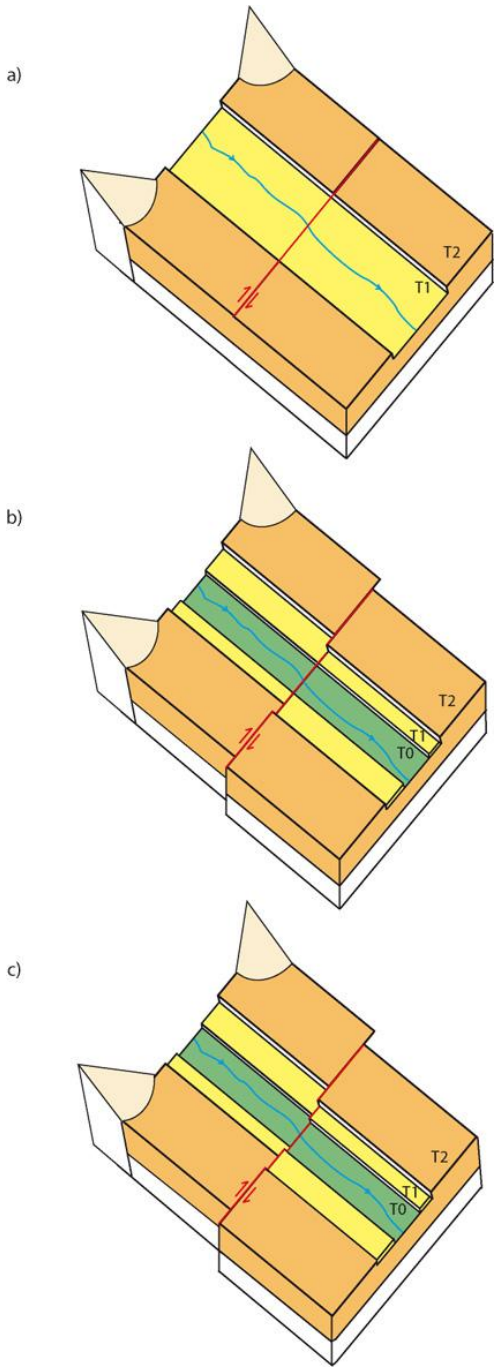


Figure II.1: Bloc diagramme schématisant la formation de terrasses alluviales successives (T2>T1>T0), recoupées par une faille décrochante dextre (modifié d'après Van der Woerd, 1998 ; Van der Woerd et al., 2002). a) La surface de T2 est abandonnée et la rivière construit T1. b) T2 a été décalée par la faille à la suite de plusieurs séismes, puis la surface de T1 est abandonnée. c) les terrasses T2 et T1 sont décalées à la suite de plusieurs séismes. L'érosion n'a pas encore rafraîchi le bord d'incision de la surface T1 et T0 est toujours occupé par la rivière.

1.2 Estimation de l'âge de l'incision

Plusieurs études soulignent le problème du choix de la surface (inférieure ou supérieure) pour déterminer l'âge d'initiation du décalage de la bordure d'incision. Celui-ci est souvent approximé par l'âge d'abandon d'une des deux surfaces. Cowgill (2007) décrit deux types de reconstruction géomorphologique possibles, proposés initialement par Mériaux et al. (2005). La reconstruction de la terrasse inférieure (Strath terrace reconstruction de Mériaux et al., 2005) permet d'obtenir une borne maximale de la vitesse, en supposant que le cours d'eau mettant en place la surface inférieure rafraîchit complètement l'incision de telle sorte que son décalage ne s'accumule qu'à partir du moment où la terrasse inférieure a été définitivement abandonnée. Dans ce cas, on utilise l'âge d'exposition de la surface inférieure. Ce type de reconstruction a été proposé, par exemple, pour la faille du Kunlun (Van der Woerd et al., 1998, 2002) et pour la faille de l'Altyn Tagh (Meriaux et al., 2004). Le second type de reconstruction est celui de la terrasse supérieure (Fill terrace de Mériaux et al., 2005) qui présume que le décalage du riser (talus) commence dès le début de l'incision de la surface supérieure, c'est-à-dire une fois que cette dernière a été abandonnée, mais avant que la surface inférieure ne le soit définitivement. L'âge d'exposition de la surface supérieure permet d'obtenir une valeur minimale pour la vitesse de glissement.

Les interprétations des âges choisis pour contraindre la vitesse de glissement géologique court-terme par datation d'objets morphologiques décalés sont donc parfois contestées. Par exemple dans le cas des décrochements d'Asie, Cowgill (2007) suggère que l'estimation de la vitesse de glissement peut varier d'un facteur 1.2 à 5 pour un même site, si l'on choisit l'âge de la terrasse inférieure ou celui de la terrasse supérieure pour caler celui du bord d'incision entre les deux terrasses. Ainsi, Cowgill (2007) considère que dans le cas de la faille de l'Altyn Tagh, la morphologie de certains sites nécessiterait de prendre l'âge de la surface supérieure pour déterminer la vitesse. En utilisant une reconstruction de la terrasse supérieure pour un site sur la faille de l'Altyn Tagh, Cowgill (2007, 11.7 ± 1.6 mm/an) obtient une vitesse de glissement trois fois plus lente que celle déterminée par Mériaux et al., (2004, 26.9 ± 6.9 mm/an), en prenant l'âge de la surface inférieure. Ces différences sont significatives sur certains sites de la faille de l'Altyn Tagh quand les âges des surfaces supérieures et inférieures définissant le riser sont nettement différents. Pour des sites étudiés sur la faille du Kunlun, les différences ne sont pas aussi importantes car les surfaces

supérieures et inférieures ont des âges plus proches : la vitesse de glissement déterminée en utilisant les âges des terrasses inférieures (11.5 ± 2.0 mm/an, Van der Woerd et al., 2000, 2002) ne diminuerait que d'un facteur 1.2 à 1.8 en utilisant l'âge des terrasses supérieures (Cowgill 2007). Pour un des sites étudiés le long du segment de Xidatan, la vitesse de glissement varie très peu, d'un facteur 1.05, selon la méthode de reconstruction choisie car les âges des terrasses inférieure et supérieure sont comparables (Van der Woerd et al., 1998, 2002).

Ces controverses sur les âges conduisent à rediscuter les différences entre les vitesses de glissement obtenues à partir d'observations géodésiques et les vitesses obtenues à partir de mesure de décalages morphologiques, pour de nombreuses failles. Certains auteurs proposent que ces différences, bien réelles, soient dues à des variations de la vitesse de glissement au cours du temps (e.g. Mériaux et al., 2004), tandis que d'autres suggèrent une interprétation erronée de l'âge des marqueurs décalés et donc de la vitesse (e.g. England et Molnar 2005 ; Cowgill, 2007). Dans le cas de la faille de l'Altyn Tagh, la vitesse de glissement proposée par Cowgill (2007) serait proche de celle déterminée par GPS à ~10 mm/an (Bendick et al., 2000 ; Wallace et al., 2004). En utilisant le même type de reconstruction, Zhang et al. (2007) obtiennent également une vitesse similaire à celle obtenue par GPS mais seulement pour certains sites et certaines données. Pour d'autres sites, Zhang et al. (2007) constatent qu'il existe toujours des différences entre la vitesse obtenue à partir d'observations géologiques et la vitesse obtenue à partir d'observations géodésiques. Cowgill et al (2009) proposent également une vitesse similaire, entre 9 et 14 mm/an pour la faille de l'Altyn Tagh, au site Yuemake, en combinant le décalage d'une bordure d'incision et la datation par ^{14}C des deux surfaces séparées par le riser.

Cette discussion met donc en évidence la nécessité d'étudier précisément chaque site afin de déterminer la reconstruction la plus appropriée et de dater précisément l'incision. C'est ce qui a été fait sur les failles d'Anar et de Deshir dans ce travail de thèse, pour tester les vitesses de glissement déduites par Meyer et al. (2006) et Meyer et Le Dortz (2007), en faisant l'hypothèse que le réseau de drainage actuel, incisant les surfaces alluviales, est lié à la dernière déglaciation contemporaine du début de l'Holocène (12 ± 2 ka).

L'utilisation de différentes méthodes de datation peut permettre de mieux contraindre l'âge de l'incision. De nombreuses études ont utilisé les datations au ^{14}C de la matière organique piégée dans les sédiments. Pour des périodes plus anciennes, la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques (e.g. ^{10}Be et ^{36}Cl pour ce travail) est mesurée dans des galets ou blocs de roche sur des surfaces alluviales. Ainsi, nous avons échantillonné des surfaces alluviales dans le but de dater leur âge d'exposition, par mesure de la production en isotopes cosmogéniques. Des datations OSL (Luminescence stimulée optiquement) complètent les datations des surfaces et permettront de préciser l'âge de l'incision en datant le dernier dépôt mis en place lors de la construction du cône ou de la terrasse. Ces méthodes de datation et la méthode employée pour mesurer des décalages géologiques ou morphologiques sont détaillées dans la suite de ce chapitre.

2. Méthodologie utilisée pour les failles d'Iran central

Cette partie concerne les méthodes que nous avons utilisées pour déterminer les vitesses de glissement des failles d'Anar et de Deshir. Ces vitesses de glissement ont été obtenues en mesurant des décalages d'objets morphologiques et en définissant leurs âges.

2.1. Mesure de décalages

Afin de calculer la vitesse de glissement d'une faille décrochante, il est nécessaire de mesurer des déplacements des marqueurs morphologiques ou géologiques situés de part et d'autres de la faille. Pour cela, il est indispensable d'étudier en détail la morphologie des failles actives.

L'étude sur le terrain est indispensable, mais l'observation des failles doit se faire préalablement par satellites. En effet, les images satellites sont très utiles dans des régions arides comme celle du centre et de l'est de l'Iran et ont été largement utilisées au cours de ce travail. Dans un premier temps, les analyses des travaux antérieurs, de l'imagerie satellitaire Landsat et des cartes géologiques du Geological Survey of Iran ont permis de cartographier les failles actives de la région et de compiler les décalages de marqueurs géologiques pour chaque système de faille. La résolution spatiale des images Landsat à 28.5 m permet de décrire la tectonique régionale et de définir la géométrie des structures géologiques. Leur analyse permet également d'accéder au décalage géologique total, qui est accumulé par la faille depuis le début de son activité. L'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT), réalisés à partir de données topographiques (e.g., SRTM : Shuttle Radar Topography Mission, résolution 90 m ou 30 m ; SPOT3D, résolution de 20 m) permet d'analyser le relief en trois dimensions et de quantifier également des déplacements.

Pour analyser plus finement les détails de la morphologie et identifier les décalages du réseau de drainage et/ou de surfaces alluviales, il est nécessaire d'utiliser des images avec une meilleure résolution. Ainsi, dans un deuxième temps, l'analyse des imageries satellitaires

SPOT 5 et Quickbird, avec des résolutions spatiales respectives de 2.5 m et 60 cm, a permis de mettre en évidence des décalages morphologiques récents le long des failles décrochantes de Deshir et d'Anar sur le plateau iranien, et le long de celles du Sistan à l'Est du Lut. L'analyse de ces images SPOT et Quickbird permet de comparer les âges relatifs des dépôts d'après leur hauteur relative par rapport au niveau de base du réseau de drainage actuel et leur degré d'incision par les cours d'eau. Ces analyses sont, dans la mesure du possible, combinées avec des études de terrain, essentielles pour identifier la composition, l'épaisseur des dépôts et obtenir des datations.

L'utilisation de GPS cinématique sur le terrain a permis de réaliser des MNT dont la résolution peut être identique à celles des images satellites SPOT et Quickbird. Il est ensuite possible d'habiller ces MNT avec les images satellites et les cartes géologiques.

2.2. Datation par isotopes cosmogéniques

Les isotopes cosmogéniques *in-situ* permettent de déterminer la durée d'exposition ou la vitesse d'érosion d'une surface soumise au bombardement des particules du rayonnement cosmique. Le principe de datation utilisant ces isotopes est décrit ci-dessous et le protocole de traitement des échantillons est détaillé en Annexe.

2.2.1 Principe

Les nucléides cosmogéniques sont produits par des réactions nucléaires suite à l'interaction des particules du rayonnement cosmique avec certains éléments cibles contenus dans les roches de la surface terrestre. En effet, la Terre est constamment bombardée par un flux de particules, le rayonnement cosmique primaire, provenant du soleil et des galaxies. Il est composé à 99% de protons et de noyaux d'Hélium et 1% de noyaux lourds (e.g. Reedy et al., 1983 ; Lal, 1988). Avant d'arriver dans l'atmosphère terrestre, les rayons cosmiques sont

confrontés au champ magnétique terrestre. Les particules du rayonnement cosmique primaire sont alors déviées sous l'influence de la force de Lorentz et cette déflexion est maximale à l'équateur. Ainsi, le flux de particules atteignant l'atmosphère est inversement proportionnel à l'intensité du champ magnétique. De plus, la force déviant ces particules est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique et induit un « effet latitude » (Les rayons cosmiques, A. Dauvillier, 1954).

Dans l'atmosphère terrestre, les rayons cosmiques primaires vont interagir avec les molécules atmosphériques pour produire des particules secondaires, constituées de neutrons et de muons. Celles-ci vont à leur tour réagir avec les constituants de l'atmosphère pour produire des cosmonucléides comme ^{3}He, ^{10}Be, ^{14}C, ^{21}Ne, ^{26}Al, ^{36}Cl. Les particules dissipent leur énergie dans l'atmosphère terrestre très rapidement et seul 0,1% d'entre elles atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour provoquer des réactions nucléaires au sein des minéraux des roches au niveau de la surface. Les produits résultants de ces dernières réactions sont appelés nucléides cosmogéniques (produits) *in-situ*. Au cours de ces travaux de thèse nous avons utilisé les isotopes ^{10}Be, ^{26}Al et ^{36}Cl produits *in-situ*.

2.2.2. Production in-situ du ^{10}Be et ^{26}Al

La production *in-situ* des isotopes radioactifs ^{10}Be et ^{26}Al est principalement due aux réactions de spallation, tandis que la production du ^{36}Cl est plus complexe comme nous le verrons par la suite. La spallation est une réaction nucléaire mettant en jeu des nucléons (protons et neutrons) de très haute énergie et provoquant l'éclatement d'un noyau. L'atome résultant a donc un nombre de masse plus petit que celui de l'atome ciblé. L'isotope cosmogénique ^{10}Be est ainsi produit par spallation à partir du ^{16}O, ^{27}Al, ^{28}Si et ^{56}Fe dans la croûte terrestre. De même, l'isotope ^{26}Al est produit à partir du ^{27}Al, ^{28}Si et ^{56}Fe dans la croûte (Lal, 1988). Ces isotopes peuvent également être produits par capture de muons lents et par des réactions causées par des muons rapides. En surface, ~98% de la production de ^{10}Be est causée par des réactions de spallation. Les productions muoniques sont considérées comme négligeables en surface (~2%) mais prédominent en profondeur (Heisinger et al., 2002, Braucher et al., 2003).

Le quartz s'avère être le minéral le plus intéressant pour mesurer des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al. En effet, il est composé quasi exclusivement d'Oxygène et de Silicium, deux des cibles prépondérantes pour la production *in-situ* de ces isotopes cosmogéniques. Ce minéral présente également l'avantage d'être très abondant à la surface des continents, de très peu s'altérer et grâce à son réseau cristallographique très serré la perte par diffusion et la contamination par le ^{10}Be atmosphérique sont minimisées (Nishiizumi et al., 1986).

L'énergie et le flux de rayons cosmiques s'atténuant avec la profondeur, l'utilisation des cosmonucléides pour étudier les processus de surface s'avère donc très intéressante.
Ainsi, le taux de production décroît exponentiellement avec la profondeur (x) de matière traversée (Figure II.2a) selon l'équation :

$$P(x) = P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \qquad (1)$$

P_0, le taux de production totale en surface, dépend de la latitude, l'altitude (Stone 2000) et la géométrie du site (Gosse & Phillips, 2001). ρ correspond à la densité de la roche (g/cm^3) et Λ à la longueur d'atténuation des particules.

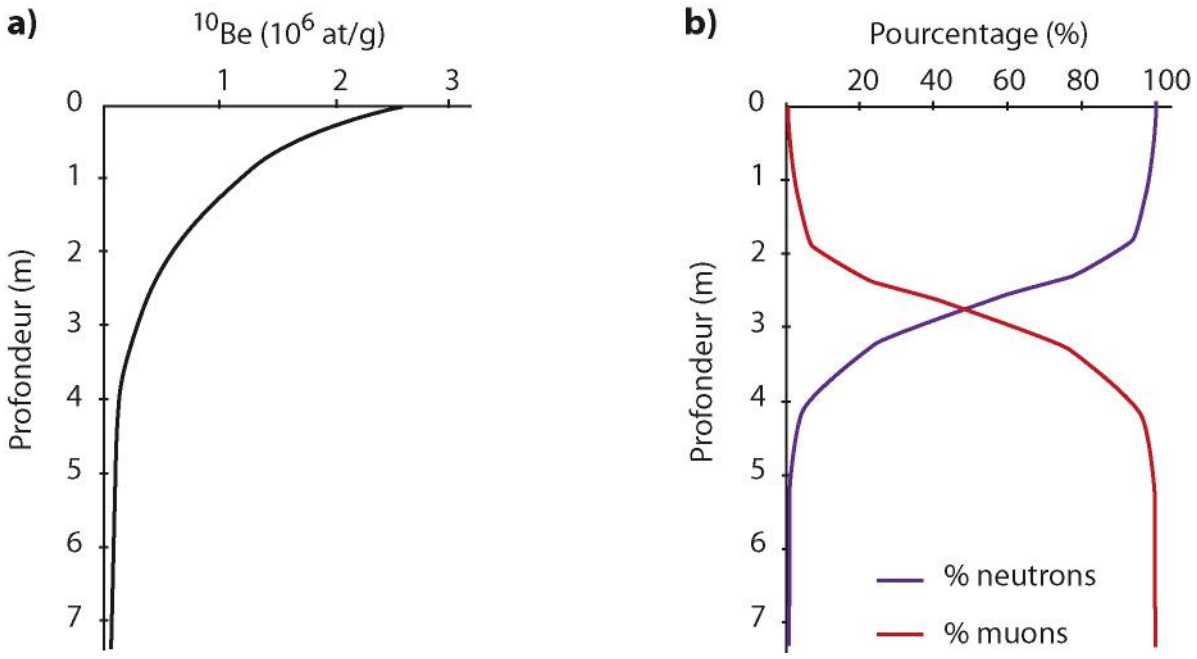


Figure II.2 : a) Évolution de la production en ^{10}Be en fonction de la profondeur. b) Contribution des neutrons et des muons à la production d'isotopes cosmogéniques *in-situ* sous la surface.

Il faut également prendre en compte le fait que la production entre les différents nucléons diffère. Les réactions de spallation produisant les cosmonucléides *in-situ* à la surface mettent principalement en jeu des neutrons (à ~98%). Ceux-ci étant moins pénétratifs que les muons, ils deviennent moins efficaces en profondeur et à partir de 3 m de profondeur, c'est la production muonique (lents et rapides) qui prédomine (Figure II.2b).

Par ailleurs, il faut tenir compte des pertes par désintégration radioactive, puisque ces isotopes ^{10}Be et ^{26}Al ne sont pas stables, et par érosion de la surface (Lal, 1991). L'évolution de la concentration de ^{10}Be en profondeur et dans le temps est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = \varepsilon \frac{\partial C(x,t)}{x} - C(x,t) + P_0 e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \qquad (2)$$

ε est la moyenne du taux d'érosion (g/cm^2/an) que l'on suppose constant pendant l'exposition et λ est la constante de désintégration radioactive de l'isotope. La demi-vie du ^{10}Be ayant été récemment réévaluée à 1.39 ± 0.01 Ma (Korschinek et al., 2009 et Chmeleff et al., 2009), nous utiliserons pour cet isotope :

$$\lambda = \frac{\ln(2)}{T} = 4.987 \cdot 10^{-7} an^{-1}$$

La résolution de l'équation 2 permet d'obtenir la concentration (at/g) en ^{10}Be à la profondeur x et au temps t :

$$\begin{aligned} C(x,\varepsilon,t) = C_0 e^{-\lambda t} &+ \frac{P_{spal}}{0.9785.(\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda)} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_n}} \cdot \left(1 - e^{-t(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_n})}\right) \\ &+ \frac{0.015.P_{spal}}{0.9785.(\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda)} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu s}}} \cdot \left(1 - e^{-t(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda\mu s})}\right) \\ &+ \frac{0.0065.P_{spal}}{0.9785.(\frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda)} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu f}}} \cdot \left(1 - e^{-t(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda\mu f})}\right) \end{aligned} \qquad (3)$$

Avec P_{spal} la production par spallation due aux neutrons et donnée par le polynôme de Stone (2000) ou le logiciel cosmocalc (Vermeesch, 2007). On prend en compte la contribution des neutrons (97,85%), des muons lents (1,5%) et des muons rapides (0,65%) à la production totale et leur longueur d'atténuation respective Λ_n (~150 g/cm^2), $\Lambda_{\mu s}$ (~1500 g/cm^2) et $\Lambda_{\mu f}$ (~5300 g/cm^2) (Braucher et al., 2003). C_0 correspond à la concentration initiale de l'échantillon à la profondeur x, appelée héritage.

La concentration va donc augmenter au cours du temps jusqu'à atteindre un état stationnaire qui correspond à l'état où la production est compensée par les pertes par décroissance radioactive et par érosion. Plus l'érosion est importante et plus le palier est atteint rapidement (Figure II.3).

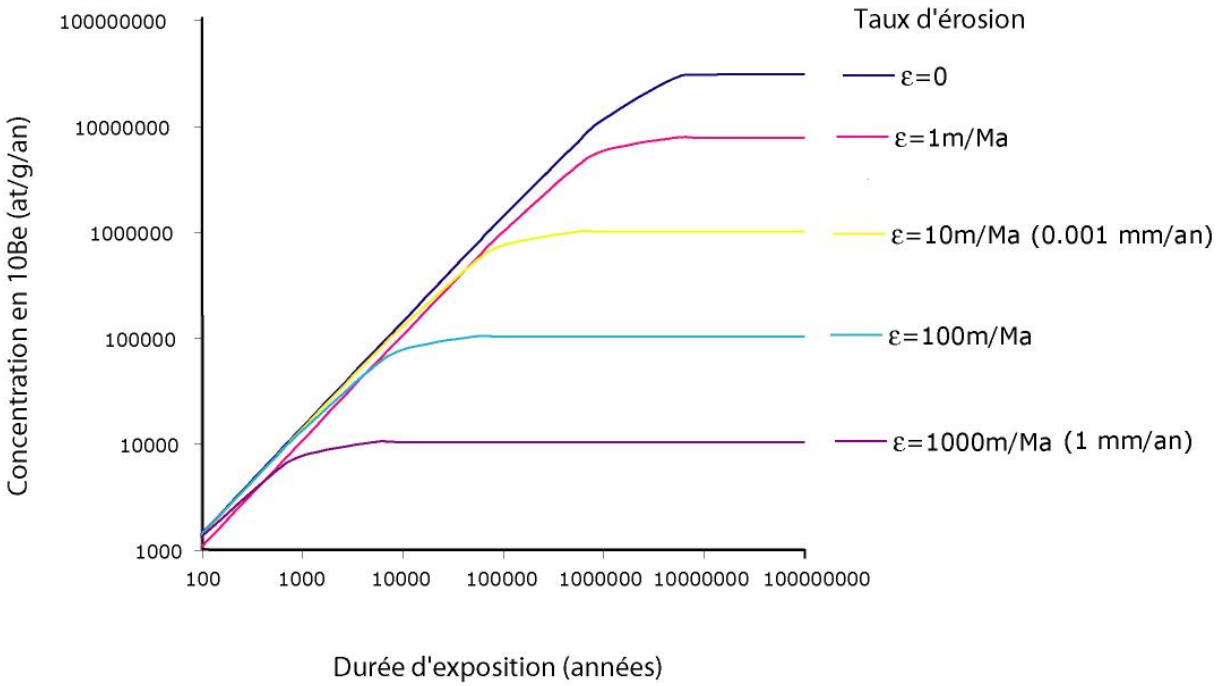


Figure II.3: Évolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion.

Pour utiliser l'isotope ^{10}Be pour la détermination d'âges d'exposition, il faut donc être dans la partie linéaire de la courbe d'accumulation et des hypothèses doivent être faites sur le taux d'érosion. L'utilisation de profils en profondeur permettent, en théorie, également d'accéder au taux de dénudation et à la durée d'exposition comme nous le verrons par la suite.

L'équation 3 ne possède que deux inconnues qui sont le temps t et le taux d'érosion ε. En faisant l'hypothèse d'une érosion négligeable, on obtient un âge minimum t_{min} pour la durée d'exposition de l'échantillon aux isotopes cosmogéniques :

$$t_{\min} = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(1 - \frac{\lambda \cdot C(0,t)}{P_0}\right) \qquad (4)$$

Au contraire, si les échantillons ont atteint une durée d'exposition suffisamment longue, supposée infinie, pour atteindre l'état d'équilibre, on peut alors obtenir un taux d'érosion moyen maximum pour la surface :

$$\varepsilon_{\max} = \Lambda \cdot \left(\frac{P_0}{C(0,\infty) - C_0} - \lambda\right) \qquad (5)$$

avec $C(0,\infty)$ la concentration de l'échantillon de surface à l'état stationnaire et C_0 sa concentration initiale (héritage).

2.2.3. Production in-situ du ^{36}Cl

Contrairement aux isotopes ^{10}Be et ^{26}Al, l'isotope cosmogénique ^{36}Cl est produit *in-situ* par différentes réactions nucléaires dans les roches (e.g. Zreda et all., 1991 ; Stone et al., 1996, 1998 ; Gosse & Phillips 2001). Les trois réactions principales produisant du ^{36}Cl dans la roche sont :

- la réaction de spallation entre des neutrons de haute énergie et les éléments Ca, K, Ti et Fe de la roche.
- la réaction de capture de muons lents par le ^{40}Ca et le ^{39}K.
- la réaction de capture par le chlore naturel ^{35}Cl de neutrons de basse énergie (thermiques et épithermiques), moins énergétique que les neutrons mis en jeu dans la spallation et formés lors de la collision entre des neutrons rapides et des atomes dans l'atmosphère.

Des concentrations en ^{36}Cl peuvent être mesurées dans des roches contenant les éléments ^{40}Ca, ^{39}K et ^{35}Cl. Les carbonates sont les roches les mieux adaptées pour la mesure du ^{36}Cl. La contribution de chaque mécanisme de production dépend principalement de la concentration de ces éléments (calcium, potassium et chlore) dans la roche. La réaction de spallation prédomine en surface et diminue rapidement avec la profondeur. Les muons pouvant pénétrer à grande profondeur, la contribution relative de la production par capture muonique augmente avec la profondeur. La réaction par capture de neutrons thermique dépend de la concentration en chlore naturel et la production de ^{36}Cl par cette réaction est dépendante de la concentration en eau du milieu traversé. L'atténuation avec la profondeur est la même que pour celle des neutrons rapides avec une diminution rapide en profondeur (figure II.4).

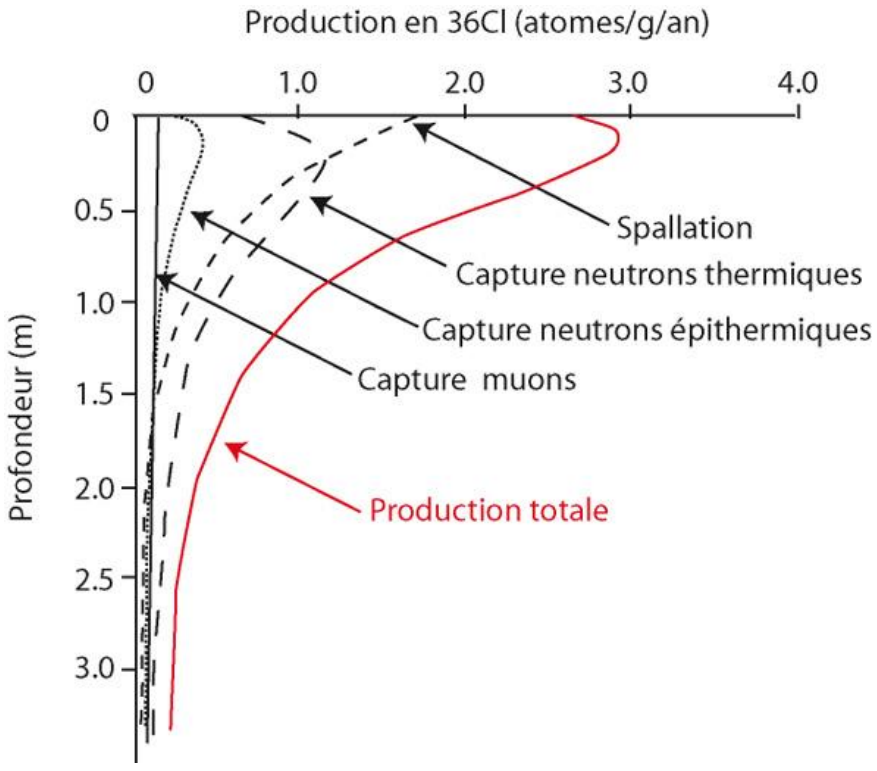


Figure II.4: Variation de la production en ^{36}Cl avec la profondeur dans des calcaires et des roches ultramafiques (d'après Gosse & Phillips 2001).

Par ailleurs, dans des roches riches en U et Th, du ^{36}Cl radiogénique peut être produit lorsque le ^{35}Cl naturel capture des neutrons faible énergie créés par la décroissance radiogénique de l'U et du Th ou par la fission de ^{238}U.

La concentration en ^{36}Cl dans une roche est fonction du temps d'exposition aux rayons cosmiques et de la profondeur (équation 2). Une controverse existe sur les déterminations de taux de production du ^{36}Cl depuis sa première estimation (Zreda et al., 1991). En effet, il est difficile de mesurer séparément le taux de production associé à chaque réaction et les différents taux de production publiés ont été obtenus à partir d'analyses différentes : soit à partir de la roche totale (e.g. Zreda et al., 1991 ; Licciardi et al., 2008), soit sur minéraux séparés (e.g. Stone et al., 1996 ; Evans et al., 1997). Les travaux de Schimmelpfenning et al. (2009) suggèrent que les minéraux isolés sont mieux adaptés pour la détermination des taux de production. Pour ces travaux, nous avons donc utilisé un taux de production de 42.2 ± 4.8 atomes de ^{36}Cl par gramme de Ca par an (Stone, 2000 ; Schimmelpfenning et al., 2009).

Tout comme pour le ^{10}Be et l'^{26}Al, le taux de production du ^{36}Cl se décrit comme une décroissance exponentielle avec la profondeur (équation 6) en prenant en compte la contribution des muons et des neutrons (du type équation 3) :

$$C(x,t) = C(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P}{\frac{\varepsilon\rho}{\Lambda} + \lambda} \cdot \left(1 - e^{-t(\lambda + \frac{\varepsilon\rho}{\Lambda})}\right) \qquad (6)$$

Les longueurs d'atténuations Λ utilisées dans les calculs au cours de ces travaux sont 177 g/cm^2 pour les neutrons (Farber et al., 2008) et 1500 g/cm^2 pour les muons (Gosse & Phillips, 2001). La demi-vie du ^{36}Cl est de 0.301 Ma donc $\lambda = 2.303 \cdot 10^{-6}$ an^{-1}.

2.2.4. Le taux d'érosion

Pour une concentration donnée en isotope cosmogénique, l'âge d'exposition augmente si le taux d'érosion augmente comme nous l'avons vu pour le ^{10}Be (figure II.3). Ceci est également le cas pour le ^{36}Cl (figure II.5).

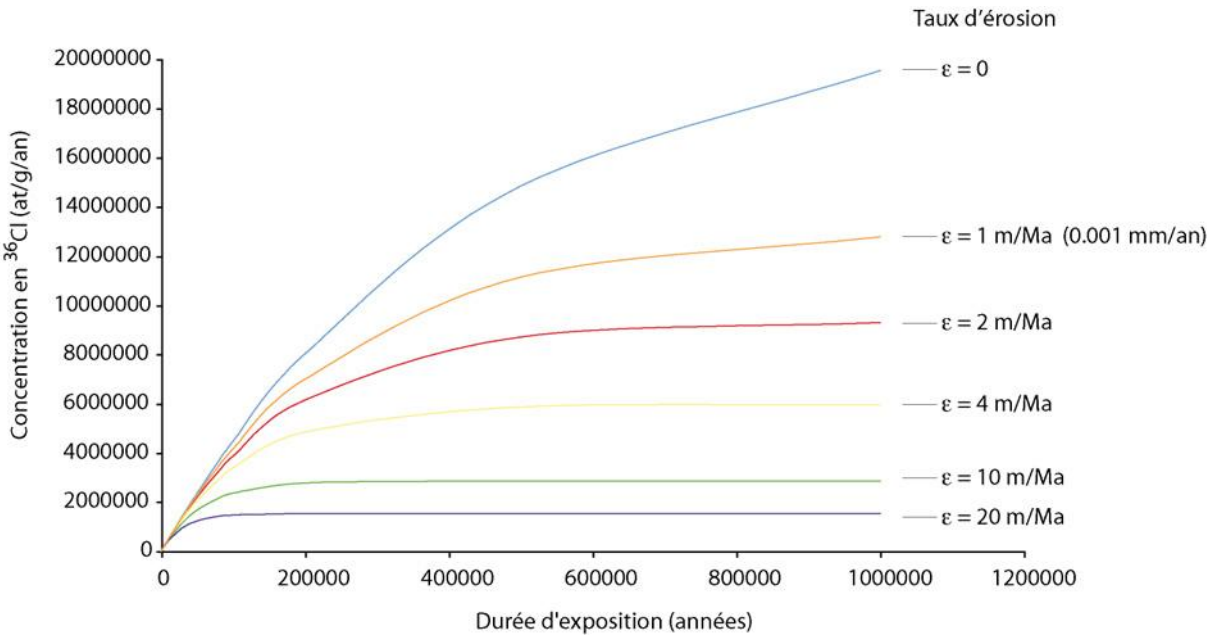


Figure II.5: Evolution théorique de la concentration en ^{36}Cl en fonction du temps, selon différents taux d'érosion.

Lorsque le palier est atteint, l'estimation de l'âge d'exposition n'est plus possible, seul un taux d'érosion peut être calculé. Pour calculer l'âge d'une surface, il est donc préférable d'échantillonner là où le taux d'érosion paraît minimum. Pour cela, il est important d'échantillonner les terrasses suffisamment loin des cours d'eau, sur des surfaces bien planes, ne montrant pas de preuves d'érosion car bien préservées (e.g. Van der Woerd et al., 2006). Une surface alluviale correspond à l'ancien lit majeur d'une rivière, mais présente souvent une plus faible rugosité (Figure II.6). Plusieurs processus peuvent affecter les dépôts et la surface originelle d'une terrasse et trois types d'érosion peuvent être considérés. Le premier

type d'érosion s'applique à chaque galet ou bloc situé en surface et est contrôlée principalement par l'altération chimique (ex : dissolution des galets de carbonates), réduite pour les galets de quartz. Le second type est lié à l'incision par ruissellement qui érode les dépôts et contribue à détruire la surface initiale. Le dernier type d'érosion est lié aux processus de dénudation affectant les surfaces tels que le ruissellement en nappe sans incision localisée et la déflation par le vent (e.g. Vassallo 2006). La cryoturbation ou la bioturbation peuvent modifier l'organisation originelle des dépôts de la terrasse. Le profil peut également se tasser par dissolution. Le taux d'érosion utilisé dans les équations régissant l'évolution de la concentration en isotopes cosmogéniques (équations 2 et 3) correspond à la dénudation et est en général très faible par rapport au taux d'incision par les rivières et/ou chenaux.

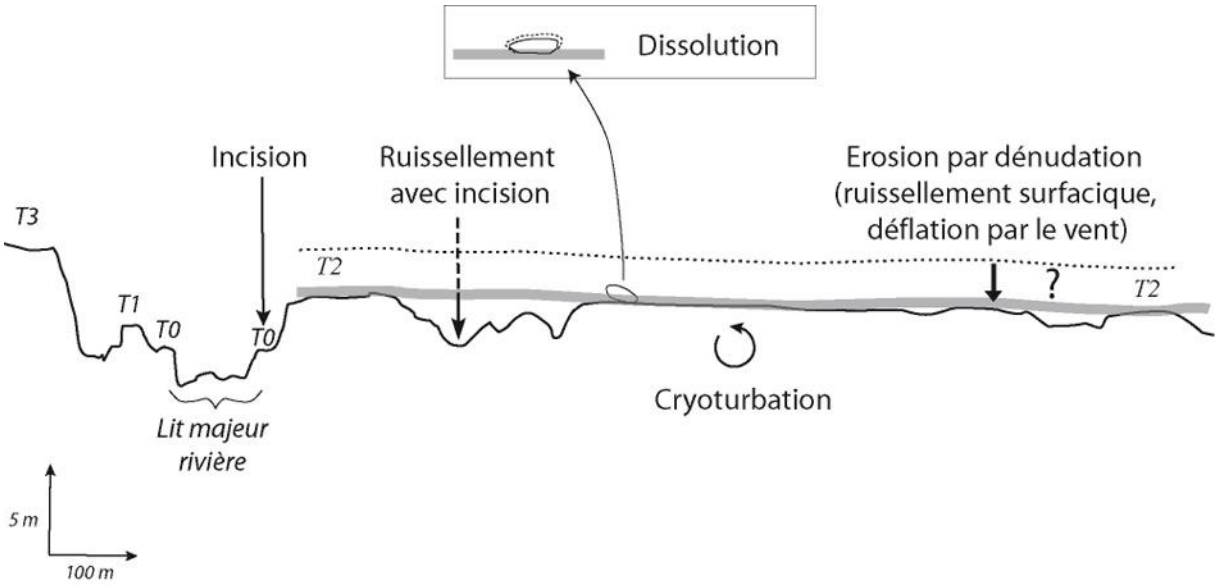
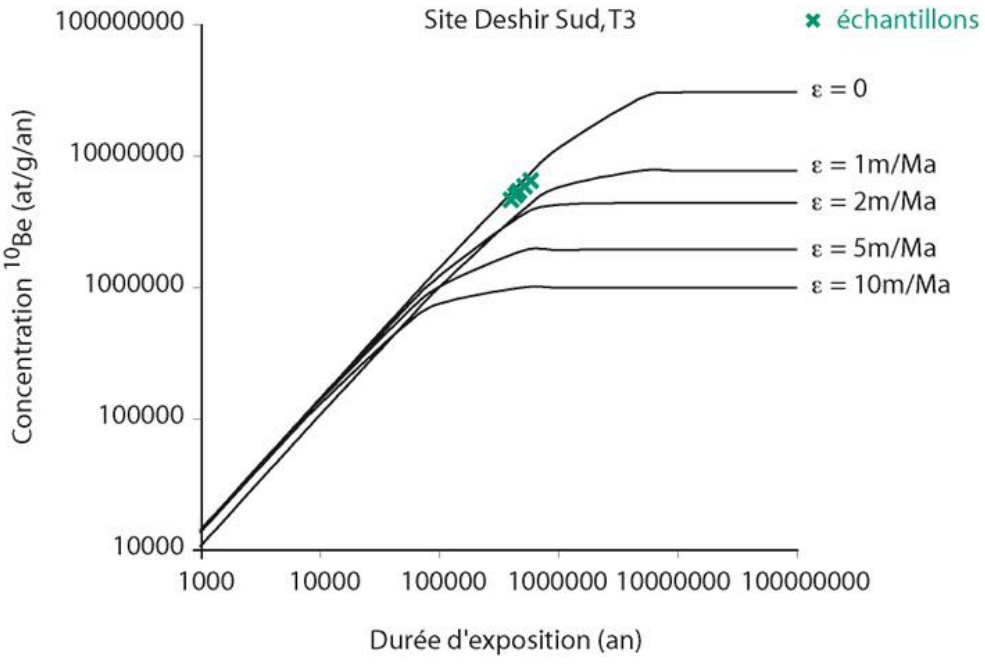


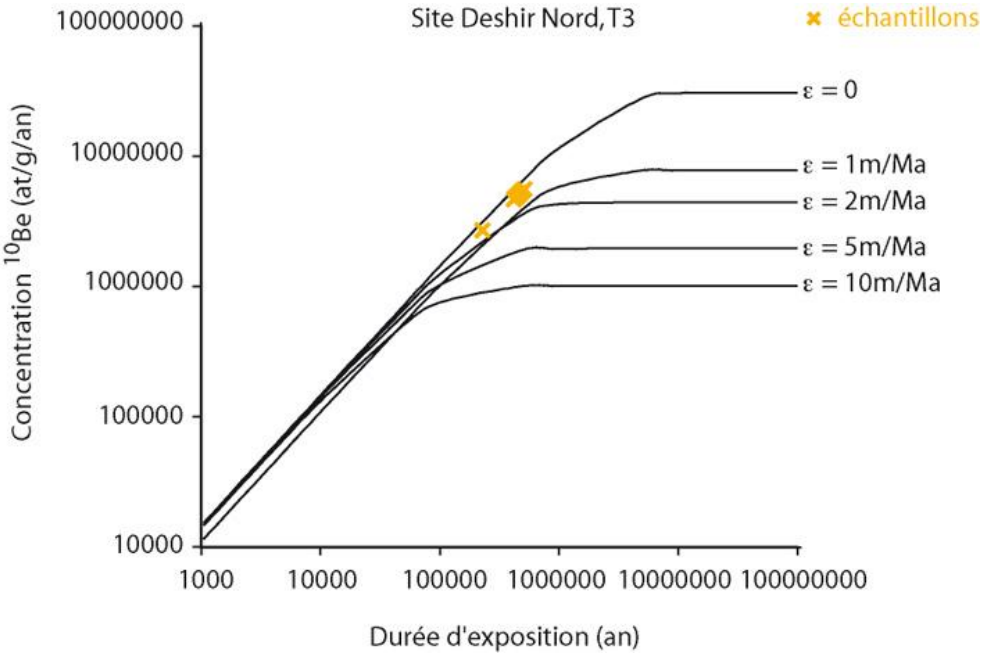
Figure II.6: Schéma conceptuel présentant les différents processus pouvant affecter un ensemble de terrasses emboîtées T0 à T3. Le trait en pointillé illustre la position initiale de la terrasse T2 après son dépôt et le trait plein gris, la position actuelle de la terrasse après dénudation.

Le taux d'érosion peut être déterminé de différentes manières notamment en évaluant la quantité en isotopes cosmogéniques des minéraux détritiques lorsque le palier est atteint (e.g. Bierman & Steig 1996). De cette manière, Brown et al. (1995) déterminent un taux de dénudation d'environ 43 m/Ma dans un bassin sur l'île de Porto Rico. Le taux d'érosion estimé d'après la modélisation de la concentration en isotopes cosmogéniques sur des profils en profondeur dans le Craton West-Africain au Burkina Fasso est d'environ 2±0.3 m/Ma et d'environ 12 m/Ma dans la forêt tropicale du Congo (Braucher et al., 1998).

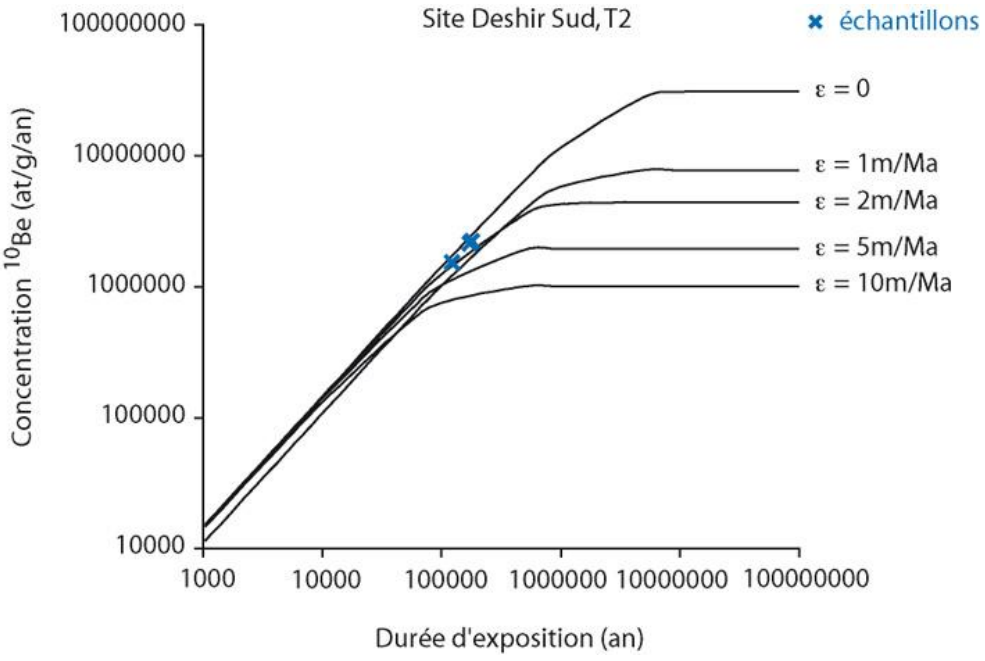
La figure II.7 présente des graphes d'évolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion. Pour quatre de nos sites en Iran, la concentration en ^{10}Be de chaque échantillon est représentée en fonction de son âge associé, calculé d'après l'équation 4 en supposant une érosion nulle. Pour la surface vieille des sites Deshir Sud et Deshir Nord, il faudrait un taux d'érosion inférieur à environ 2 m/Ma pour ne pas atteindre le palier et pouvoir utiliser l'isotope ^{10}Be pour datation. Pour la surface jeune du site Deshir Sud, le palier est atteint avec un taux d'érosion supérieur ou égal à 4 m/Ma. Dans le cas du site Anar Sud, si la surface subissait un taux d'érosion supérieur à 10 m/Ma, les concentrations auraient atteint l'état d'équilibre et ne permettent pas de déterminer un âge d'exposition.


Site Deshir Sud,T3
échantillons
ε = 0
ε = 1m/Ma
ε = 2m/Ma
ε = 5m/Ma
ε = 10m/Ma
Concentration ^{10}Be (at/g/an)
100000000
10000000
1000000
100000
10000
1000
10000
100000
1000000
10000000
100000000
Durée d'exposition (an)

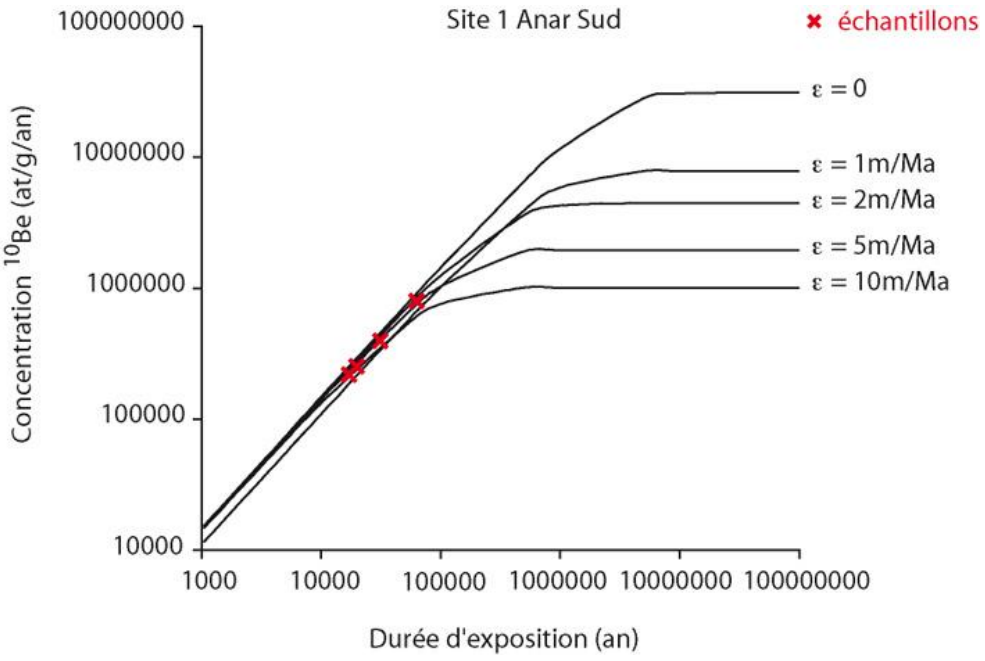
a)


Site Deshir Nord,T3
échantillons
ε = 0
ε = 1m/Ma
ε = 2m/Ma
ε = 5m/Ma
ε = 10m/Ma
Concentration ^{10}Be (at/g/an)
100000000
10000000
1000000
100000
10000
1000
10000
100000
1000000
10000000
100000000
Durée d'exposition (an)

b)



c)



d)

Figure II.7: Évolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion et représentation de la concentration des échantillons en fonction de leur âge pour quatre de nos sites en Iran (a : 6 échantillons, b : 10 échantillons, c : 3 échantillon et d : 4 échantillons).

Anderson et al. (1996) ont proposé de contraindre le taux d'érosion en utilisant une méthode d'inversion des données d'un profil en profondeur. Cette technique permet d'obtenir un domaine dans lequel on peut mathématiquement déterminer la solution unique pour chacun des paramètres temps, érosion et héritage de l'équation (3).

Siame et al. (2004) modélisent la décroissance attendue en profondeur des concentrations en ^{10}Be en utilisant une méthode d'inversion de χ^2 (équation 7).

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{N} \left[\frac{C_i - C(x_i, \varepsilon, t)}{\sigma_i} \right]^2 \qquad (7)$$

avec Ci la concentration en ^{10}Be mesurée à la profondeur xi et C (x_i,ε,t) la concentration modélisée en utilisant l'équation 3 pour une solution donnée (temps, érosion, héritage). Nous avons utilisé cette méthode d'inversion de χ^2 pour la faille de Deshir (cf. Chapitre III).

Pour que le modèle soit valable, un facteur de qualité lui est associé et doit être supérieur à une valeur adimensionnelle de référence. Par cette méthode, Siame et al. (2004) calculent un taux d'érosion en Provence, dans le Sud-Est de la France, d'environ 30 m/Ma. De la même manière, le taux d'érosion de surfaces recoupées par la faille de Bogd, en Mongolie, est estimé à 6 ± 1 m/Ma (Ritz et al., 2006b).

2.2.5. Héritage géologique

Il est possible qu'une partie de la concentration en cosmonucléide mesurée dans l'échantillon soit héritée, c'est-à-dire que l'échantillon ait été exposé au rayonnement cosmique plus ou moins longtemps avant sa mise en place en surface ou en subsurface. Chaque galet ou clast peut ainsi avoir une histoire complexe.

La quantité d'héritage est difficile à déterminer et dépend des mécanismes de mise en place des alluvions puis d'évolution des surfaces étudiées. Il faut à la fois prendre en compte

le fait que l'échantillon ait pu être exposé au rayonnement pendant son exhumation (figure II.9) et/ou au cours de son transport dans le réseau hydrographique (Anderson et al., 1996, Repka et al., 1997). Ainsi, dans le cas où du matériel a été exhumé puis se retrouve sur la pente après un effondrement, les éboulis peuvent rester en place pendant un certain temps et les futurs galets accumulent des isotopes cosmogéniques sur place (Figure II.8) avant d'être transportés puis déposés. De plus, les éboulements ne se faisant pas au même moment, la quantité de préexposition peut donc être très variable.

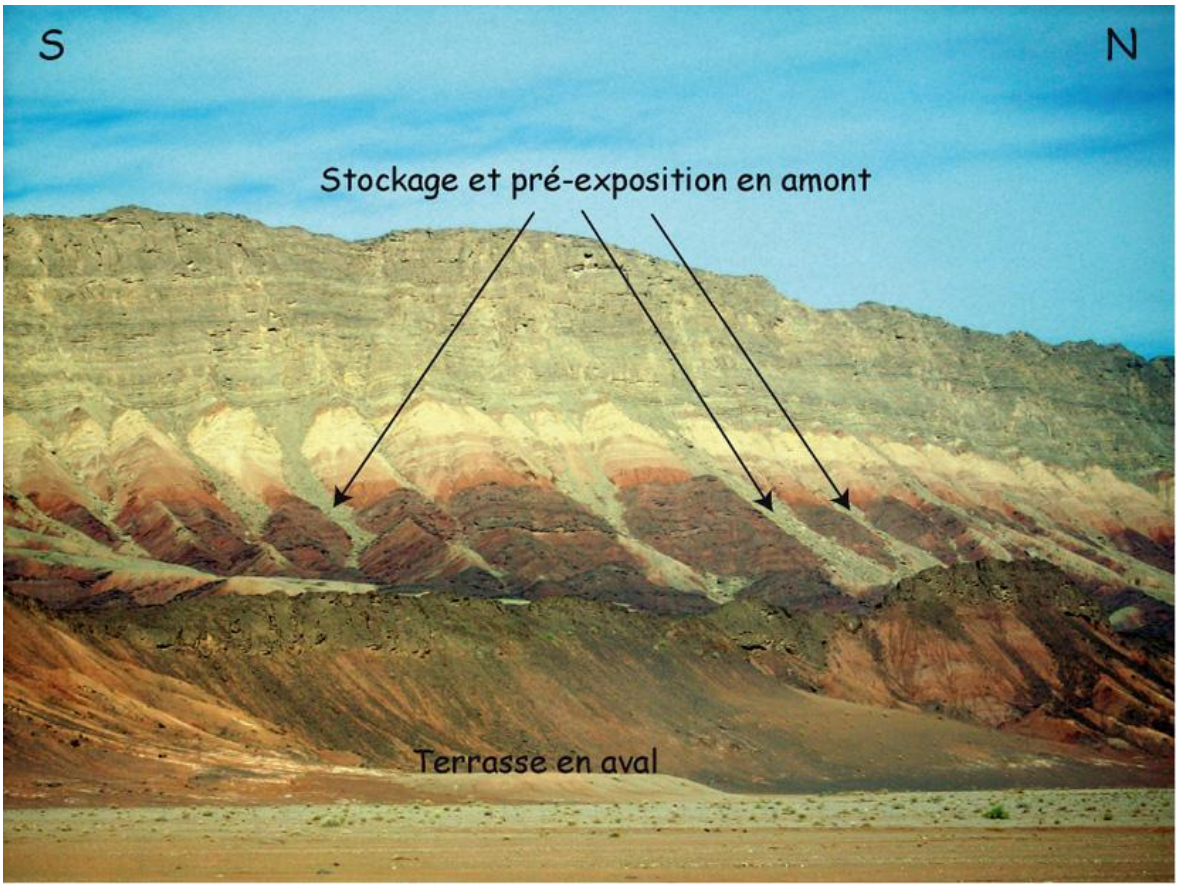


Figure II.8 : Illustration du problème de pré-exposition ou héritage des cosmonucléides.

On peut néanmoins essayer d'évaluer la quantité d'héritage géologique en étudiant la distribution de la concentration en cosmonucléide selon un profil en profondeur dans la surface. En effet, si on considère que le taux d'érosion est le même pour tout le dépôt sédimentaire et que le matériel a été déposé rapidement en une seule fois, alors en échantillonnant des galets à différentes profondeurs et en mesurant leur concentration en ^{10}Be ou ^{36}Cl, on peut construire la courbe exponentielle de la distribution de l'isotope en profondeur (figure II.2.). S'il y a de l'héritage et que celui-ci est homogène, le profil présente une décroissance exponentielle de la concentration en profondeur et la courbe tend vers la valeur asymptotique correspondant à la concentration héritée de ^{10}Be (Anderson et al., 1996). S'il n'y a pas d'héritage, la courbe exponentielle tend vers une concentration initiale nulle.

On peut également estimer cet héritage en prélevant des échantillons dans le lit actif des rivières ou chenaux qui incisent la surface. Ces échantillons correspondent à des « blancs géologiques » qui permettent d'évaluer la concentration en cosmonucléide, héritée lors de l'exhumation et/ou du transport. Cependant, cette méthode est discutée car il faut faire l'hypothèse que l'histoire de pre-exposition du matériel alluvial collecté dans le lit actif est comparable à celle des galets prélevés sur la surface abandonnée du cône.

2.2.6 Détermination de l'âge de la surface

Pour représenter la distribution des âges obtenus par les isotopes cosmogéniques et leurs erreurs associées, la somme des probabilités gaussiennes peut être tracée (e.g., Deino & Potts, 1992 ; Lowell 1995, Daëron et al., 2004, Shabanian et al., 2009a), selon la formule (Taylor, 1997) :

$$P_{sum}(t) = \sum_i e^{-(t-a_i)^2/2\sigma_i^2} / \sigma_i \sqrt{2\pi}$$

avec t le temps, a_i l'âge d'exposition de l'échantillon et $2\sigma_i$ son erreur.

Dans le cas idéal, où la surface n'a pas subi d'érosion et où l'héritage est nul, si les galets, échantillonnés sur cette surface ont des concentrations en isotopes cosmogéniques

comparables, la distribution des âges sera gaussienne. L'âge moyen de la surface correspondra au sommet de la gaussienne avec une barre d'erreur de deux fois l'écart-type (2σ, soit 95%).

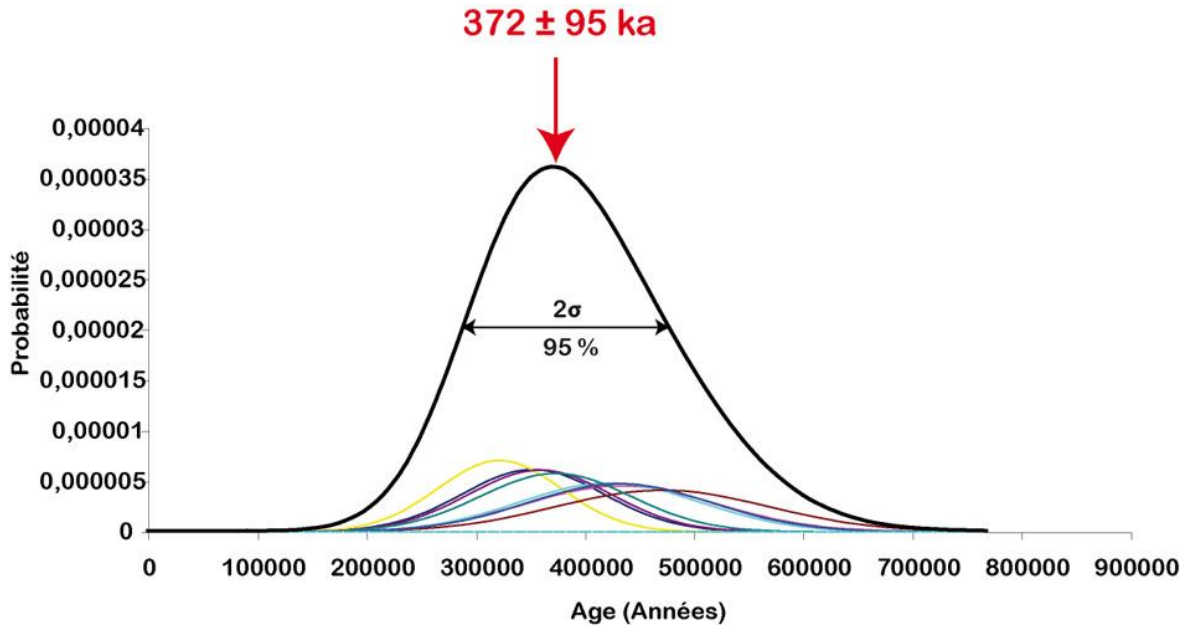


Figure II.9 : Distribution des âges obtenus avec l'isotope ^{36}Cl pour 8 échantillons de la surface T3 du site Deshir Nord (cf. chapitre III.2). Les courbes colorées représentent les probabilités d'âge pour chaque échantillon et la courbe noire épaisse correspond à la somme des probabilités d'âges. L'âge moyen de la surface est déterminé avec une barre d'erreur à 2σ, soit à 95%.

Cependant, une dispersion des âges est souvent observée, nécessitant un traitement statistique. La distribution des âges peut ainsi être pluri-modale et des échantillons, caractérisés par des pics secondaires, peuvent être considérés par les auteurs comme outliers. Par conséquent, certains échantillons dont les âges sont très différents de la moyenne statistique peuvent être éliminés par les auteurs pour calculer l'âge de la surface. Les échantillons éliminés peuvent correspondre aux âges les plus vieux ou aux âges les plus jeunes. Ainsi, pour la faille du Karakorum, la mesure de décalages holocènes datés par isotopes cosmogéniques conduit à une vitesse de glissement de 4 ± 1 mm/an (Brown et al.,

2002), obtenue en éliminant trois âges plus vieux, sortant de la statistique. Le décalage de moraines pléistocènes, datées par la même méthode, donne une vitesse de glissement de 10.7 ± 0.7 mm/an (Chevalier et al., 2005), en éliminant les âges les plus vieux. Cependant, en supposant que la surface a été affectée par des processus post-dépôt tels que de l'enfouissement ou de l'érosion, pouvant en théorie réduire l'accumulation en isotopes cosmogéniques et donc les âges d'exposition (e.g. Putkonen and Swanson, 2003), Brown et al., (2005) suggèrent de prendre les âges les plus vieux obtenus pour chaque moraine. La vitesse de glissement associée serait alors voisine de celle proposée par Brown et al., (2002), elle-même compatible avec la vitesse déduite d'observations GPS (3.4 ± 5 mm/an, Jade et al., 2004). Toutefois, ces vitesses 10.7 ± 0.7 mm/an et 4 ± 1 mm/an sont nettement supérieures à celle estimée par interférométrie radar (1 ± 3 mm/an, Wright et al., 2004). Actuellement, il est difficile de savoir si les différences de vitesse de glissement entre les vitesses obtenues par les observations géodésiques et celles obtenues par les observations géologiques résultent de problèmes méthodologiques ou sont réelles, puisqu'elles ne sont pas obtenues sur des échelle de temps comparables.

L'utilisation conjointe de deux isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al sur un même échantillon permettrait de préciser si l'histoire d'exposition de la surface est simple ou complexe, c'est à dire si elle aurait subi des processus géomorphologiques tels que l'enfouissement, l'érosion de surface ou une pre-exposition homogène. Ces processus peuvent affecter le matériel en surface et donc les concentrations mesurées et les âges correspondant (e.g. Lal, 1991 ; Nishiizumi et al., 1991 ; Bierman et al., 1995 ; Van der Woerd et al., 1998 ; 2002). Si les concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al sont corrélées, alors la dispersion des âges en surface ne serait pas due à des problèmes de méthodologie et d'erreurs analytiques mais plutôt à ces processus géomorphologiques. Au cours de ce travail de thèse, des concentrations en ^{26}Al ont été mesurées sur des galets de quartz (les mêmes échantillons utilisés pour la mesure du ^{10}Be, cf Annexe I). Cependant, les résultats obtenus pour le ^{26}Al ne sont pas utilisés car non exploitables. En effet, les âges calculés à partir des concentrations en ^{26}Al sont systématiquement supérieurs aux âges ^{10}Be, hormis quelques exceptions. Ces écarts seraient dû à des problèmes de calibration pour la mesure de l'isotope ^{27}Al, nécessaire pour déterminer la concentration en ^{26}Al (cf. Annexe I). Nous n'utiliserons donc que les âges ^{10}Be sur le quartz et ^{36}Cl sur les carbonates.

La dispersion des âges sur une surface jeune (quelques dizaines de ka) peut également être liée à un héritage variable et dans ce cas, le traitement statistique ne peut pas être employé. Ce problème est discuté dans le chapitre III.

2. 3. Datations par luminescence stimulée optiquement OSL

Cette partie décrit le principe de mesure de l'OSL. Le protocole est détaillé en annexe.

2.3.1. Principe de la luminescence stimulée optiquement (OSL)

La datation par luminescence permet de dater le temps écoulé depuis la dernière exposition aux rayons du soleil des minéraux composant les grains dans les sédiments (Quartz et feldspath) (e.g. Wintle & Huntley, 1979 ; Huntley et al., 1985 ; Aitken 1985 ; Prescott & Robertson 1997 ; Forman et al., 2000). La luminescence stimulée optiquement (OSL) est la luminescence, ou lumière, émise par un cristal lorsqu'il est soumis à une excitation lumineuse tandis que la thermoluminescence (TL) est la luminescence émise par le cristal après une excitation thermique. Le principe de mesure est similaire pour la TL et au cours de ces travaux de thèse, nous avons utilisé la technique OSL.

La luminescence est due à la libération de l'énergie accumulée dans la structure cristalline des minéraux détritiques comme le quartz ou les feldspaths, sous l'effet des radiations ionisantes de la radioactivité naturelle. En effet, les éléments radioactifs tels que l'Uranium (U), le Thorium (Th), le Potassium (K) et le Rubidium (Rb) sont présents dans la croûte terrestre et subissent une décroissance radioactive sur des périodes très longues, supérieures au million d'année. Ainsi, les minéraux de quartz ou de feldspath sont capables de piéger dans leur structure cristalline les électrons libérés lors d'une exposition à la radiation ionisante naturelle de ces isotopes radioactifs (Th, U, ^{40}K) et des rayons cosmiques (Aitken, 1998). Le nombre d'électrons piégés augmente proportionnellement avec la durée et l'intensité de l'exposition aux radiations. Ces électrons sont confinés dans les pièges et se fixent à des sites défaut leur permettant d'être stable sur plus d'un million d'années, jusqu'à ce qu'une certaine quantité d'énergie soit introduite pour qu'ils s'en échappent. Soumis à une excitation lumineuse (ou thermique), des électrons sont alors libérés et se recombinent à des défauts cristallins appelés « centres luminescents », correspondant à des emplacements libres (ou « trou »). Lorsque les électrons reviennent à leur état fondamental, l'énergie libérée est alors émise sous forme de photons, (Stokes 1999). Ce mécanisme peut être représenté dans un

« diagramme de niveau d'énergie » (Figure II.10). Le principe de la thermoluminescence (TL) est similaire mais la stimulation est thermique et au final, la recombinaison des électrons dans les « centres luminescents » produit de la chaleur (Aitken, 1985).

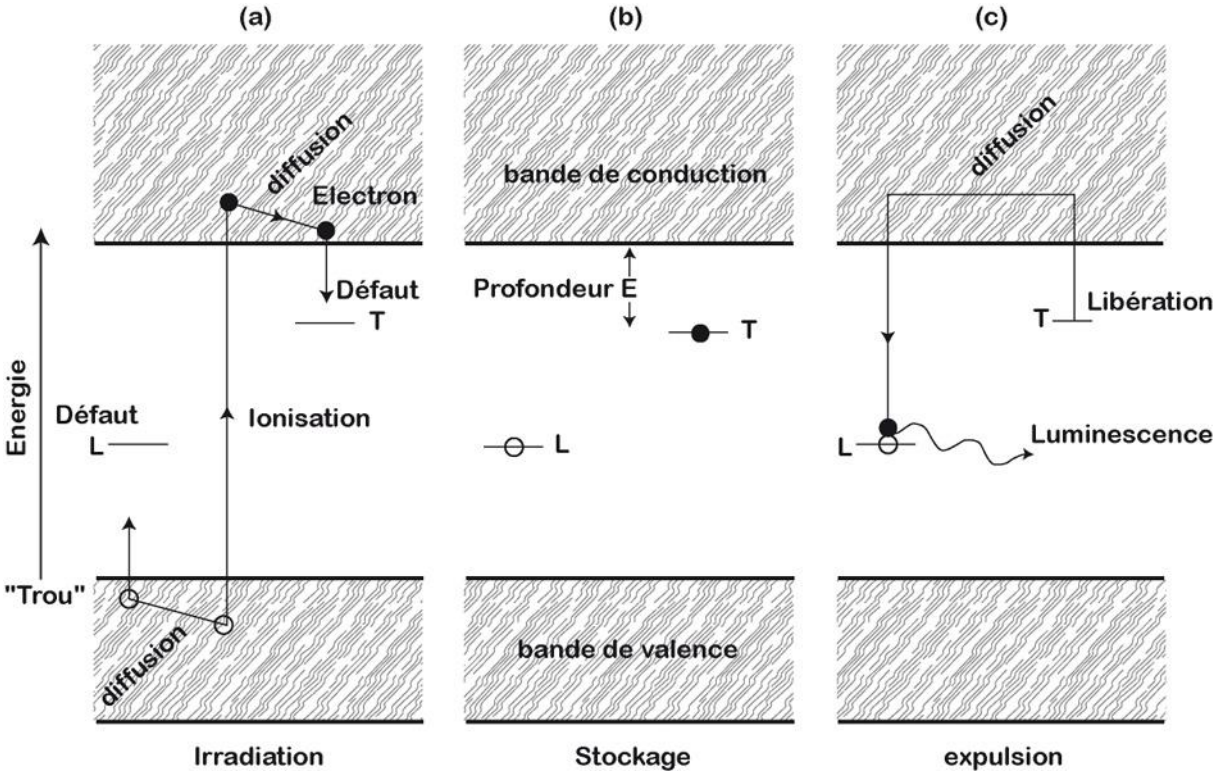


Figure II.10: Diagramme de niveau d'énergie expliquant le principe de l'OSL (d'après Aitken, 1985 ; 1998 et Fattahi 2009). (a) Après avoir été exposé aux radiations, les atomes sont ionisés et un électron est éjecté de la bande de valence vers la bande de conduction, créant un trou dans la bande de valence. (b) Les électrons et les trous sont ensuite piégés dans des défauts T et L. Le temps de stockage varie de la seconde aux millions d'années. (c) Après stimulation optique, les électrons sont expulsés des pièges. Certains atteignent des « centres luminescents » et vont produire de la lumière (photon de longueur d'onde spécifique).

La stimulation peut avoir lieu « naturellement » comme lors d'un événement tectonique (eg. colluvionnement après un séisme), ou artificiellement en laboratoire (éclairement d'un échantillon par une lumière de longueur d'onde appropriée ou stimulation

thermique). Le processus consistant à expulser les électrons des pièges en exposant l'échantillon à la lumière est appelé blanchiment. Quand le sédiment est exposé aux rayons du soleil avant son dépôt, l'OSL acquise est effacée et l'horloge « luminescence » est remise à zéro (Aitken, 1985). Dès l'enfouissement du sédiment, l'OSL s'accumule en réponse à la radiation ionisante naturelle des isotopes radioactifs de Th, U, ^{40}K et des rayons cosmiques. Cependant, il est possible que les sédiments subissent un blanchiment incomplet, c'est-à-dire que leur horloge luminescente n'ait pas été remise a zéro lors du transport vers leur milieu d'enfouissement. En effet, dans les régions désertiques, des tempêtes de sable très violentes peuvent avoir lieu de jour comme de nuit. Ces déflations éoliennes ont un pouvoir érosif très fort et peuvent arracher du matériel ayant acquis un signal OSL. Si ces sédiments sont déplacés pendant la nuit, l'horloge n'est pas remise à zéro puisqu'ils ne sont pas exposés à la lumière et le matériel sera redéposé en gardant son signal OSL et d'autres sédiments se déposeront au dessus. Un tel évènement peut se produire par exemple lors du remplissage d'une fissure causée par un tremblement de terre. Dans ce cas, si ce matériel est échantillonné, l'âge obtenu ne sera pas celui du dernier enfouissement. Il est cependant difficile de démontrer si le sédiment a subi ou non un blanchiment partiel et différentes méthodes ont été testées pour s'affranchir de ce problème (eg. Duller 2004) telles que le protocole régénératif d'aliquote unique (SAR) proposé par Murray & Wintle (2000). Cette méthode est aujourd'hui la plus rigoureuse et la plus employée pour les mesures OSL sur le quartz (détaillée en annexe IIC).

2.3.2. Détermination d'un âge à partir de l'OSL

L'OSL peut être révélé en laboratoire par lumière naturelle ou infrarouge. Le niveau de luminescence observée dans les quartz et le feldspath dépend de la dose d'irradiation absorbée car ces minéraux ont des propriétés dosimétriques. Ainsi, pour déterminer un âge, il faut connaître la dose équivalente, qui est le niveau d'irradiation responsable de la production du signal luminescent et la dose reçue par année pendant l'enfouissement (e.g. Fattahi et al., 2006, 2007). La mesure de ces deux éléments permet de calculer l'âge, de la manière suivante :

$$\text{Age (ka)} = \frac{\text{Dose équivalente (Gy)}}{\text{Dose annuelle (Gy/ka)}} \qquad (8)$$

Le Gray (Gy) est l'unité de la radiation absorbée dans le système international d'unités. L'âge d'un échantillon correspond donc à la dose intégrée totale, dite dose équivalente, accumulée par les grains pendant leur période d'enfouissement divisé par la vitesse à laquelle elle s'accumule.

La dose annuelle peut être estimée en mesurant les concentrations en isotopes radioactifs de longue vie (K, U, Th et Rb) dans l'échantillon et ses environs en utilisant un spectromètre gamma de terrain (eg., Fattahi et al., 2006) Pour compléter ou s'affranchir des mesures de terrain, les méthodes d'ICP-MS (« Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer ») et de spectrométrie gamma à bas bruit de fond peuvent être utilisées (Stokes et al., 2004).

La seconde étape consiste à déterminer la dose équivalente correspondant à la radiation ionisante à laquelle à été soumis l'échantillon depuis son enfouissement. Il est essentiel que le sédiment échantillonné pour l'OSL soit toujours protégé de la lumière, puisque celle-ci efface le signal que l'on doit mesurer pour déterminer la dose équivalente. Les échantillons sont préparés en laboratoire sous lumière rouge atténuée et une série de traitements chimiques permettent d'extraire et de séparer les grains de quartz et/ou de feldspaths d'une granulométrie donnée (cf annexes 2.2).

Les techniques de datation par la luminescence permettent de dater des objets géologiques sur une large échelle de temps allant de quelques centaines d'années (eg. Montret et al., 1992) au million d'années (eg. Fattahi and Stokes, 2000). Depuis plus de 20 ans, les techniques de TL et OSL sont souvent utilisées pour des études de tectonique active (revue de différents travaux, table 2 de Fattahi, 2009).

Chapitre III :

La vitesse moyenne des failles décrochantes d'Iran central

Chapitre III : La vitesse moyenne des failles décrochantes d'Iran central

Des études cinématiques sur les failles d'Anar et de Deshir ont permis de mettre en évidence leur activité. Ces failles étaient supposées peu ou non actives du fait de l'absence de sismicité à leur voisinage et des données GPS montrant très peu de déformation interne sur le plateau Iranien (Walker & Jackson, 2004 ; Vernant et al., 2004). Les études géomorphologiques récentes, qui ont permis de mesurer des décalages récents, proposent une première estimation des vitesses de glissement géologique court-terme sur les derniers 12 ± 2 ka, à ~2 mm/an pour la faille de Deshir (Meyer et al., 2006) et de 0.5 – 0.75 mm/an (Meyer & Le Dortz, 2007) pour la faille d'Anar. Nous avons effectué des datations directes des marqueurs morphologiques décalés par ces deux failles afin de tester l'hypothèse que l'incision décalée soit contemporaine du début de l'Holocène. Ces études vont permettre de contribuer à l'évaluation de l'aléa sismique régional.

1. Tectonique active sur la faille d'Anar

La morphologie générale de la faille d'Anar a été décrite dans le chapitre I (article Meyer & Le Dortz, 2007). Son décalage géologique est estimé à 25 ± 5 km, mais ne permet pas d'accéder à la vitesse géologique long-terme puisque l'âge d'initiation du mouvement sur la faille n'est pas connu. Nous avons réévalué les décalages récents cumulés présentés dans l'article à Tectonics. Les décalages des bordures d'incision de la surface alluviale abandonnée sont à de 8 ± 0.5 m au site sud et de 7.5 ± 0.5 m au site nord. L'article suivant présente les datations obtenues en mesurant les concentrations en isotope cosmogénique ^{10}Be afin de déterminer les âges d'exposition des galets sur la surface alluviale et les datations OSL effectuées pour déterminer l'âge des derniers sédiments, mis en place pendant l'aggradation de la terrasse. La dispersion obtenue dans les âges d'exposition indique un héritage variable et important. La combinaison des décalages mesurés et des âges obtenus nous permettent de proposer une vitesse de glissement géologique court-terme minimum de 0.8 mm/an,

légèrement supérieure à la vitesse estimée en faisant l'hypothèse que l'incision décalée soit d'âge holocène.

1.1 Article : Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran

Geophys. J. Int. (2009) **179,** 700–710 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x

Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran

K. Le Dortz,[1,2] B. Meyer,[1,2] M. Sébrier,[1,2] H. Nazari,[3] R. Braucher,[4] M. Fattahi,[5,6] L. Benedetti,[4] M. Foroutan,[3] L. Siame,[4] D. Bourlès,[4] M. Talebian,[3] M. D. Bateman[5] and M. Ghoraishi[3]

[1] *UPMC Univ Paris* 06, *ISTEP,* UMR 7193, F-75005, *Paris, France. E-mail: kristell.le_dortz@upmc.fr*
[2] *CNRS, ISTEP,* UMR 7193; F-75005, *Paris, France*
[3] *Geological Survey of Iran,Teheran, Iran*
[4] *CEREGE* UMR6635, *Aix-En-provence, France*
[5] *The Institute of geophysics, University of Tehran, Kargar Shomali, Tehran, Iran*
[6] *Sheffield Centre for International Drylands Research, Department of geography, University of Sheffield, Winter Street, Sheffield* S10 2TN, *UK*

Accepted 2009 June 24. Received 2009 June 24; in original form 2008 October 22

SUMMARY

^{10}Be cosmic ray exposure (CRE) and optically stimulated luminescence (OSL) dating of cumulative offset of alluvial fan surfaces have been performed to derive the long-term slip-rate of the Anar fault. At two sites, the comparison between OSL ages obtained within the latest sediments emplaced during the aggradation of the fan and cosmogenic exposure ages of the pebbles abandoned on the surface before its incision and subsequent dextral offset indicates a significant and variable CRE inheritance. Combining offset risers with CRE and OSL dating implies the southern Anar fault slips at a minimum rate of 0.8 mm yr^{-1}, a little faster than formerly estimated by assuming the incision, which created the risers, was coeval with the onset of the Holocene (12 $\pm$ 2 ka). The latest regional incision in the Anar area appears rather coeval with the onset of the early-middle Holocene pluvial episode (6–10.5 ka) evidenced in the neighbouring region of Northern Oman.

Key words: Geomorphology; Seismicity and tectonics; Continental tectonics: strike-slip and transform; Tectonics and landscape evolution; Tectonics and climate interactions.

INTRODUCTION

The Anar fault is a 200-km-long strike-slip fault located within the Central Iran plateau between 30.6°N–55.3°E and 32.3°N–54.8°E, north of the Zagros (Fig. 1). It is the shortest of a series of northerly trending, right-lateral fault system slicing Central and Eastern Iran. The overall fault zone, from the Deshir fault to the west to the Sistan fault zone along the eastern margin of the Lut desert, is 700 km wide (e.g. Walker & Jackson 2004; Meyer *et al.* 2006). The whole system accounts for a NS right-lateral shear that absorbs the differential motion between the widespread Iran collision zone to the west, and the narrow Makran subduction zone to the east. Although the relative contributions of individual fault zones remain unknown, the overall dextral shear amounts to 16 mm yr^{-1} according to GPS measurements and appears to be accounted for mostly by the edges of the Lut (Vernant *et al.* 2004), to the east of the Anar fault. Despite the absence of resolvable GPS deformation for Central Iran over time-periods of 2 yr (Vernant *et al.* 2004) and 6 yr (Masson *et al.* 2007), and despite the lack of seismicity in the vicinity of the Anar fault, there is clear morphological evidence that the Anar fault is active (Meyer & Le Dortz 2007). A slip-rate of 0.5–0.75 mm yr^{-1} has been inferred through a morphoclimatic scenario that assigns offset-risers an age of 12 $\pm$ 2 ka (Meyer & Le Dortz 2007).

We combine here results of offset measurements with ages of geomorphic markers to derive a direct measurement of the rate of slip on the Anar Fault. First, we summarize the regional tectonic setting and the overall morphology of the Anar fault zone. Then, we describe the detailed morphology of two sites recognized by Meyer & Le Dortz (2007) and for which cosmic ray exposure (CRE) and optically stimulated luminescence (OSL) dating of offset-risers allows determination of the slip-rate. Finally, we revisit the slip-rates inferred for other dextral faults slicing Central and Eastern Iran in the light of that now determined for the Anar fault.

GEOLOGICAL SETTING AND OVERALL MORPHOLOGY OF THE ANAR FAULT ZONE

The Anar fault zone is a strike-slip fault involving two distinctive portions that disrupt the morphology and the structure of the Central Iran Plateau (Fig. 1). The northern portion is located within the mountains with several closely spaced splays cutting across the

© 2009 The Authors
Journal compilation © 2009 RAS

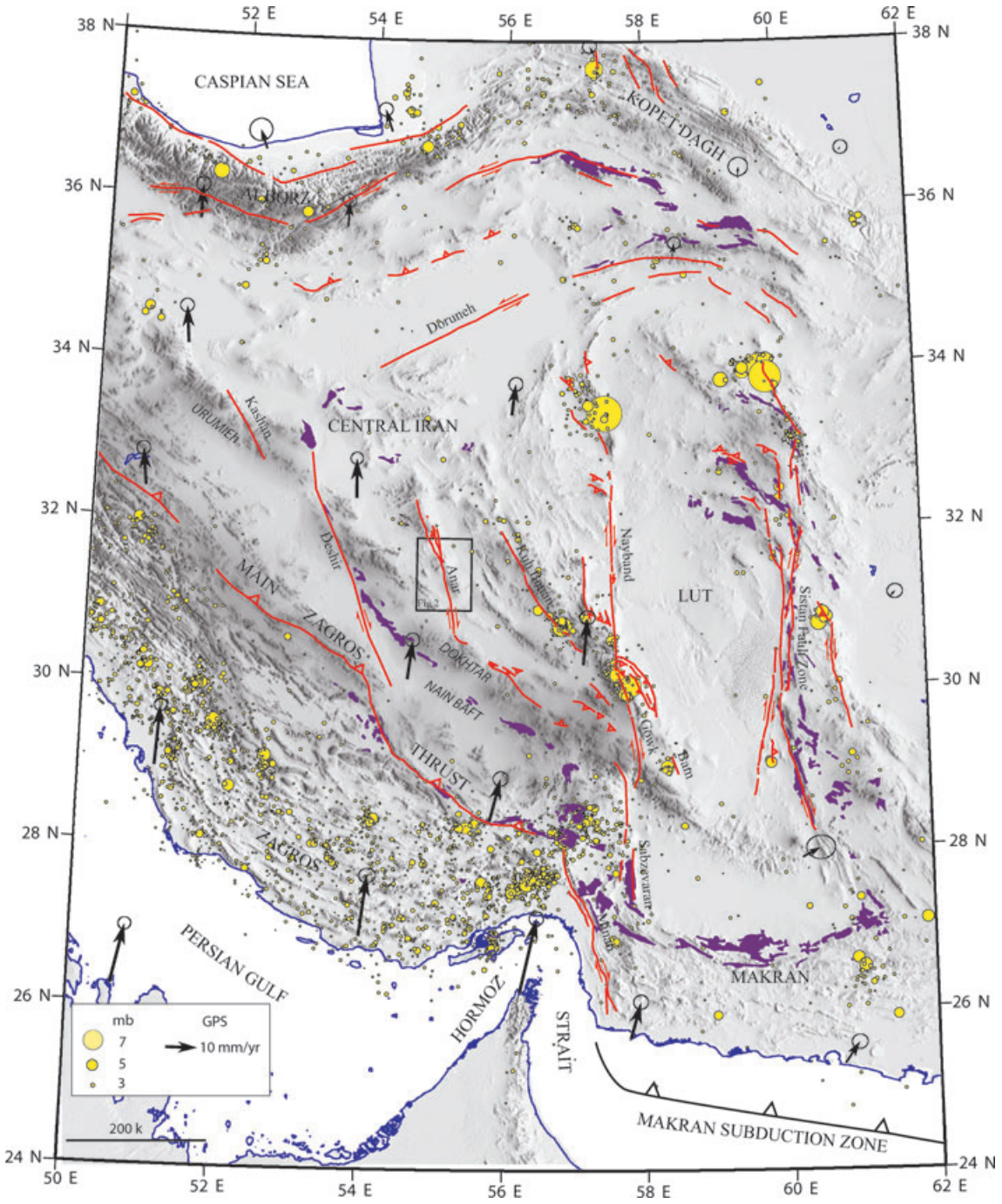


Figure 1. Map of the major active faults of Central and Eastern Iran. The background DEM image is from SRTM data. GPS velocities (black arrows) in Eurasian-fixed reference frame from Vernant *et al.* (2004). The 1973–2007 earthquake distribution (yellow dots) is from NEIC (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html). Ophiolite outcrops and sutures are shown as purple patches. The box locates Fig. 2.

relief of the Kuh-e-Kharanaq range (Fig. 2). The splays merge southward extending into a single fault trace. The southern fault strand runs along the Kuh-e-Bafq range over a 20-km-long distance, and cuts right across the western piedmont of the range and across the Anar Salt flat. Further south, the fault bends eastwards, to reactivate a thrust fault to the north of the Urumieh Dokhtar magmatic arc. The total dextral offset is outlined by the displacement on the order of 20–30 km of a Lower Cretaceous sandstone unit (Fig. 2, Walker & Jackson 2004; Meyer & Le Dortz 2007). The ongoing strike-slip tectonics initiated after a widespread Palaeogene shortening stage associated with the emplacement of the Kerman conglomerate. The shortening followed the Late Cretaceous–Early Tertiary closure of the Nain Baft suture and lasted until the final emplacement of the Main Zagros Thrust, probably by the early Neogene. It is nonetheless unlikely that the difference in height between the Kuh-e-Bafq range and its piedmont is entirely inherited from the Palaeogene shortening. Motion on several active thrusts that run across the eastern piedmont of the range might have contributed, even modestly, to the present elevation of the range (Fig. 2). In the case of the neighbouring Gowk strike-slip fault, such thrusts, sub parallel to

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

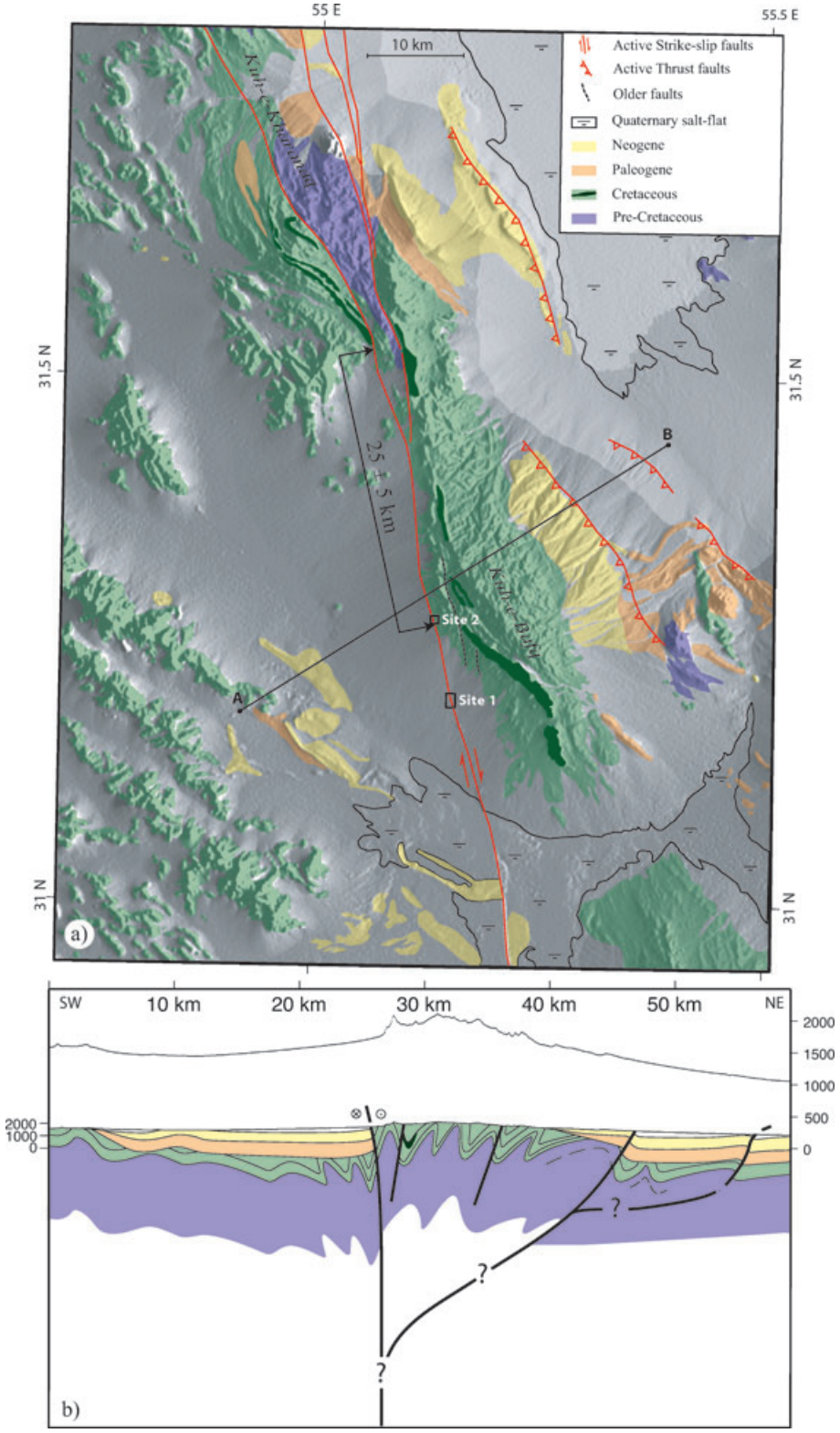


Figure 2. Simplified geological and morphotectonic map of the central part of the Anar fault zone (top panel). Geology is adapted from Yazd (Nabavi 1970) and Anar (Soheili 1981) geological maps and the Landsat and SPOT imagery available. Note the Lower Cretaceous sandstone unit delineating the 25 ± 5 km geological offset. Boxes outline the frames of the Quickbird enlargements in Figs 3 and 4. AB locates the position of the simplified geological cross-section (bottom panel). Topography is also shown with a vertical exaggeration of 5.

the strike-slip, have contributed to the incremental growth of the relief during the 1998 $M_w = 6.6$ Fandoqa strike-slip event (Berberian *et al.* 2001). Similarly to the Gowk fault zone, the Anar strike-slip fault and the faint sub parallel thrust faults, 20 km apart, may root into a single slightly transpressive fault zone at depth (Fig. 2). For the Anar fault zone, however, the lack of documented coeval coseismic motion on the strike-slip and the thrust faults leaves open the possibility of other fault geometries. In any event, the morphological offsets investigated in the next section indicate prevalent dextral motion on a primary strike-slip fault.

OFFSETS MARKERS AND SAMPLING STRATEGY

Morphological evidence of recent motion is clear along the southern strand of the fault where it cuts across coalescent fans fed by intermittent streams flowing west from the 2200-m-high Kuh-e-Bafq mountains. The surface of the fans, further abandoned by the streams as they continued to incise their deposits, stands a few metres above the present streambed that mark the active parts of the fans. At two sites 8 km apart, risers resulting from the incision of ancient streambeds by present ones show dextral offsets. Site 1 locates in the middle of the piedmont where aggradation has been significant and incision has been limited. Numerous small rills and ephemeral streams have incised a few tens of cm into the abandoned fan surface. Longer streams have incised deeper and their wider streambed lie 1–2 m below the surface of the inactive parts of the fans (yellow shading, Fig. 3a). The fault cuts obliquely across the ancient and present streambeds. The scarp, less than a metre high, faces east and disrupts the drainage. Many of the small intermittent rills do not flow through the scarp. They have been isolated from their downstream courses and channelled south eastwards along the scarp. A few larger streams cut through the scarp. The left bank of the largest stream visible in the northern part of the Quickbird extract shows a clear dextral offset. Either in the field or on the imagery, the offset is well constrained and consistent with 8 ± 0.5 m of right-lateral fault motion (Figs 3b and c). Site 2 locates close to the Kuh-e-Bafq Mountains at the faulted contact between recent alluviums and abraded bedrock, where aggradation has been limited and incision has been more significant (Fig. 4a).

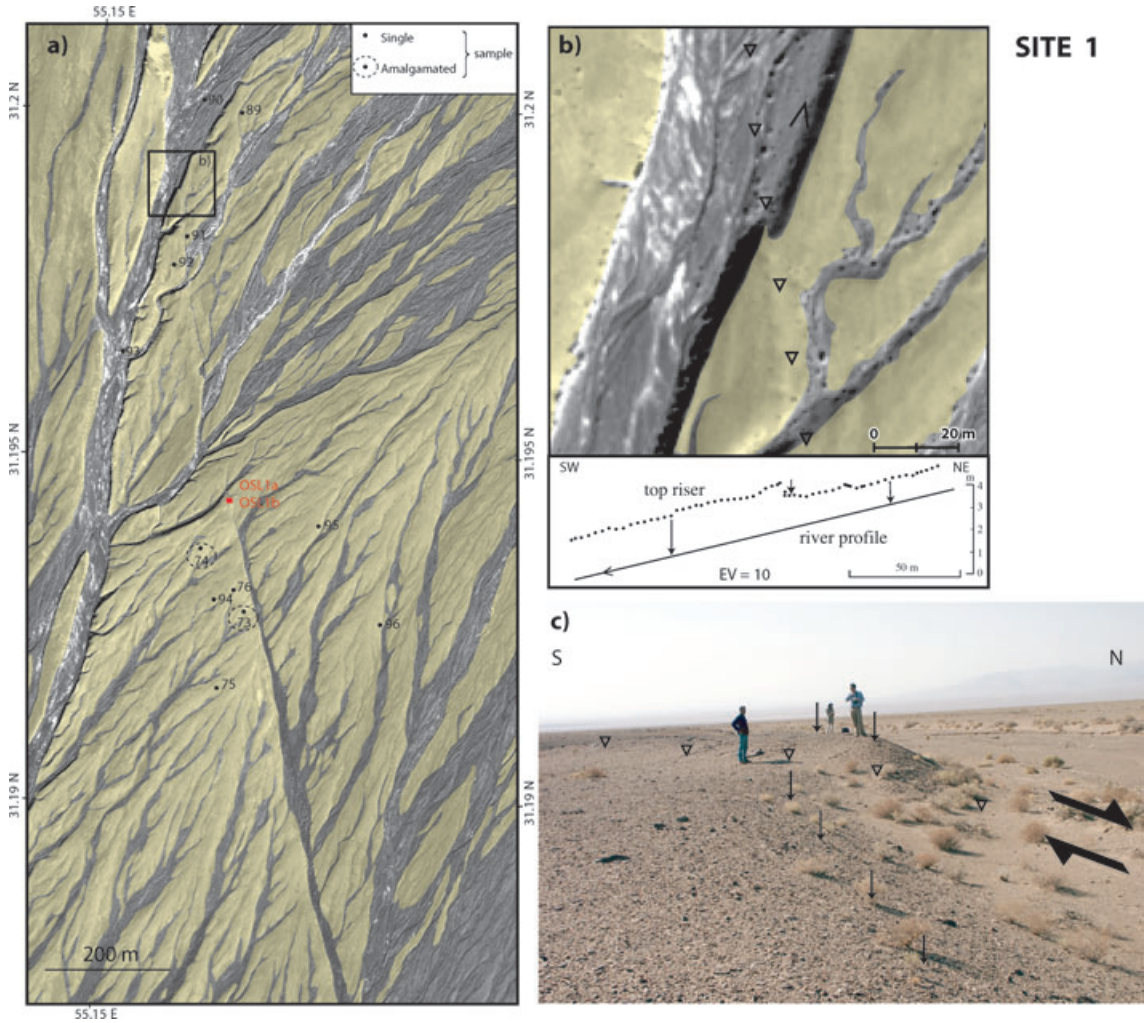


Figure 3. Site 1. (a) Quickbird imagery. The abandoned fan system, yellow shaded, is incised by channels and river streambeds. Numbered dots show position of surface samples collected for cosmogenic dating and dashed circle indicate the sampling area for amalgams. Red square locates position of the subsurface samples collected along the depth-profile in Fig. 5 and the OSL samples taken below the ground surface. (b) Close up on coeval 8 m dextral (top panel) and 0.7 m vertical (bottom panel) offsets of the riser. Open triangles point to the fault trace. Topographic profile (dots for density of the GPS survey) highlights the amount of stream incision up and down scarp. (c) Field photograph of the offset-riser with vertical arrows pointing to the top of the riser.

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

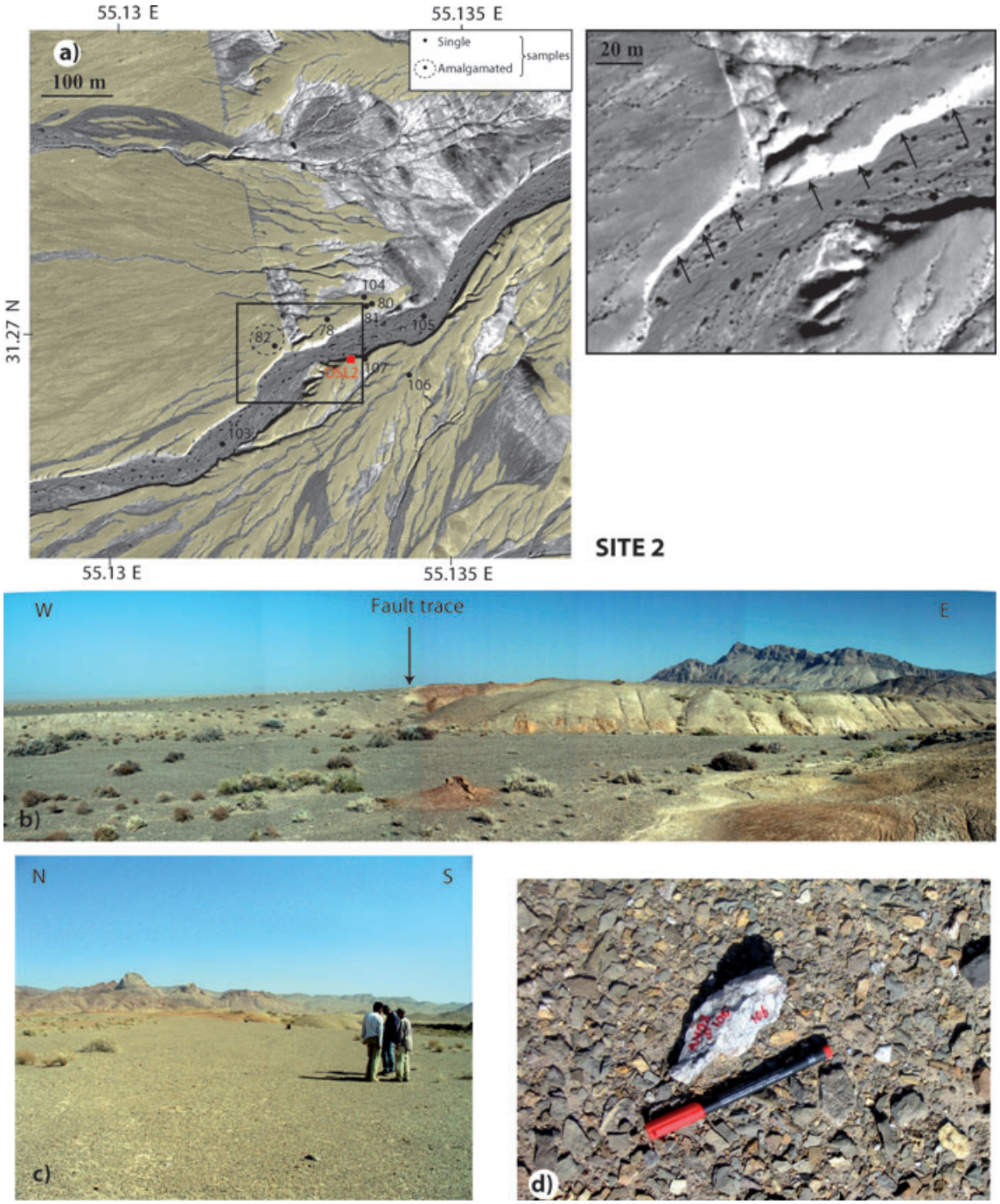


Figure 4. Site 2. (a) Quickbird imagery. Yellow shading denotes the abandoned fan. Numbered dots show position of surface samples collected for cosmogenic dating and dashed circle indicate the sampling area for amalgams. Red square locates the OSL sample collected within the riverbank, 80 cm below the ground surface. Rectangle denotes the close up on the offset riser. Arrows point to the base of the lighted riser. (b) Panoramic view of the right bank of the stream. (c) Overview of the abandoned fan surface, downstream of the fault trace. (d) Close-up of cobbles paving the surface. White cobble is sample AS06S-106 (^{10}Be age of 22 ka).

To the north of the main stream, recent fans crop out west of the fault zone and further to the east where they are unconformable on the abraded bedrock. To the south of the main stream, the fans cover most of the area and the bedrock is no longer discernible. The fault zone cuts entirely across recent sediments and is distinguished by a subdued west-facing scarp. The scarp height is less than a metre and decreases southward. On both sides of the fault, the surface of the fan stands a few metres above the bed of the main intermittent stream. The steep riser cuts provide natural sections of the alluvial deposits typifying the stratigraphy of floodplains and braided channels (Fig. 4b). The sequence starts with coarse conglomerates grading into pebbly-sandy material, and terminates by sandy-silty lenses alternating with conglomeratic layers. East of the fault, the riser is ∼4.5 m high and the erosive contact between the strath deposits and the steeply dipping basement locates close to the base of the riser. West of the fault, the riser is ∼3.5 m high

and cut within the alluvial deposits only. The right-lateral offset measured along the right bank of the stream is 7.5 ± 0.5 m, similar to that at site 1.

At both sites, the offsets have formed since the rivers incised their older floodplains and abandoned the fan surface. Assuming these offsets date from the onset of the Holocene (12 ± 2 ka), Meyer & Le Dortz (2007) hypothesized a slip-rate of 0.5–0.75 mm yr^{-1} that requires further investigation. To constrain the age of incision and abandonment of the fan surface, we sampled quartz-rich sandy layers below the surface for OSL dating and collected quartz-rich pebbles on the surface for measuring the accumulation of cosmogenic nuclides. Both methods are complementary. OSL relies on natural background radioactivity of the material with a small contribution of cosmogenic radiation and measures the time elapsed since the last sunlight exposure of a sediment layer by determining the radiation dose accumulated since its burial and the dose rate due to cosmic radiation. The cosmogenic nuclides, which production decreases rapidly with depth, provide the exposure time resulting from *in situ* interactions between the cosmic rays and the material while exposed at the earth surface.

We collected surface pebbles to estimate their ^{10}Be CRE ages, following a technique pioneered to study erosion-rates (Nishiizumi *et al.* 1984), date alluvial surfaces (e.g. Bierman *et al.* 1995; Anderson *et al.* 1996; Repka *et al.* 1997), and helpful to estimate fault-slip rates (e.g. Ritz *et al.* 1995; Siame *et al.* 1997; Brown *et al.* 1998; Van der Woerd *et al.* 1998). At both sites, the surface of the fans forms a loose desert pavement of varnished clasts separated by a sandy-silty matrix. The clasts are made of locally derived shales, sandstone and conglomerates of the Kuh-e-Bafq Lower Cretaceous formations. The clasts reach in diameter up to tens of centimetres. A few are well rounded, many are angular, and some fragments result from cryoclastic weathering of cobbles and boulders. Very few boulders are unevenly distributed on the abandoned fan surface. We have collected quartz samples from single surface pebbles mainly. In a few cases, small pebbles were amalgamated. For one sample (AS06S-76), we extracted the pebbles from the exposed side of a big boulder of conglomerate. We collected 20 samples on the abandoned fan surface, seven amalgamated samples at increasing depth in a pit dug into the surface and four samples in the present streambeds (Figs 3a and 4a). For the depth profile, each sample corresponds to the amalgamation of ten centimetre-sized clasts, at least.

DATING RESULTS AND DISCUSSIONS

To determine the exposure age of the surface, we measured the concentration of *in situ* produced ^{10}Be that accumulated in the collected

Table 1. The ^{10}Be nuclide concentrations and modelled age for surface and depth-profile samples along the Anar fault.

Sample	Sample description	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Stone scaling factor	Measured ^{10}Be (10^5 at/g SiO_2)	^{10}Be model age (ka)
Site 1							
AS06S-73	Amalgam-pluricentimetric fragment	31.19474	55.15243	1574	2.73	7.86 ± 0.18	64.85 ± 4.15
AS06S-74	Amalgam-pluricentimetric fragment	31.19404	55.15357	1562	2.71	3.93 ± 0.12	32.11 ± 2.19
AS06S-75	3 fragments of the same gelyfracted pebble	31.19263	55.15304	1571	2.73	2.20 ± 0.05	18.00 ± 1.15
AS06S-76	Conglomerate with pebbles of quartz (cm)	31.19405	55.15330	1559	2.71	2.55 ± 0.06	20.99 ± 1.34
AS08S-89	Fragment of a cobble	31.20095	55.15331	1571	2.73	3.53 ± 0.086	28.91 ± 1.87
AS08S-91	Several fragments of the same gelyfracted pebble	31.19915	55.15242	1571	2.73	3.47 ± 0.08	28.41 ± 1.84
AS08S-92	Amalgam-pluricentimetric fragment	31.19874	55.15221	1570	2.73	3.96 ± 0.10	32.50 ± 2.11
AS08S-94	Two fragments of the same gelyfracted pebble	31.19391	55.15297	1570	2.73	5.20 ± 0.12	42.75 ± 2.77
AS08S-95	Pebble (10 cm)	31.19499	55.15471	1570	2.73	2.70 ± 0.067	22.06 ± 1.43
AS08S-96	Pebble (10 cm)	31.19358	55.15577	1570	2.73	3.83 ± 0.10	31.46 ± 2.08
AS08S-90	Pebble (10 cm) in the river bed	31.20113	55.15268	1571	2.73	1.62 ± 0.06	13.22 ± 0.94
AS08S-93	Pebble (10 cm) in the river bed	31.19748	55.15137	1570	2.73	2.25 ± 0.06	18.38 ± 1.20
Site 2							
AS06S-78	Pebble (15 cm)	31.27033	55.13313	1748	3.09	7.36 ± 0.25	53.60 ± 3.71
AS06S-80	Several fragments of the same gelyfracted pebble	31.27052	55.13378	1751	3.10	5.22 ± 0.12	37.82 ± 2.42
AS06S-81	Fragment of a cobble	31.27046	55.13368	1754	3.09	N.M.	–
AS06S-82	Amalgam	31.26986	55.13239	1743	3.08	10.6 ± 0.23	77.81 ± 4.97
AS08S-104	Two fragments of the same gelyfracted pebble	31.27056	55.13367	1746	3.09	4.49 ± 0.12	32.55 ± 2.15
AS08S-106	Pebble (10 cm)	31.26959	55.13435	1750	3.10	2.99 ± 0.08	21.59 ± 1.42
AS08S-107	Pebble (10 cm)	31.26978	55.1337	1751	3.10	4.3 ± 0.017	31.09 ± 2.05
AS08S-103	Fragment of a big pebble in the river bed	31.26868	55.13163	1741	3.08	0.853 ± 0.06	6.16 ± 0.56
AS08S-105	Pebble (15 cm) in the river bed	31.27033	55.13455	1742	3.08	1.72 ± 0.05	12.45 ± 0.84
Profile[a]							
AS08P-97	Amalgam 370 cm below ground surface	31.19526	55.15340	1567	2.72	4.29 ± 0.12	
AS08P-98	Amalgam 270 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	3.48 ± 0.09	
AS08P-99	Amalgam 170 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	4.21 ± 0.11	
AS08P-100	Amalgam 100 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	2.24 ± 0.06	
AS08P-101	Amalgam 70 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	5.15 ± 0.14	
AS08P-102	Amalgam 30 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	3.8 ± 0.10	
AS08P-108	Amalgam 150 cm below ground surface	31.19527	55.15341	1567	2.72	1.8 ± 0.05	

Notes: Blank sample with a mean ^{10}Be/^{9}Be ratio of 3×10^{-15}, equivalent to 6×10^4 atoms of ^{10}Be, was used to correct the measured isotopes ratios. Propagated analytical uncertainties include error blank, carrier and counting statistics. Zero erosion model ages are calculated for surface samples with propagated analytical uncertainties and corresponding geographic correction factors. N.M. means no measure.

[a]About 10 pebbles with centimetric size were sampled for each amalgam.

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

quartz-rich samples exposed to cosmic rays. Samples were prepared following chemical procedures adapted from Brown *et al.* (1991). All samples are crushed and sieved before chemical procedures. Extraction method for ^{10}Be consists in isolation and purification of quartz and elimination of atmospheric ^{10}Be. 100 μl of a 3 $\times$ 10^{-3}gg^{-19}Be solution are added to the decontaminated quartz. Beryllium was separated from the spiked solution obtained after its dissolution in HF by anion and cation exchanges and precipitations. The final precipitate is dried, and heated at 900° C to obtain BeO. Measurements were performed at the new French AMS National Facility, ASTER, located at CEREGE in Aix-en-Provence. The presented data were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology standard reference material 4325 by using the values recently determined by Nishiizumi *et al.* (2007) which are a ^{10}Be/^{9}Be ratio of (2.79 $\pm$ 0.03) $\times$ 10^{-11} and a ^{10}Be half-life of (1.36 $\pm$ 0.07)$\times 10^{6}$ yr. A modern ^{10}Be production rate at sea-level and high-latitude of 4.5 $\pm$ 0.3 atomsg^{-1}yr, computed for internal consistency from the data of Stone (2000) according

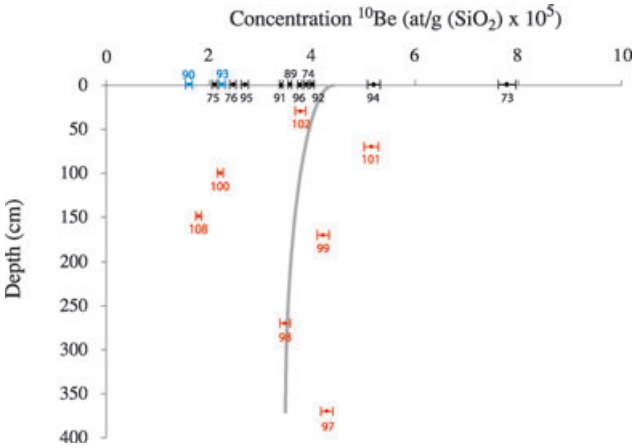


Figure 5. Plot of the measured ^{10}Be concentrations as a function of depth for site 1. Black, red and blue dots are surface, depth-profile and modern stream samples, respectively. The uneven distribution of concentrations for the surface samples and the absence of depth-decreasing concentrations for the subsurface amalgams indicate heterogeneous exposure history and variable inheritance of the fanglomerate material. Forward model of ^{10}Be concentration with depth for a 10 ka surface with no erosion and inheritance of 350.000 atoms per gram is shown for comparison.

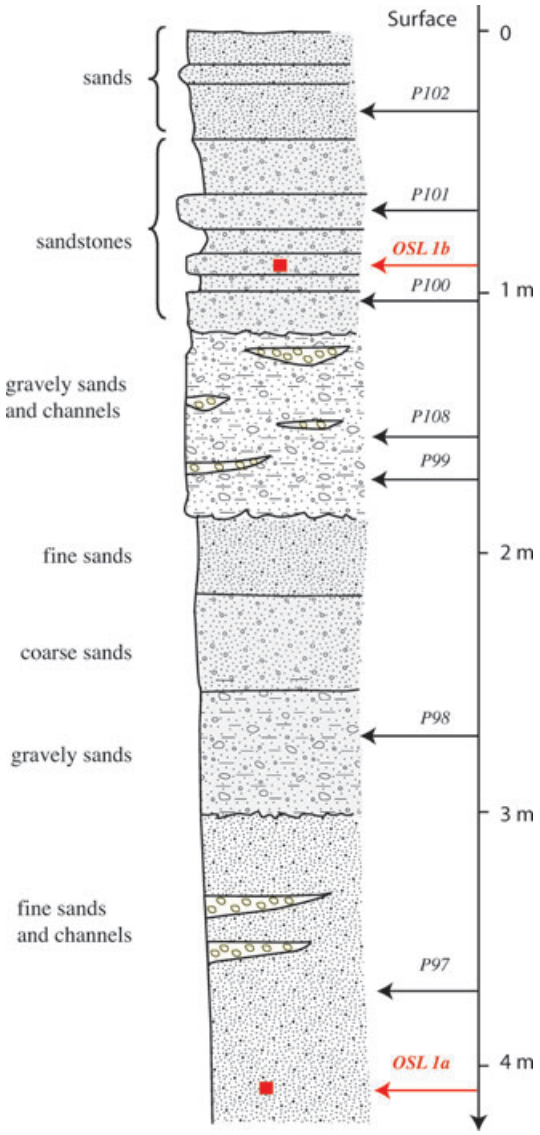


Figure 6. Simplified stratigraphy observed within the pit dug at site 1. Relative position of samples OSL-1a, 1b (red arrows) and CRE subsurface amalgams (blacks arrows) is shown.

Table 2. Equivalent dose (D_e), annual dose rate (D_a) and calculated ages for each sample.

Sample[a]	Sheffield codes	Equivalent dose D_e (Grays)[b]	N[c]	Depth (m)	Water (per cent)	K[d] (per cent)	U[d] (ppm)	Th[d] (ppm)	Annual dose rate D_a (Grays ka^{-1})[e]	Age (ka)[f]
Site 1 (Pit in the surface)										
OSL1a	Shfd08243	12.78 $\pm$ 7.97	21	0.8	2	1.21 $\pm$ 0.01	1.6 $\pm$ 0.05	5.9 $\pm$ 0.1	2.20 $\pm$ 0.05	5.8 $\pm$ 3.6
OSL1b	Shfd08244	23.62 $\pm$ 6.30	10	4.1	0.6	0.93 $\pm$ 0.01	1.16 $\pm$ 0.05	4 $\pm$ 0.1	1.64 $\pm$ 0.05	14.4 $\pm$ 3. 9
Site 2 (Riser)										
OSL2	Shfd08245	22.50 $\pm$ 12.29	16	0.8	1.1	1.06 $\pm$ 0.01	1.33 $\pm$ 0.05	4 $\pm$ 0.1	1.90 $\pm$ 0.05	11.8 $\pm$ 6.5

Note: Ages have been calculated for Quartz grains with size ranging between 90 and 250 μm.
[a]The samples were collected using stainless steel tubes (5 cm $\times$ 25 cm) and both ends were sealed and covered using both aluminium foil and black tape. Quartz was extracted from all samples using standard methods in the Sheffield Centre for International Drylands Research Centre Luminescence Laboratory
[b]Luminescence measured through 7 mm Hoya U-340 filters in a Risø (Model TL/OSL-DA-15) automated TL/OSL system. The equivalent dose (D_e) was obtained using the conventional quartz single aliquot regeneration method (Murray & Wintle 2000). 24 aliquots have been processed for each sample.
[c]N is the number of aliquots out of the 24 not rejected using the quality control parameters and falling within two standard deviations of the mean D_e.
[d]Uranium, thorium and potassium concentrations were measured using inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS).
[e]The annual dose (D_a) was estimated from ICP-MS data and the cosmic ray contributions as described in Fattahi *et al.* (2006, 2007).
[f]Errors are 1σ.

to the conclusions of the recently published study on absolute calibration of ^{10}Be AMS standards by Nishiizumi *et al.* (2007), was used. This sea level and high-latitude production rate has then been scaled for the sampling altitudes and latitudes using the scaling factors proposed by Stone (2000) because, using the atmospheric pressure as a function of altitude, they take into account the physical properties of cosmic ray particle propagation in the atmosphere and include an improved account for the muonic component in the total cosmogenic production. Exposure ages were finally calculated with the estimates of the contribution of the nuclear particles given by Braucher *et al.* (2003) and assuming erosion as negligible during the involved time period, they are thus minimum exposure ages (Table 1).

The spread of concentrations, hence CRE calculated ages, is large and testifies for noticeable accumulation of nuclides prior deposition of the pebbles (Table 1). The inheritance is also attested by the significant concentrations measured for the few pebbles (number 90, 93, 103 and 105) collected in the modern streambeds. Depth distribution profiles of cosmogenic nuclide concentrations are sometimes performed to evaluate the inheritance (Anderson *et al.* 1996; Oskin *et al.* 2008). Provided the sediments emplaced in a short period of time (i.e. the same climatic crisis), an exponential decrease of the concentrations helps estimating a homogeneous pre-exposure. The uneven distribution of the concentrations retrieved from a 4 m depth profile within the abandoned fan surface (Fig. 5), together with the scattering of concentrations of the fan surface pebbles as well as of the stream pebbles, dismisses an homogeneous pre-exposure prior to the emplacement of the fan material. The inheritance is variable and may have taken place either during exhumation or transport. The small size of the drainage areas, less than 20 km^2 at both sites, is indicative of a rapid transport before the emplacement of the fans. The scattered surface pebble cosmogenic nuclide concentrations, therefore, indicates the observed inheritance more likely reflects variability of bedrock exhumation rates in the upper catchments rather than a long and complex history of successive burials and exposures during transport by the streams (e.g. Repka *et al.* 1997). The ages on the abandoned alluvial surface range between 18 $\pm$ 1.1 and 77.8 $\pm$ 4.9 kyr, and indicate the whole process of exhumation, transport, and sedimentation occurred during the last glacial period (Fig. 8). By contrast, the few pebbles collected in the present-day streambeds display lower concentrations, hence younger age equivalents. The ages of the river samples range between 6.2 and 18.4 kyr with all but one yielding post-glacial ages. This indicates that the fans likely emplaced until the end of the Last Glacial Stage and have been subsequently incised. Notwithstanding the inheritance, the youngest samples on the surface (samples 75 and 106 with zero erosion model age of 18.0 $\pm$ 1.1 and 21.6 $\pm$ 1.4 kyr, respectively) provide bounds on the abandonment of the surface, the cutting of the risers, and then on the minimum slip-rate. The minimum value for the slip-rate is 0.45 $\pm$ 0.06 mm yr^{-1} at site 1 assuming the age of the 8 $\pm$ 0.5 m offset is at most 18 $\pm$ 1.1 kyr, and 0.34 $\pm$ 0.04 mm yr^{-1} at site 2 assuming the age of the 7.5 $\pm$ 0.5 m offset is at most 21.6 $\pm$ 1.4 kyr.

To refine the former estimate and place independent constraints on the time the incision took place, we aimed at dating the uppermost alluvial layers that were emplaced during the aggradation of the fans. At both sites, we sampled lenses of fine sands at shallow depth below the surface of the fans and applied luminescence dating techniques (Table 2). At site 1, samples OSL1a and OSL1b have been, respectively, collected at 80 cm down and 410 cm down within a pit dug in the middle of the fan surface (Figs 3 and 6). At site 2, sample OSL2 has been directly taken at a depth of 80 cm from the riser of the river (Figs 4 and 7). The OSL age determinations were carried out at the Sheffield Centre for International Dryland research luminescence laboratory (Table 2). Equivalent dose (D_e) values were measured on extracted and cleaned quartz using the Single Aliquot Regeneration (SAR) protocol (e.g. Murray & Wintle 2000). Dose rates received by each samples were based on elemental analysis carried out using ICP at SGS laboratories Ontario, Canada with conversion to annual dose rate using Adamiec & Aitken (1998), Marsh *et al.* (2002) and Aitken (1998) taking into account attenuation factors relating to sediment grain sizes used, density and palaeomoisture. The contribution to dose rates from cosmic sources were calculated using the expression published in Prescott & Hutton (1994). The analytical procedures employed for the Anar samples is similar to that applied to samples from neighbouring Sabzevar and Doruneh areas (Fattahi *et al.* 2006, 2007). Ages were calculated using a mean D_e for each sample (Fig. 9) and ages are presented in Table 2 in years from present (2008) with 1σ errors. For samples OSL1b and OSL2, there were only a few aliquots which met the quality assurance criteria (10 and 16 aliquots, respectively) precluding any meaningful examination of the D_e replicates in terms of establishing whether the samples were partially bleached prior to burial (Fig. 9). In order to counter this, ages for these two samples have been calculated in a very conservative manner using the standard deviation of the weighted (by inverse variance) mean D_e rather than the standard error, which would be normally adopted. As a result, the reported uncertainties on these ages are large (3.6 and 6.5 ka, respectively) and the mean D_e may incorporate an element of over-estimation if partial bleaching has occurred. As Fig. 9 shows, OSL1a has a broad D_e distribution centred around the mean D_e value. For consistency with the other samples and in order to take into account the breath of D_e distribution, the age for this sample has also been calculated conservatively using the standard deviation of the mean D_e. Based on this, the ages for the samples are 14.4 $\pm$ 3.9 kyr (OSL1a), 5.8 $\pm$ 3.6 kyr (OSL1b) and 11.8 $\pm$ 6.5 kyr (OSL2). Whether there has been incomplete resetting of the OSL samples or not, the samples collected 80 cm down at each site (OSL1a at site 1; OSL2 at site 2) provide temporal limits on the cutting of the risers and on the minimum value of the slip-rate. Using the oldest ages, determined by combining the mean age plus the associated 1σ uncertainty, the minimum slip-rate is 0.85 $\pm$ 0.06 mm yr^{-1} at site 1 and 0.41 $\pm$ 0.03 mm yr^{-1} at site 2. This accounts for 8 $\pm$ 0.5 and 7.5 $\pm$ 0.5 m offsets at site 1 and 2, respectively and assumes that site 1 is at most 9.4 kyr old and site 2 at most 18.3 kyr old. The difference of slip-rates between the two sites might be due either to incomplete solar resetting of the older OSL sample or to difference in the sedimentation rate. The constancy of offset riser at both sites rather favours the latter as site 2 is located closer to the mountain and site 1 stands in the middle of the piedmont. The value of 0.85 mm yr^{-1} is therefore a safe lower bound of the slip-rate on the southern segment of the Anar fault.

Finally, it is useful combining OSL and CRE results to discuss the inheritance (Fig. 8a). The risers postdate both the sediments they have incised and the abandonment of the fans. The surface of the fan being younger than the underlying sediments, the oldest possible age of a shallow OSL sample retrieved from these sediments provides a maximum age for the time of surface abandonment, hence an upper bound for the age of surface pebbles without inheritance (9.4 kyr at site 1 and 18.3 kyr at site 2). This confirms there has been a significant accumulation of nuclides before the emplacement of the pebbles and allows calculating the minimum proportion of pre-exposure for CRE age of each surface pebble (arrows, Fig. 8b).

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

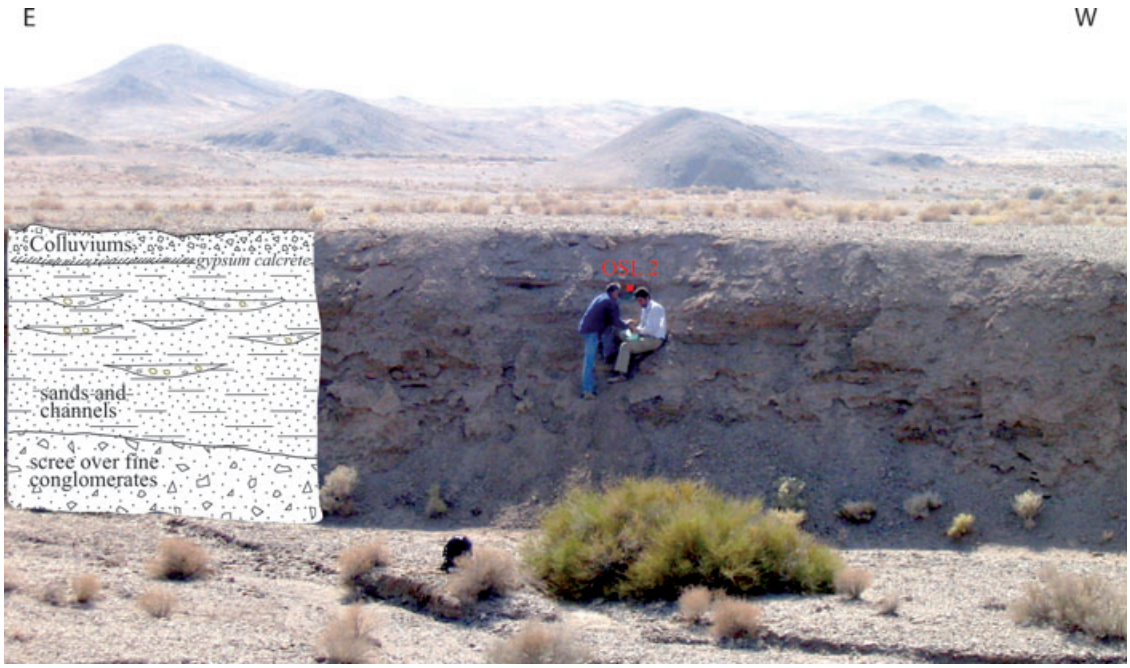


Figure 7. Photograph of the left bank of the river at site 2. Stratigraphy of the riser cut is schematized. The sample OSL-2 has been collected in a sandy layer just above the geologists.

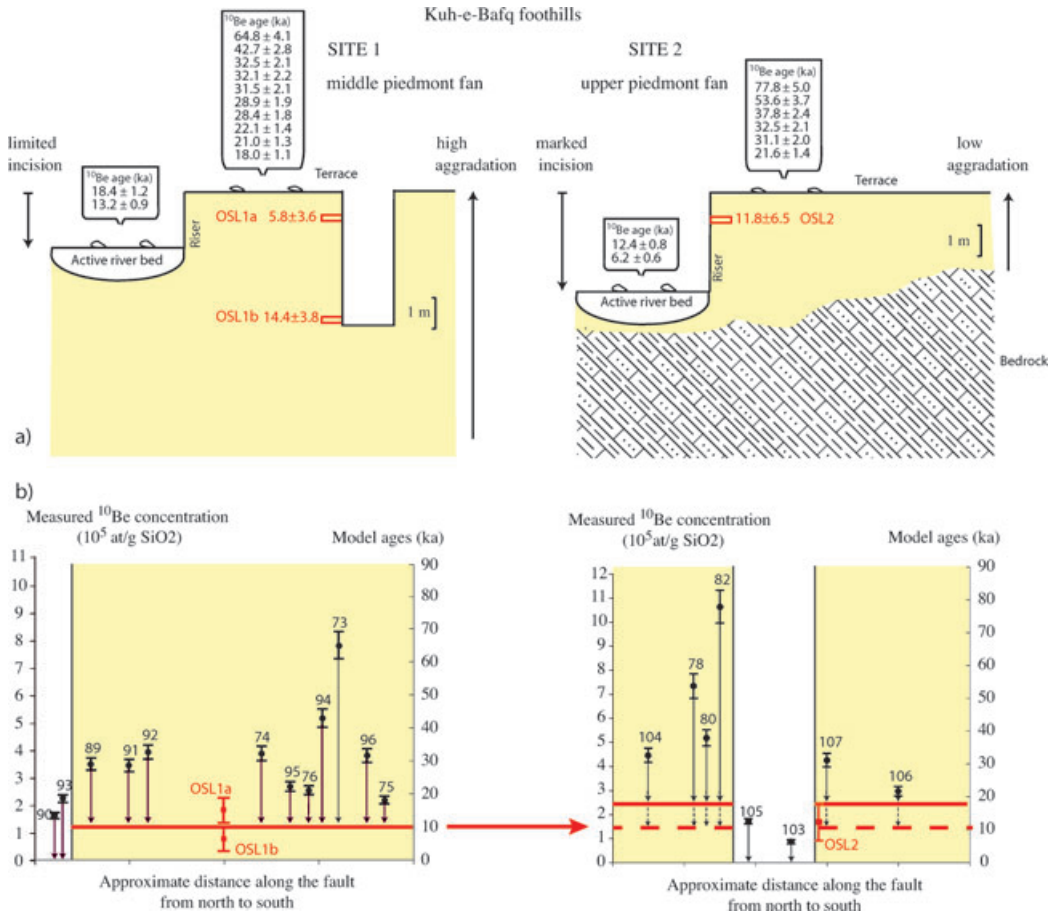


Figure 8. Summary of observations (top) and plot of sample ages in relative position from north to south (bottom) at sites 1 and 2. OSL and CRE surface ages are indicated in red and black, respectively. ^{10}Be concentrations and model ages are indicated by black dots, OSL ages by red squares. Data are tabulated in Tables 1 and 2. Red line is the oldest possible age of the surface strictly compatible at each site with the OSL results. Thick dashed line at site 2 is an extrapolation with the youngest OSL of site 1, see text for discussion. Vertical arrows figure the variable inheritance of individual pebbles.

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

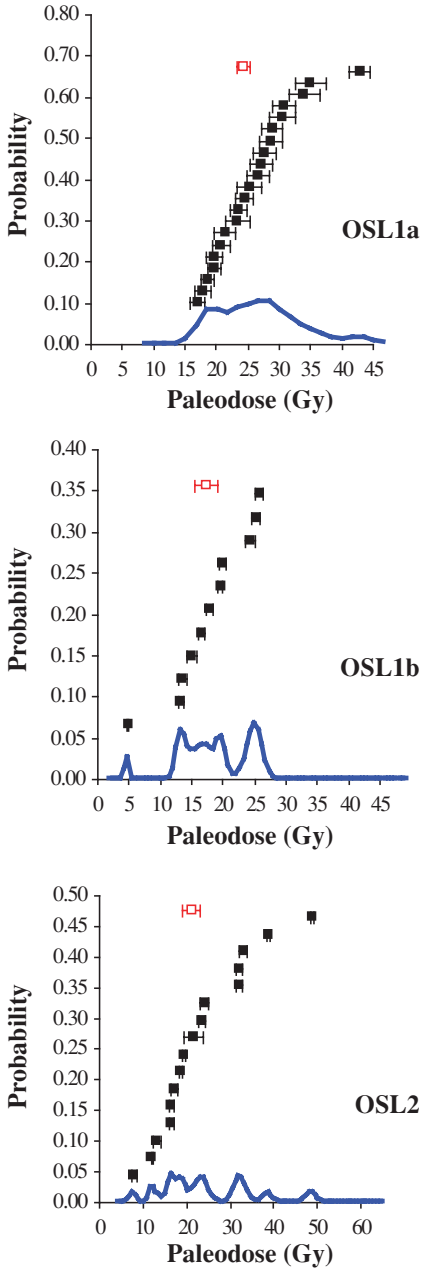


Figure 9. Equivalent dose distribution diagrams from SAR OSL for each of the samples. The equivalent dose distributions are displayed as a combined probability density function (blue curve) with individual aliquot D_e plotted above (filled black squares) and the arithmetic mean of the data (open red square).

CONCLUSION

OSL dating indicates the Anar fans emplaced at the end of the Last Glacial Stage, most probably after the Last Glacial Maximum and during the beginning of the Holocene. The older and scattered CRE ages calculated for the surface and subsurface pebbles indicate that the material eventually incorporated in the fanglomerates has not been uniformly exposed to cosmic rays prior to both fan emplacement and abandonment. The variable CRE inheritance likely originated from a progressive exhumation and alteration of bedrock in the upper catchments of the streams during the Last Glacial Stage. Accounting for the inheritance appears difficult (e.g. Hetzel *et al.* 2006; Oskin *et al.* 2008) and there is no straightforward modelling solution to retrieve the age of the surface. Using CRE ages alone may lead to significant overestimate (50–60 per cent) of the age of a fan surface abandonment, specifically when depth profiles of ^{10}Be concentrations do not help modelling the inheritance.

Considering the Anar region, the incision of the fans is likely younger than the onset of the Holocene (12 $\pm$ 2 ka) as proposed by Meyer & Le Dortz (2007). Although relying on a single OSL sample, incision appears younger than 9.4 kyr and allows deriving a safe minimum slip-rate of $\sim$0.8 mm yr^{-1} on the Anar fault. The incision of the Anar fans appears to correspond to the early-middle Holocene (6–10.5 ka) pluvial period that Burns *et al.* (2001) evidenced by rapid speleothem growth phase in Northern Oman. Burns *et al.* (2001) correlate this pluvial episode and older ones with a significant northward shift of monsoon rainfall during peaks of interglacial periods. It is therefore possible that the regional incision in Central Iran has been driven by the onset of the early-middle Holocene pluvial episode (6–10.5 ka), which has been correlated with lower terraces in Southeastern Iran (Regard *et al.* 2006). This implies that the slip-rates inferred on the strike-slip faults slicing Central and Eastern Iran (Fig. 1) by Meyer & Le Dortz (2007) from the restoration of offset-risers of assumed Holocene age (12 $\pm$ 2 kyr) could be underestimated by up to 30 per cent.

ACKNOWLEDGMENTS

This study would have been impossible without financial assistance from INSU-CNRS (PNTS and 3F programs) and from CNES-SPOT Image (ISIS program contracts ISIS0403–622 and ISIS0510–812). KL received a Ministry of Research and Education scholarship granted by the President of University Pierre and Marie Curie. This study benefited from logistic and financial assistance from Geological Survey of Iran. We acknowledge A. Rashidi and B. Oveisi for efficient organization and help during fieldwork. The 10Be measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence), which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. We thank L. Leanni, F. Chauvet, M. Arnold and G. Aumaître for their help during chemistry and measurements at CEREGE. MF acknowledges support from the research department of the University of Tehran. We acknowledge reviews by Vincent Regard and Richard Walker. We are grateful to R. Walker for suggesting improvements to the discussion of the OSL results.

REFERENCES

Adamiec, G. & Aitken, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors: update, *Ancient TL,* **16,** 37–50.

Aitken, M.J., 1998. *An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence,* Oxford University Press, Oxford.

Anderson, R.S., Repka, J.L. & Dick, G.S., 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ 10Be and 26Al, *Geology,* **24,** 47–51.

Berberian, M. *et al*., 2001. The 1998 March 14 Fandoqa earthquake Mw6.6 in Kerman, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts, and the active tectonics of the Gowk fault zone, *Geophys. J. Int.,* **146**(2), 371–398.

Bierman, P.R., Gillespie, A.R. & Caffee, M.W., 1995. Cosmogenic ages for earthquake recurrence intervals and debris flow fan deposition, Owens Valley, California, *Science,* **270,** 447–450.

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L. & Colin, F., 2003. In situ produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth planet. Sci. Lett.,* **211,** 251–258.

Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D. & Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10Be and 26Al, *Geochim. Cosmochim. Acta,* **55,** 2699–2703.

Brown, E.T., Bourlès, D.L., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Li, J., Molnar, P., Raisbeck, G.M. & You, F., 1998. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans, *Geol. Soc. Am. Bull.,* **110,** 377–386.

Burns, S.J., Fleitmann, D., Matter, A., Neff, U. & Mangini, A., 2001. Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during ingterglacial periods, *Geology,* **29,** 623–626.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Talebian, M., Armitage, S. & Stokes, S., 2006. Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically-stimulated luminescence (OSL). *Earth planet. Sci. Lett.,* **245,** 673–684.

Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Dolati, A. & Bahroudi, J., 2007. Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran, *Geophys. J. Int.,* **168,** 691–709.

Hetzel, R., Niedermann, S., Tao, M., Kubik, P.W. & Strecker, M.R., 2006. Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: 10Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan, *J. geophys. Res.,* **111,** F03012.

Marsh, R.E., Prestwich, W.V., Rink, W.J. & Brennan, B.J., 2002. Monte Carlo determinations of the beta dose rate to tooth enamel, *Radiat. Measur.,* **35,** 609–616.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.,* **170**(1), 436–440. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x

Meyer, B. & Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, *Tectonics,* **26,** TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. & Agard, P., 2006. Evidence of Quaternary activity along the Deshir fault: implication for the Tertiary tectonics of Central Iran, *Geophys. J. Int.,* **164,** 192–201.

Murray, A.S. & Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiat. Measur.,* **32,** 57–73.

Nabavi, M.H., 1970. Geological Map of Yazd sheet (H9), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Teheran.

Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, L. & Arnold, J.R., 1984. Production of ^{10}Be and ^{26}A1 by cosmic rays in terrestrial quartz and implications for erosion rates, *Nature,* **319,** 134–136.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southonc, J.R., Finkel, R.C., & McAninch, J., 2007. Absolute calibration of 10Be AMS standards, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., B Beam Interact. Mater. Atoms*, **258**(2), 403–413.

Oskin, M., Perg, L., Shelef, E., Strane, M., Gurney, E., Singer, B. & Zhang, X., 2008. Elevated shear-zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California, *Geology,* **36**(6), 507–510, doi:10.1130/G24814A.1

Prescott, J.R. & Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, *Radiat. Measur.,* **23,** 497–500.

Regard, V. *et al*., 2006. 10 Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (The Hormoz Strait area), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.,* **242,** 36–53.

Repka, J.L., Anderson, R.S. & Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah, *Earth planet. Sci. Lett.,* **152,** 59–73.

Ritz, J.F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. & Enkhtuvshin, B., 1995. Slip-rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: application to the Bogd Fault, Gobi-Altaı¨, Mongolia, *Geology,* **23,** 1019–1022.

Soheili, M., 1981. Geological Map of Anar sheet (H10), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Teheran.

Siame, L. *et al*., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina, *Geology,* **25,** 975–978.

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. geophys. Res.,* **105**(B10), 23 753–13 759.

Van Der Woerd, J. *et al*., 1998. Holocene left slip-rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), *Geology,* **26,** 695–698.

Vernant, P.H. *et al*., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.,* **157,** 381–398.

Walker, R. & Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics,* **23,** TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.

© 2009 The Authors, *GJI*, **179,** 700–710
Journal compilation © 2009 RAS

doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04383.x

Erratum

Le Dortz, K. *et al.*, 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran, *Geophys. J. Int.,* **179**, **700–710,** doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x

In Fig. 6 published in Le Dortz *et al.* (2009), the labels OSL1a and OSL1b have been unfortunately inverted. Such an inversion has also occurred in a sentence on page 8 of the article. The correct sentence is 'Based on this, the ages for the samples are 14.4 ± 3.9 kyr (OSL1b), 5.8 ± 3.6 kyr (OSL1a) and 11.8 ± 6.5 kyr (OSL2).'

We apologize to the readers for these inversions and we thank Jérôme Van der Woerd for bringing these typographical errors to our attention. For clarity the correct Fig. 6 is given here.

REFERENCES

Le Dortz, K. *et al.*, 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran, *Geophys. J. Int.,* **179,** 700–710, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x.

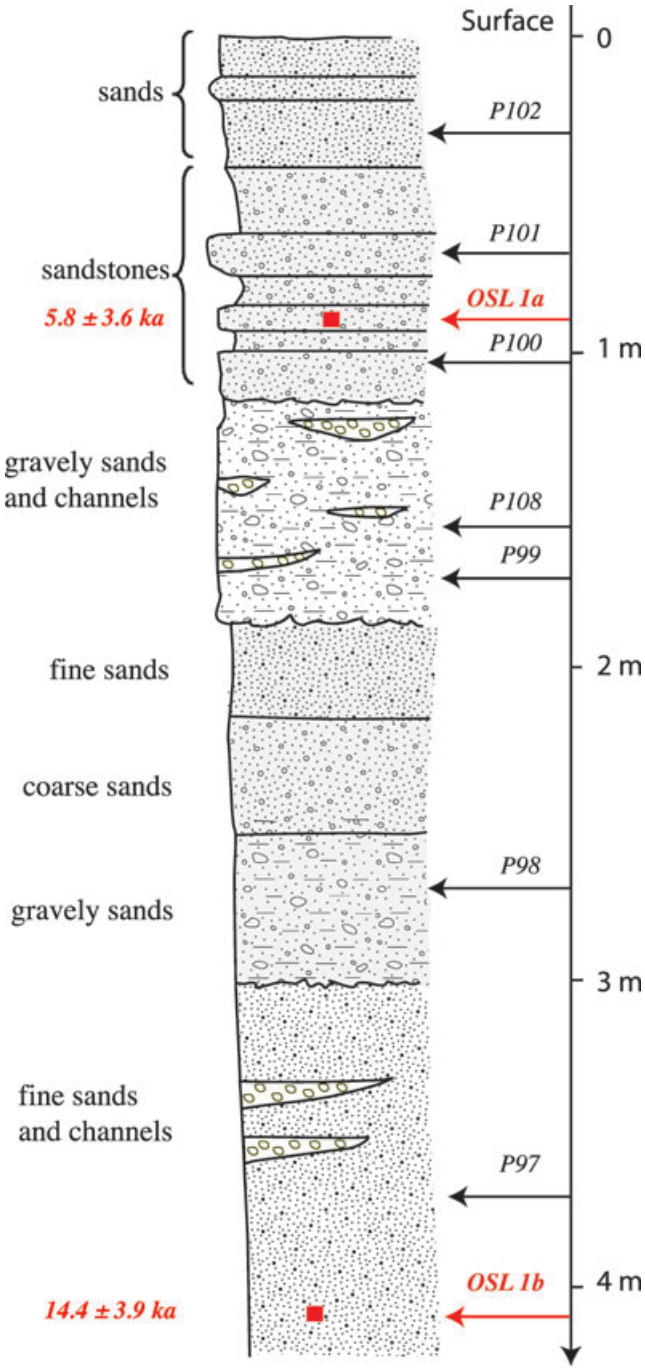


Figure 6. Simplified stratigraphy observed within the pit dug at site 1. Relative position of samples OSL-1a, 1b (red arrows) and CRE subsurface amalgams (blacks arrows) is shown.

© 2009 The Authors
Journal compilation © 2009 RAS

1.2 Compléments : Datation au ^{36}Cl

Les données présentées dans l'article précédent ont été complétées par des datations utilisant l'isotope cosmogénique ^{36}Cl. Ainsi, un troisième site a été échantillonné le long de la faille d'Anar. Ce site 3 (figure III1.) se trouve à environ un kilomètre au nord du site 2 présenté dans l'article à GJI (Le Dortz et al., 2009). La surface alluviale semble comparable à celle du site 2 mais l'incision y est beaucoup moins importante (moins de 50 cm pour le site 3 et plus de 4 m pour le site 2). De plus, de gros blocs de calcaires sont présents sur la surface du cône, ce qui n'était pas le cas au site 2. La différence dans la nature des galets peut s'expliquer par une différence de lithologie dans les bassins versants des rivières alimentant les cônes alluviaux des sites 2 et 3. La présence de roches carbonatées au site 3 est due au fait que la rivière alimentant le cône prend sa source dans un relief calcaire tandis que celle qui alimente le cône au site 2 prend sa source dans un massif gréseux (Figure III.2). Ces barres de grès ont des zones d'affleurement plus importantes que les barres calcaires dans le massif du Kuh-e-Bafq. De nombreuses rivières prennent leur source dans ces affleurements gréseux et les galets de quartz retrouvés sur les surfaces alluviales proviennent des filons de quartz présents dans les massifs gréseux. C'est pour cela que nous avons trouvé principalement des galets de quartz sur les surfaces alluviales le long de la faille d'Anar et très peu de sites contenant des galets carbonatés. Par ailleurs, la présence de plus gros blocs au site 3 s'explique éventuellement par une altération différente des roches mères et peut-être par le fait que la rivière parcourt un trajet plus court depuis sa source jusqu'à la plaine d'inondation (2 km pour la rivière alimentant le site 3 par rapport 4 km pour la rivière alimentant le site 2).

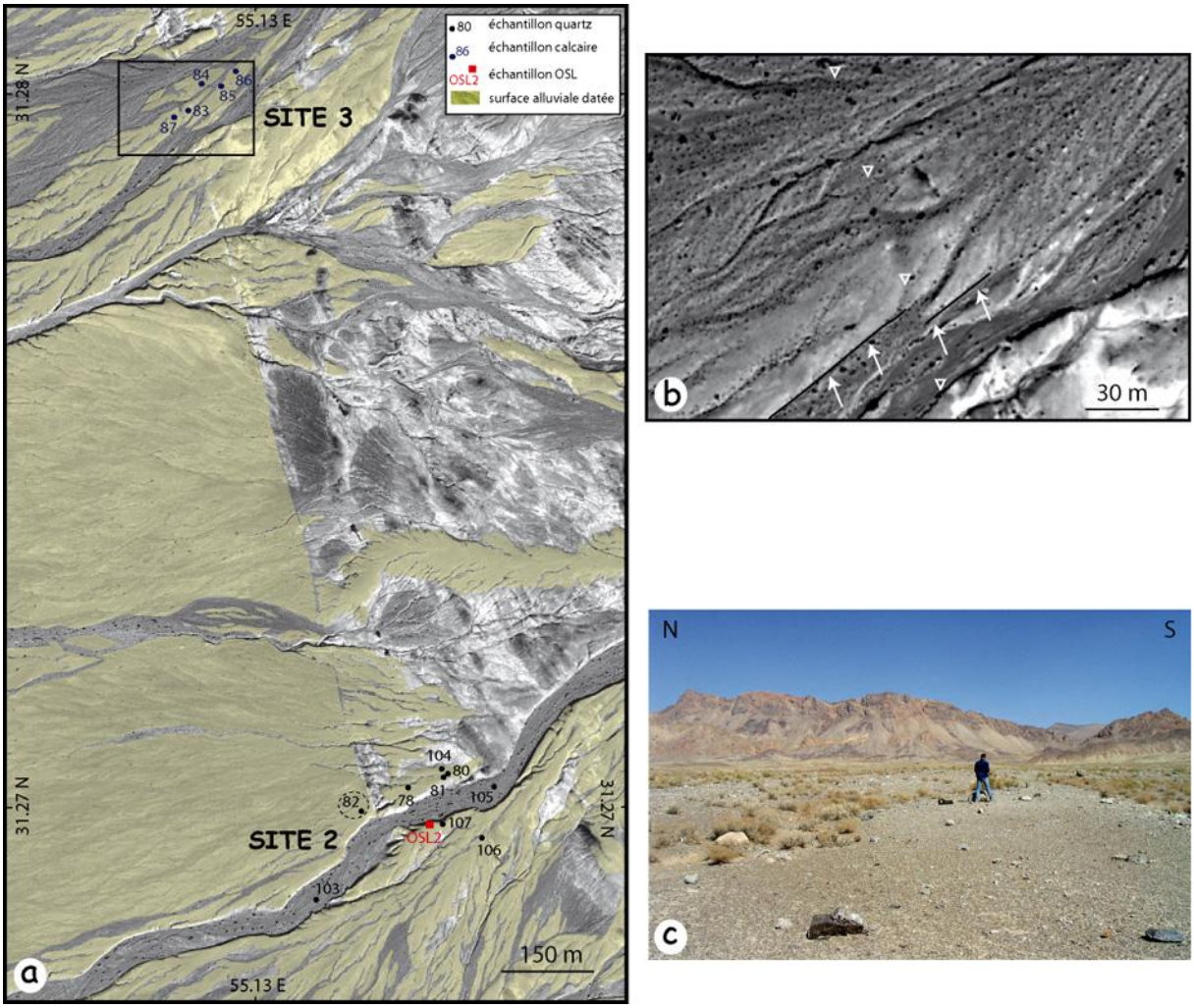


Figure III.1: (a) Image Quickbird de la zone élargie vers le nord du site 2 présenté dans l'article (Le Dortz et al., 2009) avec la position des échantillons de calcaire (en bleu) et de quartz (en noir). Le rectangle indique l'emplacement du zoom. (b) Site 3, agrandissement de la zone d'échantillonnage des calcaires. Les triangles indiquent la trace de la faille. Les flèches blanches pointent le bord du riser, indiquant un décalage possible d'environ 8 m du riser en amont. (c) Photographie de la surface échantillonnée.

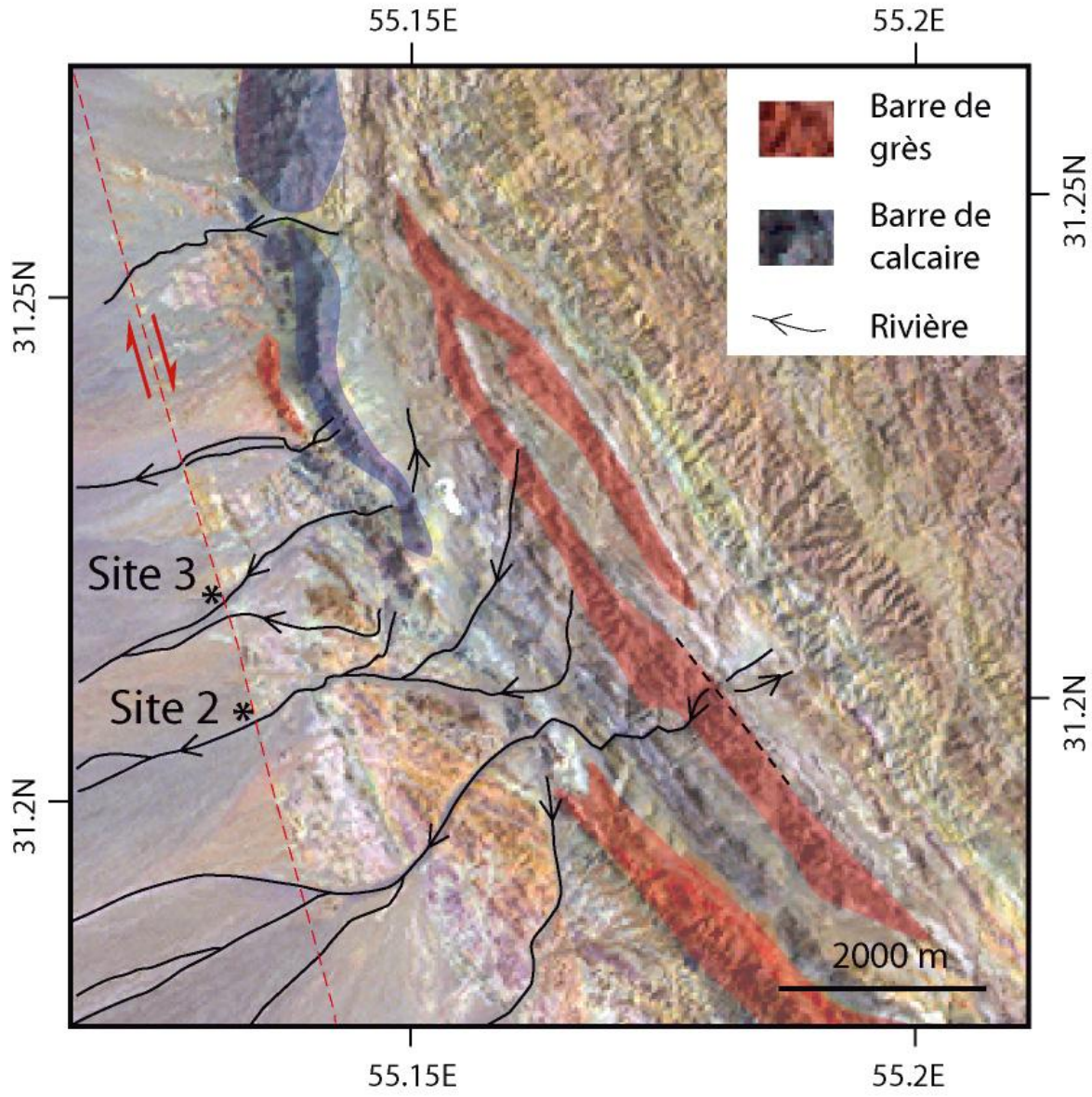


Figure III.2 : Imagerie Landsat. Cartographie des rivières alimentant le piedmont à l'ouest de la chaîne du Kuh-e-Bafq. Les sites 2 et 3 sont indiqués par une étoile. Les informations géologiques proviennent de la carte géologique de Yazd (Nabavi, 1970)

La surface alluviale abandonnée semble contemporaine de la surface échantillonnée au site 2. L'incision y est moins importante et le décalage de la surface est moins évident que celui observé au site 2. On peut toutefois estimer un déplacement du talus en rive droite qui est bien préservé en aval de la faille. Ce décalage, mesuré sur l'imagerie Quickbird, d'environ 8 m (Figure III.1.b), est comparable à celui du site 2.

La présence de calcaires sur la surface alluviale abandonnée du site 3 a permis d'utiliser l'isotope cosmogénique ^{36}Cl pour estimer l'âge d'exposition de la surface alluviale. Cet isotope, de période plus faible (T=301 ka) que celle du béryllium (T=1390 ka), s'accumule dans des échantillons riches en carbonates exposés au rayonnement cosmique. Le principe de production du ^{36}Cl est décrit dans le chapitre II et le traitement chimique effectué pour isoler cet isotope est détaillé en annexe. Cinq fragments provenant de 5 blocs différents sur la surface ont été échantillonnés. Après l'extraction chimique du chlore sous forme de chlorure d'argent, effectuée au CEREGE (Aix-en-Provence), les concentrations en ^{36}Cl et en chlore ont été déterminées au spectromètre de masse par accélérateur du Lawrence Livermore National Laboratory CAMS (USA). Les résultats obtenus sont présentés dans la table III.1. Les âges, qui ont été calculés en faisant l'hypothèse que l'érosion et l'héritage sont négligeables, sont répartis entre 10.99 ± 1.28 et 55.70 ± 6.61 ka. Ces âges sont comparables à ceux des échantillons de quartz au site 2 (entre 18 ± 1.1 et 77.8 ± 4.9 ka ; Le Dortz et al., 2009) et la distribution gaussienne est plurimodale, ne permettant pas de déterminer un âge moyen pour chaque surface (Figure III.3). La distribution des concentrations et des âges en ^{36}Cl est donc large et suggère une préexposition non homogène des galets avant leur dépôt. Nous n'avons pas pu effectuer de profil en profondeur pour confirmer cette interprétation.

Échantillons	Description des échantillons	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Ca (/g de roche) (%)	Cl (ppm)	^{36}Cl mesuré (10^5 at/g roche)	Age ^{36}Cl (ka) Érosion nulle
AS06S83	Fragment d'un boulder	31.27980	55.12935	1735	0.22	50	9.87±0.18	21.78±2.15
AS06S84	2 fragments d'un boulder	31.28015	55.12957	1746	0.36	69	6.06±0.11	10.99±1.28
AS06S85	Fragment d'un boulder	31.28023	55.12987	1750	0.33	96	11.73±0.22	20.13±2.15
AS06S86	Fragment d'un boulder	31.28035	55.13009	1749	0.36	31	18.11±1.01	38.88±4.82
AS06S87	Fragment d'un boulder	31.27970	55.12910	1750	0.22	117	29.50±0.48	55.70±6.61

Échantillons	H_2O	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SiO_2	TiO_2	Th	U
AS06S83	0.25	0.22	49.57	0.18	0	4.24	0.01	0	0	0.54	0.01	0.236	0.707
AS06S84	0.35	0.40	39.60	0.61	0.07	11.93	0.02	0	0	1.54	0.02	0.315	0.835
AS06S85	0.35	0.40	39.60	0.61	0.07	11.93	0.02	0	0	1.54	0.02	0.315	0.835
AS06S86	0.35	0.40	39.60	0.61	0.07	11.93	0.02	0	0	1.54	0.02	0.315	0.835
AS06S87	0.45	0.58	29.64	1.03	0.15	19.63	0.04	0	0	2.55	0.03	0.393	0.963

Table III.1 : En haut, concentrations en ^{36}Cl produit *in-situ* et âges correspondants des échantillons carbonatés le long de la faille d'Anar. Les taux de production utilisés sont ceux de Stone et al. (2000), corrigés en altitude et latitude. Des âges minimums sont obtenus en faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas d'érosion. Le tableau inférieur donne les compositions chimiques des éléments majeurs, analysés au CRPG-SARM de Nancy.

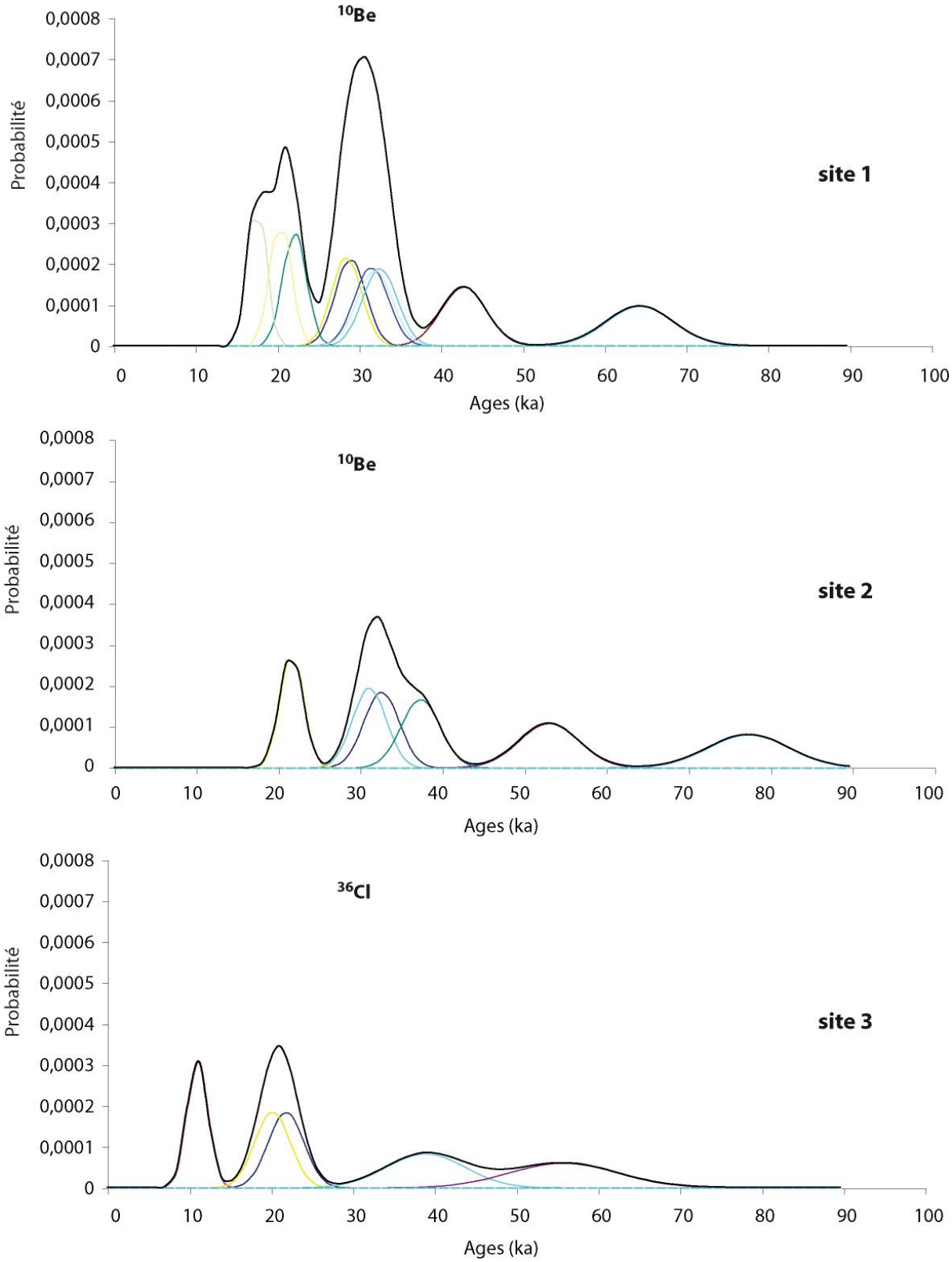


Figure III.3 : Distribution des ages d'exposition déterminés par la mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques ^{10}Be (site 1 et 2) et ^{36}Cl (site 3) dans les échantillons collectés sur la surface alluviale abandonnée aux différents sites le long de la faille d'Anar.

Plusieurs types de préexpositions sont possibles (Figure III.4). Dans le cas où l'exhumation et le transport sont rapides, les galets sont déposés et commencent à accumuler une concentration en isotopes cosmogéniques seulement à partir de leur mise en place. La modélisation d'un profil en profondeur fournit un âge similaire à celui calculé à partir des galets en surface et l'on date bien l'âge d'abandon de la surface. Dans ce cas, il n'y a pas d'héritage, la distribution des âges en surface est gaussienne et l'âge d'abandon de la surface est obtenu de manière simple (Figure III.4a). Si le matériel à l'origine des futurs galets est soumis à une exposition homogène pendant son exhumation et que son transport vers le milieu de dépôt est rapide, l'âge d'exposition de ces galets sera égal à celui de l'exposition depuis l'abandon de la surface, augmenté de la durée de préexposition acquise lors de l'exhumation (Figure III.4b). Ainsi, la distribution des concentrations en profondeur permettra d'estimer la quantité d'héritage homogène et de déterminer l'âge réel d'exposition de la surface. Dans le cas où la préexpostion lors de l'exhumation est variable pour le matériel à l'origine de chaque galet, la distribution n'est pas gaussienne pour les galets en surface et il n'est pas possible de quantifier la concentration héritée car le profil ne présente pas de décroissance exponentielle de la concentration en profondeur (Figure III.4c). C'est probablement ce type de situation que l'on rencontre pour la faille d'Anar. Un quatrième cas est celui où la préexposition s'acquière pendant le transport. Ainsi, en faisant l'hypothèse d'une exhumation rapide, si les galets transportés par les cours d'eau se retrouvent temporairement stockés à moins de 3 m de profondeur, ils commencent à accumuler une concentration en cosmonucléides (Figure III.4d). Cet héritage, variable pour chaque galet, peut donc se retrouver dans les concentrations mesurées dans les galets après leur abandon sur la surface. Il est également possible de cumuler une préexposition variable lors de l'exhumation puis pendant le transport.

Dans le cas des sites étudiés le long de la faille d'Anar, les rivières parcourent de petites distances entre leur source et la plaine d'inondation, il est donc peu probable que l'héritage variable soit dû à un stockage temporaire lors du transport vers le lieu de dépôt.

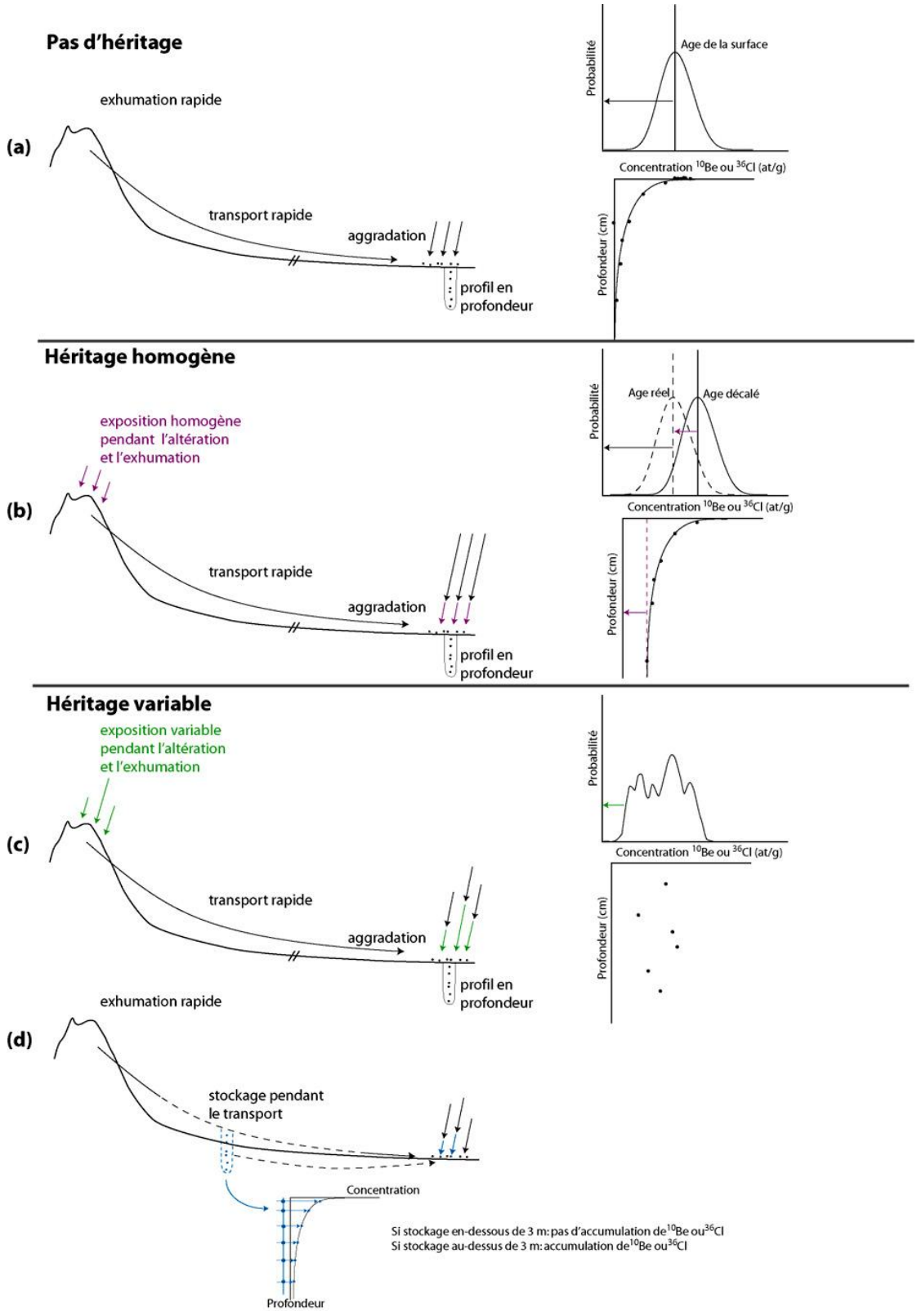


Figure III.4 : Schéma conceptuel illustrant les différents cas de préexposition d'un galet aux rayons cosmiques. Les flèches noires indiquent l'exposition aux rayons cosmiques (CRE) des galets en surface après l'abandon de la surface. Les flèches violettes indiquent la CRE due à une exposition homogène pré-dépôt. Les flèches vertes indiquent la CRE due à une exposition variable pré-dépôt. Les flèches bleues indiquent une CRE acquise lors d'un stockage temporaire à moins de 3 m de profondeur.

Pour les surfaces alluviales le long de la faille d'Anar la quantité d'héritage est donc variable pour chaque échantillon (entre $6x10^4$ et $80x10^4$ at/g de SiO_2 pour le ^{10}Be et entre $3x10^5$ et $32x10^5$ at/g de roche pour le ^{36}Cl). Cette quantité d'héritage correspond à une préexposition de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Cependant, si les âges d'exposition étaient plus importants, de l'ordre de plusieurs centaines des milliers d'années, cette même quantité d'héritage serait « noyée » dans les concentrations mesurées des galets (par exemple de l'ordre de $3\text{-}6x10^6$ at/g de SiO_2 pour le ^{10}Be et $15\text{-}30x10^6$ at/g de roche pour le ^{36}Cl, correspondant à des âges d'exposition de surface de 250-500 ka). Dans ce cas, puisque la concentration héritée est très faible devant la concentration mesurée, la distribution des âges obtenus en surface serait gaussienne et il serait possible de mesurer une concentration héritée moyenne et déterminer un âge d'abandon de la surface à partir d'un profil en profondeur.

Afin d'illustrer ces affirmations, nous avons effectué le test de vieillir artificiellement de 250 ka la surface alluviale du site 1, pour laquelle nous avons des données de surface et un profil. Ainsi, nous avons fait l'hypothèse que cette surface, d'âge maximal de 9.4 ka, d'après les datations OSL (Le Dortz et al., 2009), était exposée pendant 250 ka aux rayons cosmiques pour atteindre un âge d'exposition d'environ 260 ka. La distribution des âges obtenus en surface après 250 ka d'exposition est gaussienne alors que ce n'était pas le cas pour les échantillons « actuels » du site 1 (Figure III.5a). Les concentrations attendues dans les échantillons vieillis en surface (violet) et en profondeur (vert) sont reportées sur le même graphique (Figure III5b) que les concentrations mesurées « actuelles » (rouge et bleu). L'âge moyen de la surface est de 278 ± 26 ka, pour un écart-type à 2 sigmas, proche de l'âge « réel » de la surface. Alors que la distribution des concentrations mesurées des échantillons du profil collectés en profondeur ne présentait pas de décroissance exponentielle, la distribution des concentrations en profondeur, obtenue après 250 ka d'exposition, devient modélisable. Ainsi, dans ce cas, il est possible de quantifier une concentration héritée, un taux d'érosion et un âge pour la surface. L'utilisation de la méthode d'inversion du χ^2 permet de minimiser les différences entre les concentrations mesurées et les concentrations modélisées prédites par les équations théoriques (voir chapitre II) pour une solution donnée (temps, érosion, héritage). La meilleure solution est obtenue pour un taux d'érosion nul, un âge de surface de 220 ka et un héritage de 4.4 10^5 at/g de SiO_2. Il est donc ainsi possible de

déterminer une concentration héritée puisque le profile vers une valeur asymptotique, suggérant qu'il n'y a pas de variation significative de l'héritage au cours du temps. Cependant la modélisation suggère un âge d'exposition de la surface plus jeune (~220 ka) que l'âge « réel » de la surface (~260 ka). Pour un χ^2 similaire, un âge de surface plus proche de l'âge « réel » est obtenu pour un faible taux d'érosion de 1 m/Ma. Si l'on prend en compte un échantillon de surface pour modéliser le profil, les résultats ne changent pas significativement. En utilisant la concentration moyenne des échantillons de surface (en rouge, Figure III.5c) correspondant à l'âge moyen de 278 ± 26 ka, la modélisation suggère un âge d'exposition de 233 ka, une érosion nulle et un héritage de $4.0x10^5$ at/g de SiO_2, pour un χ^2 (222) similaire à la modélisation sans échantillon de surface.

Du fait de la complexité de l'histoire d'exposition du matériel alluvial dans la région d'Anar, les résultats obtenus en utilisant les isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{36}Cl ne permettent pas de déduire de manière simple l'âge réel d'abandon des surfaces alluviales étudiées. Néanmoins, les âges ^{36}Cl renforcent les résultats et les interprétations publiées dans l'article à *Geophysical Journal International* sur la faille d'Anar. En particulier et compte-tenu de ce que nous avons discuté ci-dessus, l'âge d'exposition ^{36}Cl le plus jeune obtenu en surface, soit 10.99 ± 1.28 ka, suggère que l'incision de la surface n'a pas pu se produire avant ~ 11ka. En conséquence, l'intervalle de temps pendant lequel s'est produite l'incision, décalée de ~ 8 m, se trouve réduite par rapport aux données du ^{10}Be et plus proche de l'âge obtenu par OSL. Ainsi, le taux de glissement de la faille d'Anar ~0.8 mm/an, proposé dans la publication apparaît mieux justifié.

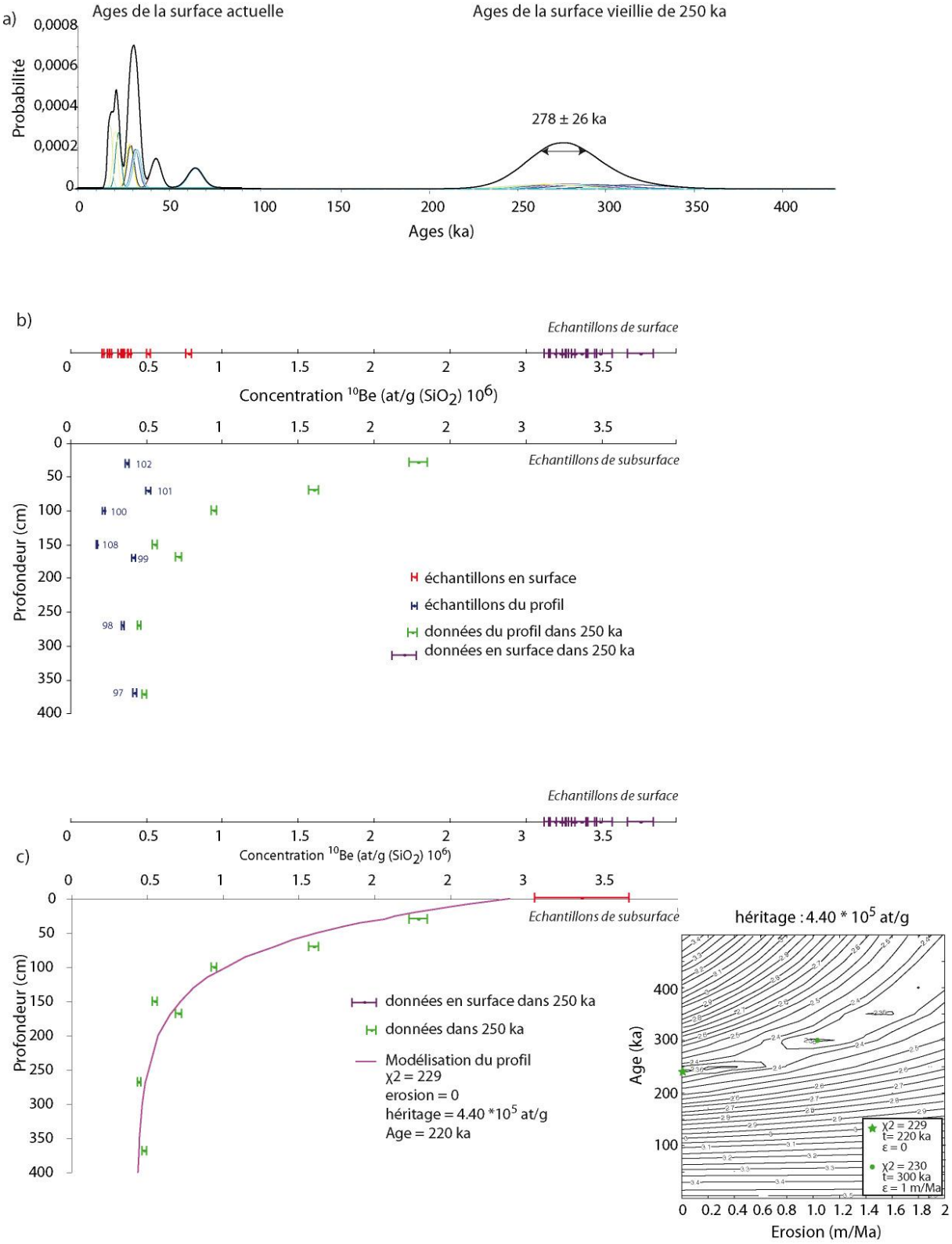


Figure III.5 : Légende, page suivante

Figure III.5 : a) A gauche, distribution des ages d'exposition déterminés par la mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques ^{10}Be dans les échantillons collectés sur la surface alluviale abandonnée au site 1 de la faille d'Anar (âges publiés dans Le Dortz et al., 2009). A droite, distribution des âges après 250 ka d'exposition aux rayons cosmiques de la surface. Les courbes colorées représentent la densité de probabilité gaussienne de l'âge pour chaque échantillon et la courbe épaisse noire correspond à la somme des densités de probabilité gaussienne. b) Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers la surface alluviale abandonnée du site 2. Les points bleus et rouges sont les concentrations mesurées des échantillons collectés en profondeur et en surface (Le Dortz et al., 2009). Les points verts et violets correspondent aux concentrations en profondeur et en surface qu'auraient les échantillons après une exposition aux rayons cosmiques pendant 250 ka sans érosion ni autre modification de la surface. c) La courbe rose représente la meilleure modélisation des données du profil « dans 250 ka », sans utiliser d'échantillon de surface (en rouge). Plusieurs solutions acceptables sont obtenues en faisant varier l'érosion, l'âge en surface et l'héritage. Les χ^2 sont représentés dans le panneau de droite pour une gamme de taux d'érosion et d'âges de surface en utilisant l'héritage de 4.40 x10^5 at/g. L'étoile représente l'âge minimum obtenu pour zéro érosion et le cercle, l'âge obtenu pour un taux d'érosion de 1m/Ma.

2. Tectonique active sur la faille de Deshir et Article en préparation : Cosmogenic and OSL dating of alluvial fans along the Deshir fault

Des observations géomorphologiques ont été menées le long de la faille de Deshir et démontrent son activité (Meyer et al., 2006). En mesurant des décalages cumulés et en faisant l'hypothèse que les plus faibles décalages sont probablement d'âge holocène, Meyer et al. (2006) suggèrent une vitesse de glissement d'environ 2 mm/an pour la faille de Deshir. Afin de tester ce scénario, nous avons réévalué les décalages mesurés par Meyer et al. (2006) et échantillonné les différentes terrasses emboîtées et bordures de terrasses décalées.

L'article qui suit est actuellement en préparation et intègrera les discussions menées dans le chapitre IV. Cet article présente les datations obtenues le long de la faille de Deshir en vue de déterminer sa vitesse de glissement. Nous utilisons les concentrations mesurées en isotope cosmogénique ^{10}Be et ^{36}Cl de galets collectés en surface et le long de profil en profondeur pour déterminer les âges d'exposition ou taux d'érosion et l'héritage contenu dans les galets. Les datations OSL permettent d'obtenir les âges des derniers sédiments mis en place pendant l'aggradation de la terrasse. Comme pour la faille d'Anar, cette étude révèle une grande dispersion dans les concentrations en isotopes cosmogéniques, mesurées dans les échantillons de surface et de subsurface. Cette dispersion indique que les galets non pas été uniformément exposé aux rayons cosmiques avant leur mise en place et l'abandon de la terrasse. Nous mettons ainsi en évidence la difficulté à attribuer un âge d'exposition aux surfaces alluviales avec les isotopes cosmogéniques seuls dans cette région d'Iran, à cause de l'héritage variable pour le matériel alluvial.

Toutefois, en combinant les décalages mesurés et les âges obtenus par datation OSL et cosmogéniques, nous proposons une vitesse de glissement géologique court-terme minimum de 0.8 – 2.5 mm/an, compatible avec la vitesse déterminée par Nazari et al. (2009).

Cosmogenic and OSL dating of alluvial fans along the Deshir Fault

K. Le Dortz [1,2], B. Meyer [1,2], M. Sébrier [1,2], R. Braucher [3], H. Nazari [4], L. Benedetti [3], M. Fattahi [5,6], D. Bourlès [3], M. Foroutan [4], L. Siame [3], A. Rashidi[7], M. D. Bateman [6] and M. Ghoraishi[3]

1 - UPMC Univ Paris 06, ISTEP, UMR 7193, F-75005, Paris, France
2 - CNRS, ISTEP, UMR 7193; F-75005, Paris, France
3 - CEREGE UMR6635, Aix-En-provence, France
4- Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, PO Box 13185-1494 Tehran, Iran
5 - Institue of Geophysics, University of Tehran, Iran.
6 - Sheffield Centre for International Drylands Research, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK
7 - Geological Survey of Iran, Kerman, Iran

1. Introduction

The Deshir fault is a 380 km-long strike-slip fault cutting through the Central Iran plateau, north of the Zagros. It is located between 29.5°N-54.6°E and 33°N-53.1°E and is part of series of N-striking dextral faults slicing Central and Eastern Iran (e.g. Berberian, 1981). The total offset of the fault, denoted by the geological offsets of the Nain Baft suture and the Urumieh Doktar magmatic arc, amounts to 65±15 km (Inset Figure P1; Walker and Jackson, 2004; Meyer et al., 2006). The southern portion of the Deshir fault that runs across a series of Quaternary alluvial fans shows clear evidence of recent right-lateral motion (Figure P1). Geomorphologic studies have been performed to estimate the slip-rate of the fault. Combining cumulative offsets of gullies and terrace risers with their inferred Holocene age, Meyer et al (2006) and Meyer and Le Dortz (2007) suggested the fault slips at 2 mm/yr. This initial estimate has been further investigated by dating of optically stimulated luminescence (OSL) samples collected within colluviums thought to predate the incision of an abandoned fan. Nazari et al (2009) derived a minimum slip-rate of 0.8-2.5 mm/yr by combining the offset of two gullies incised within the fan with the OSL age of the colluviums. However, neither the offset-gullies nor the surface of the abandoned fan have been dated directly. Nazari et al. (2009) collected primarily the OSL samples for paleoseismic purpose, within the fault zone where fanglomerate layers have been disturbed.

In order to date the surface of the fan and provide further constraints on the slip-rate, we have sampled the surface to estimate its cosmic ray exposure (CRE) age and the sediments below the surface for OSL dating of their emplacement. While these two dating techniques are commonly used separately, a few recent studies have combined luminescence dating with cosmogenic data. In some cases the two methods yielded comparable ages though the CRE ages are always slightly older than the OSL ones (e.g. Owen et al., 2003, 2006; De Long & Arnold, 2007). Other studies yielded to significant differences, CRE ages being as much as twice older than the OSL ones (Hetzel et al., 2004; Nissen et al., 2009; Le Dortz et al., 2009). Some authors favoured the CRE ages whatever they used surface samples only (Hetzel et al., 2004) or near-

surface samples only (Nissen et al., 2009). Others (Le Dortz et al., 2009) that used both surface and near-surface samples concluded to a variable inheritance for the CRE ages and favoured the OSL ages for dating the abandonment of alluvial surfaces.

We performed the sampling at two sites on the southern portion of the fault where Meyer et al. (2006) documented right-lateral offsets of imbricate fan surfaces and riser cuts (Figure P1). To constrain the age of the abandoned fan surfaces and the age of the subsequent incision, we collected 100 samples (73 surface samples, 27 near-surface samples along three profiles) to determine their CRE age by measuring the accumulation of ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic nuclides. Using two isotopes with markedly different half-lives offered the opportunity to constrain better the erosion rate and evaluate the trade-off between erosion and CRE age of the studied surfaces. We also collected six additional samples within quartz-rich sandy layers exposed below the surface by riser cuts to measure by OSL the time elapsed since the last sunlight exposure of the sediment.

First, we describe the detailed morphology of the two sites with emphasis on inset terrace levels imbricate within successive alluvial fan systems. Then, we present the results of the CRE and OSL datings and discuss how far they help constraining the age of the terraces and the age of the riser cuts bounding the terraces. Finally, we discuss the slip-rate of the Deshir fault and the morphoclimatic chronology of the area.

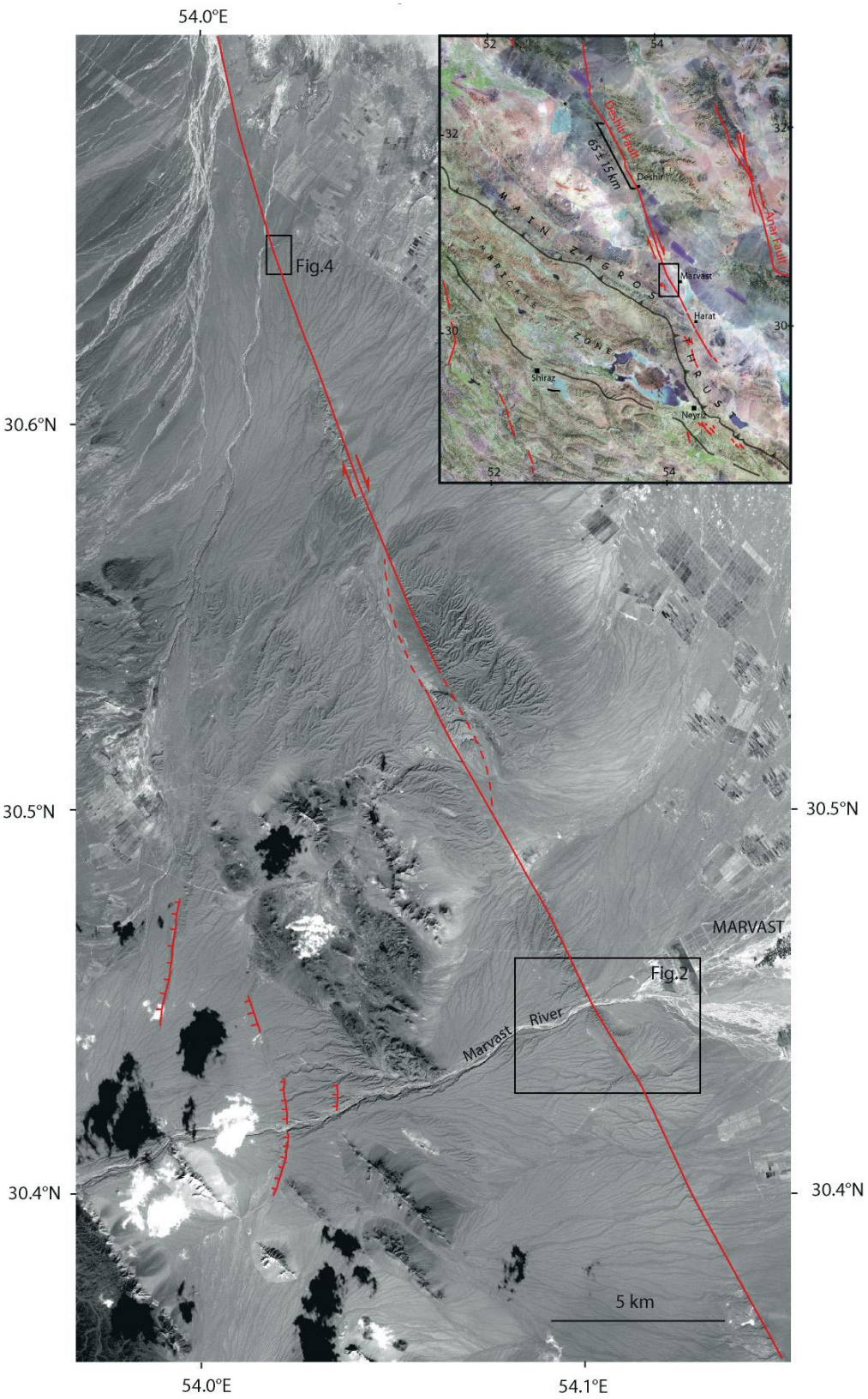


Figure P1: Spot imagery of the southern part of the Deshir fault, near Marvast town. The fault cuts across abandoned alluvial fan systems and active rivers. Boxes indicate locations of Figures P2 and P4. The inset is a Landsat mosaic of the Deshir fault and surroundings. The Nain Baft ophiolite outcrops are stylized in purple. The total dextral offset of the fault (65 ± 15 km) is outlined by the displacement of the suture.

2. Offset Quaternary fans along the southern portion of the Deshir fault

2.1 Site Deshir South: Marvast River

The Marvast River is the largest and the most active of the rivers draining the study area. The river course is about 70 km long from its source within the High Zagros to the salt flat where it vanishes to the South of the Marvast city. Its drainage basin is about 1100 km^2, and the river drains several distinctive rock units including cover (Zagros platform lithologies) and basement (Sananda Sirjan metamorphics). The river and its former tributaries have emplaced the vast Quaternary piedmont made of coalescent fans that cover most of the surface on the satellite imagery of figure P1. The recent incision of the piedmont has resulted in a narrow channel supplying water to the city of Marvast, the formation of inset terraces, and the fan head entrenchment. The Deshir fault cuts across the Marvast River, the active fans and the abandoned fan systems (Figure P2). To the west of Marvast city, several inset terraces are distinguished (T0, T1a, T1b, T2, T3) and their relative age can be assessed by their relative elevation (Figure P3). The material of each terrace, well layered, is of fluvial-torrential origin and contains polygenic pebbles (Figure P3). The lower terrace T0 corresponds to the present-day overflowing flood channel of the Marvast River. Many braided channels up to 0.5-0.8 m deep incise T0. Very loose conglomerates alternate with silty-sandy layers. The pebbles and the cobbles, either in the riverbed or on the surface of T0 are well rounded and have not experienced cryoclasty. T1 is a terrace located 1 to 3 m above T0. T1 is made of two distinctive levels, T1b slightly older and 1 m above T1a. Both levels have been probably emplaced during the same climatic period. They contain pebbles and well-rounded cobbles with diameters up to 30 cm. The material is poorly cemented and some sandy layers are found intercalated within the slightly indurate conglomeratic layers. Most of the pebbles collected on the surface of T1 are well rounded and very few have been fragmented suggesting a rather limited cryoclasty. T2 is an older terrace standing about 4-5 m above T1 upstream of the Deshir fault and 2-4 m above the present streambed downstream. Several indurate sandy layers alternate with coarse conglomerates. The terrace contains some cryoclasted pebbles. Many fragmented pebbles are found on its surface, suggesting that the terrace underwent low temperatures and contrasted seasons during long period of times, as under glacial climates. The upper part of the terrace is fairly cemented by an almost continuous calcrete up to 1m thick in places.

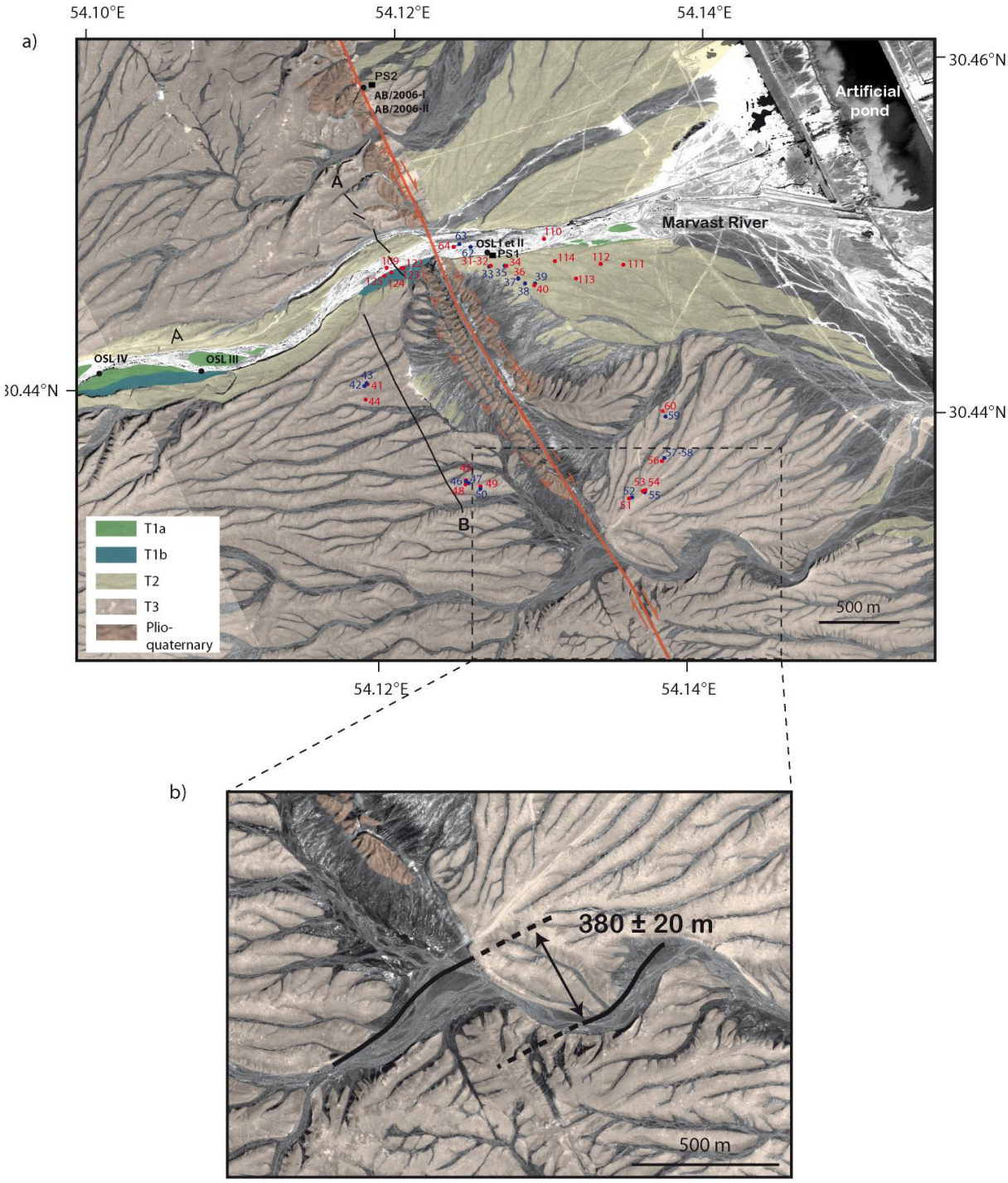


Figure P2: Site Deshir South. a) Quickbird imagery. The fault trace cuts across the Marvast River, intermittent channels and successive abandoned fans and terraces (T3 in orange, T2 in yellow, T1 a and b in green). The numbered dots show the position of the surface samples collected for ^{10}Be and ^{36}Cl CRE dating (red and blue dots, respectively). The black dots locate the OSL samples taken below the ground surface. The black squares show the position of the near-surface samples collected along depth profiles PS1 and PS2 (Figure P11, P12 and P13). AB locates the topographic profile of Figure P3. b) Close up on the 380±20m dextral offset of a river course, incised within the oldest (T3) fan surface.

T3 is the top surface of the highest alluvial fan system. It stands more than 5 m above T2. Where exposed upstream, by the Marvast incision, T3 contains many cryoclasted pebbles and a few large cobbles. The conglomerate levels are strongly indurate and the upper part of T3 is cemented by a continuous, 0.4-0.8 m thick, reddish calcrete. Numerous gelifracted pebbles can be found on its surface. Many gullies, which are deeper and wider than the ones incising T2, incise T3. The overall terrace has a characteristic stripped-morphology on the satellite imagery with flat levels and narrow intervening intermittent gullies (Figure P2).

There are also a few remnants of older fanglomerates cropping out close to the fault (Figure P2). These older conglomerates are assigned to the Pliocene according to the geological mapping by GSI (1981). The layers are tilted to the west and squeezed within the fault zone, but the orientation of the pebbles indicates an eastward paleocurrent direction (Meyer et al., 2006). The successive fans have been all emplaced by the Marvast River and progressively deformed through time. The most recent riser cut of the Marvast river stands between T1 tread and the river course (T1b/T0) West of the fault and between T2 tread and the river course (T2/T0) East of the fault. The riser, deflected in a right-lateral sense by an amount of 25 ± 5 m, is not a passive marker and might have been rejuvenated by lateral erosion. The 25 m deflection hence overestimates the tectonic offset of the riser T1/T0 and provides a maximum bound of the dextral fault motion since the emplacement of terrace T1. Several larger offsets occur further to the South. About 2 km south of the Marvast River, a large dry river, deeply incised within the oldest fan T3, is right-laterally offset by 380 ± 20 m (Figure P2b). This offset is higher than the 180-200m offset streams described by Meyer et al. (2006) a little further to the South. The later offsets correspond to streams that are narrower and less incised than for the former. Consequently, the value of 380 ± 20 m corresponds to the largest dextral offset observed amongst the many rivers incising T3 and provides a minimum bound of the fault motion since the abandonment of T3 tread.

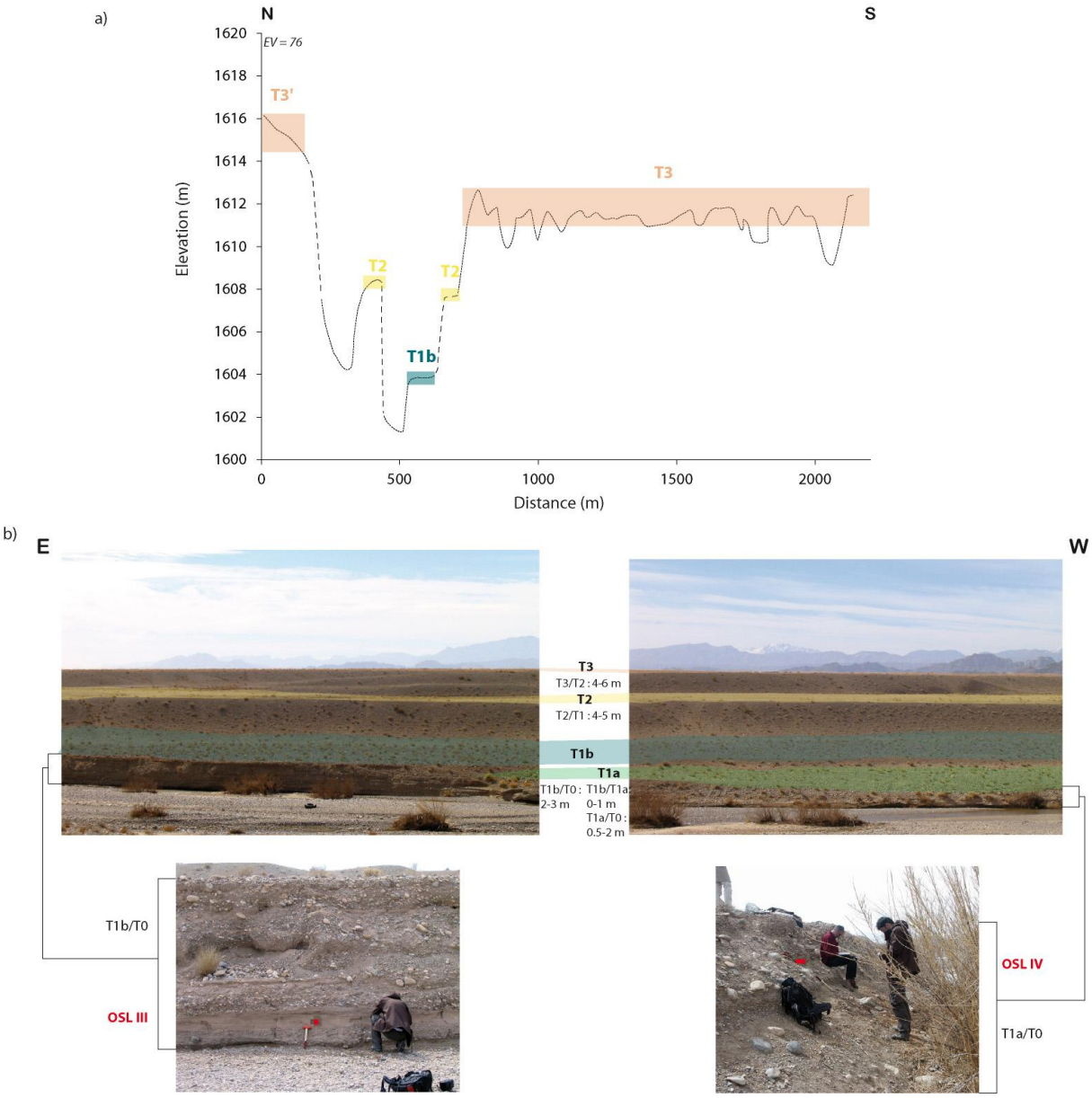


Figure P3: a) Topographic profile across the abandoned fan systems (see location on Figure P2) highlights the relative elevation of the terraces and their degree of incision by the Marvast river. The profile is work out from a differential GPS survey. b) Field photograph of the inset terraces. Location of OSL III and IV are indicated on the close up pictures of the risers T1b/T0 and T1a/T0 respectively.

2.2 Site Deshir North

The site Deshir North is located about 25 km north of the Marvast River (Figure P1). The site lies close to a 30 km long, north-south trending, intermittent stream whose present-day drainage is mostly restricted to the northern part of the piedmont. The stream is disconnected from the Marvast River but it grades almost back to the Marvast River outlet from the Sanandaj Sirjan Mountains and drains a significant area of the Quaternary piedmont. At site Deshir North, the piedmont mainly consists of the distal part of the abandoned fan T3 (Figure P4). Similarly to the site Deshir South, several lower levels (T2, T1b, T1a) with much more limited extension are nested within the alluvial fan T3. The material of each terrace is also of fluvial-torrential origin but the pebble sizes are smaller than at site Deshir South. Fine content is higher and the coarser levels contain neither cobbles nor boulders

The higher level T3, although much resembling that along the Marvast River on the Spot Imagery, has been a little less incised and dissected by the rivers than at Deshir South. At Deshir North, T3 stands about 4 m only above the active riverbed (Figure P4b) and its surface displays many cryoclasted pebbles. By the riser cuts, T3 is incised by many short gullies regularly spaced every 20-30 m. Such gullies probably formed as a result of regressive erosion after the abandonment of the terrace T3 and the cutting of the risers. T2 has a very limited extension with respect to T3. Its surface lies 2-4 m below T3 and slopes down gently towards the North. By the riser cuts, T2 is much less incised than T3 and a few short gullies irregularly spaced along the riser cuts are distinguished on the Quickbird Imagery (Figure P4a). As T3, the surface of T2 displays cryoclastic material. The terrace T1 lies 1 m at most below the terrace T2 and stands 1 m above the riverbed T0. Most of the gullies that incise T3 and T2 merge downstream with T1 and their incision is probably synchronous with the emplacement of T1. The surface of T1 displays very few cryoclasted pebbles only. Similarly to the site Deshir South, two levels (T1a and T1b) can be distinguished, with T1b being older and standing 0.5-1 m above T1a. The terraces T2 and T1 are nested in the highest terrace T3 and have a very limited extent. They are drained by a few short gullies and have probably been partly emplaced by small streams reworking the material of the regional level T3.

.

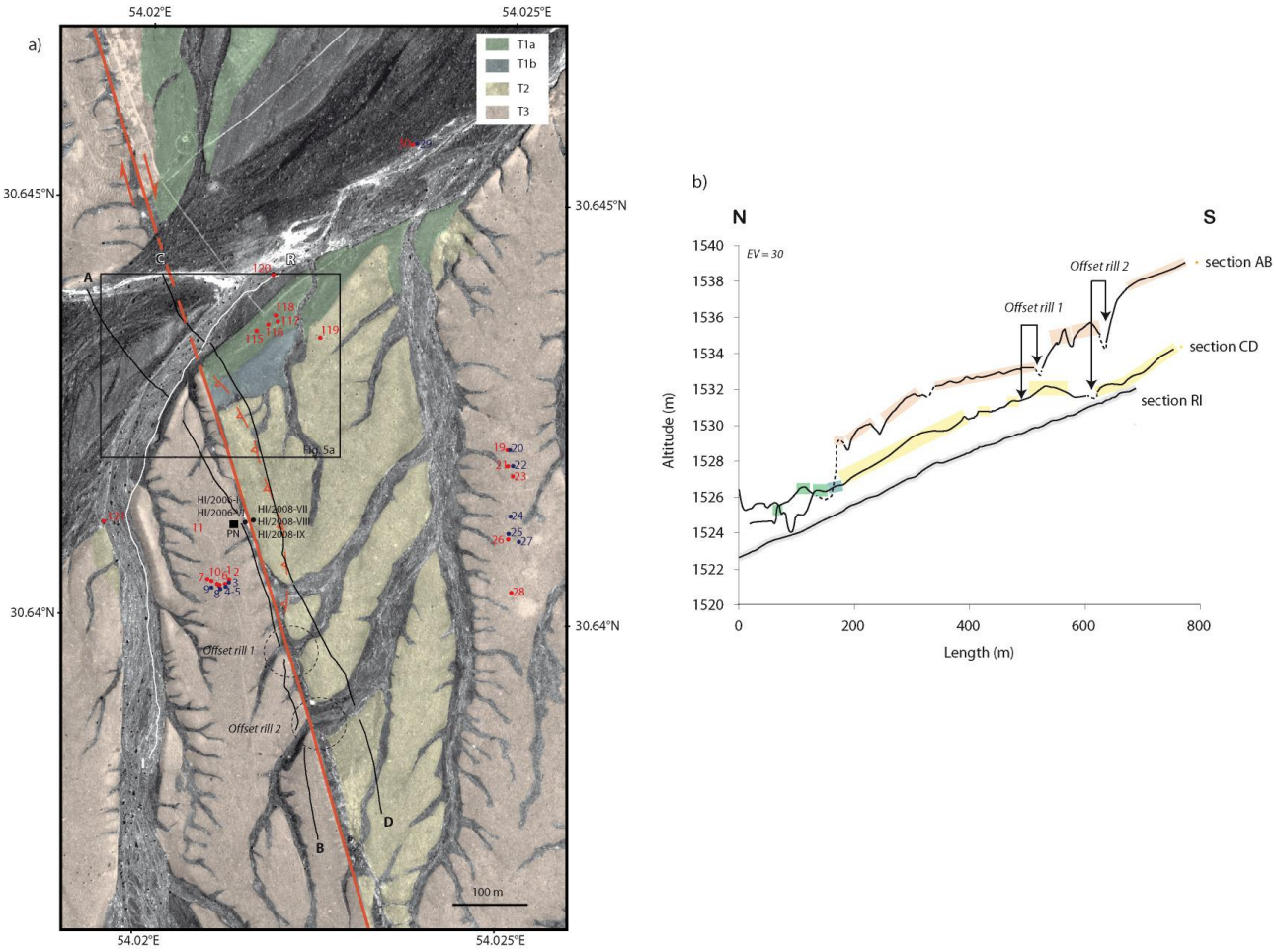


Figure P4: Site Deshir North. a) Quickbird imagery. Different coloured shading denotes the successive abandoned fans. Numbered dots show the position of the surface samples collected for ^{10}Be and ^{36}Cl CRE dating (red and blue dots, respectively). The black dots locate the OSL samples taken below the ground surface. The black square shows the position of the near-surface samples collected along the depth profiles PN (Figure P7 and P8). Rectangle denotes the close up on the offset riser on figure P5. Dotted circles indicate location of 20-30 m right-lateral offset-gullies. Black (AB and CD) and white (RI) lines locate topographic section on each side of the fault and on the riverbed respectively. b) Topographic profiles, achieved from differential GPS survey and projected along fault strike, highlight the amount of stream incision upstream and down stream of the fault. The offset-gullies are indicated.

Some small gullies that incise T3 and T2 cross the fault zone at a right angle. Two of these gullies are clearly offset in a right-lateral sense by 20-30 m (Figure P4), an amount similar to the deflection of the Marvast River. These gullies postdate the emplacement of T3 and T2 and might have formed as a result of regressive erosion since the last significant incision of the network. Their incision is probably coeval with the emplacement of the terrace T1 with which they merge downstream, and the gullies, according to OSL datings in a trench within the fault zone, are supposed to be younger than 21.1 ± 11.2 ka (Nazari et al., 2009). There is also an offset of the right bank of the main river flood channel (Figure P5).

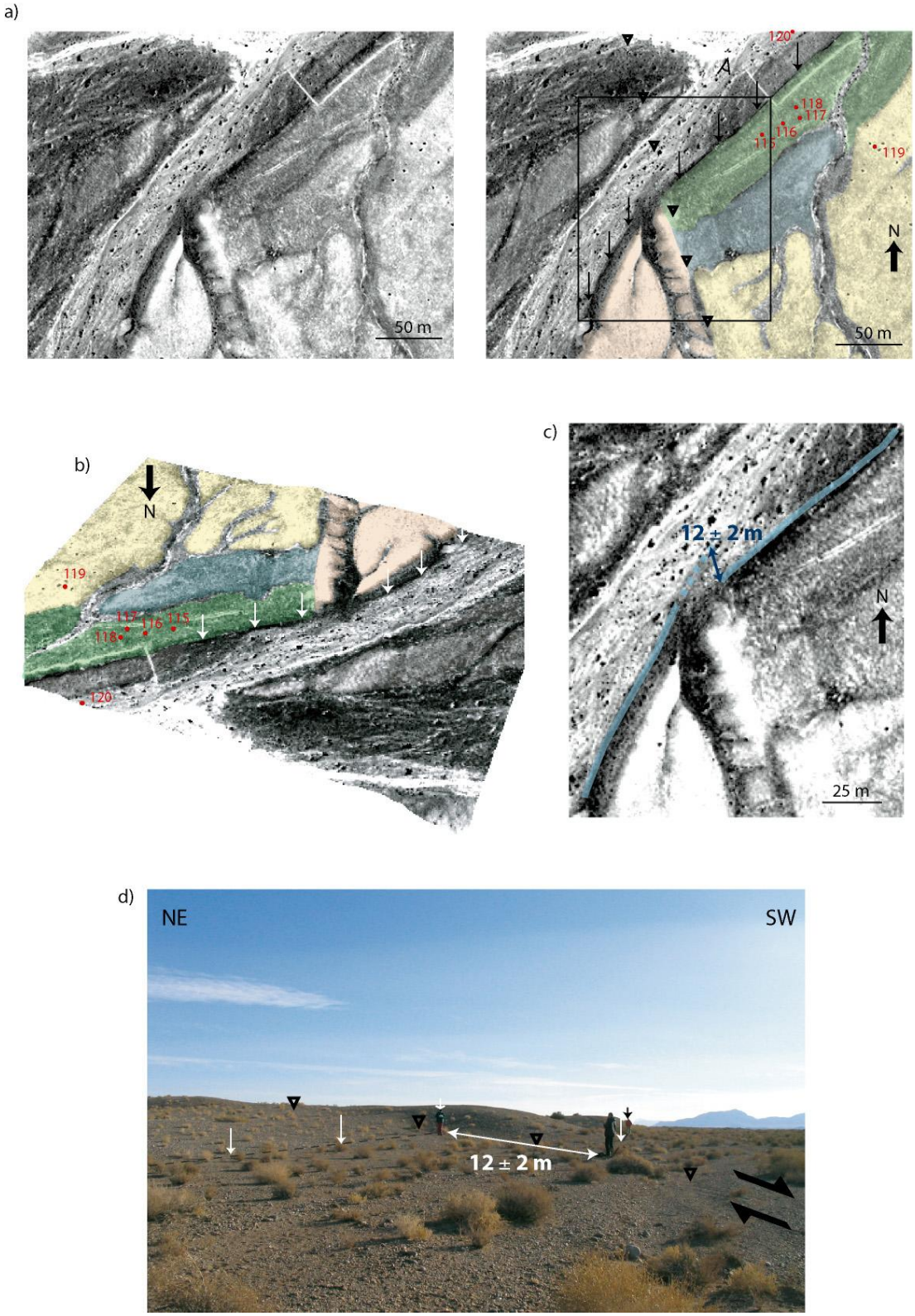


Figure P5: a) Raw (right panel) an interpreted (left panel) images of the dextral offset of the recent riser (T1a/T0). Open triangles point to the fault trace and arrows to the base of the riser. Rectangle denotes the enlargement on the offset-riser b) Quickbird image wrapped on the digital elevation model worked out from a DGPS survey. c) Enlargement on the 12±2 m offset-riser. The blue line denotes the base of the riser. d) Field photograph of the offset-riser with vertical arrows pointing to the base of the riser.

Upstream, the most recent riser cut (T3/T0) stands between T3 tread and the riverbed. Downstream, T1 is protected from erosion because of the right-lateral motion of the fault and the most recent riser stands between T1 tread and the riverbed (T1a/T0). The riser that postdates the terrace T1a is offset by 12 ± 2 m (Figure P5).

3. Chronology of the regional fans

The dating of the alluvial surfaces and inset terraces at both sites is required to establish the chronology of the fans and constrain the age of the offset-risers. Two complementary dating methods, cosmic ray exposure (CRE) and optically stimulated luminescence (OSL), have been performed to estimate the age of abandonment of alluvial surfaces. OSL relies on natural background radioactivity of the material with a small contribution of cosmogenic radiation and measures the time elapsed since the last sunlight exposure of a sediment layer. CRE provides the time of exposure of superficial material to cosmic rays.

3.1 Sampling strategy and analytical procedures for cosmogenic and OSL dating

All the terraces (T0, T1, T2 and T3) were sampled at each site for cosmogenic dating. For some surfaces (T3 at sites Deshir North and Deshir South, T2 at site Deshir South) and taking advantage of the occurrence of polygenic pebbles, both the ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic nuclides dating techniques have been applied. We measured the concentrations of *in-situ* produced ^{10}Be and ^{36}Cl accumulated respectively in quartz-rich and carbonates samples exposed to cosmic rays. Surface samples were collected to estimate the cosmic ray exposure (CRE) ages. Near-surface samples were collected along three profiles to estimate the inheritance, i.e., the concentrations of cosmogenic nuclides accumulated in the pebbles prior to their deposition. Provided that the sediment emplaced in a short period of time and that the pre-exposure is homogeneous, the exponential decrease of concentrations with depth provides an estimate of the homogeneous inheritance (e.g. Anderson et al., 1996; Repka et al., 1997). The inherited concentration is determined from the asymptotic value that the profile tends to at depth and a chi-square inversion is used to minimise the differences between measured and modelled concentrations (e.g., Siame et al., 2004; Braucher et al., 2009). Collecting pebbles from the active streambed also helps estimating the inherited component (e.g. Brown et al.,

1998). However, this method relies on the questionable assumption that the pre-depositional history of the pebbles collected in the present-day streambed is comparable to that of the pebbles collected on the abandoned fan surface during aggradation stages.

Chemical procedures used for preparing the quartz-rich samples are adapted from Brown et al., (1991). The methods for extraction of the ^{10}Be are described in Le Dortz et al., (2009). The ^{10}Be measurements were performed at the French AMS National Facility, ASTER, located at CEREGE in Aix-en-Provence. ^{36}Cl can be produced by two mechanisms in superficial rocks, cosmic ray interactions (spallation reactions of Ca, K, Ti and Fe, capture of low energy epithermal and thermal neutrons by ^{35}Cl, and direct capture of slow negative muons by K and Ca) and radiogenic production by disintegration of U and Th. To determine the proportion of radiogenic ^{36}Cl requires measuring the concentrations of U and Th in the target mineral (Zreda et al., 1991; Stone et al., 1996, 1998; Gosse & Phillips 2001; Schimmelpfennig et al., 2009). Major elemental compositions of rock samples were determined by ICP-OES technique by the CNRS service for rocks and minerals analysis at SARM-CRPG Nancy. For the ^{36}Cl measurements, the chemical extraction of chlorine by precipitation of silver chloride has been adapted from the protocol of Stone et al. (1996). The samples were spiked with a known quantity of isotopically stable chlorine carrier (e.g. Desilets et al., 2006) to simultaneously determine ^{36}Cl and chlorine concentrations by isotope dilution accelerator mass spectrometry (AMS). The measurements were performed at the Lawrence Livermore National Laboratory. The concentrations of *in-situ* produced ^{10}Be and ^{36}Cl are given in Table P1 and the chemical composition of the carbonate samples in Table P2.

Optically stimulated luminescence was used to date the alluvial layers emplaced during the aggradation of the fans. Lenses of fine sands were sampled at shallow depth below the surface and dated by luminescence techniques. All samples were collected within sandy-silty layers intercalated between conglomerates. The OSL age determinations were carried out at the Sheffield Centre for International Dryland research luminescence laboratory. Equivalent dose (De) values were measured on extracted and cleaned quartz using the Single Aliquot Regeneration (SAR) protocol (e.g.; Murray and Wintle, 2000). The analytical procedures employed are identical to that applied to similar samples from the neighbouring Anar, Sabzevar and Doruneh areas (Le Dortz et al., 2009; Fattahi et al, 2006; 2007). OSL ages were calculated using a mean De for each sample and are presented in Table P3 in years from present with 1 sigma errors.

						^{10}Be				^{36}Cl			
Samples	**Sample description**	**Density (g/cm^3)**	**Latitude (°N)**	**Longitude (°E)**	**Elevation (m)**	**Stone scaling factor**	**Measured ^{10}Be (10^5 at/g SiO2)**	**^{10}Be model age (ka) no erosion**	**Maximum ^{10}Be denudation rate (m/Ma)**	**Cl (ppm)**	**Measured ^{36}Cl (10^7 at/g rock)**	**^{36}Cl model age (ka) no erosion**	**^{36}Cl maximum erosion rate (m/Ma)**
Deshir North													
T0													
DN06S30	pebble (15 cm) in the river bed	2.2	30.6457	54.0236	1539	2.64	9.23±0.22	79.45±5.14					
DN08S120	pebble (10 cm) in the river bed	2.2	30.64414	54.02172	1548	2.65	27.16±0.71	241.85±15.82					
DN08S121	pebble (15 cm) in the river bed	2.2	30.64111	54.01947	1547	2.65	7.18±0.19	61.17±4.03					
DN06S29	pebble (15 cm) in the river bed	2.7	30.64571	54.02366	1539					52	0.32±0.005	64.05±7.73	
T1													
DN08S115	pebble (10 cm)	2.2	30.64343	54.02151	1550	2.66	43.06±1.17	398.12±26.22					
DN08S116	pebble (10 cm)	2.2	30.64351	54.02167	1549	2.65	10.30±0.28	88.23±5.82					
DN08S117	pebble (10 cm)	2.2	30.64355	54.0218	1550	2.66	14.42±0.39	124.52±8.19					
DN08S118	pebble (15 cm)	2.2	30.64362	54.02177	1549	2.65	14.55±0.39	125.77±8.26					
T2													
DN08A119	Amalgam (25 pluricentimetric clasts)	2.2	30.64337	54.02239	1550	2.66	43.97±1.11	407.42±26.53					
T3													
DN06S1	pebble (10 cm)	2.2	30.64068	54.01913	1550	2.72	N.M	-					
DN06S2	2 fragments of the same gelyfracted pebble	2.2	30.64065	54.01907	1550	2.66	26.55±3.66	235.83±35.43	2.72				
DN06S6	pebble (10 cm)	2.2	30.640361	54.021083	1550	2.66	51.88±0.72	490.81±30.23	1.22				
DN06S7	pebble (15 cm)	2.2	30.64045	54.02092	1550	2.66	48.78±1.19	458.03±29.67	1.32				
DN06S10	pebble (10 cm)	2.2	30.6405	54.020917	1550	2.66	49.21±0.69	462.33±28.49	1.31				
DN06A11	Amalgam (20 pluricentimetric clasts)	2.2	30.6405	54.020917	1550	2.66	48.37±0.66	453.32±27.89	1.34				
DN06S19	pebble (10 cm)	2.2	30.64208	54.02502	1550	2.66	46.84±0.65	437.32±26.94	1.39				
DN06S21	pebble (10 cm)	2.2	30.64189	54.02503	1550	2.66	54.60±0.75	520.25±32.02	1.14				
DN06S23	pebble (10 cm)	2.2	30.64177	54.0251	1550	2.66	50.72±2.12	478.27±34.96	1.26				
DN06S26	pebble (10 cm)	2.2	30.64101	54.02506	1550	2.66	46.99±1.02	438.87±28.00	1.39				
DN06S28	pebble (20 cm)	2.2	30.64038	54.02512	1550	2.66	45.92±0.99	427.69±27.29	1.43				
DN06S3	pebble (10 cm)	2.7	30.640417	54.021222	1554					16	1.21±0.011	352.31±64.75	1.63
DN06S4	pebble (10 cm)	2.7	30.640333	54.021083	1556					18	1.18±0.014	321.72±56.54	1.86
DNS06S5	2 fragments of the same gelyfracted pebble	2.7	30.640333	54.021083	1556					26	3.85±0.044	-	0
DNS06S8	pebble (15 cm)	2.7	30.640389	54.021055	1555					28	4.00±0.052	-	0
DNS06S9	pebble (10 cm)	2.7	30.640361	54.020972	1552					13	1.30±0.018	432.80±56.54	1.17
DN06S20	pebble (10 cm)	2.7	30.64208	54.02504	1550					24	1.36±0.013	422.63±82.66	1.33
DN06S22	pebble (10 cm)	2.7	30.64189	54.0251	1550					19	1.25±0.019	358.71±65.37	1.63
DN06S24	pebble (10 cm)	2.7	30.64129	54.02508	1549					18	1.31±0.014	373.08±69.22	1.51
DN06S25	pebble (10 cm)	2.7	30.64108	54.02507	1550					40	1.53±0.024	470.92±96.90	1.27
DN06S27	pebble (10 cm)	2.7	30.64099	54.02521	1550					38	1.41±0.02	431.69±83.96	1.45

Samples	Sample description	Density (g/cm^3)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Stone scaling factor	Measured ^{10}Be (10^5 at/g SiO2)	^{10}Be model age (ka). no erosion	Maximum ^{10}Be denudation rate (m/Ma)	Cl (ppm)	Measured ^{36}Cl (10^7 at/g rock)	^{36}Cl model age (ka). no erosion	^{36}Cl maximum erosion rate (m/Ma)
Deshir South													
T0													
DS06S64	pebble (15 cm) in the river bed	2.2	30.44864	54.12418	1620	2.77	7.11±0.15	57.79±3.68					
DS08S109	pebble (15 cm) in the river bed	2.2	30.44742	54.11986	1626	2.79	7.63±0.21	61.85±4.08					
DS08S110	pebble (15 cm) in the river bed	2.2	30.44926	54.13	1613	2.76	10.97±0.29	90.38±5.94					
DS06S62	pebble (10 cm) in the river bed	2.7	30.44866	54.12527	1615					60	0.45±0.007	82.77±10.18	
DN06S63	pebble (10 cm) in the river bed	2.7	30.44881	54.12454	1615					52	0.40±0.012	73.96±9.51	
T1													
DS08S122	pebble (10 cm)	2.2	30.44743	54.12096	1626	2.79	34.77±0.93	299.06±19.63					
DS08S123	pebble (15 cm)	2.2	30.44741	54.12083	1626	2.79	19.96±0.52	166.08±10.87					
DS08S124	pebble (10 cm)	2.2	30.44716	54.12017	1627	2.79	3.99±0.11	32.07±2.12					
DS08S125	pebble (15 cm)	2.2	30.44695	54.11975	1627	2.79	16.28±0.44	134.31±8.84					
T2													
DS06S31	pebble (10 cm)	2.2	30.4476	54.12655	1622	2.78	N.M						
DS06S32	pebble (10 cm)	2.2	30.4476	54.12655	1622	2.78	21.01±0.52	175.72±11.40					
DS06S34	pebble (20 cm)	2.2	30.44765	54.12751	1619	2.77	21.95±0.32	184.36±11.39					
DS06S36	pebble (20 cm)	2.2	30.447	54.1284	1620	2.77	15.08±0.24	124.66±7.74					
DS06S40	pebble (10 cm)	2.2	30.44663	54.12945	1620	2.77	N.M						
DS08S111	pebble (10 cm)	2.2	30.44792	54.13517	1612	2.76	18.52±0.49	155.12±10.16					
DS08S112	pebble (10 cm)	2.2	30.44793	54.13371	1615	2.76	22.12±0.60	186.40±12.27					
DS08S113	pebble (10 cm)	2.2	30.44708	54.13213	1618	2.77	26.61±0.68	226.02±14.74					
DS08S114	pebble (10 cm)	2.2	30.44803	54.13074	1623	2.78	6.16±0.17	49.88±3.29					
DS06S33	pebble (15 cm)	2.7	30.44759	54.1265	1620					24	0.97±0.009	223.41±33.93	
DS06S35	pebble (20 cm)	2.7	30.44764	54.12754	1621					52	0.76±0.009	156.37±21.01	
DS06S37	pebble (10 cm)	2.7	30.44695	54.1284	1620					23	0.87±0.009	198.71±29.24	
DS06S38	pebble (10 cm)	2.7	30.44669	54.12885	1615					43	0.67±0.009	142.09±19.18	
DS06S39	pebble (10 cm)	2.7	30.44663	54.12946	1620					11	0.57±0.009	120.89±16.57	
T3													
DS06S41	2 fragments of the same gelyfracted pebble	2.2	30.4408	54.11883	1632	2.80	52.28±0.75	466.94±28.80	1.29				
DS06S44	pebble (15 cm)	2.2	30.43993	54.11873	1636	2.80	57.81±0.81	521.81±32.15	1.14				
DS06S45	pebble (15 cm)	2.2	30.43552	54.12536	1632	2.80	52.76±0.84	471.80±29.28	1.28				
DS06S48	pebble (15 cm)	2.2	30.43532	54.12533	1630	2.79	N.M	-					
DS06S49	pebble (20 cm)	2.2	30.43518	54.1263	1630	2.79	N.M	-					
DS06S51	2 fragments of the same gelyfracted pebble	2.2	30.43475	54.13594	1620	2.77	N.M	-					
DS06S53	pebble (10 cm)	2.2	30.43517	54.13687	1623	2.78	49.22±0.66	439.43±27.02	1.38				
DS06S54	pebble (15 cm)	2.2	30.43521	54.13694	1618	2.77	N.M	-					
DS06S56	pebble (10 cm)	2.2	30.4369	54.138	1620	2.77	63.71±0.90	591.39±36.45	0.99				
DS06S60	pebble (15 cm)	2.2	30.43971	54.13797	1620	2.77	45.77±0.65	406.00±25.03	1.51				
DS06S42	1 fragment of a gelyfracted pebble (15 cm)	2.7	30.4407	54.11863	1630					17	1.51±0.022	476.95±102.10	1.03
DS06S43	pebble (15 cm)	2.7	30.44082	54.11877	1632					17	1.55±0.015	493.89±107.64	0.98
DS06S46	pebble (10 cm)	2.7	30.43548	54.12536	1630					14	1.54±0.014	459.71±96.77	1.05
DS06S47	pebble (15 cm)	2.7	30.43538	54.12553	1630					26	1.46±0.034	443.58±90.72	1.27
DS06S50	pebble (15 cm)	2.7	30.4351	54.12631	1631					18	1.45±0.016	447.64±91.74	1.15
DS06S52	pebble (10 cm)	2.7	30.43482	54.13612	1625					16	1.24±0.014	346.05±62.13	1.67
DS06S55	pebble (15 cm)	2.7	30.43515	54.13692	1626					17	1.27±0.020	355.66±64.84	1.61
DS06S57	pebble (10 cm)	2.7	30.43708	54.13814	1627					10	1.44±0.013	435.00±88.54	1.12
DS06S58	pebble (15 cm)	2.7	30.43708	54.13814	1627					10	1.19±0.023	326.11±58.19	1.72
DS06S59	pebble (10 cm)	2.7	30.43941	54.13816	1625					8	1.41±0.011	448.37±93.13	1.05

						^{10}Be				^{36}Cl			
Samples	**Sample description**	**Density (g/cm^3)**	**Latitude (°N)**	**Longitude (°E)**	**Elevation (m)**	**Stone scaling factor**	**Measured ^{10}Be (10^5 at/g SiO2)**	**^{10}Be model age (ka). no erosion**	**Maximum ^{10}Be denudation rate (m/Ma)**	**Cl (ppm)**	**Measured ^{36}Cl (10^7 at/g rock)**	**^{36}Cl model age (ka). no erosion**	**^{36}Cl maximum erosion rate (m/Ma)**
Deshir North ^{10}Be													
Pit in the surface T3													
PN[a]					1550								
DN06P12Q	amalgam 25 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	33.77±0.85						
DN06P13Q	amalgam 55 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	25.80±0.66						
DN06P14Q	amalgam 95 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	22.12±0.45						
DN06P15Q	amalgam 165 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	13.60±0.34						
DN06P16Q	amalgam 230 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	6.89±0.17						
DN06P17Q	amalgam 270 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	4.37±0.07						
DN06P18Q	amalgam 305 cm below ground surface		30.64114	54.02133		2.66	9.68±0.24						
Deshir North ^{36}Cl [a] Pit in the surface T3					1550								
DN06P12C	amalgam 25 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						29	1.78±0.018		
DN06P13C	amalgam 55 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						32	1.30±0.015		
DN06P14C	amalgam 95 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						20	1.10±0.011		
DN06P15C	amalgam 165 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						38	0.63±0.024		
DN06P16C	amalgam 230 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						26	0.34±0.007		
DN06P18C	amalgam 305 cm below ground surface	2	30.64114	54.02133						22	0.18±0.004		
Deshir South ^{10}Be													
Riser T2/T0 PS1 [b]					1645								
DS08P126	amalgam 30 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	11.23±0.30						
DS08P127	amalgam 60 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	6.10±0.17						
DS08P128	amalgam 100 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	5.82±0.16						
DS08P129	amalgam 150 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	5.91±0.16						
DS08P130	amalgam 210 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	8.86±0.24						
DS08P131	amalgam 270 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	3.62±0.10						
DS08P132	amalgam 370 cm below ground surface		30.44823	54.12648		2.82	4.31±0.12						
Pit in the surface T2													
PS2 [a]					1628								
DS06P65	amalgam 20 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	16.67±0.24						
DS06P66	amalgam 50 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	30.80±0.60						
DS06P67	amalgam 80 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	N.M						
DS06P68	amalgam 155 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	12.72±0.33						
DS06P69	amalgam 200 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	10.33±0.25						
DS06P70	amalgam 280 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	6.51±1.17						
DS06P71	amalgam 300 cm below ground surface		30.45705	54.11839		2.79	2.32±0.10						

Table P1: The ^{10}Be and ^{36}Cl nuclide concentrations and CRE modelled ages for surface and depth profile samples along the Deshir fault. Propagated analytical uncertainties include error blank, carrier and counting statistics. Zero erosion model ages are calculated for surface samples with propagated analytical uncertainties and corresponding geographic correction factors. N.M means no measure. For the ^{36}Cl nuclide, maximum erosion rates are calculated for each pebble of the T3 surface, assuming that the steady state equilibrium is reached. (a) About 20-30 pebbles with centimetre size have been generally collected for the amalgamated samples of the profiles. (b) For the T2/T0 riser profile, the amalgams are made of a dozen of larger pebbles.

Samples	H_2O %	Al_2O_3 %	CaO %	Fe_2O_3 %	K_2O %	MgO %	MnO %	Na_2O %	P_2O_5 %	SiO_2 %	TiO_2 %	Th %	U %
DN06S3	0.30	0.04	54.38	0.15	0	0.59	0.01	0	0.02	0.11	0.00	0.020	0.763
DN06S4	0.35	0.15	53.85	0.08	0	0.90	0.02	0	0.02	0.21	0.01	0.113	2.740
DN06S5	0.29	0.09	54.39	0.10	0	0.68	0.01	0	0.02	0.11	0.00	0.064	1.295
DN06S8	0.22	0.07	54.92	0.08	0	0.57	0.01	0	0.02	0.00	0.01	0.058	0.382
DNS06S9	0.29	0.09	54.39	0.10	0	0.68	0.01	0	0.02	0.11	0.00	0.064	1.295
DN06P12C	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DN06P13	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DN06P14C	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DN06P15C	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DN06P16C	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DN06P18C	0.41	0.40	52.75	0.33	0.09	0.92	0.02	0	0	1.99	0.03	0.309	1.164
DNO6S20	0.31	0.08	53.74	0.15	0	1.20	0.03	0	0	0.12	0.00	0.048	0.861
DN06S22	0.26	0.02	54.28	0.04	0	1.10	0.00	0	0	0.00	0.00	0.000	1.330
DNO6S24	0.31	0.08	53.74	0.15	0	1.20	0.03	0	0	0.12	0.00	0.048	0.861
DN06S25	0.36	0.14	53.20	0.26	0	1.31	0.05	0	0	0.24	0.01	0.095	0.392
DNO6S27	0.31	0.08	53.74	0.15	0	1.20	0.03	0	0	0.12	0.00	0.048	0.861
DNO6S29	0.31	0.08	53.74	0.15	0.00	1.20	0.03	0	0.00	0.12	0.00	0.048	0.861
DS06S33	0.245	0.022	54.39	0.06	0	0.652	0.0035	0	0.008	0	0	0.025	1.433
DS06S35	0.245	0.022	54.39	0.06	0	0.652	0.0035	0	0.008	0	0	0.025	1.433
DS06S37	0.245	0.022	54.39	0.06	0	0.652	0.0035	0	0.008	0	0	0.025	1.433
DS06S38	0.27	0.02	54.08	0.05	0	0.87	0.01	0	0.02	0.00	0.00	0.028	0.370
DS06S39	0.22	0.02	54.71	0.08	0	0.44	0.00	0	0.00	0.00	0.00	0.021	2.495
DS06S42	0.27	0.05	54.89	0	0	0.55	0	0	0	0	0.00	0.096	3.010
DSO6S43	0.27	0.05	54.89	0	0	0.55	0	0	0	0	0.00	0.096	3.010
DS06S46	0.27	0.05	54.89	0	0	0.55	0	0	0	0	0.00	0.096	3.010
DSO6S47	0.27	0.05	54.89	0	0	0.55	0	0	0	0	0.00	0.096	3.010
DS06S50	0.27	0.05	54.89	0	0	0.55	0	0	0	0	0.00	0.096	3.010
DNO6S52	0.28	0	54.60	0.12	0	0.38	0	0	0	0	0.00	0.020	2.995
DSO6S55	0.28	0	54.60	0.12	0	0.38	0	0	0	0	0.00	0.020	2.995
DS06S57	0.28	0	54.60	0.12	0	0.38	0	0	0	0	0.00	0.020	2.995
DSO6S58	0.28	0	54.60	0.12	0	0.38	0	0	0	0	0.00	0.020	2.995
DSO6S59	0.28	0	54.60	0.12	0	0.38	0	0	0	0	0.00	0.020	2.995
DS06S62	0.22	0.04	54.16	0.16	0.00	0.90	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.045	0.675
DS06S63	0.22	0.04	54.16	0.16	0.00	0.90	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.045	0.675

Table P2: Mean chemical composition of the samples collected for ^{36}Cl dating. Measurements of the major elements were undertaken at the SARM facility (Nancy, France).

Sample [a]	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Equivalent Dose De (Grays) [b]	Depth (m)	Annual dose rate Da (Grays/ka)[c]	Age (ka) [d]
Site Deshir North						
Pit in the surface T2						
HI/2006-I	*30.64118*	*54.02131*	*60.16 ± 4.60*	*1.2*	*2.31 ± 0.06*	*26.0 ± 2.2*
HI/2006-VI	*30.64121*	*54.02127*	*50.14 ± 9.26*	*1.5*	*2.42 ± 0.06*	*20.7 ± 3.9*
HI/2008-VII	*30.64123*	*54.02145*	*47.00 ± 23.79*	*1.6*	*1.36 ± 0.03*	*34.6 ± 17.5*
HI/2008-VIII	*30.64123*	*54.02148*	*30.64 ± 23.77*	*0.95*	*1.45 ±0.03*	*21.1 ± 11.2*
HI/2008-IX	*30.64123*	*54.02150*	*71.63 ± 29.22*	*2.8*	*1.40 ± 0.03*	*51.3 ± 21.0*
Site Deshir South						
Riser T2/T0						
OSL I	30.44823	54.12632	40.0 ± 12.7	0.8	1.73 ± 0.04	23.1 ± 7.4
OSL II	30.84823	54.12658	35.9 ± 10.8	3.4	1.55 ± 0.04	23.1 ± 7.0
Riser T1b/T0						
OSL III	30.44132	54.10805	27.2 ± 7.3	2.64	1.32 ± 0.04	20.6 ± 5.6
Riser T1a/T0						
OSL IV	30.44116	54.10173	18.4 ± 9.6	0.8	1.57 ± 0.04	11.7 ± 6.1
Pit in the surface T2						
AB/2006-I	30.45719	54.11822	68.95 ± 19.34	0.9	1.83 ± 0.05	37.6 ± 10.6
AB/2006-II	30.45719	54.11831	51.09± 24.54	0.7	2.16 ± 0.05	23.6± 11.4

[a] *The samples were collected using stainless steel tubes (5 cm by 25 cm) and both ends were sealed and covered using both aluminium foil and black tape. Quartz was extracted from all samples using standard methods in the Sheffield Centre for International Drylands Research Centre Luminescence Laboratory*

[b] *Luminescence measured through 7 mm Hoya U-340 filters in a Risø (Model TL/OSL-DA-15) automated TL/OSL system. The equivalent dose (D_e) was obtained using the conventional quartz single aliquot regeneration method (Murray and Wintle, 2000). 24 aliquots have been processed for each sample.*

[c] *The annual dose (D_a) was estimated from ICP-MS data and the cosmic ray contributions as described in Fattahi et al. (2006 and 2007).*

[d] *errors are 1 sigma*

Table P3: Equivalent dose (D_e), annual dose rate (D_a) and calculated ages for each sample. Ages have been calculated for Quartz grains with size ranging between 90 and 150 microns.

3.2 Dating the terrace levels at site Deshir North

Figure P6 displays the results for the site Deshir North. The concentrations are given in Table 1 and the corresponding CRE ages are modelled assuming erosion and inheritance as negligible.

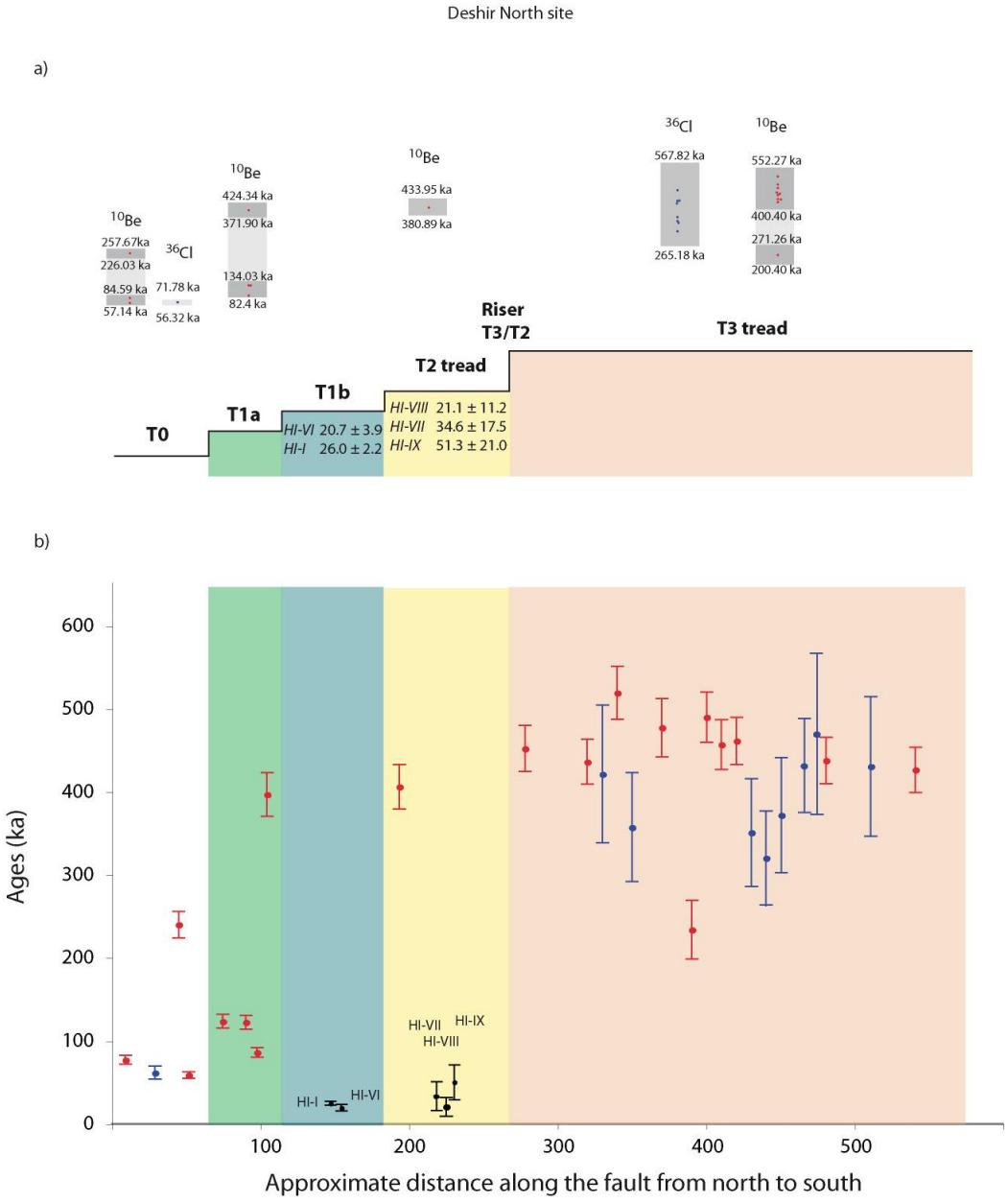


Figure P6: a) Summary of observations at site Deshir North. ^{10}Be and ^{36}Cl CRE ages of surface samples modelled without erosion and without inheritance are indicated by red and blue dots above each surface. The shaded columns extend from the minimum age to the maximum age given by the error bars of the samples. OSL ages available are indicated beneath each surface in stratigraphic order (see text for discussion). b) Plot of ages for each surface sample, in relative position from north to south. Dots and errors bars are given in red, blue and black for ^{10}Be, ^{36}Cl and OSL dating, respectively.

3.2.1 Dating the older fan surface T3

For T3, the zero-erosion, zero-inheritance ages of surface samples are overall consistent both for ^{10}Be and ^{36}Cl and suggest that the terrace is old. The CRE mean ages range between 235 and 520 ka for the ^{10}Be measurements, and between 321 and 470 ka for the ^{36}Cl measurements. However, the ^{36}Cl modelled ages are overall lower than the ^{10}Be ones. This suggests the carbonates samples have nearly reached the steady-state equilibrium for ^{36}Cl, the production and the loss by radioactive decay and erosion cancelling each other. Indeed, the ^{36}Cl half-life (301 ka) being lower than the ^{10}Be half-life (1.390 Ma), the equilibrium is reached more rapidly for ^{36}Cl than for ^{10}Be. The ^{10}Be method is therefore more appropriate than the ^{36}Cl method for estimating the CRE age of T3. For the surface samples of T3, all but one ^{10}Be CRE ages are greater than 400 ka. The younger ^{10}Be exposure age (DN06S2, 235.83 ± 35.43 ka) might be considered as an outlier and excluded from the statistics. The weighted mean of the zero-erosion zero-inheritance modelled age of T3 is 460 ± 55 ka (Figure P7a).

Amalgamated samples have been collected along a 3 m depth profile and the ^{10}Be and ^{36}Cl concentrations have been measured (Figure P7b and Table P1). Both ^{10}Be and ^{36}Cl profiles show an overall exponential decrease of concentrations with depth allowing for modelling the profiles. In a first step, the ^{10}Be depth profile is modelled with the assumption of no erosion. We tested a range of values for the inherited concentration to solve for the best-fit exposure age (Figure P7b, left panel). The best fit is obtained for a surface age of 482 ka and a homogeneous inheritance of 4.14×10^5 at/g (SiO_2). This inheritance corresponds to a period of pre exposition of about 35 ka, small with respect to the exposure age. Assuming zero inheritance yields an age of 729 ka with a poorer fit. Assuming a homogeneous inherited concentration of 8×10^5 at/g (SiO_2), twice that obtained for the best fit and close to the measured concentration for the deepest sample of the profile, provides an age of 371 ka.

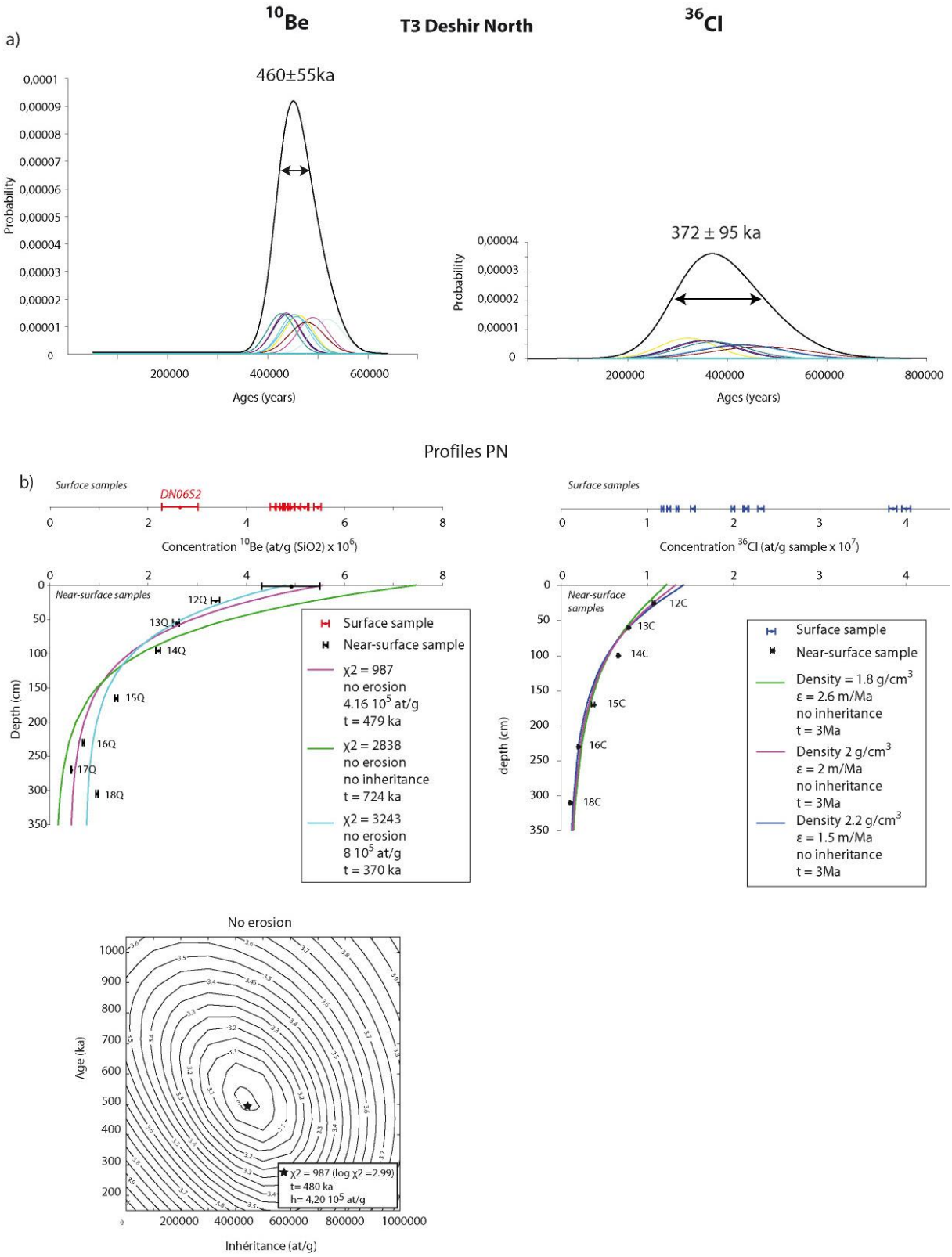


Figure P7 : Figure caption, see next page

FigureP 7: Site Deshir North. a) Distribution of *in-situ* produced ^{10}Be (right panel) and ^{36}Cl (left panel) CRE ages of the surface samples collected on surface T3 modelled without erosion and without inheritance. The thin curves represent the CRE age probability as Gaussian distribution for each individual sample and the thick curves correspond to the summed Gaussian density probability function. For the ^{10}Be exposure statistics, outlier sample DN06S2 (235.83±35.43 ka) has been removed. The weighted mean CRE age is obtained with errors equal to two standard deviations (2σ). b) Plot of the measured ^{10}Be (left panel) and ^{36}Cl (right panel) concentrations as a function of depth. Black dots are near-surface samples through depth profile PN. Surface samples are indicated as red and blue dots for ^{10}Be and ^{36}Cl, respectively. For ^{10}Be concentrations, the curves represent distributions of concentrations modelled without erosion for three distinct inheritances, and the modelling includes both the near-surface samples and the weighted mean age of the surface samples. Log(χ^2) values for a range of inheritance and CRE ages are plotted below. The modelling converges towards a best-fit age and inheritance (star). For ^{36}Cl concentrations, the erosion rate is modelled for a surface with an assigned age of 3 Ma, to ensure that the steady state equilibrium has been reached. For three different densities tested (obtained from the near-surface samples), the best-fit erosion rate – inheritance is indicated.

In a second step and because a limited erosion cannot be ruled out, we have used the carbonate samples to estimate the maximum erosion rate of the surface of the old terrace T3. Assuming that the steady-state equilibrium has been reached for each surface sample, the concentrations provide an estimate of the maximum erosion rate. None of the surface sample provides an erosion rate greater that 2 m/Ma (Table 1). These very low values of erosion rate are in good agreement with the pristine morphology of the flat-topped surface of T3 fan. To further constrain the erosion rate, the ^{36}Cl concentration depth profile is modelled with assigning a surface age of 3 Ma, old enough to ascertain the equilibrium between production and disintegration has been reached. Letting the erosion rate and the inheritance free to vary, the profile is modelled for three density values (between 1.8 and 2.2 g/cm^3) within the range of that measured for the near-surface samples of the profile (Figure P7b, right panel). For all the densities tested, the model converges towards zero inheritance solutions and low erosion rates. The solutions with zero inheritance are not surprising because the assigned surface age of 3 Ma makes a homogeneous inheritance of ~35ka undetectable. By contrast, the solutions with low erosion rates are meaningful. The maximum erosion rate of 2.6 m/Ma is obtained for a density value of 1.8 g/cm^3. The smaller maximum erosion rates of 2 and 1.5 m/Ma corresponding to densities of 2 and 2.2 g/cm^3 are closer to the erosion rate calculated for each of the carbonate surface samples (Table 1).

In a last step, we modelled the ^{10}Be profile again with the erosion rate now free to vary and the best match between observed and modelled concentrations is obtained for an erosion rate of 1.2 m/Ma, an exposure age of 1.65 Ma and a inheritance of 4.27×10^5 at/g (Figure P8). As illustrated by the trade-off between erosion rate and age in Figure P8b, this solution provides a chi-square very similar to that of the markedly different solution with 482 ka and zero-erosion. Thus, the CRE age of the terrace T3, though poorly constrained, seems to be greater than 400 ka when accounting either for the profile data alone or for the profile data and the weighted mean CRE age of the surface samples.

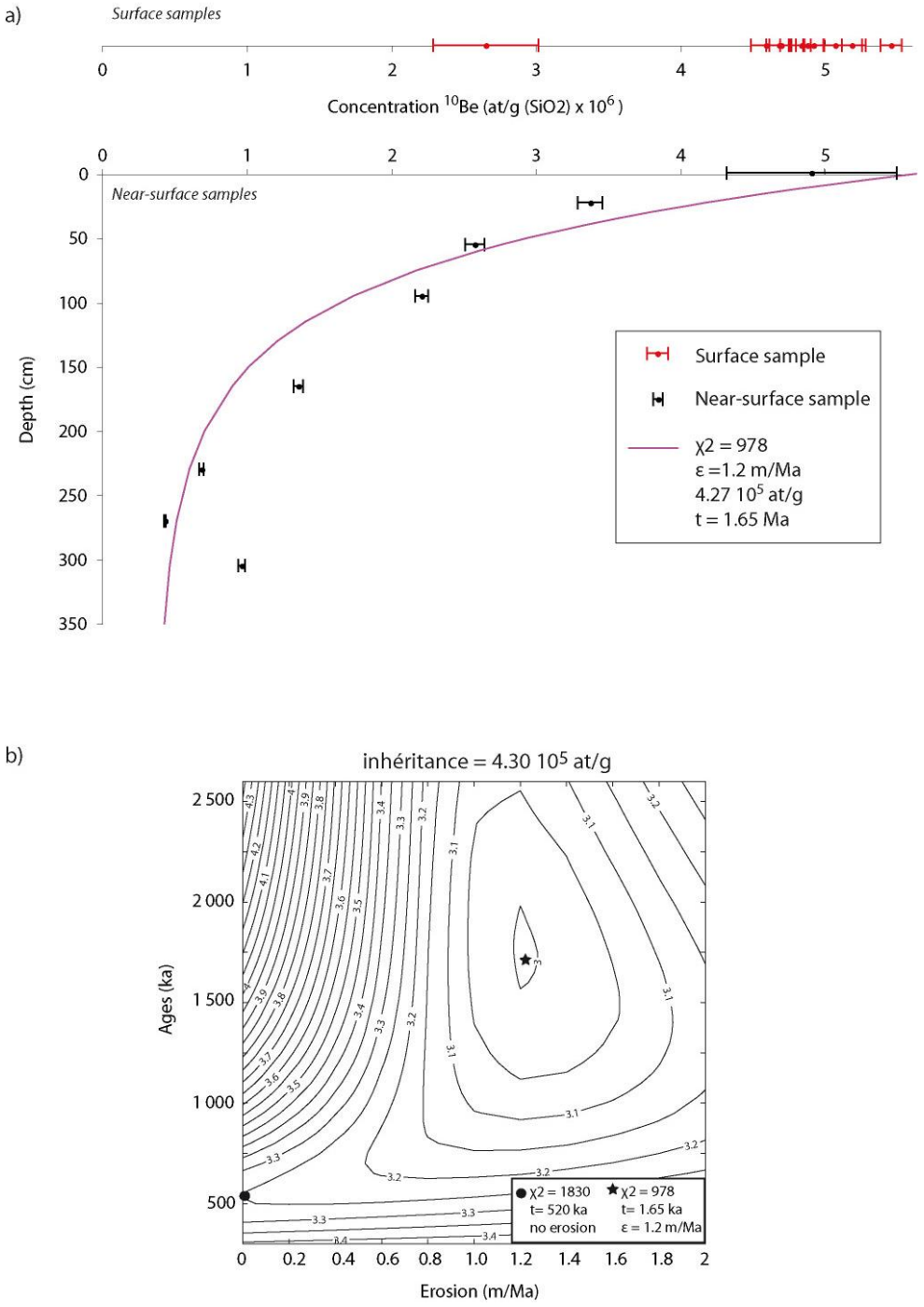


Figure P8: a) Vertical profile (PN) of ^{10}Be concentrations through the terrace T3 at site Deshir North. The curve represents distribution obtained for the best-fit erosion rate-inheritance-age. b) Plot of log(χ^2) values for a range of erosion rates and CRE ages, assigning an inherited ^{10}Be concentration of 4.3 10^5 at/g. The trade-off between erosion rate and CRE age indicates an ill-determined surface age. The circle is the best solution for zero erosion and the star is the overall best-fit age and erosion rate.

3.2.2 Dating the younger levels

For T2, only one amalgamated quartz-rich surface sample has been dated. The zero-erosion zero-inheritance CRE age is 407.42 ± 26.53 ka (Table 1, Figure P6). This age is a little younger than each of the ages retained for estimating the CRE mean age of T3 and much older than that of the T3 outlier.

For T1, the four surface samples collected on T1a provide ages ranging between 88 and 398 ka. The sample with the oldest age might be considered as an outlier and the CRE age of the terrace would be better determined by the youngest samples and bracketed between 82 and 135 ka (Figure P6a). The T1a outlier has an age close to that of the amalgam on T2 and close to that of the samples on T3. This suggests that the T1a outlier is a T2 or T3 pebble reworked by the small gullies that incise the surface of T2 and T3 and which incision is coeval with the emplacement of T1.

For the main river flood plain T0, discarding the oldest age, three samples (two ^{10}Be ages and one ^{36}Cl age) provide non-zero CRE ages ranging between 56 and 85 ka. These ages are a little younger only than the CRE age of T1a. The non-zero ages for surface samples in the active riverbed agrees with a significant inheritance. When including the oldest sample collected in the river, the scattering of the concentrations is important and suggests the pre exposure history of a pebble before the abandonment of the alluvial surface is highly variable. Such a conclusion has already been drawn for alluvial fan surfaces in the neighbouring region of Anar (Le Dortz et al., 2009). It is therefore possible that the CRE exposure age of T1a includes a significant inherited component and that its surface is much younger than 82-135 ka. With only one sample on T2, though it is an amalgam, it is also difficult to rule out the possibility that the CRE age of T2 significantly overestimates the true age of the surface. This would rather agree with the ages of OSL samples collected in a trench excavated within T3 and T2 (Figure P4, Nazari et al., 2009). Indeed, within the trench, the distal alluvial and colluvial deposits corresponding to the uppermost terrace level of T2 provide OSL ages of 51.3±21.0 ka, 34.6±17.5 ka, and 21.1±11.2 in accord with the stratigraphic succession (Table 3, sample HI/2008-IX in unit E1, sample HI/2008-VII in unit D3b, sample HI/2008-VIII in unit D4, Nazari et al., 2009), indicating T2 tread is at most 32.3 ka. In addition, recent colluviums incised by small streams flowing through the Deshir fault zone and whose base level matches with the tread of T1 yielded two OSL ages of 26.0±2.2 ka for the lower

colluviums and 20.7±3.9 for the upper ones (Table 3, sample HI/2008-I in unit B1 and sample HI/2008-VI in unit B2, Nazari et al., 2009). The two latter OSL ages that postdate the incision of T2 are coeval with the emplacement of T1. They imply that the T1b tread, all the more the T1a tread, are at most 24.6 ka. Notwithstanding that the OSL samples have not been directly collected under the terrace treads sampled for CRE dating, the data available at site Deshir North indicate large discrepancies between the CRE and OSL ages. The cannibalism of the old T3 level and the local recycling of its pebbles during emplacement of the lower terraces T2 and T1 may explain such discrepancies. This possibility is further examined at site Deshir South for which OSL samples have been taken right below the terrace tread sampled for cosmogenic dating.

3.3 Dating the terrace levels at site Deshir South

Figure P9 displays the results at the site Deshir South. As for the northern site, CRE ages have been modelled assuming erosion and inheritance negligible (Table 1).

3.3.1 Dating the older fan surface T3

For T3, the ^{10}Be and ^{36}Cl CRE ages of the surface samples are consistent and indicate T3 is several hundreds ka at least. As for the northern site, the ^{36}Cl ages are often younger than the ^{10}Be exposure ages and suggest the ^{36}Cl reached the steady-state equilibrium. The carbonates samples allow estimating the maximum erosion rates. The calculations confirm that the erosion is very limited because none of the carbonate surface samples is compatible with an erosion greater than 2 m/Ma. The weighted mean (455 ± 120 ka) of the ^{10}Be CRE ages modelled with zero-erosion zero-inheritance is undistinguishable from that obtained at site Deshir North (460 ± 55 ka) (Figure P10). This confirms the qualitative inference of the synchronism of levels T3 drawn from the resemblance of their surface at distant sites on the Quickbird imagery.

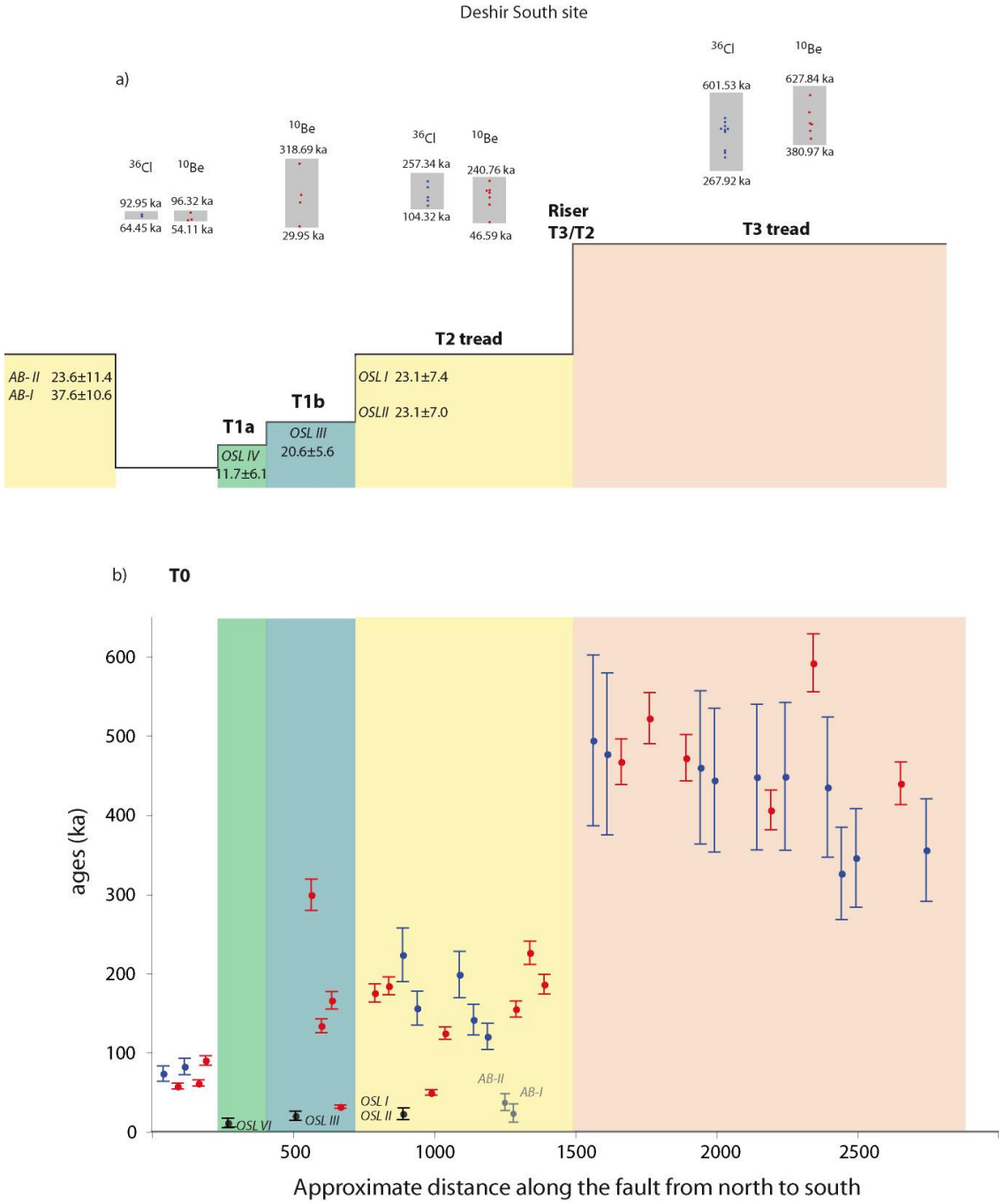


Figure P9: a) Summary of observations at site Deshir South. ^{10}Be and ^{36}Cl surface CRE ages modelled without erosion and without inheritance are indicated by red and blue dots above each surface. The shaded columns extend from the minimum age to the maximum age given by the error bars of the samples. The OSL ages available are indicated beneath each surface in stratigraphic order (see text for discussion). b) Plot of ages for each surface sample, in relative position from north to south. Dots and errors bars are given in red, blue and black for ^{10}Be, ^{36}Cl and OSL dating, respectively.

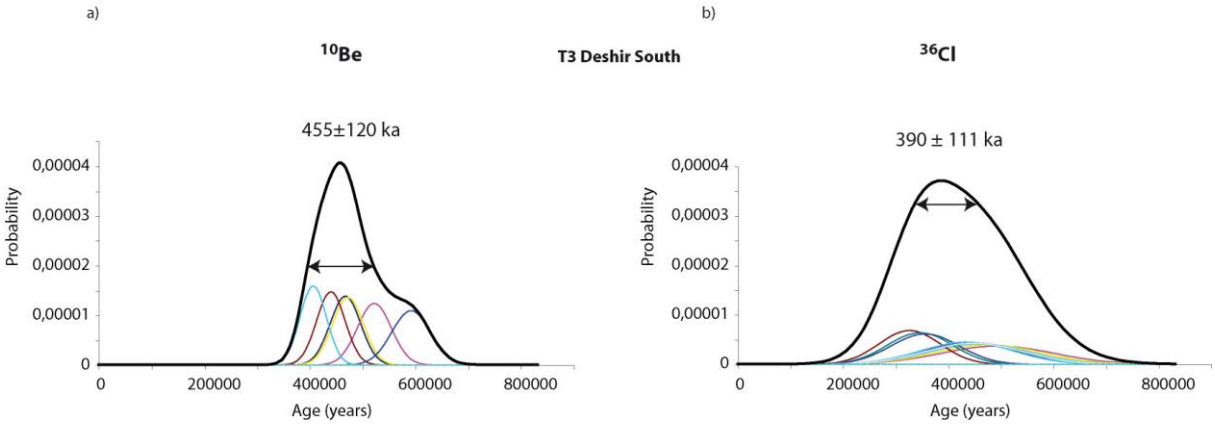


Figure P10: Site Deshir South. Distribution of in situ produced ^{10}Be (a) and ^{36}Cl (b) CRE ages of the surface samples collected on T3 assuming no erosion and no inheritance. The thin curves represent the age probability as Gaussian distributions for each individual sample and the thick curves correspond to the summed Gaussian density probability function. The weighted mean age is obtained with errors equal to two standard deviations (2σ).

3.3.2 Dating the younger levels

For T2, the ^{10}Be and ^{36}Cl concentrations, hence the corresponding CRE ages calculated assuming zero-erosion and zero-inheritance, are scattered. The CRE ages of the surface samples range between 49.88 ± 3.29 and 226.02 ± 14.74 ka for the ^{10}Be and between 120.89±16.57 and 223.41 ± 33.93 ka for the ^{36}Cl. In good agreement with the relative elevation of the terraces, none of the CRE ages obtained for T2 is older than the youngest age calculated for T3. The youngest ^{10}Be CRE age on T2 (DS08S114, 49.88 ± 3.29 ka) might be considered as an outlier and excluded from the statistic. Discarding the outlier, the ^{10}Be exposure ages are still scattered with a plurimodal distribution and a weighted mean ^{10}Be CRE age of 180 ± 62 ka at the 2σ level , an information difficult to use for constraining the age of abandonment of T2 (Figure P11a).

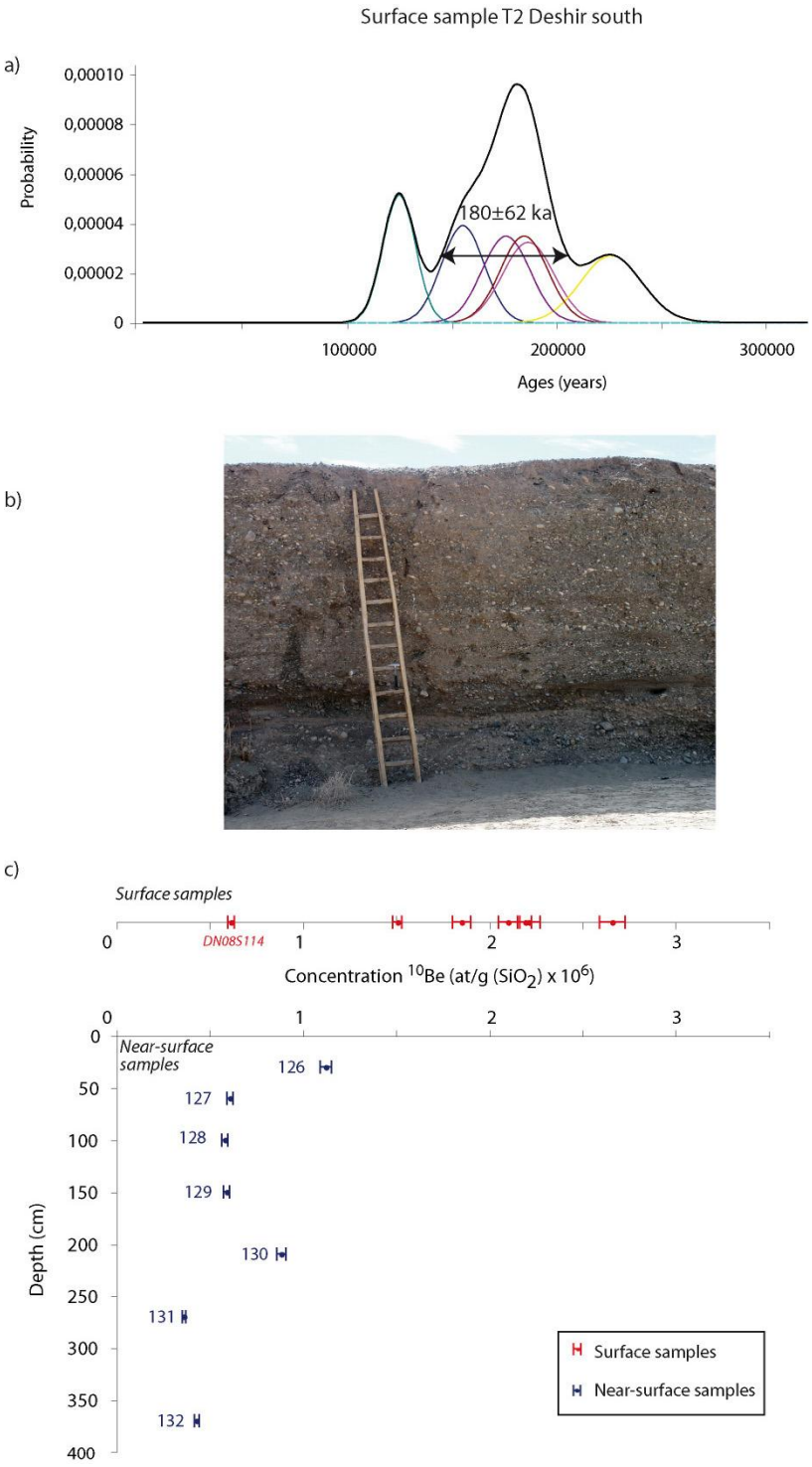


Figure P11: a) Distribution of in situ produced ^{10}Be CRE ages of the surface samples collected on T2 assuming no erosion and no inheritance. Sample DS08S114 has been considered as an outlier and removed for the statistics. The thin curves represent the CRE age probability as Gaussian distribution for each individual sample and the thick curve corresponds to the summed Gaussian density probability function. The weighted mean CRE age is obtained with uncertainties equal to two standard deviations (2σ). b) Field photograph showing the riser T2/T0 sampled for the profile PS1 (see Figure P2 for location). c) PS1 profile of ^{10}Be concentrations through the terrace T2 at site PS1. Red and blue dots are surface and near-surface samples, respectively.

Amalgamated samples have been collected along two depth profiles and the ^{10}Be concentrations have been measured (Table 1). The near-surface samples of the profile PS1 were taken from the riser between T2 and the Marvast riverbed, 300 meters away from the fault zone (Figures P2 and P11). The near-surface samples of the profile PS2 were collected in a pit dug within the T2 surface, nearby remnants of T3, close to the fault scarp and 1.5 kilometre NE of PS1 (Figures P2 and P12). For both profiles, the uneven distribution of the ^{10}Be concentrations dismisses an homogeneous pre-exposure prior to the emplacement of T2 material, hence precludes any appropriate modelling of a homogeneous inheritance. As for the study of alluvial surfaces in the Anar neighbouring area (Le Dortz et al., 2009), the profile data, together with the scattering of the concentrations of the surface pebbles, suggest a variable inheritance for the terrace T2.

For T1, the four surface samples collected on T1b provide ^{10}Be exposure ages ranging between 29 and 318 ka. The oldest sample, even older than the samples collected on T2 tread, is as an outlier. Either it is a former pebble of T3 locally reworked by the small gullies incising T3 or a pebble exposed to cosmic rays for a long time in the upstream catchment of the Marvast River. In any case, such an outlier indicates the inheritance of individual pebbles collected on T1 treads can be very important. Off the three remaining samples collected on T1b, two provide CRE ages that are not distinguishable from the ^{10}Be weighted mean age (180 ± 62 ka) of T2, the terrace immediately above. Only one sample provides an age significantly younger than the ages on T2.

For T0, all the samples collected in the present day streambed of the Marvast River provide non zero ^{10}Be and ^{36}Cl ages, ranging between 54 and 96 ka and confirm the importance of the inheritance, as for the site Deshir North. The CRE ages of T0 are younger than the CRE ages of T1b except for the youngest sample of T1b (DS08S124, 32.07 ± 2.12 ka). The observed inheritance in T0, as well as the distribution of ages for the inset levels T1 and T2, suggest that the surfaces of T1 and T2 are much younger than their ^{10}Be weighted mean age. The oldest possible ages of abandonment of surfaces T2 and T1b are therefore better constrained by the CRE age of the youngest sample found on their surface (32.07 ± 2.12 ka for T1b; 49.88 ± 3.29 ka for T2).

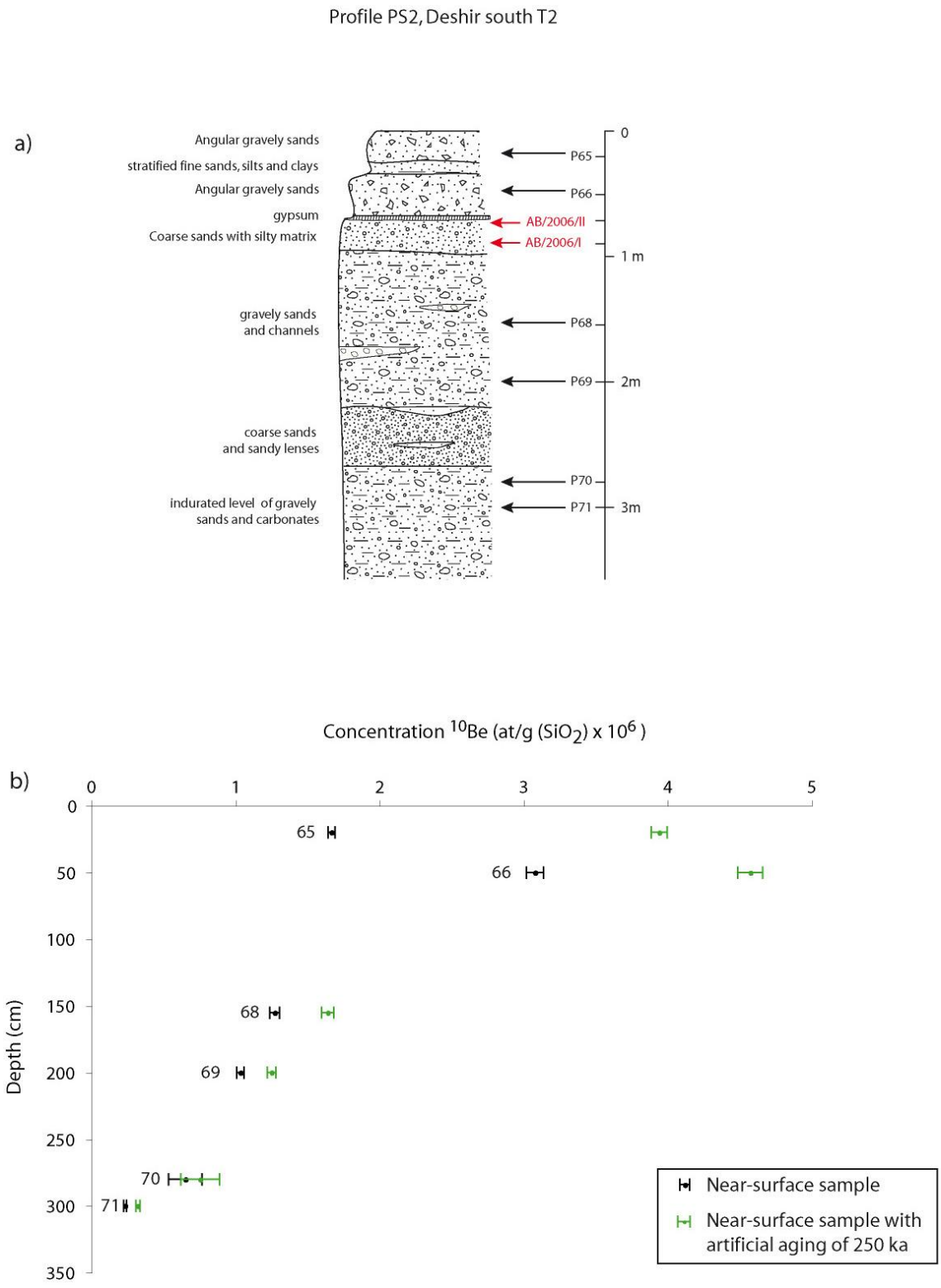


Figure P12: Simplified stratigraphy observed within the pit PS2 dug within T2, North of the Marvast River. Relative positions of samples OSL AB/2006/I and II (red arrows) and CRE near-surface amalgams (blacks arrows) are shown. b) Plot of the measured ^{10}Be concentrations as a function of depth. Black dots are near-surface samples along depth profile. Green dots correspond to the concentrations expected after 250 ka of additional exposition to cosmic rays without erosion.

To further constrain the age of T2 and T1 treads, OSL samples have been collected directly below the surface sampled for cosmogenic dating. For T2, two OSL samples, OSL I and OSL II, have been collected by the riser between T2 and the active riverbed, very close to the profile PS1. OSL I has been collected 15 m to the West of PS1 and at a depth of 0.8 (OSL I) and OSL II, 10 m to the East of PS1 and at a depth of 3.4 m. The samples OSL I and II yielded ages of 23.1 ± 7.4 ka and 23.1 ± 7.0 ka, respectively. These similar OSL ages indicates that the material of the terrace T2 emplaced rapidly and its tread is at most 30.5 ka. The OSL samples of the riser T2/T0 provide ages much younger than the weighted mean ^{10}Be CRE age of T2 but close to that of the youngest of the T2 sample, DS08S114, initially considered as an outlier. Two additional OSL samples, OSL III and IV, were collected in fine sands below the surface of T1b and T1a (Figure P3). The sample OSL III, taken by the riser T1b/T0, provides minimum and maximum OSL ages of the T1b tread of 15.1 ka and 26.2 ka, respectively. The sample OSL IV, taken by the riser T1a/T0, provides minimum and maximum OSL ages of the T1a tread of 5.6 ka and 17.8 ka, respectively. These OSL ages are in agreement with the relative elevation of the terraces, the samples from the riser T2/T0 being older than the sample from the riser T1b/T0, itself older than the sample from the riser T1a/T0. Similarly to the terrace T2, the OSL age of T1b is younger than the ^{10}Be CRE ages of the samples collected on the T1b tread. It is almost one fold younger than the three oldest ^{10}Be samples and 30% younger than the youngest ^{10}Be sample (DS08S124). There is no comparison available between OSL and CRE ages for T1a because this surface has not been sampled for cosmogenic dating.

3.4 Discussion of the chronology of the alluvial fans

The overall chronology of the fan surfaces crossed by the Deshir fault has been established but the abandonment age of each surface is not easily assigned for several reasons (Figure P13). First, the scattering of CRE concentrations on a given surface, the occurrence on younger surfaces of some samples with concentrations similar to the ones of older surfaces, the occurrence of significant concentrations in active river beds, indicate there is a variable inheritance uneasy to account for. A rough first estimate of the variable inheritance is provided by the CRE weighted mean of 72±20 ka obtained from 8 of the 9 samples collected in the riverbeds once the oldest outlier discarded. Second, where CRE and OSL data

are available for the same terrace, the OSL ages of the late sediments below the terrace tread are always much younger than the CRE ages of the pebbles collected on this tread. Such disparities between OSL and CRE ages confirm the high variability and the large amount of the CRE inheritance.

The age of abandonment of the uppermost level T3 is to be discussed with the only data available, the CRE ages (Figures P6 and P9). At site Deshir North, if the youngest sample is considered as an outlier, the age of abandonment of the surface can be conservatively estimated by subtracting to the weighted mean of the zero-erosion ^{10}Be CRE age of 460 ± 55 ka the 35 ka of inheritance age-equivalent obtained from the modelling of the ^{10}Be profile. This yields a mean age of about 425 ka for the abandonment of T3 tread (Figure P13a). At Deshir South, there are only surface samples and it is impossible to model the inheritance. Although the size of the rivers emplacing the terraces at sites Deshir North and Deshir South differ, we have assumed that the inheritance is similar at both sites. Under this assumption, the age of the T3 terrace at site Deshir South would be of about 420 ka (weighted mean of the zero-erosion ^{10}Be CRE age of 455 ± 120 ka corrected from 35 ka of inheritance, Figure P13b). It is nonetheless worth noticing that the average inheritance is modelled under the questionable assumption that the inheritance is homogeneous.

Alternatively, retaining the youngest sample and allowing for the occurrence of a variable inheritance would provide a much younger abandonment age of 271 ka at site Deshir North. As there is ample evidence for a variable inheritance on the younger surfaces, one cannot rule out the later hypothesis and one may assign maximum ages of 271 ka and 431 ka (oldest ^{10}Be CRE age of the youngest sample at each site) to the surface T3 at site Deshir North and Deshir South, respectively.

The age of abandonment of the intermediate level T2 is easier to estimate at site Deshir South where OSL and CRE ages are available. The weighted mean of the zero-erosion ^{10}Be CRE (180±62 ka) is of little use for constraining an abandonment age because of the variable inheritance. The oldest possible CRE age (53 ka) of the youngest surface pebble is a better estimate of the maximum age of abandonment of the surface although it may also include an inherited contribution. This inherited contribution may correspond to the difference with the oldest possible age of the youngest OSL collected below the tread of T2. The surface of T2 is younger than the oldest possible age of the superficial OSL sample and is at most 30 ka at site Deshir South. This also agrees with the 32 ka one can derive from the OSL data at site Deshir

North. Similar reasoning indicates the tread of T1b and T1a are at most 24 ka and 18 ka, respectively. Given the uncertainties associated to the OSL ages, the youngest possible ages of T2, T1b, and T1a treads are respectively 15.7 ka, 15 ka, and 5.6 ka.

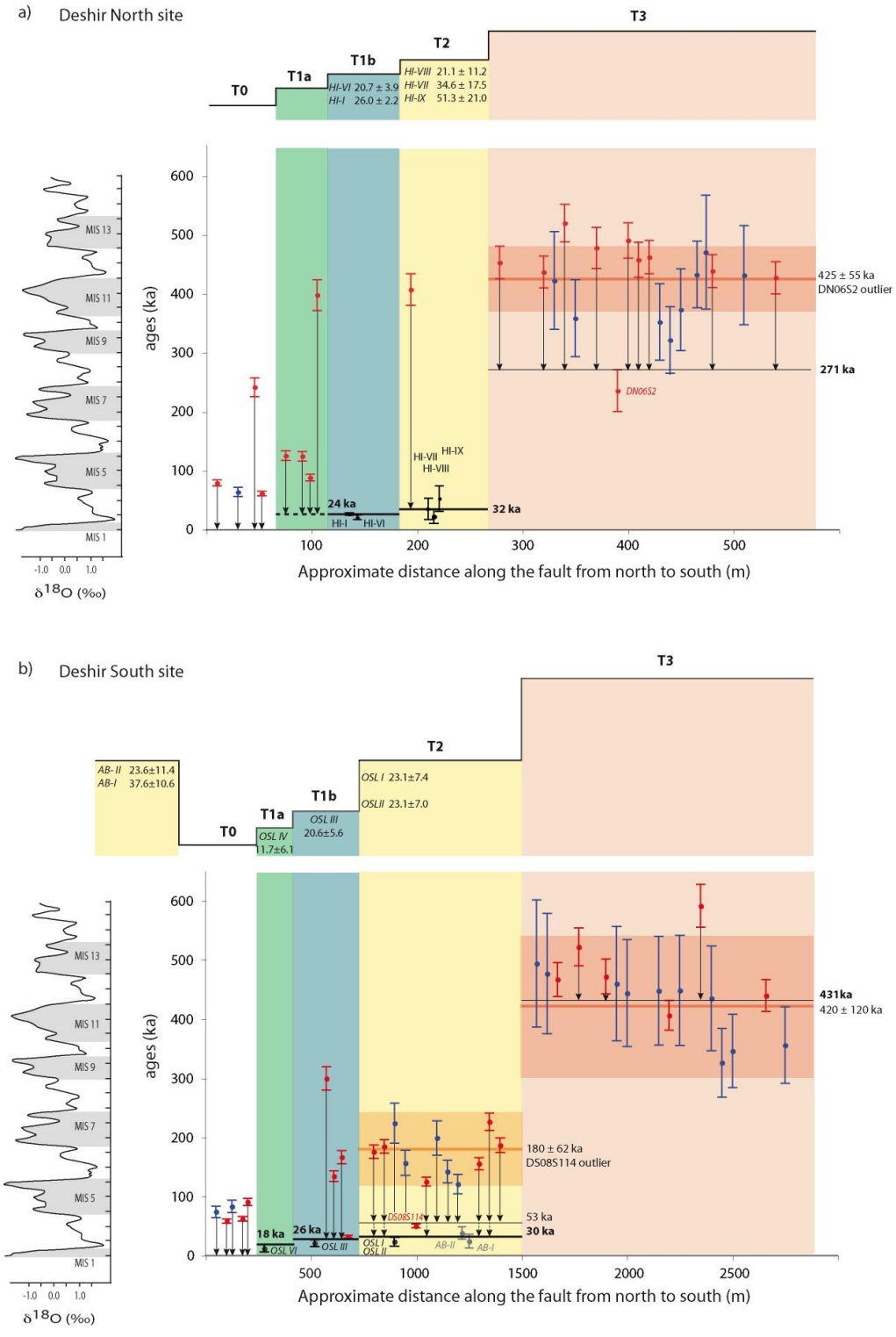


Figure P13: Figure caption, see next page

Figure P13: Synthesis of observations and plot of sample ages in relative position from north to south for site Deshir North (a) and site Deshir South (b). Dots and errors bars are coloured in red, blue and black for ^{10}Be, ^{36}Cl and OSL datings, respectively. The thick red lines represent the weighted mean ^{10}Be CRE surface age without including the youngest CRE sample. The 2σ brackets on the average ages are shown as the shaded regions. The thin lines represent the oldest possible CRE age of the surface when including the youngest CRE sample. The thick black lines represent the oldest possible age of the surface compatible with OSL datings. Vertical arrows figure the variable inheritance of each pebble with respect to the preferred age of the surface. For comparison, Pleistocene δ^{18}O stratigraphies from SPECMAP curve (Imbrie et al., 1984) as proxy for global ice volume are given. The marine isotope stages (MIS) are indicated.

This study highlights the unexpected difficulty to assign in the desert environment of Central Iran the abandonment age of alluvial surfaces with CRE ages. This difficulty is tied to the occurrence of a variable inheritance precluding the modelling of depth profiles for young surfaces. We further examine how the effect of such a variable inheritance is accounted when estimating CRE age of older surfaces by aging synthetically the 30 ka surface T2 by 250 ka (Figure P14), assuming the cosmic ray flux and production rate will remain constant. Unlike for the current concentrations of the T2 near-surface samples (PS1 profile, Figure P11), the distribution of the synthetically aged concentrations can be modelled. The best fit is obtained for zero erosion, a CRE age of 340 ka, and a homogeneous inheritance of 4.9×10^5 at/g equivalent to pre-exposure age of 40 ka (Figure P14). A similar good fit to the data can also be achieved with an erosion rate of 1.2 m/Ma, an older CRE age of 550 ka, and a similar inheritance of 5.0×10^5 at/g. The trade-off between erosion and CRE age is illustrated by the contour plot of chi-square values for a range of ages and erosion rates (Figure P14b). Assuming no erosion, it would be concluded that the surface age of "aged T2" is 300 ka (its CRE surface, close to its true age of 280 ka. Allowing for a small erosion rate, it would be concluded that it is 550 ka, almost twice its actual age of 280 ka. This arises because aging the surface by 250 ka of cosmic ray exposure dilutes the initial variable inherited component in the "aged" concentrations, allows modelling an exponential decrease of CRE concentrations with depth, permits retrieving a homogeneous inheritance of 40 ka and deriving a series of markedly different, though equiprobable, solutions. This simple test may suggest in turn that the age erosion-rate inheritance solutions derived from the modelling of depth-profile through surfaces of several hundreds ka should be examined cautiously.

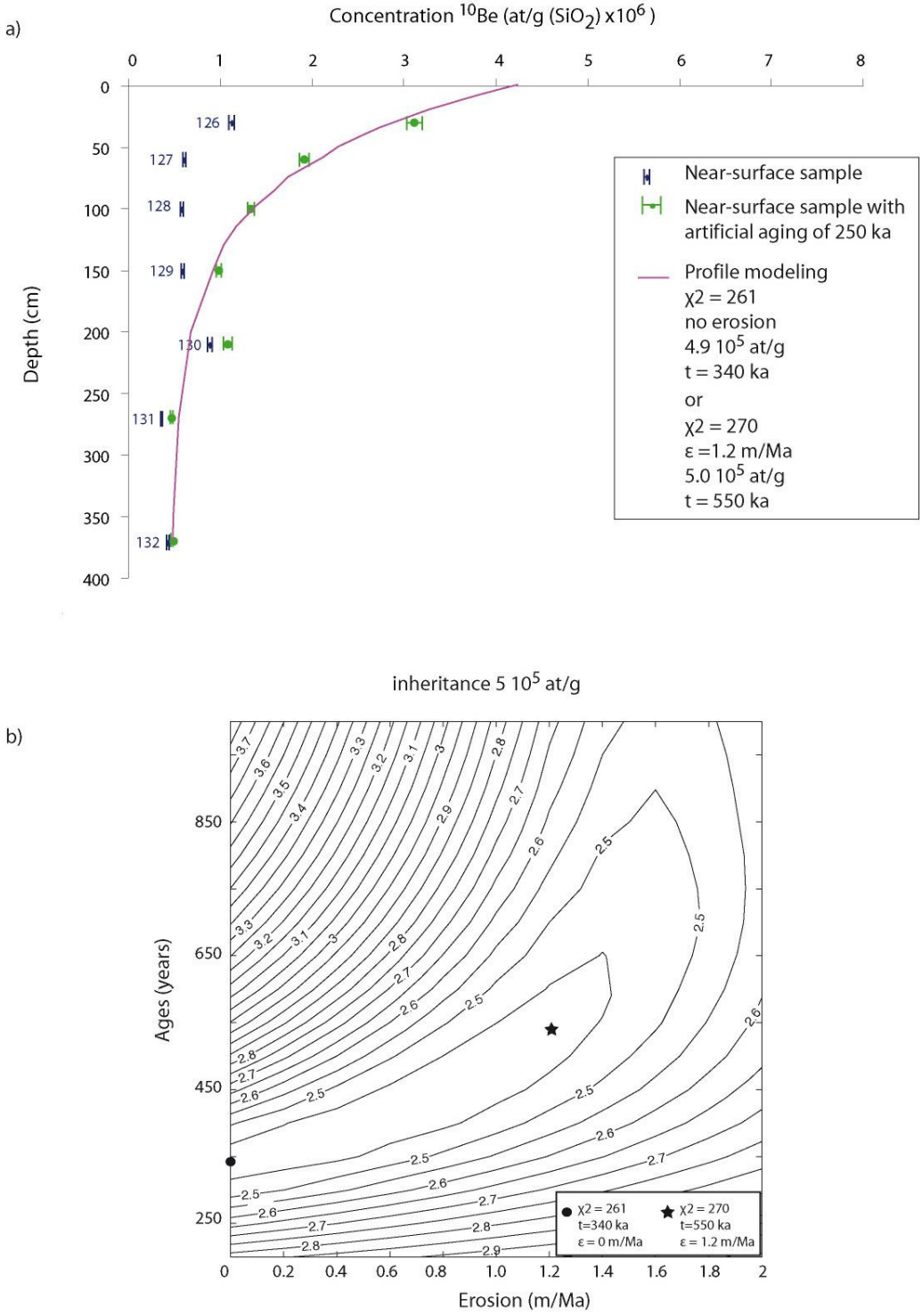


Figure P14: a) Vertical profile of ^{10}Be concentrations through the terrace T2 for profile PS1 at site Deshir South. Blue dots are the concentrations of the near-surface samples. Green dots correspond to the concentrations expected after 250 ka of additional exposition to cosmic rays without erosion nor any other modification of the terrace material. Two best-fit solutions for the triplet erosion-inheritance-age can be obtained for the synthetically aged profile. The corresponding curves with both an inheritance of about 500 000 at/g are indistinguishable. b) Plot of log(χ^2) values for a range of erosion and ages, using the best-fit inherited ^{10}Be concentration of 5x10^5 at/g. The trade-off between erosion rate and ages indicates the CRE age of the surface is greater than 340 ka. The circle is the best solution for zero erosion and the star is the overall best-fit age and erosion rate.

4. Slip-rate estimate and conclusions

The former chronology and offset-risers provide estimates on the minimum slip-rate of the Deshir fault. At site Deshir South, the river course displaced by 380 ± 20 m is incised within the terrace T3. Combining the offset of 380 ± 20 m with the age of 431 ka yields a minimum slip-rate of 0.88 ± 0.05 mm/yr. If one assumes that the regional level T3 is coeval at both sites, the lowest of the two maximum ages of T3 tread is to be retained (i.e., 271 ka, oldest CRE age of the youngest pebble collected on T3) and the minimum slip-rate would be 1.40 ± 0.07 mm/yr. The 25m-deflection of the Marvast River might also be used to estimate the slip-rate on a shorter period of time, but this deflection probably overestimates the true tectonic offset. The 12±2m-offset of the riser T1a/T0 at Deshir North is a better estimate of the actual tectonic offset. Both deflections postdate the emplacement of T1a, which is at most 17.8 ka according to sample OSL IV (Table 3, Figure P13). The 12±2m-offset yields a lower bound of the minimum slip-rate of 0.7 ± 0.2 mm/yr. Accounting that the riser T1a/T0 can be as young as 5.6 ka, an upper bound of the minimum slip rate would be 2.15±0.35 mm/yr. These minimum slip-rates are consistent with the slip-rate of 0.8-2.5 mm/yr estimated by Nazari et al. (2009).

This study demonstrates the usefulness of combining CRE and OSL data to unravel the abandonment age of alluvial fans and inset terraces in the desert environment of Central Iran. On the one hand, the use of ^{10}Be and ^{36}Cl cosmogenic isotopes with different half-lives allows constraining a very low erosion rate of 0.002 mm/yr, typical in deserts (e.g., Matmon et al., 2009), for the terrace treads and alluvial fan surfaces. On the other hand, the combination of surface and near-surface sampling confirms the occurrence of a variable inheritance in the CRE ages and emphasizes the difficulty to assess abandonment ages of young alluvial surfaces with cosmogenic measurements (e.g., Le Dortz et al., 2009). The scattering of the CRE surface and near-surface concentrations indicates that the pebbles have not been uniformly exposed to cosmic rays prior to their emplacement. The variable inheritance may originate from a differential exhumation and alteration of the bedrock, from a complex history of successive burials and exposure during transport by the river, or from a local reworking of pebbles originating from upper, hence older, fans. The maximum age of abandonment of a surface is thus better estimated by the CRE age of the youngest surface sample than by the weighted mean CRE age of many samples, as already formulated in Mongolia (Vassallo et al., 2007) and Northern Tibet (Mériaux et al., 2005). However, the

youngest sample on a surface may also incorporate inheritance and overestimate the abandonment age. The amount of CRE inheritance potentially remaining in the youngest sample of a given surface may be obtained by comparing with the younger OSL age of the sediments aggraded before the abandonment of the surface. For alluvial surfaces that are young with respect to the considerable amount of inheritance, up to 70 ka at least in the desert environment of Central Iran, the upper bound on the abandonment age of an alluvial surface appears best estimated by the OSL dating of the late sediment aggraded. For such young surfaces, the CRE measurements are complementary of OSL dating and can be used to unravel the complex history of weathering and transport in the catchment of desert alluvial fans.

Acknowledgments.

This study would have been impossible without financial assistance from INSU-CNRS (PNTS and 3F programs) and CNES-SPOT Image (ISIS program contracts ISIS0403-622 and ISIS0510-812). Université Pierre et Marie Curie (UPMC) and Geological survey of Iran (GSI) provided complementary funding and logistic assistance. KL received a Ministry of Research and Education scholarship granted by the President of UPMC. The ^{10}Be measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA. The ^{36}Cl measurements were performed at the LLNL-CAMS. We thank L. Leanni, K. Pou, B. Finkel, F. Chauvet, M. Arnold and G. Aumaître for their help during chemistry and measurements at CEREGE and acknowledge B. Oveisi and M. Nazemzadeh for efficient organization and help during fieldwork.

References

Anderson, R.S., J.L. Repka and G.S. Dick, (1996) Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ 10Be and 26Al, *Geology*, 24, 47–51.

Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya: geodynamic evolution, *Geodyn. Ser.*, **3,** eds Gupta, H.K. & Delany, F.M., 33–69.

Berberian, F. & Berberian, M., 1981. Tectono-Plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya: geodynamic evolution, *Geodyn. Ser.,* **3,** eds Gupta, H.K. & Delany, F.M., 5–33.

Braucher, R., P. Del Castillo, L. Siame , A.J. Hidy , D.L. Bourlès. (2009) Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile : A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. Quaternary Geochronology Volume 4, Issue 1, Pages 1-82

Brown, E. T., J. M. Edmond, G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. D. Kurz, and E. J. Brook (1991), Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10Be and 26Al, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2699 – 2703.

Brown, E.T., Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Burchfiel, B.C., Molnar, P., Deng, Q., Li, J., 1998. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. Geol. Soc. Am. Bull. 110 (3), 377–386.

DeLong, S.B., Arnold, L.J., 2007. Dating alluvial deposits with optically stimulated luminescence, AMS 14C and cosmogenic techniques, western Transverse Ranges, California, USA. Quat. Geochron. 2, 129–136.

Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P.F., Elmore, D., 2006. Determination of cosmogenic 36Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. Chemical Geology 233, 185-195.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Talebian, M., Armitage, S. and Stokes, S. (2006) Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using Optically-stimulated Luminescence (OSL). *Earth and Planetary Science Letters*, 245: 673-684.

Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Dolati, A. and Bahroudi, J. (2007) Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 168: 691-709

Fattahi, M., Nazari, H., Bateman, M.D., Meyer, B., Se´ brier, M., Talebian, M., Le Dortz, K., Foroutan, M., Ahmadi Givi, F. and Ghorashi, M., 2009. Refining the OSL age of the last earthquake on the Dheshir fault, Central Iran. Quat. Geochronology. Doi:10.1016/j.quageo. 2009.04.005.

Gosse, J.C., Phillips, F.M, 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475-1560.

Geological Survey of Iran, (1981). Geological Map of Iran, Ministry of Industry and Mines, scale 1:250 000, Anar quadrangle map.

Hetzel, R., Tao, M., Stokes, S., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S., Gao, B., Strecker, M.R., Kubik, P.W. (2004). Late Pleistocene/Holocene slip rate of the Zhangye thrust (Qilian Shan, China) and implications for the active growth of the northeastern Tibetan Plateau. Tectonics 23 (6), TC6006, doi:10.1029/2004TC001653

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ18O record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. (Eds.), Milankovitch and Climate. pp. 269–305.

Le Dortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M.D. and Ghorashi, M., 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. Geophys. J. Int. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x.

Matmon, O., Simhai, R. Amit, I. Haviv, Y. Enzel, N. Porat, E.V. McDonald, L. Benedetti and R.C. Finkel, Desert pavement-coated surfaces in extreme deserts present the longest-lived landforms on Earth, Geol. Soc. Am. Bull. 121 (2009), pp. 688–697.

Mériaux, A.-S., Tapponnier, P. Ryerson, F. J. Xiwei, X. King, G. Van der Woerd, J. Finkel, R. C. Haibing, L. Caffee, M. W. Zhiqin, X. (2005), The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate, J. Geophys. Res., 110, B04404

Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. & Agard, P., 2006. Evidence of quaternary activity along the Deshir Fault, Geophy. J. int., 164, 192-201.

Meyer, B. and K. Le Dortz, Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran : estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, *Tectonics*, 6, TC5009, doi:10.1029/2006TC002073, 2007.

Murray, A.S. and A.G. Wintle (2000), Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, 32, 57-73.

Nazari, H., M. Fattahi, B. Meyer, M. Sébrier, M. Talebian, M. Foroutan, K. Le Dortz, M. D. Bateman and M. Ghorashi, (2009). First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau. Terra Nova, 21, 417–426.

Nissen, E., Walker R.T., Bayasgalan B., Carter A, Fattahi M., Molor E., Schnabel C., West A. J., Xu S. (2009) The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur fault (Mongolian Altai) from cosmogenic 10Be and luminescence dating, Earth Planet. Sci. Lett. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.048

Owen, L.A., R.C. Finkel, H. Ma, J.Q. Spencer, E. Derbyshire, P. Banard and M.W. Cafee, (2003) Timing and style of late Quaternary glaciation in northeastern Tibet, Geological Society of America Bulletin 115, pp. 1356–1364

Owen, L.A., Finkel, R.C., Haizhou, M., Barnard, P.M., 2006. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: a framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation. Quat. Int. 154–155, 73–86.

Repka, J.L., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. Earth Planet. Sci. Lett. 152, 59–73.

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., (2009). Sources of *in-situ* ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. Quaternary Geochronology, vol 4, issue 6, 441-461.

Siame, L., O. Bellier, R. Braucher, M. Sebrier, M. Cushing, D. Bourlès, B. Hamelin, E. Baroux, B. de Voogd, G. Raisbeck, F. Yiou (2004). Local erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). EPSL, 220, 3-4, 345-364,

Stone, J. O. H., Allan, G. L., Fifield, L. K., Cresswell, R. G. (1996) Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 679-692.

Stone, J. O., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., Cresswell, R. G. (1998) Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 433-454.

Vassallo R, Ritz J, F., Braucher R, Jolivet M, Carretier S, Larroque C, Chauvet A, C. Sue C, Todbileg M, Bourlès D, Arzhannikova A, Arzhannikov S. (2007). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. Tectonics 26, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

Walker, R. and J. Jackson (2004), Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.

Zreda, M. G., Philips, F. M., Elmore, D., Kubik, P. W., Sharma, P., Dorn, R. I. (1991) Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*,105, 94-109.

Chapitre IV :
Synthèse, discussion et conclusion

Chapitre IV Synthèse, discussion et conclusion

Ce chapitre résume les principaux résultats obtenus au cours de ce travail de thèse, les discute et fournit les conclusions les plus importantes. Ce travail a permis de quantifier l'activité de deux grandes failles décrochantes dextres, les failles d'Anar et de Deshir, situées sur le plateau iranien et de déterminer leur vitesse de glissement moyennée sur plusieurs cycles sismiques. L'un des problèmes les plus intéressants auquel j'ai été confrontée concerne la prise en compte de l'héritage lors de la détermination de l'âge d'abandon d'une surface par la mesure de la concentration en isotopes cosmogéniques. Les résultats obtenus permettent de discuter le rôle de ces failles dans l'accommodation de la déformation dans l'est de l'Iran.

1. La datation des risers décalés et la détermination d'une vitesse moyenne de glissement

Pour déterminer les vitesses de glissement des failles d'Anar et de Deshir, nous avons combiné des décalages de bords d'incision de terrasse avec des datations radiochronologiques, précisant l'âge d'abandon de la terrasse incisée. Il s'agit donc de la détermination de vitesses minimales. Les sites étudiés le long de ces deux failles sont localisés sur le plateau de l'Iran Central, dans des dépressions endoréiques dont le relief est très peu différencié. L'incision y est peu marquée, avec un climat chaud et sec en été et froid et sec en hiver. Nous nous sommes intéressés à des systèmes de terrasses alluviales en général emboîtées telles que schématisées par la Figure IV.1. Pour obtenir l'âge du bord de terrasse décalé (riser T2/T1), il faut déterminer l'âge d'abandon des surfaces délimitant le riser. Pour cela, plusieurs méthodes peuvent être utilisées (Chapitre II). L'échantillonnage de galets en surface permet d'obtenir leur âge d'exposition aux rayons cosmiques (CRE). Une des difficultés principales est de faire la part de l'exposition associée à la durée écoulée depuis l'abandon de la surface et de la pré-exposition acquise antérieurement à la mise en place du dépôt alluvial (héritage). En collectant des galets en profondeur et en modélisant la décroissance des concentrations, il est possible de déterminer un âge de surface associé à un

héritage homogène et à un taux d'érosion (appelé également taux de dénudation selon les auteurs) pour la surface. La mise en place du matériel alluvial constituant la terrasse peut aussi être datée par OSL dans des sédiments fins ou par le ^{14}C de la matière organique piégée dans les sédiments récents (e.g., charbon, fragments de bois…). L'abandon de la surface est évidemment postérieur à la mise en place de ces sédiments.

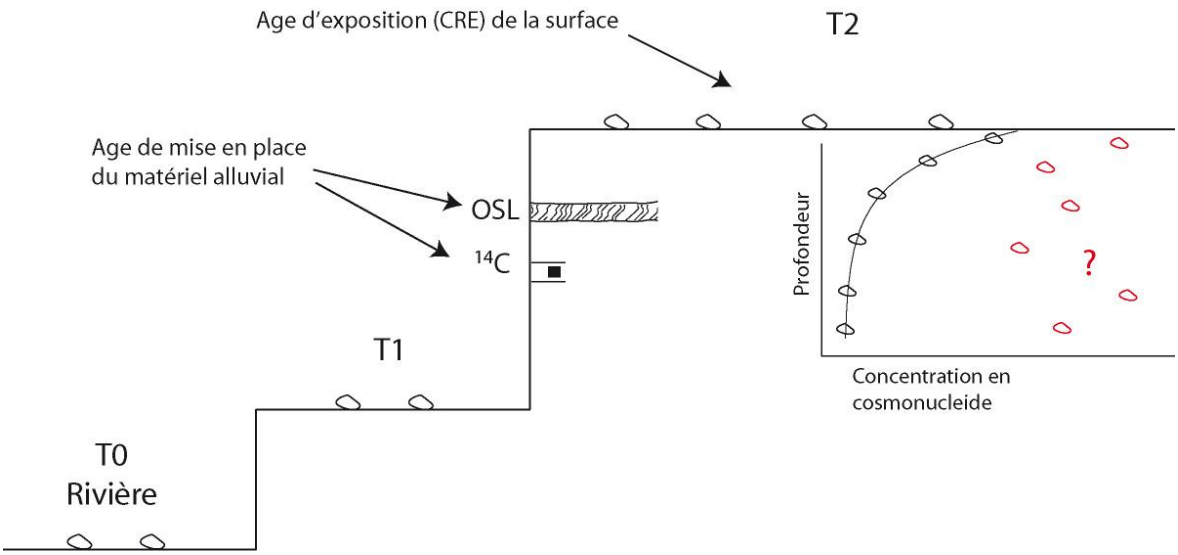


Figure IV.1 : Représentation schématique de terrasses emboîtées T2 et T1. L'âge d'abandon d'une surface peut être obtenu, en théorie, par différentes méthodes de datation, nécessitant l'échantillonnage du matériel alluvial (galets en surface et en profondeur pour mesures par isotopes cosmogéniques ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl ; sable fin en profondeur pour datation OSL ; bois, charbon pour datation au ^{14}C).

Ces méthodes ont été employées dans de nombreuses régions, pour déterminer les vitesses moyennes de glissement de nombreuses failles (e.g., Tibet, Californie, Iran etc…). Concernant les datations par les cosmonucléides, dans plusieurs études, parfois seuls les échantillons de surface sont utilisés pour déterminer des âges CRE (e.g., Ritz et al., 1995 ; Regard et al., 2006, Van der Woerd et al., 2006). Dans ce cas, le problème de l'héritage doit être traité sans disposer de données de profil. Parfois les auteurs font l'hypothèse que l'héritage est négligeable en supposant que les processus d'érosion, transport et sédimentation sont suffisamment rapides pour que le matériel n'ait pas, ou très peu, accumulé de

cosmonucléides avant ou pendant la mise en place du cône (e.g. Van de Woerd et al., 2002 ; Regard et al., 2006). Parfois, les concentrations de galets collectés dans le lit des rivières actuelles sont utilisées pour confirmer un héritage faible ou estimer une quantité moyenne d'héritage et la retirer aux âges d'exposition des échantillons prélevés sur la surface abandonnée (e.g., Brown et al., 1998 ; Hetzel et al., 2004). Mais cette démarche est discutée car l'histoire de pré-exposition du matériel collecté dans le lit actif des rivières n'est pas forcément la même que celle du matériel prélevé sur la surface abandonnée d'une terrasse alluviale. Les hypothèses faites sur la pré-exposition ne permettent donc pas toujours d'estimer correctement la quantité d'héritage associée aux galets présents sur les surfaces et donc l'âge d'abandon de ces surfaces.

Pour mieux contraindre ce problème d'héritage, la collecte d'échantillons le long d'un profil vertical est très souvent utilisée. La courbe de décroissance exponentielle de la distribution des concentrations de l'isotope en fonction de la profondeur obtenue lorsque les échantillons ont été exposés dans la même position relative depuis leur mise en place permet d'évaluer une quantité d'héritage homogène (e.g. Anderson et al., 1996). La concentration héritée est déterminée par la valeur asymptotique vers laquelle les concentrations du profil tendent en profondeur. La méthode d'inversion du χ^2, quantifiant les différences entre les concentrations mesurées et les concentrations théoriques du modèle, conduit à une solution âge – érosion – héritage. Cependant, dans certains cas, pour des valeurs minimales de χ^2 voisines, des solutions différentes peuvent être obtenues. Certains auteurs combinent des échantillons de surfaces et des profils en profondeur pour déterminer l'âge, l'héritage et le taux d'érosion de la surface (Ritz et al., 2003b, 2006b ; Vassallo et al., 2007, Putkonen et al., 2008) tandis que d'autres n'utilisent que des profils en profondeur et ne prélèvent pas d'échantillons sur la surface (e.g. Nissen et al., 2009 ; Champagnac et al., 2010).

Pour mieux contraindre l'âge d'abandon d'une surface, il est intéressant de comparer les âges CRE obtenus avec d'autres méthodes de datation, lorsque cela est possible. Ainsi, certains auteurs combinent des datations cosmogéniques à des datations par ^{14}C (e.g., Van der Woerd et al., 2002, Mériaux et al., 2004, 2005) ou à des datations OSL (e.g., Owen et al., 2003, 2006 ; Hetzel et al., 2004, 2006 ; Le Dortz et al., 2009 ; Matmon et al., 2009).

2. L'âge d'abandon des surfaces alluviales en Iran Central

2.1 Les âges CRE et la mise en évidence de l'héritage variable

Une grande partie des résultats de ce travail de thèse concerne la datation de surfaces alluviales, le long des failles d'Anar et de Deshir, en utilisant les isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{36}Cl. 98 échantillons de quartz et 39 échantillons carbonatés ont été collectés et analysés pour mesurer des concentrations en ^{10}Be et ^{36}Cl. L'ensemble de la préparation d'échantillon a été effectué au CEREGE dans l'équipe LN2C. J'ai également préparé 24 échantillons de carbonates, collectés le long de la faille de Nayband (cf. Chapitre I, Figure I.1) et qui sont en attente de mesure à l'AMS. Les sites échantillonnés le long de la faille de Nayband sont présentés en fin de chapitre.

Pour les échantillons d'Anar et de Deshir, les concentrations mesurées dans les galets de surface m'ont permis de calculer des âges d'exposition au rayonnement cosmique, en faisant l'hypothèse d'une érosion et d'un héritage nuls. Pour la surface la plus vieille T3, le long de la faille de Deshir, les concentrations mesurées en ^{36}Cl, dont la demi-vie est plus courte que celle du ^{10}Be, sont proches du palier correspondant à l'état où la production est compensée par les pertes par décroissance radioactive et par érosion (figure IV.2). Ces concentrations m'ont donc permis de déduire le taux d'érosion (dénudation) maximum très faible affectant la surface (< 0.002 mm/an). Ainsi, l'érosion peut effectivement être négligée pour calculer les âges d'exposition de surface.

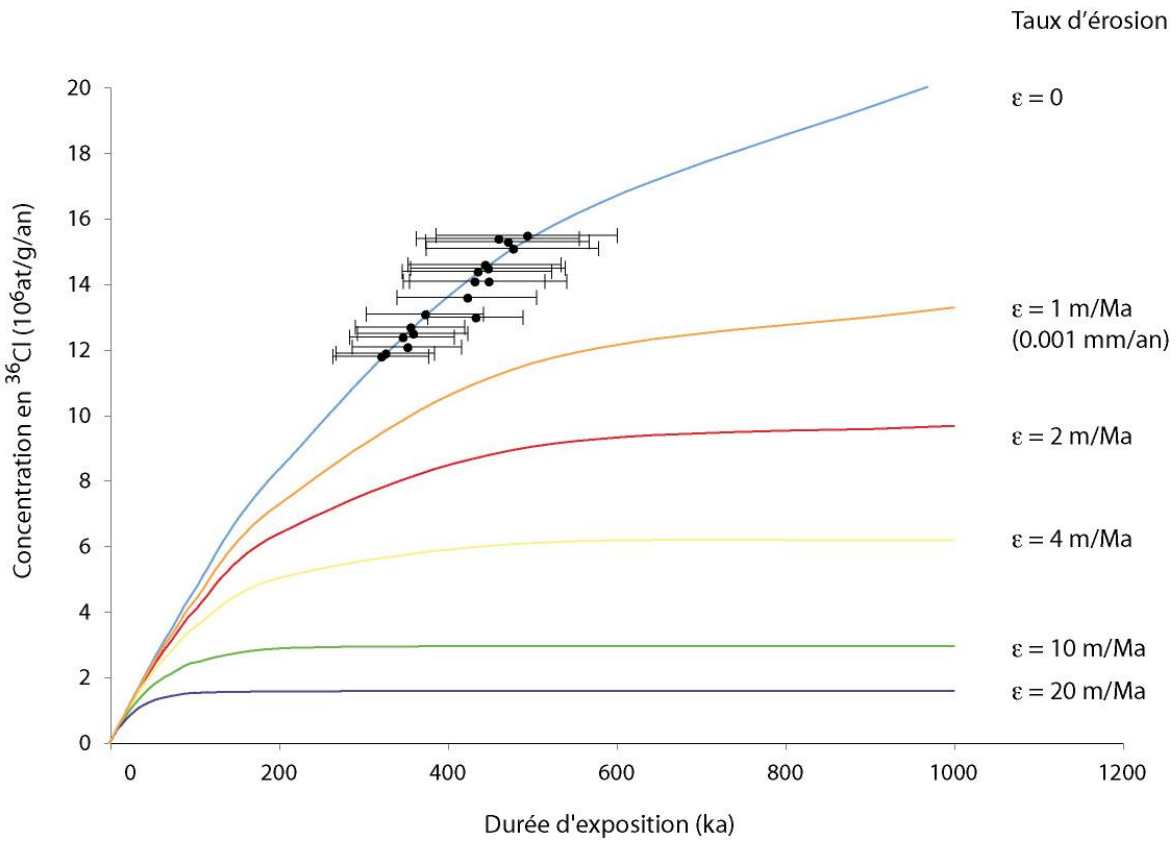


Figure IV.2 : Evolution théorique de la concentration en ^{36}Cl en fonction du temps, pour différents taux d'érosion, et représentation de la concentration en ^{36}Cl des échantillons de surface collectés sur T3 (sites Deshir nord et sud) en fonction de leur âge, calculé pour une érosion nulle.

Pour plusieurs des surfaces étudiées, il y a une dispersion relativement importante des concentrations mesurées et donc des durées d'exposition déduites. Nous pensons que cette dispersion résulte d'un héritage variable, c'est-à-dire que pour une même surface, tous les échantillons n'ont pas subi la même durée d'exposition aux rayons cosmiques avant leur mise en place. La pré-exposition aux rayons cosmiques peut s'acquérir lors de l'exhumation ou au cours du transport par le réseau de drainage. Pour les surfaces alluviales dans la région d'Anar, il semblerait qu'elle soit acquise pendant l'exhumation car les rivières parcourent de petites distances entre leurs sources et les cônes alluviaux de piedmont. Il parait donc peu probable que le matériel ait pu être stocké pendant un temps significativement long au cours de son transport. En revanche, pour la région de Deshir, l'héritage variable, observé dans les galets, résulterait plutôt d'un stockage temporaire lors du transport et du remaniement d'un matériel alluvial ancien par les terrasses plus récentes. En effet, le bassin de drainage de la

rivière Marvast est 20 à 30 fois plus long que les rivières alimentant les cônes le long de la faille d'Anar. Ainsi, la forte dispersion des concentrations, qui est observée dans les échantillons des surfaces alluviales T1a et T1b, voire T2, de la région de Deshir, provient probablement de la « cannibalisation » du matériel alluvial provenant de la terrasse supérieure T3, dont la surface d'abandon forme un très vaste cône d'épandage d'échelle régionale.

Pour compléter les données de surface, nous avons échantillonné des amalgames en profondeur et utilisé la méthode d'inversion du χ^2 pour modéliser les profils sous les surfaces alluviales. Nous avons ainsi réalisé 4 profils (1 dans la zone d'Anar et 3 dans la zone de Deshir-Marvast). Seulement un de ces profils a pu être modélisé (cf. Chapitre III ; profil PN, Deshir nord). Pour les autres profils, nous observons des dispersions dans les concentrations qui ne présentent pas de décroissance exponentielle en fonction de la profondeur. Ces dispersions, associées à celles des concentrations en surface, confirment l'existence d'un héritage variable et laissent supposer une courte durée d'exposition dans les positions relatives acquises depuis le dépôt.

Puisque l'héritage est variable, nous proposons que l'échantillon de surface ayant la concentration la plus faible (celui dont l'héritage serait le plus faible) pourrait fournir une approximation possible de l'âge de l'abandon de cette surface. Cependant, cet âge pourrait n'être qu'une borne maximale pour l'âge d'exposition de la surface car l'échantillon peut avoir accumulé une partie de la quantité en ^{10}Be ou ^{36}Cl avant son dépôt sur la surface alluviale. Une interprétation similaire a déjà été utilisée pour déterminer l'âge d'exposition maximum des terrasses de Tsambagarav dans le massif de l'Altay (Vassallo, 2006) et celui de la terrasse la plus jeune échantillonnée dans la Bitut Valley du massif de Gobi-Altay en Mongolie (Vassallo et al., 2007). Lorsqu'une dispersion des concentrations et des âges correspondants est observée pour une surface, il semble donc envisageable d'utiliser l'échantillon le plus jeune pour déterminer l'âge maximum de la surface. C'est cette option que nous avons utilisée pour la région d'Anar et une des possibilités envisagée pour les surfaces de Deshir.

Dans de nombreuses études, des dispersions sont observables dans les concentrations en isotopes cosmogéniques. Pour déterminer l'âge d'abandon de la surface, certains auteurs choisissent d'exclure certains échantillons de la statistique (les plus vieux et/ou les plus jeunes). Comme nous l'avons proposé ci-dessus, dans le cas où l'érosion est limitée et qu'une

dispersion des concentrations est observée, l'échantillon le plus jeune pourrait être retenu. Dans ce cas, il est intéressant d'examiner si l'âge d'abandon résultant de cette interprétation sera différent ou non de celui qui a été proposé par les auteurs.

Afin d'illustrer ces propos, nous nous sommes intéressé aux résultats de l'étude menée au site Biskra Palms le long de la faille de San Andreas (Van der Woerd et al., 2006). Cette étude concerne la détermination de la vitesse de glissement de la faille en datant par ^{10}Be et ^{26}Al une surface alluviale décalée (figure IV.3). Une dispersion est observée dans les âges pour chaque surface. Pour la surface T3i, seulement 2 échantillons ont été datés et en prenant l'âge maximum de l'échantillon le plus jeune (35.5 ka), nous obtenons un âge similaire à celui (33.3 ± 3.7 ka) proposé par Van der Woerd et al (2006), obtenu en faisant la moyenne des 2 âges. Pour la surface T2, un plus grand nombre d'échantillons a été utilisés (20) et notre interprétation suggère un âge d'exposition maximum entre 35 (T2u) et 37.5 ka (T2d) pour T2, en accord avec l'interprétation initialement donnée et obtenue en faisant la moyenne d'un grand nombre d'échantillons (35.4 ± 1.4 ka à 37.4 ± 4.4 ka). Cette surface T2 est décalée de 565 ± 80 m et permet de calculer une vitesse de glissement de 15.9 ± 3.4 mm/an avec un âge moyen de 35.5 ± 2.5 ka et notre proposition ne modifie donc pas significativement cette vitesse (15.6 ± 2.7 mm/an).

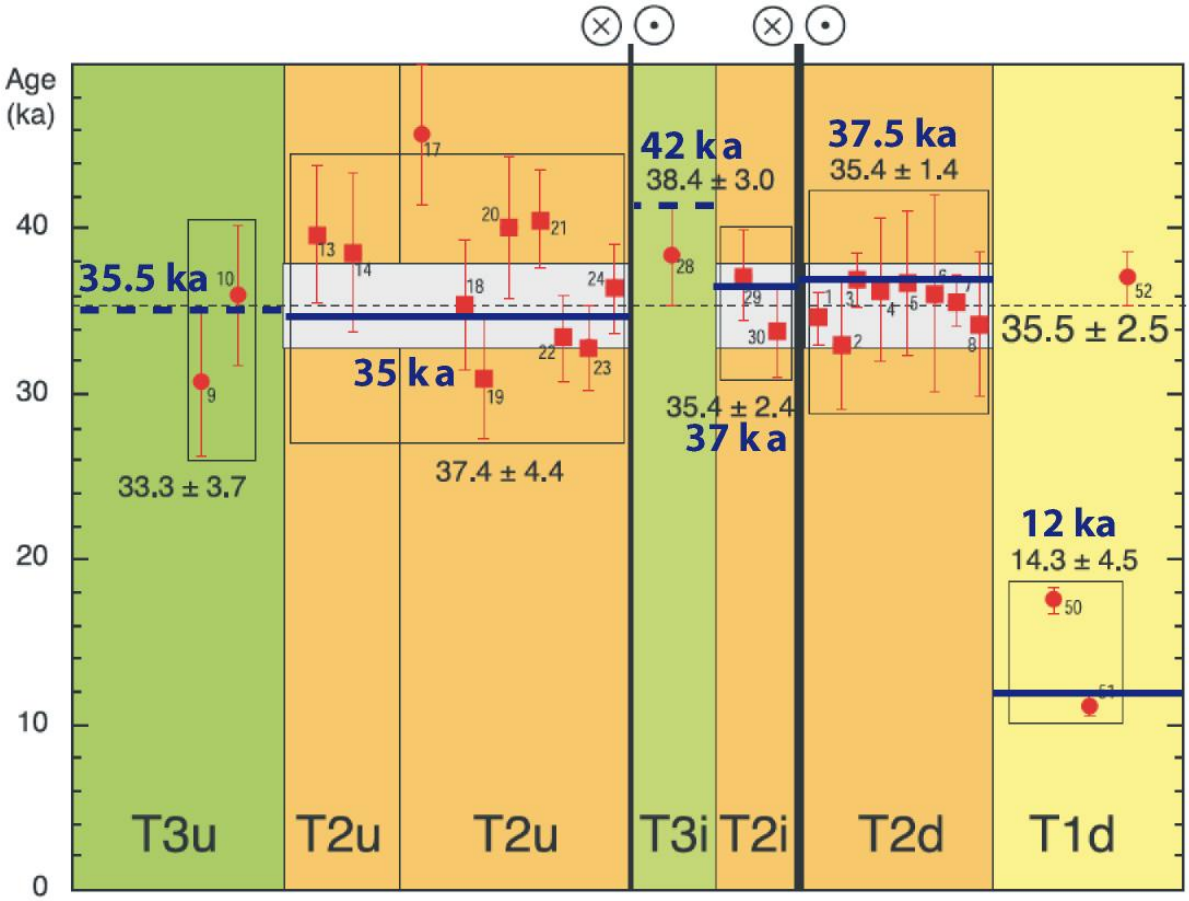


Figure IV.3 : Représentation des âges ^{10}Be pour les surfaces alluviales du site Biskra Palms, d'après l'étude de Van der Woerd et al., (2006), le long de la faille de San Andreas (Californie). La ligne noire pointillée représente la moyenne et les rectangles blancs l'écart type obtenus pour l'âge de T2 de 35.5 ± 2.5 ka. Pour chaque surface, l'âge d'exposition de la surface est obtenu en faisant la moyenne des âges contenu dans chaque rectangle. Les échantillons situés hors des rectangles sont considérés comme des outliers. Les traits bleus correspondent à notre interprétation pour l'âge de la surface, en considérant que l'héritage est variable. Les traits bleus pour la surface T3 sont en pointillés car il n'y a pas suffisamment d'échantillons pour déterminer un âge.

Dans certains cas, l'utilisation de deux méthodes de datations indépendantes permet de mieux contraindre l'âge d'abandon de la surface. En utilisant des datations ^{10}Be et ^{14}C sur une même surface du site Old Aksay, Mériaux et al. (2005) mettent en valeur l'existence d'un héritage variable (Figure IV.4), notamment révélé dans les échantillons de rivière. Pour la surface la plus jeune T1, les datations ^{14}C fournissent un âge moyen de 2.2 ± 0.2 ka. Les âges ^{10}Be sont dispersés. Mériaux et al. (2005) considèrent que les échantillons avec les âges les plus jeunes (170 à 880 ans), plus récents que les âges ^{14}C ont été apportés par une inondation récente. Les auteurs calculent donc un âge moyen de 2.2 ± 1.8 ka, avec le groupe d'échantillon autour de 2 ka, en considérant que les âges plus vieux ont une part importante d'héritage. Les âges ^{14}C et ^{10}Be sont alors en accord pour T1. Pour la surface T2, l'âge moyen déterminé par ^{14}C est de 6.5 ± 0.8 ka et une dispersion est également observée pour les âges ^{10}Be. Les auteurs considèrent que l'abandon de la surface T2 a eu lieu à 6.5 ka et que les âges CRE plus vieux présentent une part d'héritage variable selon les échantillons.

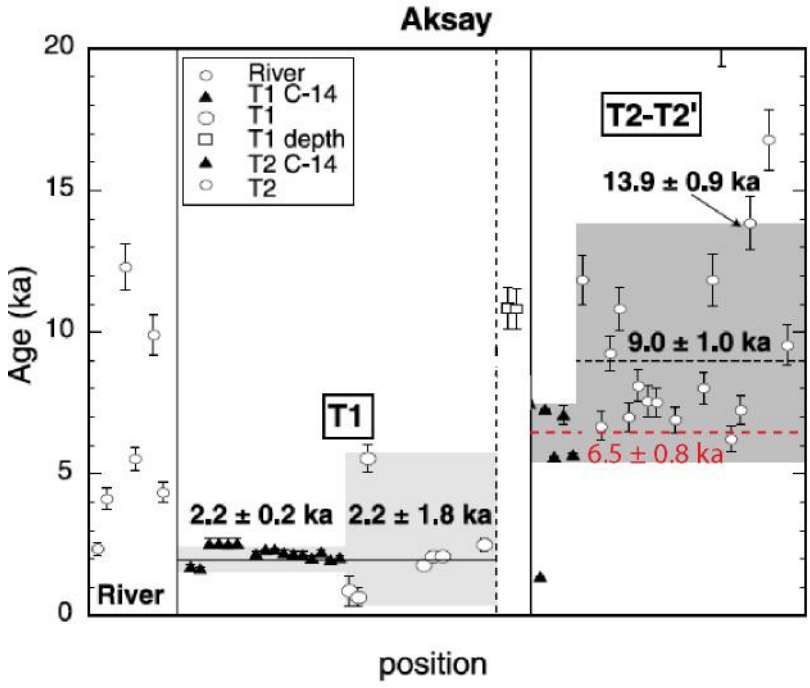


Figure IV.4 : Représentation des âges ^{10}Be pour les surfaces alluviales T1 et T2 échantillonnées, le long de la faille de l'Altyn Tagh (Tibet), modifié d'après Mériaux et al., (2005).

L'âge d'une surface peut donc varier considérablement en fonction de l'interprétation privilégiée, notamment lorsqu'une dispersion est observée et que la quantité d'héritage et le taux d'érosion ne sont pas déterminés (e.g. Chevalier et al., 2005 versus Brown et al., 2005).

2.2 Les âges OSL et la confirmation d'un héritage variable

Pour déterminer plus précisément l'âge d'abandon des surfaces alluviales dans les régions d'Anar et de Deshir, nous avons utilisé des datations OSL en complément des âges CRE (^{10}Be et ^{36}Cl). Les âges OSL que nous obtenons sont systématiquement plus jeunes que les âges obtenus par isotopes cosmogéniques. Nous pouvons envisager plusieurs possibilités pour expliquer cette différence. Nous avons montré qu'il existe un héritage important et variable pour les échantillons de quartz et de calcaires collectés en surface et sur des profils sous ces surfaces. La différence entre l'âge OSL et l'âge CRE pourrait correspondre à l'héritage de chaque galet de surface. Dans ce cas, l'âge OSL serait plus représentatif de l'âge d'abandon de la surface. C'est cette interprétation que nous avons proposée pour la faille d'Anar. Ainsi, dans le cas des échantillons d'Anar, l'âge CRE le plus jeune est toutefois compatible avec les incertitudes associées à l'âge OSL. Nous concluons alors que les âges CRE des autres échantillons contiennent une quantité de pré-exposition plus importante. Dans le cas des échantillons de Deshir, les âges OSL sont beaucoup plus jeunes que les âges CRE. La plupart des âges OSL sont également incompatibles avec les âges CRE lorsque l'on considère les âges CRE les plus jeunes (« outliers » statistiques). Dans les paragraphes suivants, nous envisageons la possibilité d'un rajeunissement des âges OSL et d'une sous-estimation de l'âge d'abandon des surfaces en analysant de nombreuses études associées à des datations OSL.

La méthode OSL repose sur la mesure du signal luminescent, émis par un cristal lorsqu'il est soumis à une excitation lumineuse. Pour obtenir un âge OSL, il est nécessaire de mesurer la dose équivalente (De), qui est le niveau d'irradiation responsable de la production du signal luminescent et la dose annuelle reçue pendant l'enfouissement. Nous avons échantillonné des sables fins riches en quartz (cf. Annexe II.C). Par rapport au quartz, les feldspaths sont plus sensibles à l'irradiation pour produire le signal luminescent et ont un

niveau de saturation plus élevé (e.g., Lu et al., 1988, Forman, 1991), permettant de dater des échantillons âgés (De>200Gy). Cependant, les feldspaths présentent des risques de fading anormal (« anomalous fading » ou diminution anormale du signal OSL) qui peuvent conduire à une sous-estimation de l'âge (Wintle, 1973 ; Sanderson, 1988 ; Lamotte & Auclair, 1999 ; Tsirliganis et al., 2007). Le quartz ne présente pas ce problème de fading anormal. De plus, le quartz est également préféré pour la mesure de l'OSL car il est plus facilement blanchi (OSL remis à zéro) que le feldspath (Godfrey-Smith et al., 1988 ; Wallinga, 2002).

Nous avons utilisé le protocole régénératif d'aliquote unique (SAR ; Murray & Wintle, 2000), méthode la plus rigoureuse et la plus employée pour les mesures OSL sur le quartz. Cette méthode permet notamment de s'affranchir des problèmes de blanchiment partiel. La méthode SAR permet de dater des objets de plusieurs centaines de milliers d'années, en accord avec des méthodes de datation indépendantes (e.g., Murray & Olley, 2002 ; Pawley et al., 2008 ; Athanassas & Zacharias, 2010). Des datations OSL d'échantillons de loess de Chine et du Japon ont permis d'obtenir des âges jusqu'à 600 ka (Watanuki et al., 2003 et 2005). La méthode SAR est plus souvent compatible avec d'autres méthodes de datations que les méthodes IRSL (Infra Red Stimulated Luminescence) qui utilisent en général des feldspaths. Les âges obtenus par IRSL sont en général plus faibles que les âges obtenus par le protocole SAR, notamment à cause du problème de fading anormal des feldspaths. Ainsi, une étude, effectuée sur des échantillons prélevés dans un ancien lac en Grèce, comparant des âges OSL déterminés par méthode SAR et IR et des âges ^{14}C, montre que les âges OSL-SAR sont comparables aux âges ^{14}C tandis que les âges OSL-IR sont 20 à 50 % plus jeunes (Thomas et al., 2003).

Cependant, dans quelques cas, les âges déterminés par OSL sont plus jeunes que les âges obtenus par des méthodes de datation indépendantes. Ainsi, en comparant des âges OSL-SAR et IRSL avec des âges ^{14}C sur des dépôts de loess au Etats-Unis, Forman & Pierson (2002) montrent que la méthode SAR fournit des âges 20 à 55% plus jeunes que ceux obtenus par la méthode IRSL, compatibles avec les données ^{14}C. Dans ce cas, Forman & Pierson (2002) suggèrent que les âges OSL sous-estimés de 20 à 55% reflètent des changements de sensibilité. Ces changements de sensibilité (changements dans la quantité de lumière émise par unité de dose) interviennent dans les minéraux luminescents au cours d'une chauffe ou d'un blanchiment, en l'occurrence lors de la lecture de la luminescence naturelle. Une correction du signal de régénération s'avèrerait nécessaire. Si ces changements de sensibilité interviennent en laboratoire au cours d'une chauffe, on peut se demander à partir de quelle

température naturelle il est possible d'observer un tel phénomène. Une autre étude, menée par Lai et al. (2010), montrent que les âges OSL d'échantillons compris entre 20 et 70 ka sont cohérents avec les âges obtenus lors d'études précédentes mais pour un échantillon supposé avoir plus de 700 ka, les auteurs obtiennent un âge OSL de 107 ka. Dans ce cas, il semblerait que la courbe de croissance (cf. Annexe IIC) soit proche de la saturation pour une dose équivalente faible (De maximum de 403 Gy correspondant à 107 ka).

Une autre possibilité pour expliquer la différence entre les âges OSL et ceux obtenus par d'autres méthodes de datation peut provenir de la mesure de la dose annuelle. En effet, la datation par OSL repose sur l'hypothèse que la dose annuelle n'a pas varié au cours du temps, depuis la remise à zéro des minéraux. Or le débit de dose annuelle pourrait être modifié à cause de la mobilité de certains radioéléments et par la variation du taux d'humidité du sol échantillonné. Ainsi, par exemple, la présence d'un écoulement d'eau souterrain peut-être à l'origine du mouvement de radioéléments solubles comme U, Ra et K et l'échantillon n'est pas forcément représentatif de la teneur moyenne en eau au cours du temps passé (e.g., Bassinet, 2007). De plus, il existe 2 techniques pour effectuer cette mesure, la première consistant à mesurer les concentrations en U, Th et K dans l'échantillon et ses environs en utilisant un spectromètre gamma de terrain. La seconde méthode consiste à mesurer les concentrations en isotopes radioactifs de longue vie U, Th et K par ICP-MS dans une partie de l'échantillon collecté. Cette méthode, que nous avons utilisée pour les échantillons d'Iran, est moins contraignante car elle ne nécessite pas de laisser un dosimètre sur place pendant plusieurs mois. Cependant, la dose annuelle pourrait ne pas être correctement estimée si la mesure de U, K et Th dans l'échantillon n'est pas représentative de la couche sédimentaire entière. Il faut cependant noter que ces deux méthodes de mesure de la dose annuelle ont donné des résultats comparables pour des loess en Chine (Stevens et al., 2007).

Les datations OSL par la méthode SAR permettent donc de déterminer l'âge de sédiments fins riches en quartz très jeunes (quelques ka) et jusqu'à 400 ka. Dans certains cas, il arrive que l'âge OSL soit sous-estimé, lorsque la courbe de croissance pour déterminer la dose équivalente atteint la saturation ou lorsque la dose annuelle n'est pas correctement estimée. Les barres d'erreur de la dose annuelle prennent en compte les variations possibles des teneurs en radioéléments, du rayonnement cosmique au cours du temps. La méconnaissance des variations de la teneur en humidité mène le plus souvent à déterminer un

intervalle dans lequel la dose annuelle peut varier (Bassinet 2007). Pour déterminer une dose équivalente, il est important d'utiliser les courbes de croissance dans leur partie linéaire et n'ayant pas atteint la saturation. Pour les échantillons OSL d'Iran, utilisés pour cette thèse, les doses équivalentes ont été estimées sur une courbe de croissance n'ayant pas atteint la saturation (exemple pour les échantillons OSL II et IV du site Deshir sud, Figure IV.5). Néanmoins, les âges OSL sont bien plus jeunes que les âges CRE pour les terrasses T1 et T2 (nous n'avons pas trouvé de sites favorables pour l'OSL dans la terrasse T3). Cette différence confirme un héritage important et variable associé à la mise en place et à l'abandon des terrasses que nous avons étudiées.

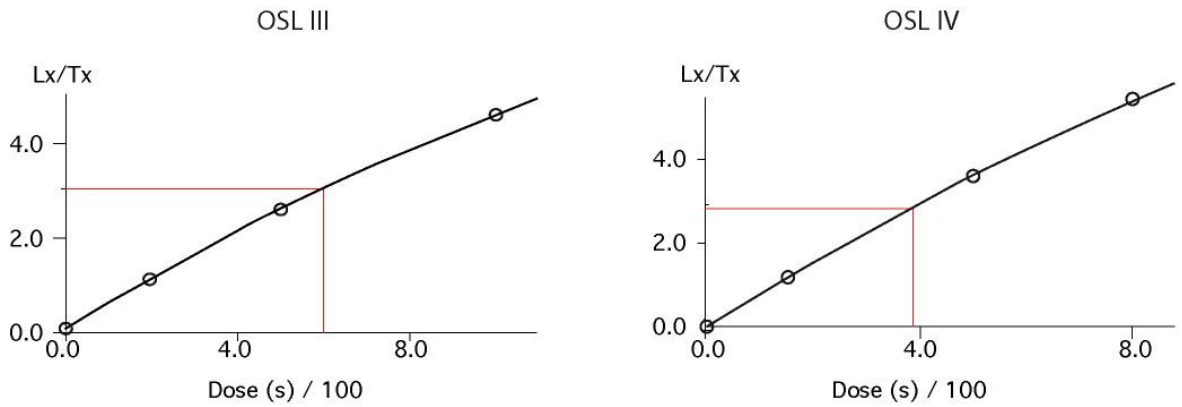


Figure IV.5 : Courbe de croissance SAR permettant d'obtenir la dose équivalente d'un aliquote pour les échantillons OSL III et IV du site Deshir Sud. En abscisse, le temps d'exposition à la source beta délivrant ~ 3.2 Gy/min. Les cercles indiquent 4 doses régénératrices corrigées (Lx/Tx, avec x = 1, 2, 3, 4). La ligne pleine noire est la ligne de meilleur fit passant par ces données et la dose équivalente est lue sur l'axe des abscisses en utilisant la réponse en OSL naturel corrigé (Ln/Tn). Cf, annexe II.C pour l'explication de la méthode.

2.3 Utilisation des données de surface et de profils pour contraindre l'héritage variable

La difficulté d'attribuer un âge d'abandon à une surface en Iran Central avec les isotopes cosmogéniques est liée à l'existence d'un héritage variable et important mis en évidence par la dispersion des concentrations en surface et en profondeur. La variabilité de l'héritage s'illustre dans la dispersion des âges de surface (e.g. pour Deshir, Figure IV.6) et empêche la modélisation de concentrations en profondeur pour les terrasses jeunes. En effet, le seul profil que nous avons pu modéliser est celui réalisé dans la terrasse la plus âgée (T3), au site Deshir Nord (Figure IV.7a).

Pour le profil réalisé dans la terrasse T2 au site Deshir sud, la distribution des concentrations est irrégulière et ne présente pas de décroissance exponentielle (Figure IV.7b). Les concentrations des échantillons P127, P128 et P129 (5.8 à 6.1 $x10^5$ at/g de $Si0_2$) sont très proches, de même que celles des échantillons P131 et P132 (3.6 à 4.3 $x10^5$ at/g de $Si0_2$). La quasi-constance des concentrations entre 50 cm et 4 m de profondeur suggère que la concentration mesurée correspond en grande partie à une concentration acquise par l'échantillon avant sa mise en place et que la part de l'héritage est beaucoup plus importante que la part acquise *in-situ*. Dans une région affectée par un très faible taux d'érosion (taux de dénudation), comme c'est le cas dans les régions de Deshir et d'Anar, la part de l'héritage est très importante dans les dépôts alluviaux. En effet, plus l'érosion est lente et plus le processus de démantèlement des surfaces préexistantes est difficile et il faut donc une période plus longue pour accumuler le matériel qui va se mettre en place dans les terrasses plus récentes. Pour les surfaces jeunes, échantillonnées à Deshir (T1 et T2) et à Anar, la concentration acquise *in-situ* est donc très faible par rapport à la concentration héritée.

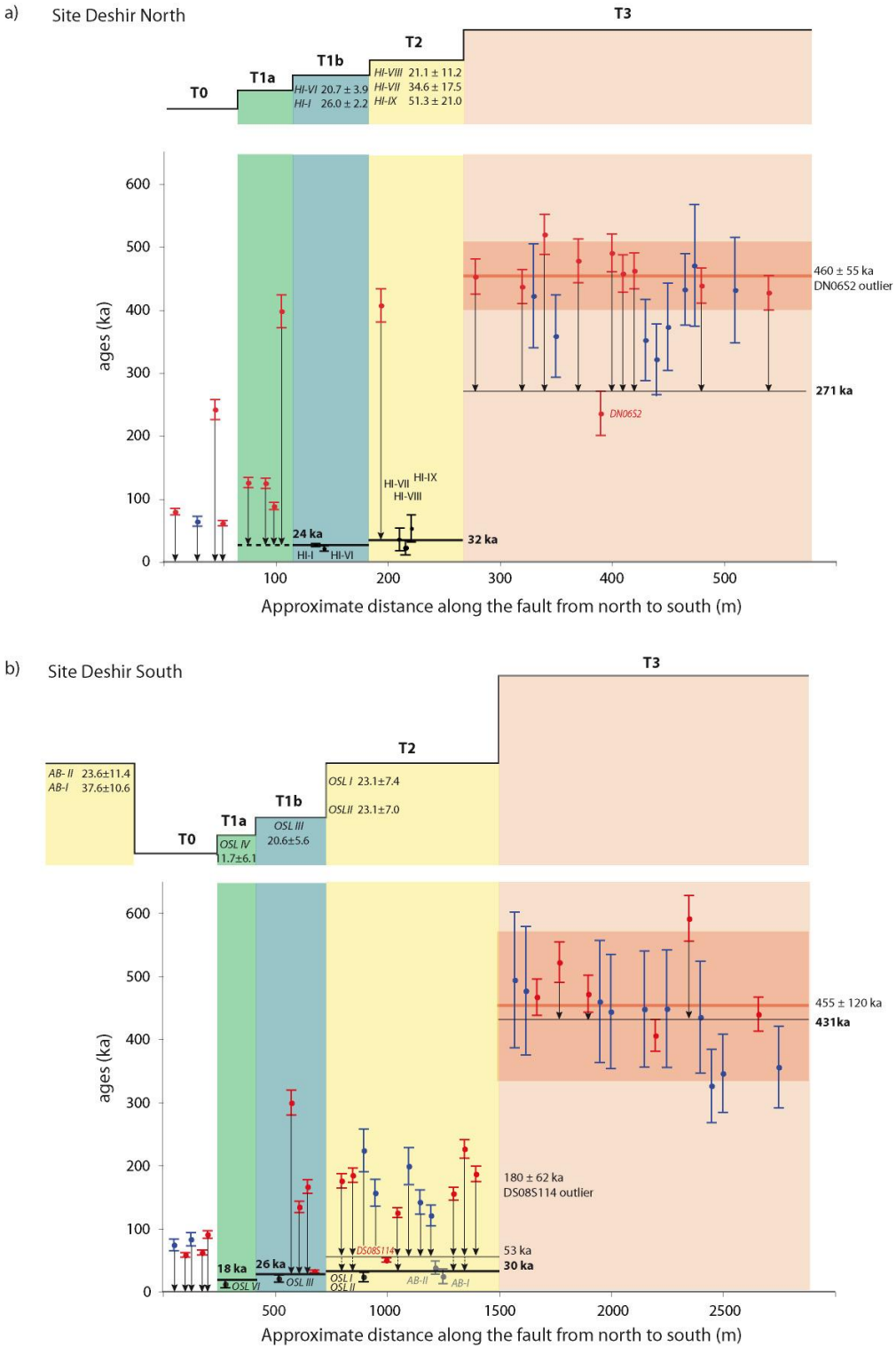


Figure IV.6 : Synthèse et interprétation des âges obtenus par ^{10}Be, ^{36}Cl et OSL pour les sites Deshir nord (a) et sud (b), d'après la figure III. du chapitre III.2.

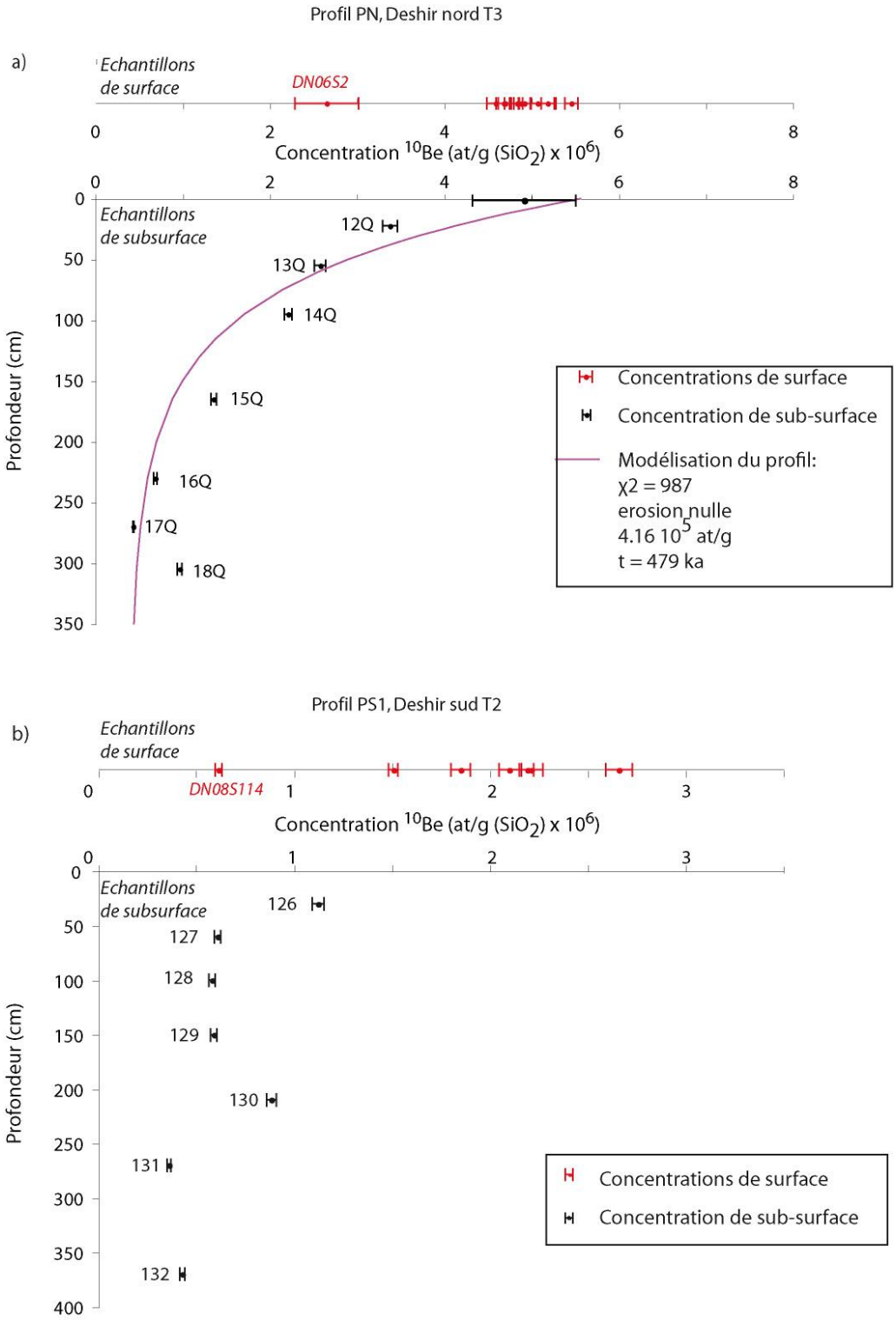


Figure IV.7 : Profils en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers les terrasses T3 du site Deshir nord (a) et T2 du site Deshir sud (b). Les points rouges et noirs correspondent aux concentrations mesurées dans les échantillons collectés en surface et en profondeur. La courbe rose représente la distribution modélisée des concentrations.

C'est ce que nous montrons en vieillissant de 250 ka la terrasse « jeune » T2 et en supposant que le flux de rayons cosmiques et le taux de production restent constants. Nous avons donc examiné comment l'effet d'une telle pré-exposition variable est prise en compte dans la concentration mesurable de l'échantillon « vieilli » (Chapitre III). Ainsi, pour une terrasse vieillie de 250 ka, la distribution des concentrations en profondeur peut être modélisée et une quantité homogène de concentration héritée peut être déterminée. Pour le site Deshir sud, la modélisation des concentrations de profil vieillies de 250 ka fournit un âge d'exposition de 300 ka. Cet âge est comparable à l'âge de 280 ka de la surface vieillie, si l'on considère que l'âge de 30 ka donné par la méthode OSL est proche de l'âge d'abandon de la surface (Chapitre III.2). Cette procédure théorique illustre donc qu'en vieillissant une surface de 250 ka, la composante héritage variable se retrouve diluée dans la concentration mesurable. En effet, puisque la concentration héritée est très faible devant la concentration acquise *in-situ*, la composante héritage du profil semble homogène et la distribution des concentrations en profondeur peut être modélisée. Il semblerait donc que pour des surfaces vieilles, même si l'on peut modéliser les données d'un profil en profondeur, il est possible que l'héritage soit variable.

La démarche suivante consiste à tester ce que donnerait un rajeunissement de 235 ka de la terrasse T3 du site Deshir Nord. Cet âge de 235 ka correspond à l'âge le plus jeune obtenu sur T3 (échantillon DN06S2), qui apparaît comme un « outlier » statistique par rapport aux autres âges de surface. En considérant que l'héritage est variable comme dans le cas des terrasses T2 et T1, l'échantillon DN06S2 fournirait l'âge d'exposition qui se rapprocherait le plus de celui de l'abandon de la surface T3. Pour se rapprocher le plus du moment où la terrasse a été abandonnée, on retire donc à tous les échantillons de surface et de profil, la concentration correspondant à 235 ka, en fonction de leur profondeur. La distribution des concentrations en profondeur des échantillons rajeunis ne présente plus de décroissance exponentielle (Figure IV.8). Ce profil rajeuni, comparable aux profils PS1 et PS2 à travers la faille de Deshir dans T2 et au profil réalisé à travers la faille d'Anar, n'est donc pas modélisable. Un tel profil suggère un héritage non homogène du matériel alluvial de T3 avant sa mise en place.

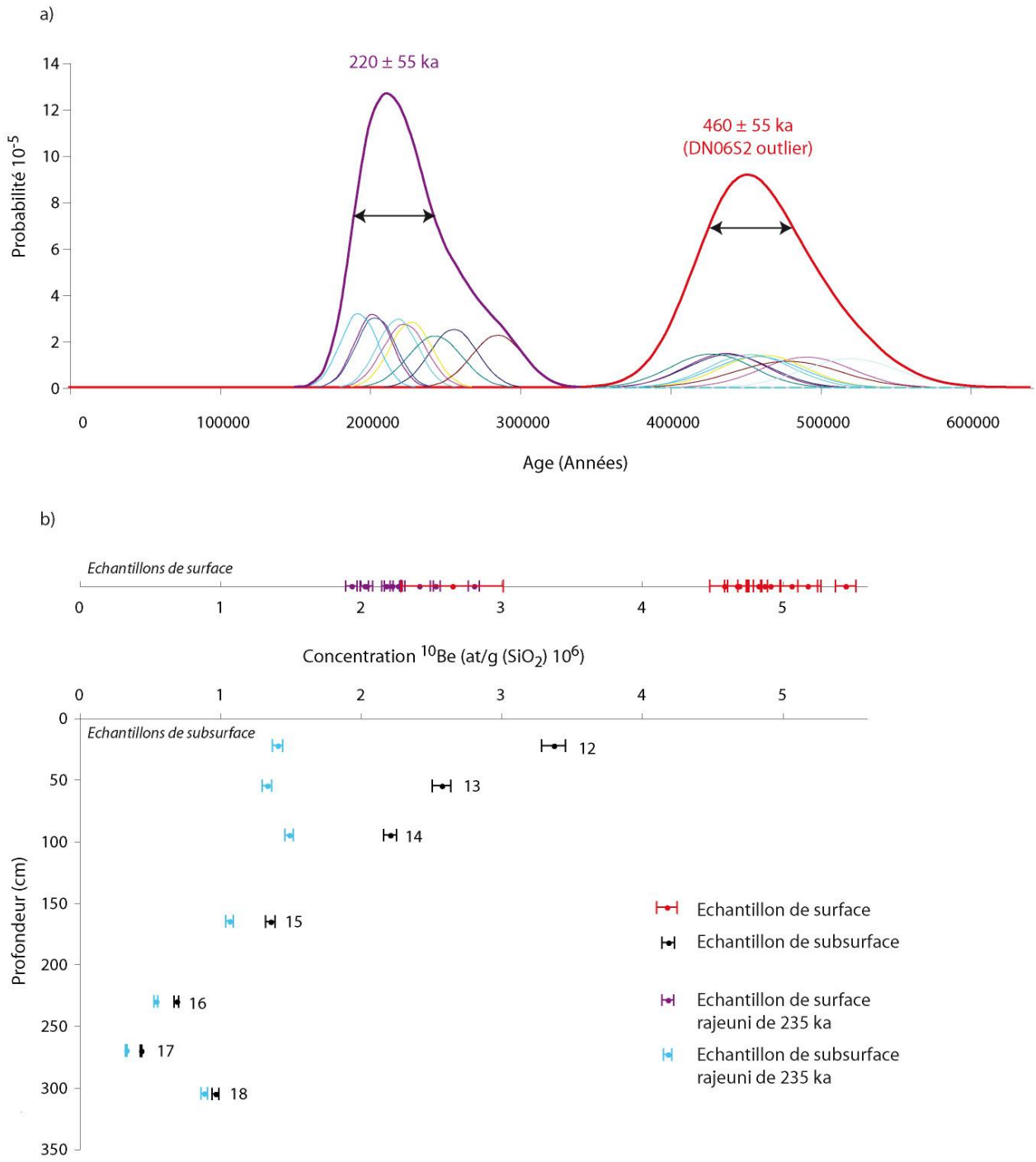


Figure IV.8: a) À droite, distribution des ages d'exposition déterminés par la mesure de la production *in-situ* en ^{10}Be dans les échantillons collectés sur la surface alluviale T3 au site Deshir Nord, en excluant l'échantillon DN06S2 (235 ka) de la statistique. À gauche, distribution des âges en rajeunissant de 235 ka chaque échantillon. Les courbes colorées représentent la densité de probabilité gaussienne de l'âge pour chaque échantillon et les courbes épaisses correspondent à la somme des densités de probabilité gaussienne. b) Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers la terrasse T3 du site Deshir Nord. Les points noirs et rouges sont respectivement les concentrations mesurées des échantillons collectés en profondeur et en surface (Chapitre III, article Deshir). Les points bleus et violets correspondent aux concentrations en profondeur et en surface qu'auraient les échantillons en rajeunissant la surface de 235 ka sans érosion ni autre modification de la surface.

Si l'on disposait uniquement des données de surface, on remarquerait que la distribution des âges d'exposition de surface rajeunis de 235 ka est gaussienne et permet de calculer un âge moyen de 220 ± 55 ka pour un écart-type à 2 sigma, au moment où la terrasse pourrait s'être mis en place. Cependant, la prise en compte des données de profil dispersées permet de montrer que cet âge moyen de surface est à utiliser avec précaution puisqu'il existe un héritage variable. Ce résultat montre l'importance de combiner les données de surface et de profil.

Ainsi, l'héritage variable est d'autant plus facile à mettre en évidence quand les échantillons ont de faibles concentrations en cosmonucléides acquises *in-situ*, autrement dit qu'ils sont associés à des surfaces relativement jeunes. Dans le cas des surfaces vieilles (> 300-400 ka), si l'héritage, variable ou non, devient très faible au regard des concentrations mesurées, il semblera homogène lors de la modélisation de profil. Ces tests montrent l'importance d'examiner avec précaution les âges et les valeurs d'héritage obtenus en modélisant des profils en profondeur pour des surfaces vieilles.

Pour essayer de mieux contraindre l'héritage minimum pour chaque terrasse, nous avons effectué un autre test sur les données de chaque profil ^{10}Be étudié (Figure IV.9), excepté celui difficilement exploitable du site Deshir sud PS2, le dépôt échantillonné étant probablement mixte (il y aurait eu ré-aggradation de T2 sur du matériel fluviatile de T3). Les échantillons de chaque profil sont composés d'amalgames et la concentration mesurée pour chaque échantillon est donc une moyenne à chaque profondeur. En considérant qu'un galet ne peut pas être mis en place avec une pré-exposition négative et en faisant l'hypothèse que des galets ont pu se mettre en place avec un héritage nul et donc une concentration en ^{10}Be nulle, nous calculons le temps d'exposition nécessaire pour amener un amalgame en profondeur d'une concentration nulle à sa concentration actuelle, sans que les autres amalgames du profil, rajeunis de cette durée à leur profondeur, aient une concentration négative (Figure IV.9). Ainsi, pour le profil réalisé dans la terrasse T3, Deshir Nord, si l'amalgame DN06P12 s'est mis en place sans pré-exposition, il lui faudrait 422 ka d'exposition pour atteindre sa concentration actuelle, à la profondeur de 25 cm (Figure IV.9a). Cela signifie que l'âge d'abandon de cette surface T3 ne peut pas être plus ancien que 422 ka. En comparant ce temps d'exposition à la moyenne de 460 ka obtenue par la distribution gaussienne des âges de surface en excluant un « outlier » (échantillon DN06S2, cf. Chapitre III.2), nous obtenons une

différence d'âge d'exposition de 38 ka, qui correspond à un âge minimum hérité pour les échantillons de surface. Notons que cet héritage de 38 ka est comparable à l'héritage de 35 ka qui est obtenu par la modélisation des concentrations actuelles du profil PN dans T3 (Chapitre III.2). Cependant, cet héritage de 35 ka, déterminé par la modélisation du profil, est un minimum. D'ailleurs, les autres échantillons du profil ont des concentrations non nulles, indiquant qu'ils se sont mis en place avec une pré-exposition. La concentration en ^{10}Be la plus importante est celle de l'échantillon le plus profond (DN06P18) et correspond à une quantité d'héritage équivalente à 70 ka. Cet échantillon se serait donc mis en place avec une concentration héritée plus importante que cet héritage minimal de 38 ka. Les concentrations des échantillons de surface rajeunis restent en accord avec un âge d'abandon maximum de 422 ka et un héritage minimum de 38 ka, puisqu'ils montrent tous, à l'exception de l' « outlier » statistique, une concentration non nulle.

Par ailleurs, pour la surface T3, les concentrations en ^{36}Cl mesurées dans les carbonates nous ont permis de calculer un taux d'érosion maximum pour la surface (< 0.002 mm/an). La modélisation du profil ^{10}Be suggère un taux d'érosion très faible (Figure IV.7 et Chapitre III.2). En considérant un taux d'érosion nul pour la surface T3, les concentrations en ^{36}Cl n'ont pas atteint le plateau (Figure IV.2) et permettent donc de calculer des âges d'exposition. En utilisant l'ensemble des âges ^{10}Be et ^{36}Cl des échantillons de surface et en enlevant « l'outlier » statistique, nous calculons un âge CRE moyen de 438 ± 116 ka pour T3, âge incluant un héritage minimum de 35 ka (Figure IV.10a). En retirant cet héritage, on obtient un âge CRE moyen de 403 ± 116 ka. Cependant, d'après les concentrations de profil, cette surface ne peut pas être plus vieille que 422 ka (voir ci-dessus) et cet âge moyen d'exposition de 403 ± 116 ka de la surface T3 devrait donc être réduit à l'intervalle 286 – 422 ka. Notons que l'âge de l'« outlier » statistique (DN06S2) est proche de la borne inférieure de cet intervalle.

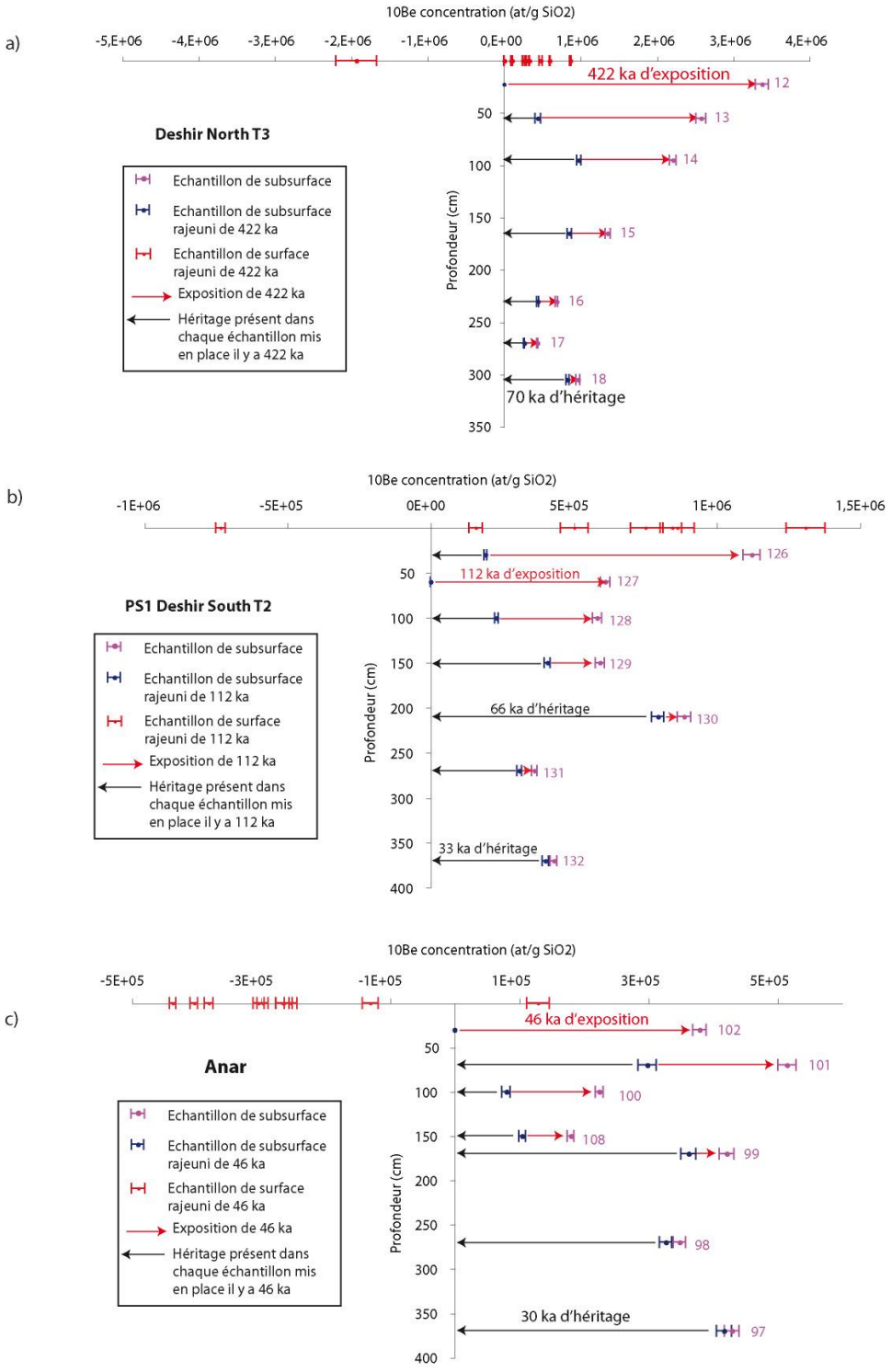


Figure IV.9 : Profil en profondeur des concentrations en ^{10}Be à travers les terrasses a) T3, Deshir Nord, b) T2 Deshir sud, c) Anar. Les points roses sont les concentrations mesurées des échantillons collectés en profondeur. Les points bleus correspondent aux concentrations de ces échantillons si l'on ramène à zéro la concentration de l'échantillon le moins concentré compte tenu de sa profondeur et supposé mis en place sans héritage. L'hypothèse est faite qu'aucun galet de profil n'est mis en place avec une pré-exposition négative. Les flèches rouges indiquent les différences de concentration pour parvenir à cet état tandis que les flèches noires représentent la concentration résiduelle de chaque échantillon du profil. Les points rouges correspondent aux concentrations qu'auraient les échantillons en surface en les rajeunissant de ce temps d'exposition.

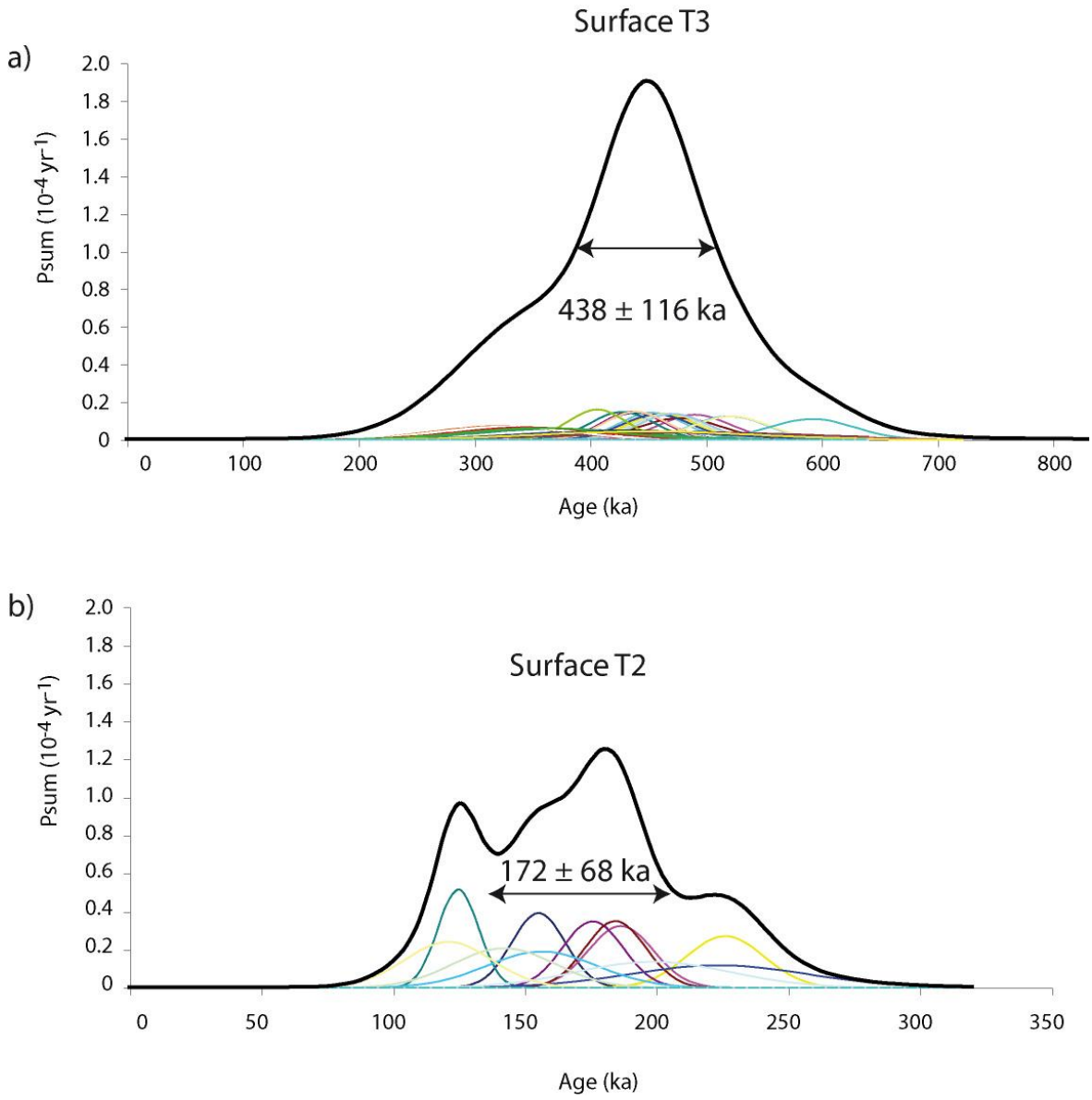


Figure IV.10 : Distribution de l'ensemble des âges d'exposition déterminés par la mesure de la production *in-situ* en ^{10}Be et ^{36} Cl dans les échantillons collectés sur la surface alluviale T3, aux sites Deshir nord et sud (a), excepté l'échantillon DN06S2 et sur la surface T2 au site Deshir sud (b), excepté l'échantillon DS08S114.

En employant la même méthode pour le profil PS1, réalisé dans la terrasse T2, nous montrons qu'il aurait fallu 112 ka pour que l'échantillon DS08P127 accumule sa concentration actuelle, s'il s'était mis en place à sa profondeur actuelle sans pré-exposition (Figure IV.9b). La surface T2 ne peut donc pas être plus âgée que 112 ka. En comparant cet âge d'exposition à la moyenne de 180 ka, obtenue pour les échantillons de quartz de surface de T2 en excluant l'échantillon DS08S114 (cf. chapitre III.2), nous obtenons une quantité d'héritage minimum de 68 ka pour la surface T2. L'échantillon DS08P130, situé à plus de 2 m de profondeur possède la concentration en ^{10}Be la plus importante. Cela signifie que si la surface est âgée de 112 ka, alors l'échantillon DS08P130 s'est mis en place avec une concentration en ^{10}Be non nulle, correspondant à une pré-exposition de 66 ka. Cet âge hérité est comparable aux 68 ka d'héritage minimum estimé précédemment pour les âges d'exposition de surface.

Néanmoins, la surface peut également être plus jeune que 112 ka. Par exemple, si la surface venait de se mettre en place, toutes les concentrations mesurées correspondraient uniquement à de l'héritage. Ce cas extrême n'est bien sûr pas concevable. Cependant, on peut envisager que la surface ait été abandonnée il y a 30 ka, comme le suggèrent les âges OSL. Ainsi, en considérant l'âge OSL de 30 ka obtenu pour cette surface T2, nous comparons les concentrations en ^{10}Be de profil avec la distribution théorique des concentrations en profondeur modélisée pour une surface âgée de 30 ka, sans érosion et sans héritage (Figure IV.11). Tous les échantillons de profil ont des concentrations plus élevées que celles prédites par ce modèle, en accord avec un héritage important pour les amalgames de ce profil. Le plus grand écart entre la concentration mesurée et celle prédite est pour l'échantillon le plus superficiel (DS08P126). Si la surface a 30 ka, cet échantillon possède 68 ka d'héritage, valeur similaire aux estimations précédentes. Ces tests montrent que les données de profil ne sont donc pas incompatibles avec les âges OSL obtenus pour la terrasse T2.

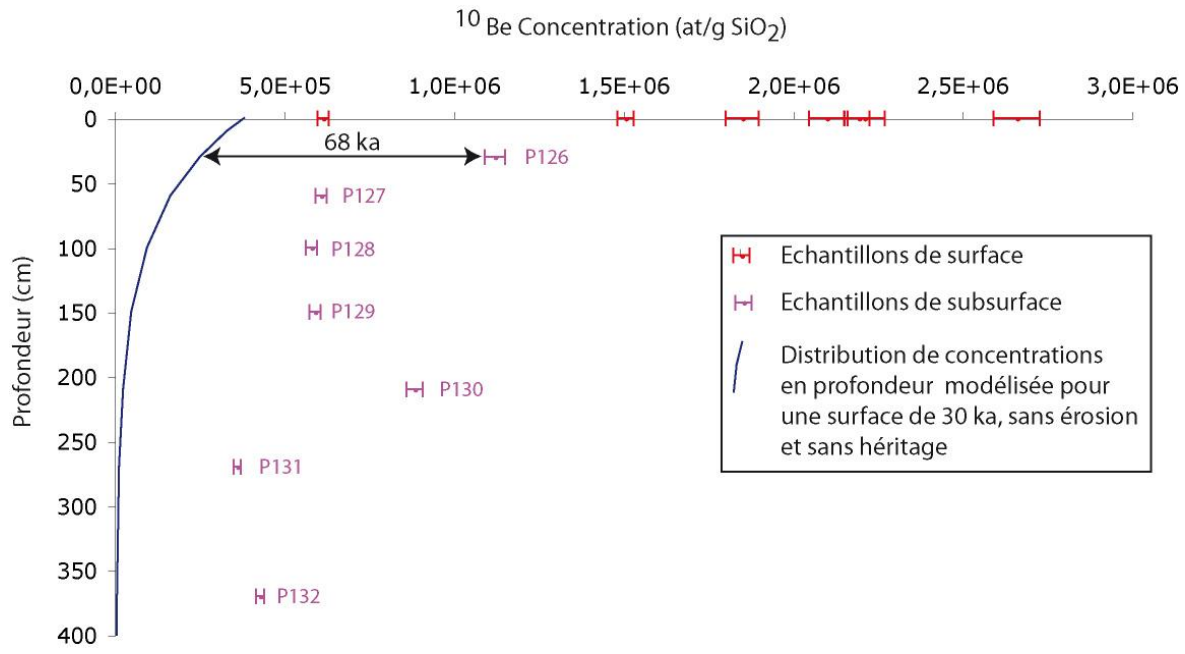


Figure IV.11 : Distribution des concentrations en surface (rouge) et en profondeur (violet) à travers la terrasse T2, Deshir Sud (Profil PS1). Un modèle de distribution des concentrations en profondeur pour une surface de 30 ka, sans érosion et sans héritage est proposé pour comparaison. Si la surface T2 a 30 ka, alors l'échantillon le plus concentré P126, contient un héritage équivalent à 68 ka.

Pour la faille d'Anar, nous avons effectué le même test. Cependant, on observe une incohérence entre les données de surface et le profil (Figure IV.9c). En effet, en ramenant la concentration de l'échantillon AS06P102 à zéro, tous les échantillons de profil auraient une concentration héritée non nulle alors que tous les échantillons de surface, sauf un, se retrouveraient avec des concentrations négatives, ce qui n'est physiquement pas possible. Cette méthode n'est donc pas utilisable pour déterminer l'héritage de la surface alluviale d'Anar. Cela confirme que l'âge CRE le plus jeune obtenu sur la surface (compatible avec l'âge déterminé par OSL) fournit une meilleure estimation de l'âge d'abandon de cette surface.

On peut aussi estimer un héritage minimum pour la surface T2 en analysant de manière plus directe les concentrations des échantillons les plus profonds (P130, 131 et 132 (Figure IV.). Ces échantillons, qui reçoivent beaucoup moins de rayonnement que les échantillons plus superficiels, sont porteurs d'information pour estimer l'héritage et leur

concentrations, comprises entre 0.36 et 0.89 x 10^6 at/g (SiO_2), correspondent à des âges équivalents de 30 à 70 ka. Cette valeur supérieure de 70 ka est d'ailleurs équivalente à la moyenne des âges d'exposition correspondant aux concentrations des galets collectés dans les lits des rivières actuelles. En prenant 70 ka pour estimer l'héritage sur la surface, comparables aux 66-68 ka estimés précédemment, et en les soustrayant à l'âge moyen de surface de 180 ± 62 ka (^{10}Be CRE age), nous pouvons calculer un âge CRE moyen de 110 ± 62 ka pour T2.

Par ailleurs, en utilisant l'ensemble des âges ^{10}Be et ^{36}Cl, l'âge CRE moyen obtenu pour la surface T2 est de 172 ± 68 ka (Figure IV.10b). En retirant l'héritage de 70 ka à cet âge moyen, nous pouvons calculer un âge CRE moyen de 102 ± 68 ka. Cependant, prenant en compte que cette surface ne peut pas être plus vieille que 112 ka (voir ci-dessus), cet âge moyen d'exposition de la surface T2 doit être réduit à l'intervalle 34 – 112 ka. Il convient de remarquer que l' « outlier » statistique (DS08S114) est en accord avec cet intervalle de temps.

L'utilisation des isotopes cosmogéniques pour dater les surfaces alluviales des régions désertiques d'Iran central est délicate, compte tenu de l'héritage variable de chaque galet. Cependant, l'utilisation de ces isotopes nous a permis de mettre en évidence la variabilité de l'héritage et de contraindre des taux d'érosion maximums très faibles. En utilisant les concentrations de surface et de profil, nous proposons une méthode qui permet de mieux estimer la quantité minimum d'héritage variable. Cette méthode peut s'appliquer quand il n'y a pas d'incohérence entre les données de surface et de profil comme dans le cas des terrasses T2 et T3 aux sites Deshir nord et sud. Dans tous les cas, il est nécessaire d'avoir un grand nombre de données de surface et des profils. Cependant, cette méthode n'est pas utilisable pour la surface alluviale d'Anar et dans ce cas, les âges CRE les plus jeunes et les âges OSL fournissent des âges plus proches de celui de l'abandon de la surface (Le Dortz et al., 2009 ; Chapitre III.1).

2.4 Conséquences sur l'estimation des vitesses de glissement

Pour déterminer la vitesse de la faille de Deshir, nous pouvons tester différentes possibilités : utiliser les moyennes des âges CRE, utiliser ces moyennes et leur retrancher un héritage moyen ou variable, utiliser l'âge de l'échantillon le plus jeune et utiliser les données OSL lorsqu'elles sont disponibles.

Dans un premier temps, nous considérons les âges CRE moyens. Pour la surface T3, en utilisant l'ensemble des âges ^{10}Be et ^{36}Cl des échantillons de surface et en enlevant « l'outlier » statistique, nous obtenons un âge CRE moyen de 438 ± 116 ka, âge incluant un héritage (Figure IV.10a). Le bord d'incision de T3 est décalé de 380 ± 20 m. La vitesse de glissement associant cet âge (438 ka) et le décalage (380 m) serait donc d'environ 0.9 mm/an sur les derniers 438 ka. Pour la terrasse T2, l'âge moyen obtenu par les mesures de ^{10}Be et ^{36}Cl, en enlevant « l'outlier » statistique, est de 172 ± 68 ka (Figure IV.10b). Le décalage associé est de 25 ± 5 m, impliquant une vitesse de glissement d'environ 0.1 mm/an sur les derniers 172 ka. Les vitesses moyennes obtenues ne sont pas cohérentes et elles impliqueraient une variation de 1.3 mm/an (355 m, entre 380 et 25 m, en 266 ka, entre 438 ka et 172 ka) à 0.1 mm/an depuis 172 ka (Figure IV.12, courbe rose). Une telle variation de vitesse semble improbable sur cette période de temps.

Dans un second temps, nous utilisons ces moyennes d'âges CRE auxquelles nous retirons l'héritage minimum moyen donné par la modélisation de profil (35 ka pour T3) et un héritage estimé à partir de l'analyse des données de profil non modélisables (70 ka pour T2). Les âges obtenus sont de 403 ± 116 ka pour T3 et de 102 ± 68 ka pour T2. Les vitesses moyennes de glissement correspondantes sont de 0.95 mm/an (380 m en 403 ka) et 0.25 mm/an (25 m en 102 ka). Ces vitesses moyennes de glissement changent très peu si on utilise les âges maximums possibles d'abandon (422 ka pour T3 et 112 ka pour T2), obtenus en amenant un amalgame en profondeur d'une concentration nulle à sa concentration actuelle et en supposant qu'aucun amalgame échantillonné en profondeur ne peut avoir une pré-exposition négative. Ces vitesses moyennes de glissement impliqueraient une variation de 1.2 mm/an (355 m en 293 ka, entre 403 et 110 ka) à environ 0.25 mm/an sur les derniers 110 ka (25 m en 110 ka), ce qui n'est pas réaliste (Figure IV.12, courbe violette).

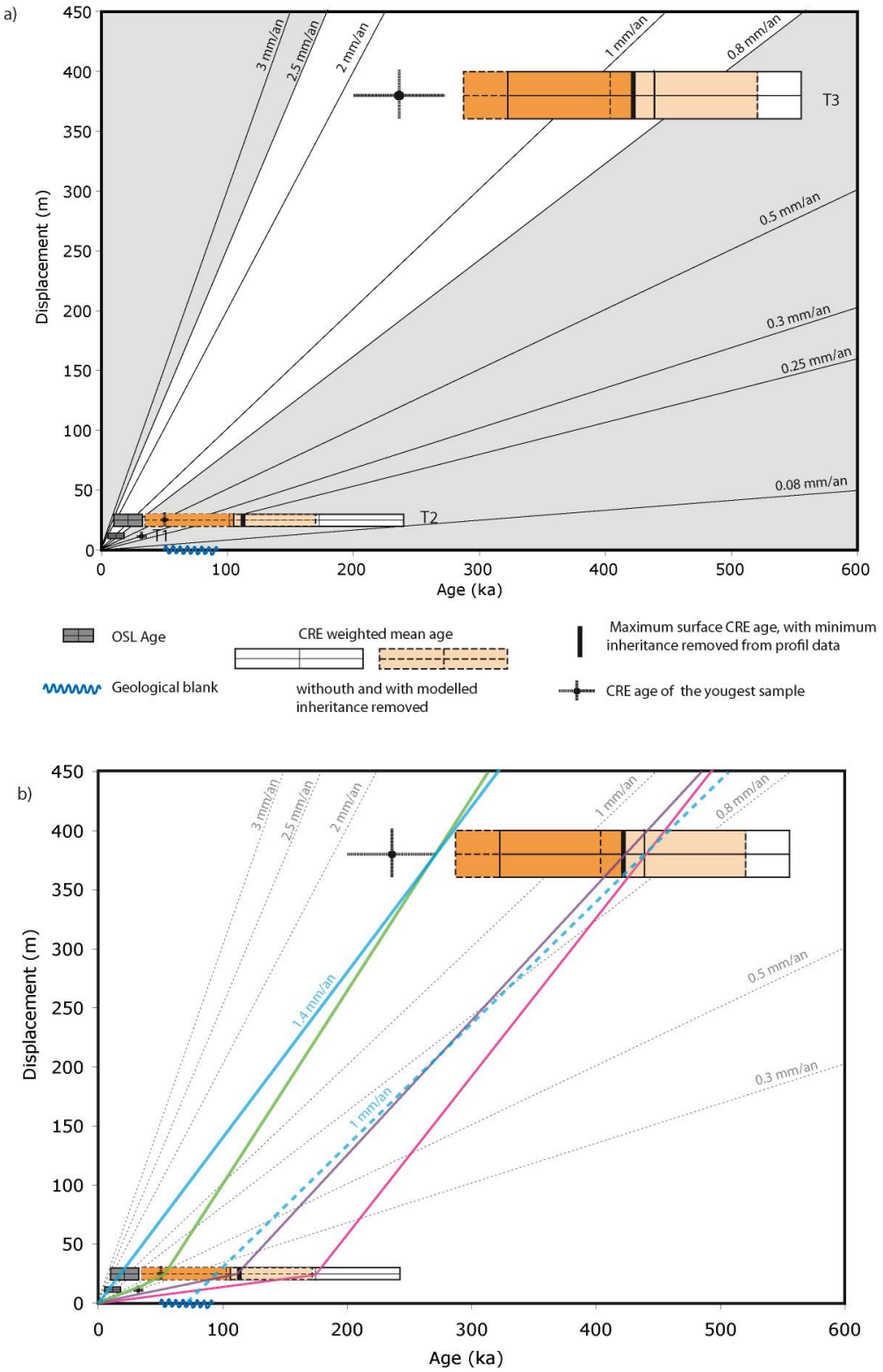


Figure IV.12 : a) Représentation des décalages en fonction des différentes possibilités d'âges (OSL, CRE avec ou sans héritage, voir texte) obtenus pour les surfaces de Deshir. Les domaines oranges foncés prennent en compte l'âge maximum d'exposition autorisé par les données des profils (voir texte). Des vitesses moyennes de glissement sont indiquées pour comparaison. La surface grisée est comparable au domaine de vitesse exclu par Nazari et al. (2008). b) Vitesses de glissement et leur variation obtenues selon les âges d'abandon retenus.

La prise en compte des âges maximums d'abandon réduit donc les intervalles d'abandon pour les terrasses T3 et T2 à respectivement 286 - 422 ka et 34 -112 ka (voir ci-dessus §2.3). En conséquence, les bornes supérieures de la vitesse minimum qui peuvent être calculées pour les décalages des incisions qui sont plus récentes que les terrasses T3 et T2 sont respectivement de 1,4 mm/a (400 m en 286 ka) et 0,88 mm/a (30 m en 34 ka) tandis que les bornes inférieures de vitesses sont respectivement de 0,85 mm/a pour T3 (360 m en 422 ka) et 0,18 mm/a pour T2 (20 m en 112 ka). Ainsi, le décalage de 380 ± 20 m fournit une borne inférieure de 0,85 mm/a à la vitesse minimale de la faille de Deshir.

Du fait de la variabilité de l'héritage, l'utilisation de l'échantillon le plus jeune sur chaque surface fournit une approximation plus proche de l'âge d'abandon de la surface considérée que la moyenne pondérée des âges de surface. Ainsi, en combinant les décalages associés à chaque surface avec les âges CRE maximums des échantillons les plus jeunes, nous obtenons des vitesses variant de 1.4 mm/an (380 m en 271 ka pour T3), à 0.5 mm/an (25 m en 53 ka pour T2). Les différences entre ces vitesses moyennes de glissement diminuent, mais elles impliqueraient néanmoins des variations de vitesses toujours importantes et peu réalistes : de 1.6 mm/an (355 m en 218 ka, entre 271 et 53) à 0.5 mm/an depuis 53 ka (Figure IV.12, courbe verte).

On peut enfin utiliser les âges OSL disponibles pour les terrasses T2 et T1 qui, compte tenu de l'héritage considérable contenu dans les concentrations en isotopes cosmogéniques, sont probablement plus proches de l'âge d'abandon des surfaces. En utilisant, la valeur moyenne de l'âge OSL de l'échantillon le plus jeune sous chaque surface et le décalage associé, la vitesse de glissement serait de 1.2 mm/an sur les derniers 21.1 ka (25 m en 21.1 ka) et 1 mm/an sur les derniers 11.7 ka (12 m en 11.7 ka). Ces vitesses de glissement n'impliquent pas de variations importantes. Ce sont des vitesses minimales car l'abandon de la surface est plus récent que la mise en place du matériel de la terrasse. Une vitesse supérieure, mais du même ordre de grandeur, de 1.4 mm/an, est compatible avec l'âge maximum de l'échantillon le plus jeune collecté sur la surface T3, avec l'ensemble des données cosmogéniques, une fois corrigé de l'héritage et avec les incertitudes associées aux âges OSL (Figure IV.12, courbe bleue). Une vitesse de 1.2 ± 0.2 mm/an semble également compatible avec le décalage de 380 m et l'âge de 271 ka, correspondant à l'âge maximum de l'échantillon le plus jeune de T3. Remarquons également que si l'on ne prend pas en compte l'héritage, on obtiendrait une vitesse de 1 mm/an passant par l'âge CRE moyen de 438 ka

pour la surface T3 et par l'âge CRE moyen des échantillons collecté dans le lit actif de la rivière, non décalé. Cette vitesse de glissement d'environ 1 mm/an est comparable aux estimations obtenues à partir des âges OSL.

Pour conclure, la détermination de la vitesse de glissement de la faille de Deshir est, malgré les nombreuses données disponibles (âges et décalages), un exercice délicat. En prenant en compte tous les résultats et la discussion ci-dessus, la vitesse minimale de glissement de la faille de Deshir apparaît supra-millimétrique et est donc compatible avec la vitesse de 0.8 – 2.5 mm/an, proposée par Nazari et al. (2009) à partir de données de paléosismologie et de contraintes d'âges OSL.

4. Discussion sur la répartition de la déformation

Ces travaux de thèse mettent en évidence l'activité récente des failles d'Anar et de Deshir. En combinant la mesure de décalages de marqueurs géomorphologiques et leur datation par isotopes cosmogéniques et par OSL, nous obtenons une vitesse minimale de glissement géologique court-terme d'environ 0.8 mm/an pour la faille d'Anar et une vitesse minimale de glissement comprise entre 0.8 et 2.5 mm/an pour la faille de Deshir (Figure IV.13). Ces résultats nous ont permis de discuter les précédents models de la répartition de la déformation dans l'est et le centre de l'Iran. Walker et Jackson (2004) proposaient que le cisaillement dextre de 16 mm/an entre l'Iran central et le bloc afghan soit pris en compte uniquement par les failles bordières du Lut, les failles de Gowk-Nayband (1.5-2.5 mm/an) à l'ouest et les failles du Sistan (14 mm/an réparti sur les failles West-Neh, East-Neh, Asagie, Zahedan), à l'est. En mesurant des décalages morphologiques sur les failles du Sistan et en supposant que l'incision décalée, associée aux marqueurs, est contemporaine du début de l'Holocène (12 ± 2 ka), nous proposons des vitesses de glissement de 1.75 – 2.5 mm/an pour la faille East-Neh, 1–5 mm/an pour la faille West-Neh et 1–2.5 mm/an pour la faille Asagie (Figure IV.13). Dans leur modèle, Walker et Jackson (2004) suggéraient que l'est du Lut accommode 14 mm/an vers la latitude 30.5°N. Les vitesses holocènes que nous avons proposé sur les failles de East-Neh (1.75 – 2.5 mm/an) et West-Neh (1 – 5 mm/an), soit environ 2.75 - 7.5 mm/an au total, impliqueraient que la faille de Zahedan glisse avec une vitesse entre 6.5 et 11.25 mm/an sur l'Holocène. D'après sa morphologie et sa segmentation, il semble peu probable que la faille de Zahedan ait une vitesse de glissement aussi rapide. Nos résultats

suggèrent surtout que la vitesse de glissement pour les failles situées à l'est du Lut devrait être inférieure aux 14 mm/an proposés par Walker et Jackson (2004). La vitesse de glissement minimum d'environ 1.2 mm/an calculée par Walker et al., (2009) pour la faille East-Neh à partir du décalage de coulées volcaniques datées par $^{40}Ar/^{39}Ar$, semble également aller dans ce sens. La datation directe de marqueurs décalés le long des autres failles du Sistan est donc indispensable pour déterminer correctement la distribution des vitesses de glissement dans cette région.

À l'ouest du Lut, nos études sur les failles d'Anar et de Deshir suggèrent que les décrochements du plateau iranien contribuent à accommoder une partie du mouvement différentiel entre l'Est et l'Ouest de l'Iran. De plus, d'autres failles décrochantes dextres, les failles de Kuh Banan et Lakarkuh (Figure IV.13), situées entre la faille de Nayband et la faille d'Anar pourraient également contribuer à l'accommodation du cisaillement dextre et leur étude est indispensable. La vitesse de glissement géologique court-terme à l'ouest du Lut serait donc supérieure aux ~2 mm/an, initialement suggérés par Walker et Jackson (2004). Nous proposons que la vitesse soit au minimum de 3 à 4.7 mm/an avec 1.4 ± 0.5 mm/an pour la faille de Nayband (Walker et al., 2009) ; 0.8 mm/an pour la faille d'Anar (Le Dortz et al., 2009) et 0.8 – 2.5 mm/an pour la faille de Deshir (Chapitre III.2). De plus, la vitesse de glissement géologique court-terme de la faille de Gowk, maintenant déterminée à 3.8 ± 0.7 mm/an (Walker et al., 2010), confirme également une vitesse supérieure à 2 mm/an à l'ouest du Lut.

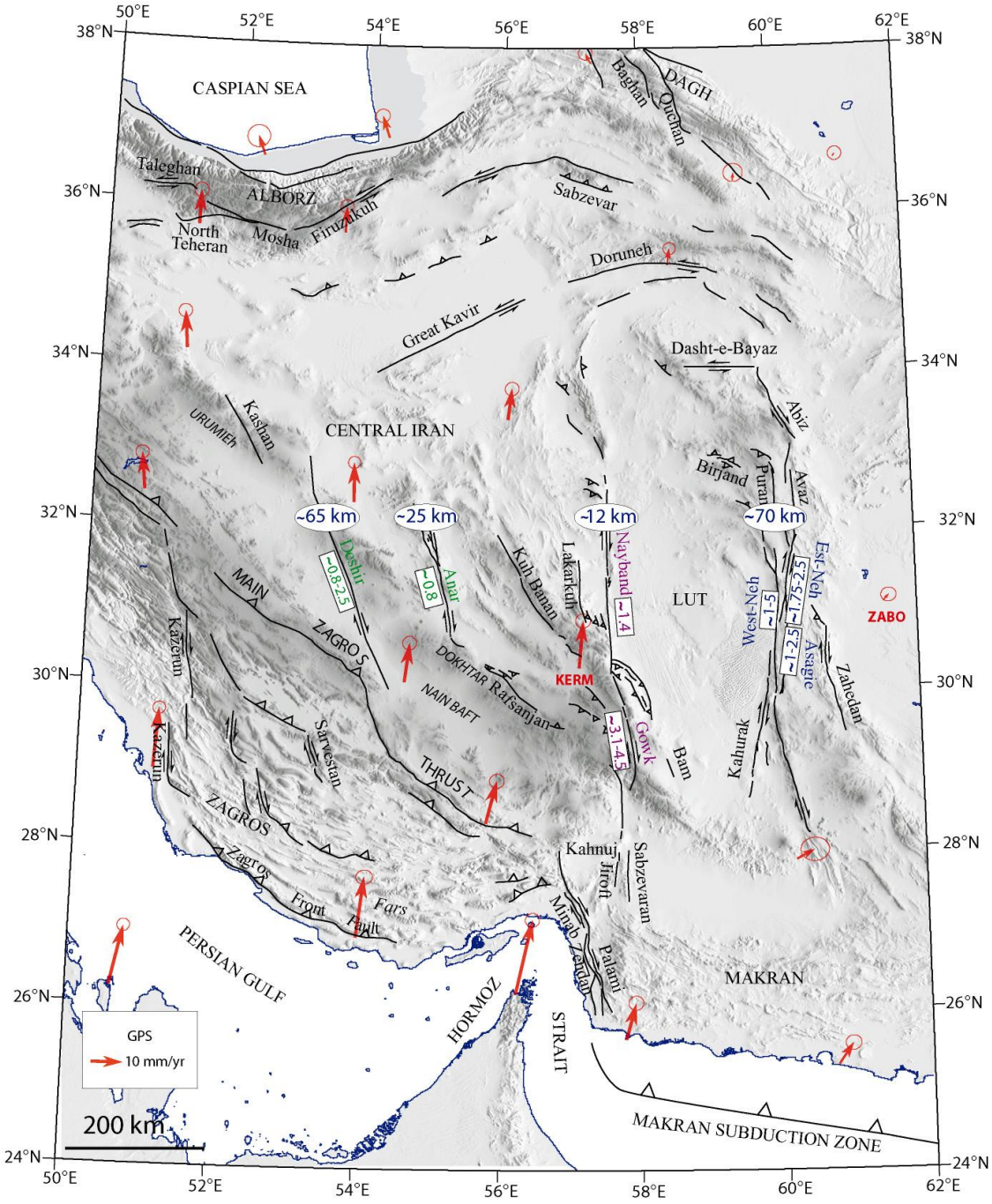


Figure IV.13: Carte simplifiée de la tectonique de l'est de l'Iran (fond topographique SRTM). Les vitesses GPS déterminées par rapport à l'Eurasie fixe (Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007), indiquent 15 mm/an de décrochement dextre à travers les systèmes de failles à l'est et l'ouest du Lut (différence station KERM-ZABO). Les décalages géologiques sont indiqués pour chaque faille ou système de failles. Les vitesses de glissement, moyennées sur le court-terme géologique, déterminées dans ce travail de thèse sont indiquées en bleu pour les failles du Sistan, estimées à partir d'hypothèses morphoclimatiques (Meyer & Le Dortz, 2007) et en vert pour les failles d'Anar et de Deshir, déterminées à partir de datation directe de décalage par isotopes cosmogéniques et OSL. Les vitesses de glissement déterminées par Walker et al. (2009) sur la faille de Nayband et par Walker et al. (2010) sur la faille de Gowk sont également indiquées en violet.

L'analyse du réseau GPS à large maille Global Iran (Vernant et al., 2004) suggère que le plateau d'Iran Central est peu déformable avec une déformation interne inférieure à 3 mm/an. Nous avons établi que l'Iran central ne pouvait pas être considéré comme rigide et que la déformation, dans cette région, est principalement accommodée par les failles d'Anar et de Deshir. Il est donc possible que la déformation interne de 3 mm/an, permise par l'analyse GPS, soit entièrement accommodée par les failles de Deshir, Anar et Kuh Banan. Dans ce cas, nos observations géologiques court-terme ne seraient pas incompatibles avec les données GPS. Par ailleurs, l'analyse GPS suggère que le cisaillement dextre est de 16 mm/an de part et d'autre du Lut, mais il semblerait que la répartition des vitesses soit différente de ce qui avait été préalablement suggéré (14 mm/an pour le Sistan et 2 mm/an pour l'ouest du Lut). Ainsi, des travaux en cours montrent que la densification du réseau GPS existant dans l'est de l'Iran et les analyses préliminaires semblent également aller dans le sens d'une vitesse de glissement plus importante à l'ouest et non confinée aux bordures du Lut (communication personnelle, Andrea Walpersdorf).

La déformation se répartit donc sur zone plus large que le Lut et ses bordures et est prise en compte par un plus grand nombre de failles, qu'initialement supposé. Les nouvelles observations géologiques court-terme apportées par ce travail de thèse et les études récentes menées par Walker et al. (2009 et 2010) montrent qu'il n'y a pas forcément d'incompatibilités avec les données GPS disponibles. Cependant, les données disponibles, géologiques et géodésiques, sont encore trop peu nombreuses pour déterminer s'il y a ou non compatibilité entre les vitesses géologiques court-terme et les vitesses GPS dans le centre et l'est de l'Iran.

5. Travaux en cours et perspectives

Nous avons également commencé des travaux sur la faille décrochante dextre de Nayband (Figure IV.13) et avons entrepris le même travail que pour les failles d'Anar et de Deshir. Les deux sites qui sont en cours d'étude sont présentés en Figure IV.14. Après la reconnaissance de ces sites par imagerie satellitaire, nous avons effectué une première mission de terrain et collecté 2 échantillons de sables fins (OSL) et 24 échantillons carbonatés (^{36}Cl). L'absence de quartz sur ces terrains n'a pas permis d'échantillonner les surfaces en vue de datation ^{10}Be.

Au site 1, des drainages intermittents, incisés dans des dépôts attribués au Néogène et recouvert d'un glacis alluvial, présentent des décalages cumulés importants de 200 à 550 m. Des décalages plus faibles (20 à 40 m) sont également observables sur l'imagerie Quickbird et pourraient correspondre au décalage accumulé depuis la dernière incision, contemporaine du début de l'Holocène. Nous n'avons pas pu échantillonner les terrasses hautes qui ne sont pas bien préservées au site 1. Nous avons collecté des carbonates sur la surface basse au niveau de la capture de la rivière décalée de 200 ± 20 m, en amont du cône noir et environ 700 m au nord sur la surface basse mise en place dans le chenal au niveau de la capture de la rivière décalée de 500 ± 50 m. Ces surfaces basses sont postérieures à l'incision et l'âge ^{36}Cl des échantillons devraient donner un âge maximum pour le début du décalage de l'incision actuelle (20-40 m) et donc une vitesse de glissement minimum. J'ai effectué la préparation des échantillons carbonatés au CEREGE, mais les mesures n'ont pas encore été réalisées. Nous avons également collecté 2 échantillons OSL dans la capture de la rivière décalée de 200 m, en amont des échantillons carbonatés. Les échantillons OSL ont été prélevés dans des lentilles sableuses dans une séquence quaternaire, correspondant à la basse terrasse et reposant directement sur le substratum jurassique. Les deux échantillons ont été pris à la même profondeur à 50 m d'écart.

Au site 2, un drainage intermittent est décalé de 550 ± 50 m. Nous avons échantillonné la haute terrasse, située ~10 m au-dessus du lit de la rivière. Cette terrasse est antérieure au décalage et son âge fournit un âge maximum pour le décalage. Nous avons également collecté des carbonates sur la terrasse basse, dans le lit de rivière, située 2-3 m au-dessus du lit actif. Comme pour le site 1, cette basse terrasse devrait fournir un âge maximum pour le début de l'incision actuelle qui semble décalée de 20-40 m (Figure IV.14b).

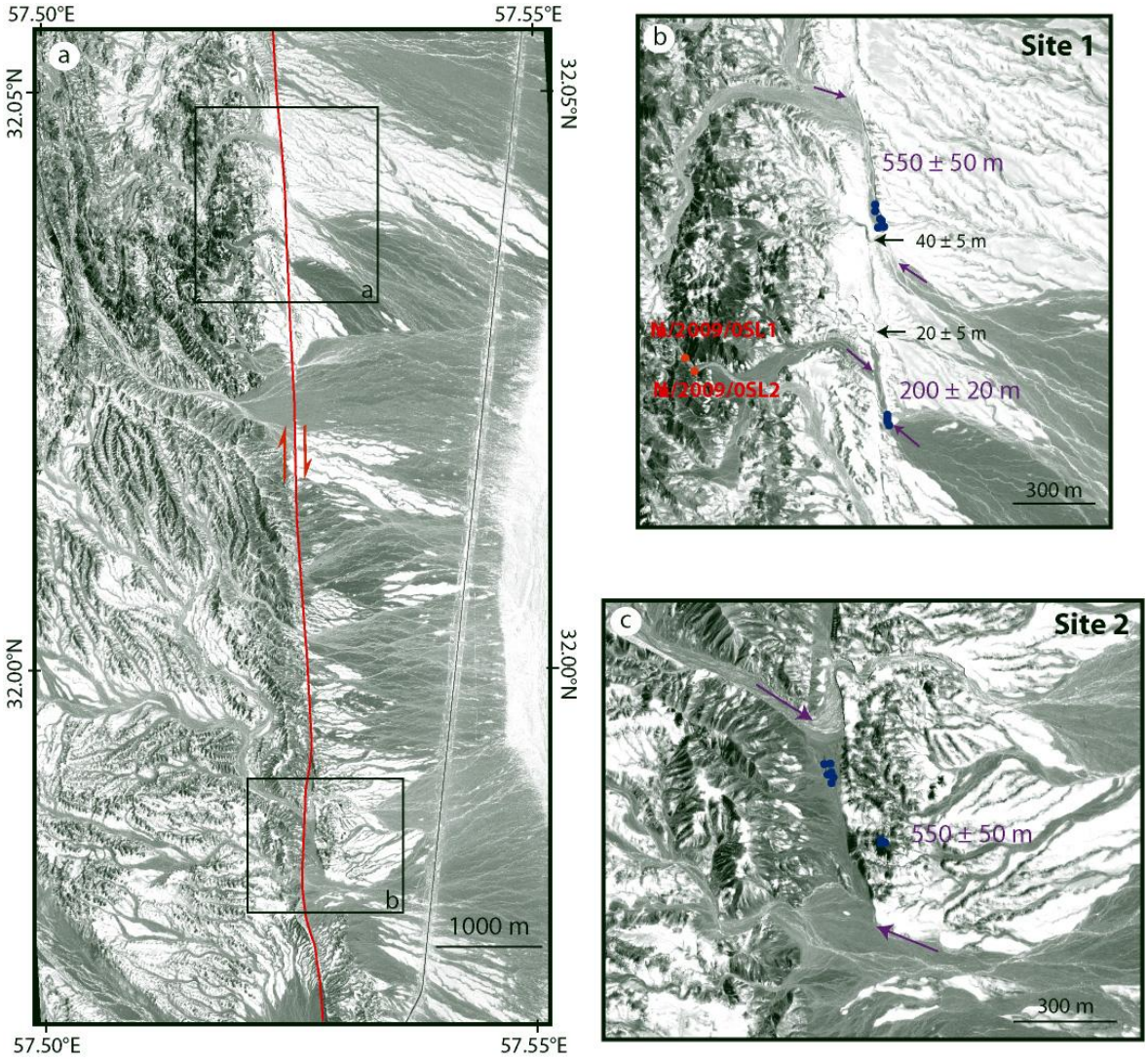


Figure IV.14: (a) Image Quickbird de la zone étudiée le long de la faille de Nayband. Les cadres indiquent la position des figures b et c. (b) et (c) Agrandissement de la zone de chaque site avec la position des échantillons de calcaire (en bleu) et des échantillons OSL (en rouge). Les flèches indiquent les bords de riser décalés.

Les résultats pour cette région devront être comparés à ceux obtenus dans les régions d'Anar et de Deshir. L'étude sur la faille de Nayband permettra de généraliser ou non l'occurrence d'un héritage variable et de voir si des différences importantes entre les âges OSL et cosmogéniques sont également observées. En combinant les décalages observés aux âges, nous pourrons proposer une vitesse de glissement géologique court-terme et la comparer à la vitesse géologique long-terme d'environ 1.4 ± 0.5 mm/an déterminée sur 2.25 Ma (Walker et al., 2009). La faille de Nayband fait partie du système de faille de Sabzevaran-Gowk-Nayband accommodant le cisaillement N-S le long de la bordure ouest du Lut. Les vitesses de glissement sur les failles de Sabzevaran-Jiroft et de Gowk sont respectivement de 5.7 ± 1.7 mm/an moyennée sur les derniers 5-42 ka (Regard et al., 2005, 2009) et de 3.8 ± 0.7 mm/an moyennée sur 7.9 ± 0.1 ka (Walker et al., 2010). Il semble donc y avoir une diminution de la vitesse de glissement vers le nord le long du système de faille. Walker et al. (2010) proposent que ces variations de vitesse résultent soit des différentes périodes de temps sur lesquelles les mesures ont été effectuées, soit qu'une partie du décrochement dextre puisse être transférée aux failles de Rafsanjan et Kuh Banan à l'ouest (Figure IV.13). Cette dernière hypothèse impliquerait que les failles de Rafsanjan et Kuh Banan glissent à environ 2 mm/an, hypothèse qui nécessite également d'être vérifié.

Parallèlement à ce travail de thèse, des études de paléosismologie sont effectuées dans le cadre de la thèse de Mohammad Foroutan (GSI). Des tranchées ont été réalisées le long des failles de Deshir et d'Anar et des études sont en cours pour en réaliser le long des failles de Gowk et Nayband. L'excavation de tranchée permet de reconstituer l'histoire sismique des failles et d'accéder à la récurrence des grands tremblements de terre sur ces failles. L'article publié à Terra Nova (Nazari et al., 2009) concernant l'étude des derniers tremblements de terre enregistrés par la faille de Deshir et les datations OSL associées est présenté en Annexe. Ces études de paléosimologie et le travail réalisé au cours de cette thèse apportent des éléments importants (période de récurrence et magnitude des séismes, vitesse) pour la caractérisation de l'aléa sismique régional dans le centre et l'est de l'Iran.

Références

Références

Adamiec and M.J. Aitken , Dose-rate conversion factors: update. Ancient TL 16 (1998), pp. 37–50.

Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, northeastern Iran, *PhD thesis*. Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F., (2005). Convergence history across the Zagros (Iran) : constraints from collisional and earlier deformation , Int. Journal Earth Sci., 94, 409-419.

Agard P., Monié P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Labrousse L., Vrielynck B., Meyer B, Jolivet L. & Yamato P. (2006) Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time and kinematic constraints: implications for Neotethyan wedge dynamics, Journal of Geophysical Research, 111, B11401, doi:10.1029/2005JB004103.

Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 359pp.

Aitken, M.J., 1998. An Introduction to Optical Dating. Oxford University Press, Oxford.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 659–672.

Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Tectonics, 23, TC2008, doi:10.1029/3003TC001530.

Ambraseys, N. and C. P. Melville (1977). The seismicity of Kuhistan, Iran, *GeographJ.*. 143, 179-199

Ambraseys N. N. & Tchalenko J. S. 1969. The Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake of August 31, 1968: a field report. Bulletin of the Seismological Society of America 59, 1751–92

Ambraseys, N.., Melville, C.P., 1982. A history of Persian earthquakes, *Cambridge University press,New York,* 219, 1982.

Anderson, R.S. ; Repka, J.L. ; Dick, G.S., (1996) Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ 10Be and 26Al; Geology 24:47-51

Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. and Tonglin, H., (1986) Quaternary extension in southern Tibet : field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91,

13,803-13,872.

Armijo, R., Lyon-Caen, H. and Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-faults scarps in the Hellenic arc. *Geology*, **20**, 491–494.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert-Ferrari A., Barka A., (1999) Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean; timing and kinematics. Geology, v. 27; no. 3; p. 267-270.

Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, M., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: Tectonophysics, v. 395, p. 193–208.

Athanassas, C., and Zacharias, N. (2010). Recuperated-OSL dating of quartz from Aegean (South Greece) raised Pleistocene marine sediments: current results. Quaternary Geochronology 5, 65-75.

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzade, Z. & Abbassi, M., 2005. Role of Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), *C.R. Géosci.,* **337**(5), 539–545.

Authemayou, C. (2006). Partitionnement de la convergence oblique en zone de collision: Exemple de la chaîne du Zagros (Iran). Thèse de doctorat, Univ. Paul Cezanne Aix-Marseille III, Aix-Marseille, France.

Authemayou, C., D. Chardon, et al. (2006). "Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran)." Tectonics **25**(3).

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Benedetti, L., Malekzadeh, Z., Claude, C., Angeletti, B., Shabanian, E., Abbassi, M. R. (2009). Quaternary slip-rates of the Kazerun and the Main Recent Faults: active strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt. Geophysical Journal International, 1-17, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04191.x

Axen, G. J., P. S. Lam, M. Grove, D. F. Stockli, and J. Hassanzadeh (2001), Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, Geology, 29, 559 – 562.

Barka, A., H. S. Akyu¨z, H. A. Cohen, and F. Watchorn (2000), Tectonic evolution of the Niksar and Tasova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: Their significance for the motion of the Anatolian block, Tectonophysics, 322, 243 – 264.

Barrier, E. & Vrielynck, B. (Contributors : Bergerat, F.,Brunet M.-F, Mosar, J., Poisson, A. & Sosson, M.) 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East. Tectonono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Publisher CGMW, Paris

Bassinet, C., (2007). Datation par luminescence : recherches méthodologiques et applications au volcanisme dans l'environnement de Laschamp. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

Bayer, R. *et al.*, 2006. Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, **165,** 373–381.

Behruzi, A. (1995), Geological quadrangle map of Iran, Zahedan sheet (L11), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Benedetti L., R. Finkel, D. Papanastassiou, G. King, R. Armijo, F.J. Ryerson, D. Farber and F. Flerit, (2002). Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ^{36}Cl cosmogenic dating: evidence for non-periodic earthquakes, *Geophys. Res. Let.*, 10.1029/2001GL014510, 27 April 2002.

Bendick, R., R. Bilham, J. Freymueller, K. Larson, G. Yin. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. (2000) Nature, 404, 69-72.

Bennett, R. A., W. Rodi, and R. E. Reilinger (1996), Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico, J. Geophys. Res., 101, 21,943 – 21,960, doi:10.1029/96JB02488.

Berberian, M. (1979) Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. Bulletin of the Seismological Society of America; December 1979; v. 69; no. 6; p. 1861-1887

Berberian, F., and M. Berberian (1981), Tectono-Plutonic episodes in Iran, in Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic evolution, Geodyn. Ser., vol 3, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany, pp. 5–33.

Berberian, M., and G. C. P. King (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Can. J. Earth Sci., 18, 210 – 265.

Berberian M, Jackson JA, Ghorashi M, Kadjar MH (1984) Field and teleseismic observations of the 1981 Golbaf-Sirch earthquakes in SE Iran. Geophysical Journal International 77(3): 809.

Berberian, M., Qorashi, M. (1994) Coseismic fault-related folding during the South Golbaf earthquake of November 20, 1989, in Southeast Iran. Geology, v. 22, no. 6, p. 531-534.

Berberian, M. (1995) Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds : active basement tectonics and surface morphotectonic, *Tectonophysics*, 241, 193-224.

Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., and Talebian, M., 1996, Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the Semnan region, Volume VII: Tehran,

Geological Survey of Iran (GSI), p. 268 (in Persian).

Berberian, M, J. A Jackson, M Qorashi, M. M Khatib, K Priestley, M Talebian, M Ghafuri-Ashtiani (1999) The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'enat) earthquake (Mw 7.2):faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. Geophysical Journal International 136 (3) , 671–694 doi:10.1046/j.1365-246x.1999.00762.x

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. & Priestley, K. (2000) The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. Geophysical Journal International , 142, 283-299.

Berberian, M., J.A. Jackson, E.J. Fielding, B.E. Parsons, K. Priestley, M. Qorashi, M. Talebian, R. Walker, T.J. Wright and C. Baker, (2001) The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone, Geophys, J. Int, 146, 371-398.

Berberian, M., and Yeats, R.S., 2001, Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 563–584.

Berberian, M., (2005) The 2003 Bam Urban Earthquake: A Predictable Seismotectonic Pattern Along the Western Margin of the Rigid Lut Block, Southeast Iran. Earthquake Spectra, Volume 21, Issue S1, p. S35-S99

Bierman, P. R., (1994). Using *in situ* produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape: A review from the geomorphic perspective: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 13,885–13,896.

Bierman, P. R., A. R. Gillespie, and M. W. Caffee. (1995) Cosmogenic Ages for Earthquake Recurrence Intervals and Debris Flow Fan Deposition, Owens Valley, California Science; 270(5235): 447 - 450.

Bierman, P. & Steig, E. (1996) Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. Earth Surf. Processes Landforms 21, 125-139

Braucher R., Brown E.T., Bourlès D.L., Colin F., Bamba O., Raisbeck G.M., Yiou, F., Koud J.M. (1998), African laterite dynamics using in situ-produced 10Be, Geochimica and Cosmochimica Acta, 62-9, 1501-1507.

Braucher R., Brown E.T., Bourle's D.L., Colin F., (2003) In situ produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth Planet., Sci. Lett., 211,251-258.

Brown, E.T., R.F. Stallard, M.C. Larsen, G.M. Raisbeck and F. Yiou, (1995)Denudation rates determined from the accumulation of in situ produced 10Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Earth Planet. Sci. Lett. 129, pp. 193–202

Brown E.T., Bourlés DL, Raisbeck GM, Yiou F, Clark Burchfiel B, et al. (1998) Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. Geological Society of America Bulletin: Vol. 110, No. 3 pp. 377–386

Brown, E. T., R. Bendick, D. L. Bourlès, V. Gaur, P. Molnar, G. M. Raisbeck, and F. Yiou, (2002) Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines, J. Geophys. Res., 107(B9), 2192, doi:10.1029/2000JB000100.

Brown, E.T., Molnar, P., and Bourlès D.L.(2005) Comment on "Slip-Rate Measurements on the Karakorum Fault May Imply Secular Variations in Fault Motion" Science 309 (5739), 1326b. [DOI: 10.1126/science.1112508].

Bull, W. B. (1991) Geomorphic responses to climatic change. Oxford University Press, New York, 321 pp.

Champagnac, J-D., D-Y Yuan, W-P Ge, P. Molnar, W-J Zheng. (2010) Slip rate at the north-eastern front of the Qilian Shan, China, Terra Nova, 00, 1–8, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00932.x

Chéry, J., (2008) Geodetic strain across the San Andreas fault reflects elastic plate thickness variations (rather than fault slip rate). Earth and Planetary Science Letters, Volume 269, Issues 3-4, 30 May 2008, Pages 351-364

Chevalier, M.-L., F.J. Ryerson, P. Tapponnier, R.C. Finkel, J. van der Woerd, L. Haibing and L. Quing, Slip-rate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion, Science 307 (2005), pp. 411–414.

Chmeleff, J., von Blackenburg, F., Kossert, K., Jackob, D., 2009. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nucl. Inst. And Meth. B, in press, doi : 10.1016/j.nimb.2009.09.012.

Conrad, G., R. Montigny, R. Thuizat and M. Westphal, (1981) Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data. Tectonics 75, pp. T11–T17.

Copley, A. and J. Jackson, Active Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, Tectonics , TC6006, doi:10.1029/2005TC001906, 2006

Cowgill, E. (2007) 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, Volume 254, Issues 3-4, Pages 239-255.

Cowgill, E., R. D. Gold, C. Xuanhua, W. Xiao-Feng, J R. Arrowsmith, and J. Southon (2009). Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet. Geology 37, 647-650.

Daëron, M., L. Benedetti, P. Tapponnier, A. Sursock, and R. Finkel (2004), Constraints on the post <25-ka slip rate of the Yammoûneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic 36Cl dating of offset limestone-clast fans, Earth and Planetary Science Letters, 227, 105–119

Dauvillier, A. (1954). Les rayons cosmiques dans leur rapports avec l'électricité atmosphérique, la météorologie et l'astronomie. Dunod.

Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D.F., Bashukooh, B., Turrin, B., and Pandamouz, A., 2004, The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran: Geological Society of America Bulletin, v. 116, p. 16–29.

Deino, A. and R. Potts, (1992). Age-probability spectra for examination of single-crystal40Ar/39Ar dating results: examples from Olorgesailie, southern Kenya rift valley. Quat. Internat. 7/8, pp. 81–89.

Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P.F., Elmore, D., 2006. Determination of cosmogenic 36Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. Chemical Geology 233, 185-195

Devlin, W., J. Cogswell, G. Gaskins, G. Isaksen, D. Pitcher, D. Puls, K. Stanley, and G. Wall (1999), South Caspian Basin: Young, cool, and full of promise, GSA Today, 9(7), 1 – 9.

Dorn, 1994. R.I. Dorn, The role of climatic change in alluvial fan development. In: A.D. Abrahams and A.J. Parsons, Editors, Geomorphology of Desert Environments, Chapman and Hall, London (1994), pp. 593–615

Duller, G.A.T, (2004). Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, Journal of Quaternary Science 19, pp. 183–192.

Emami, H. (2008) ForelandPropagation ofFoldingandStructure of the Mountain FrontFlexure in the Pusht-EKuhArc (Zagros, Iran).Universitat de Barcelona, Barcelona.

Engdahl, E. R., van der Hilst, R and Buland E. R., (1998) Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. Bulletin of the Seismological Society of America; v. 88; no. 3; p. 722-743

England, P., and P. Molnar (2005), Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia, J. Geophys. Res., 110, B12401, doi:10.1029/2004JB003541

Elliott, J. R., J. Biggs, B. Parsons, and T.J. Wright (2008), InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2008GL033659, in press.

Evans, J.M., Stone, J.O., Fi_eld, L.K., Cresswell, R.G., 1997. Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, 123, 334-340.

Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies,*Vol. 4, pp. 199–211, ed. Spencer, A.M., *Geol. Soc. Spec. Publ.*

Farber, D., Meriaux, A-S., Finkel, R., 2008. Attenuation length for fast nucleon production of 10Be derived from near-surface production profiles. Earth and Planetary Science Letters 274, 295-300.

Fattahi, M., Stokes, S., 2000. Extending the time range of luminescence dating using red TL (RTL) from volcanic quartz. Radiation Measurements 32 (5–6), 479–485.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Talebian, M., Armitage, S. and Stokes, S. (2006) Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using Optically-stimulated Luminescence (OSL). Earth and Planetary Science Letters, 245: 673-684.

Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Dolati, A. and Bahroudi, J. (2007) Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. Geophysical Journal International, 168: 691-709.

Fattahi, M. & Walker, R. T. (2007) Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran. Quaternary Geochronology 2, 284–289

Fattahi, M. (2009). "Dating past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods: A review." Quaternary International **199**(1-2): 104-146.

Fattahi, M., H. Nazari H., Bateman M.D., Meyer B., Sébrier M., Talebian M., **Le Dortz K.**, Foroutan M., Ahmadi Givi F. and Ghorashi. M., (2010) Refining the OSL age of the

last earthquake on the Dheshir fault, Central Iran, Quaternary Geochronology, Volume 5, Issues 2-3, Pages 286-292 doi:10.1016/j.quageo.2009.04.005

Fielding, E.J., Wright, T.J., Muller, J., Parsons, B.E., and Walker, R., 2004, Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran: Geology, v. 32, no. 7, p. 577-580.

Fisher, W. L., Brown, L. F. Jr. (1972) Clastic depostional systems- a genetic approach to facies analysis: annotated outline and bibliography: The univ. of Texas at Austin Bur. Of Econ. Geol., 211 pp.

Forman, S., 1991. Late Pleistocene chronology of loess deposition near Luochuan China. Quaternary Research 36, 19–28.

Forman, S.L., J. Pierson and K. Lepper, (2000). Luminescence geochronology. In: J.S. Noller, J.M. Sowers and W.R. Lettis, Editors, Quaternary Geochronology — Methods and Applications, AGU Reference Shelf vol. 4, American Geophysical Union, Washington, DC (2000), pp. 157–176.

Forman S.L. and J. Pierson, (2002) Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi River Valleys, United States. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 186, pp. 25–46.

Freund, R., 1970. Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeast Iran. J. Geol., 78, 188-200.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J. -P., Halbronn, B., Maurizot, P. (1974) Sur les caractères et l'ampleur du coulissement de la « Main Fault » dans la région de Borudjerd-Dorud (Zagros oriental, Iran), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 701-704.

Godfrey-Smith, D.J. Huntley and W.H. Chen, (1988) Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts, Quaternary Science Reviews 7, pp. 373–380.

Gosse, J.C., and Phillips, F.M., 2001, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application:. Quaternary Science Reviews, v. 20, p. 1475-1560

Heisinger, B., D. Lal, A.J.T. Jull, P. Kubik, S. Ivy-Ochs, K. Knie, E. Nolte, (2002) Production of selected cosmogenic radionuclides by muons; 2. Capture of negative muons, Earth Planet. Sci. Lett. 200 357-369.

Hetzel, R., M. Tao, S. Stokes, S. Niedermann, S. Ivy-Ochs, G. Bo, M.R. Strecker and P.W. Kubik, (2004) Late Pleistocene/Holocene slip rate of the Zhangye thrust (Qilian Shan, China) and implications for the active growth of the northeastern Tibetan Plateau, Tectonics 23 (6)

Hetzel, R., S. Niedermann, M. Tao, P. W. Kubik, M. R. Strecker (2006) Climatic versus

tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: 10Be exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan. Journal of Geophysical Research 111, doi:10.1029/2005JF000352.

Hollingsworth, J., J. Jackson, et al. (2006). Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. Geophysical Journal International **166**(3): 1161-1177.

Hollingsworth, J (2007) Active Tectonics of NE Iran. PhD thesis, University of Cambridge, England.

Homke, S., Vergés, J. Garcés, M. Emami, H. & Karpuz, R. 2004. Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). Earth and Planetary Science Letters, 225, 397–410

Hubert-Ferrari, A., R. Armijo, G. King, B. Meyer, and A. Barka (2002), Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey, J. Geophys. Res., 107(B10), 2235, doi:10.1029/2001JB000393.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.L. and Thewalt, M.L.W., (1985). Optical dating of sediments. Nature 313, pp. 105–107.

Jackson, J.&McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**(1), 185–264.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, *148*, 214–245.

Jackson J., Bouchon M., Fielding E., Funning G., Ghorashi M., Hatzfeld D., Nazari H., Parsons B., Priestley K., Talebian M., Tatar M., Walker R., and Wright T. (2006) Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake. Geophysical Journal International 166(3), 1270-1292.

Jade, S., B. C. Bhatt, R. Bendick, V. K. Gaur, P. Molnar, M. B. Anand, and D. Kumar (2004), GPS measurements from the Ladakh Himalaya, India: Preliminary tests of plate-like or continuous deformation in Tibet, Geol. Soc. Amer. Bull., 116, 1385-1391.

James, G. A., Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, *AAPG Bull.*, 49, 2162-2245.

Jolivet, R., R. Cattin, N. Chamot-Rooke, C. Lasserre, and G. Peltzer (2008), Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone, Geophys. Res. Lett., 35, L02309, doi:10.1029/2007GL031511.

Khadivi, Sh., F. Mouthereau, J.-C. Larrasoan, J. Vergès, O. Lacombe, E. Khademi, E.

Beamud, M. Melinte-Dobrinescunn and J.-P. Suc (2009). Magnetochronologyof synorogenicMiocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SWIran). Basin Research (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00446.x

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gosstomski, Ch., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2009. A new value for the ^{10}Be half-life by Heavy-Ion Elastic Recoil detection and liquid scintillation counting. Nucl. Inst. and Meth. B, *in press*, doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020.

Kozaci, O., Dolan, J., Finkel, R., and Hartleb, R., (2007). Late Holocene slip rate for the North Anatolian fault, Turkey, from cosmogenic 36Cl geochronology: Implications for the constancy of fault loading and strain release rates. Geology; October 2007; v. 35; no. 10; p. 867-870; DOI: 10.1130/G23187A.1

Lai, Z.P. (2010). Chronology and the upper dating limit for loess samples from Luochuan section in the Chinese Loess Plateau using quartz OSL SAR protocol. Journal of Asian Earth Sciences. Volume 37, Issue 2, Pages 176-185.

Lal, D., (1988) In situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16: 355-388.

Lal, D. (1991) Cosmic ray labelling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sc. Lett*., 104, 424-439.

Lamothe, M., Auclair, M., 1999. A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals. Earth and Planetary Science Letters 171, 319–323.

Le Dortz, K. Meyer B., Sébrier M., Nazari H., Braucher R., Fattahi M., Benedetti L., Forouttan M., Siame L., Bourles D., Talebian M., Bateman M.D. and Ghoraishi M. (2009) Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. Geophysical Journal International, **179,** 700–710, doi : 10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x

Licciardi, J., Denoncourt, C., Finkel, R., 2008. Cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca spallation in Iceland. Earth and Planetary Science Letters, 267, 365-377.

Lowell, T.V. (1995) The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from the Miami sublobe, Ohio, USA, Quaternary Science Reviews 14 85– 99.

Lu, Y.C., Zhang, J.Z., Xie, J., 1988. Thermoluminescence dating of loess and palaeosols from the Lantian section, Shaanxi Province, China. Quaternary Science Reviews 7, 245–250.

Lundgren, P., E. A. Hetland, Z. Liu, and E. J. Fielding (2009), Southern San Andreas-San Jacinto fault system slip rates estimated from earthquake cycle models constrained by GPS and interferometric synthetic aperture radar observations, J. Geophys. Res., 114, B02403, doi:10.1029/2008JB005996.

Lyberis, N. & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene, *Am. Assoc. Petrol.Geol. Bull.*, **83**(7), 1135–1160.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., Van Gorp, S., (2007) Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. Geophysical Journal International, Volume 170, Number 1, July 2007 , pp. 436-440

Matmon, O., Simhai, R. Amit, I. Haviv, Y. Enzel, N. Porat, E.V. McDonald, L. Benedetti and R.C. Finkel, Desert pavement-coated surfaces in extreme deserts present the longest-lived landforms on Earth, Geol. Soc. Am. Bull. 121 (2009), pp. 688–697.

McClusky, S., et al. (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res., 105(B3), 5695–5720.

Meade, B.J., and Hager, B.H. (2005) Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. J. Geophys. Res. 110 (B03405). Doi:10.1029/2004/JB003209

Mériaux A.-S., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Finkel, R.C., Xu, X., Xu, Z. & Caffe, M.W., 2004. Rapid slip along the central Altyn Tagh Faul: morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh, J. geophys. Res., 109, B06401, doi:10.1029/2003JB002558

Mériaux, A.-S., Tapponnier, P. Ryerson, F. J. Xiwei, X. King, G. Van der Woerd, J. Finkel, R. C. Haibing, L. Caffee, M. W. Zhiqin, X. (2005), The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate, J. Geophys. Res., 110, B04404,

Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. &Agard, P., (2006). Evidence of quaternary activity along the Deshir Fault, Geophy. J. int., 164, 192-201.

Meyer, B., and Le Dortz, K. (2007) Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. Tectonics 26(5): TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

Molinaro, M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Frizon de Lamotte D. and S.A. Eshraghi. (2004) The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran), Marine and Petroleum Geology, 21, p. 735-752

Montret, M., Miallier, D., Sanzelle, S., Fain, J., Pilleyre, T., Soumana, S., (1992) - TL dating in the Holocene using red TL from quartz. Ancient TL, vol. 10, n° 3, 33-36.

Mouthereau, F., Lacombe, O., and Meyer, B., 2006, The Zagros Folded Belt (Fars, Iran): Constraints from Topography and Critical Wedge Modelling: Geophysical Journal International, v. 165, p. 336-356.

Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. Geochronometria 21, 1–16.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 1999. Isothermal decay of optically stimulated luminescence in quartz. Radiation Measurements 30, 119-125.

Murray, A.S., Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements 32, 57-73.

Nabavi, M. H., 1970. Geological Map of Yazd sheet (H9), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Teheran.

Nazari, H., (2006) Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran : « Approche morphotectonique et paléoseismologique ». PhD thesis, Université Montpellier II, France.

Nazari H., Fattahi M., Meyer B., Sébrier M., Talebian M. ,Foroutan M., Le Dortz K., Bateman M. D., and M. Ghorashi. (2009) First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau. Terra Nova, 21, 9, 417-426.

Nazari, H., J.F. Ritz, R. Salamati, A. Shafei and A. Ghassemi, 2009b. Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran). Geophys. J. Int., 178: 1028-1041.

Nilsen, T. H. (1982) Alluvial fan deposits. In: *Sandstone depositional environments*, Scholle, P. A., Spearing, D. (eds.), *AAPG Mem.*, 31, 49-86.

Nilforoushan, F., F. Masson, P. Vernant, C. Vigny, J. Martinod, M. Abbassi, H. Nankali, D. Hatzfeld, R. Bayer, F. Tavakoli, A. Ashtiani, E. Doerflinger, M. Daignières, P. Collard, and J. Chéry, 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, J. Geodesy, 77, 411-422.

Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R. and Arnold, J.R., (1986) Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates.

Nature, 319: 134-136.

Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Shoemaker, E. M., Arnold, J. R., Klein, J., Fink, D. and Middleton, R., In situ 10Be-26Al exposure ages at Meteor Crater, Arizona, Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 2699-2703, 1991.

Nishiizumi K, Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J.n R., Finkel, R. C., McAninch, J., (2007) Absolute calibration of 10Be AMS standards. Nucl Instrum Methods B.;58:403–413.

Nissen, E., Walker R.T., Bayasgalan B., Carter A, Fattahi M., Molor E., Schnabel C., West A. J., Xu S. (2009) The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur fault (Mongolian Altai) from cosmogenic 10Be and luminescence dating, Earth Planet. Sci. Lett. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.048

Omrani, J. , P. Agard, H. Witechurch, M. Benoit, G. Prouteau and L. Jolivet, (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences, Lithos 106, pp. 380–398.

Owen, L.A., R.C. Finkel, H. Ma, J.Q. Spencer, E. Derbyshire, P. Banard and M.W. Cafee, (2003) Timing and style of late Quaternary glaciation in northeastern Tibet, Geological Society of America Bulletin 115, pp. 1356–1364

Owen, L.A., Finkel, R.C., Haizhou, M., Barnard, P.M., 2006. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: a framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation. Quat. Int. 154–155, 73–86.

Pawley, S.M., Bailey, R.M., Rose, J., Moorlock, B.S.P., Hamblin, R.J.O., Booth, S.J., Lee, J.R., 2008. Age limits on Middle Pleistocene glacial sediments from OSL dating, north Norfolk, UK. Quaternary Science Reviews 27, 1363–1377.

Peyret, M., Djamour, Y., Hessami, K., Regard, V., Bellier, O., Vernant, P., Daignières, M., Nankali, H., van Gorp, S., Goudarzi, M.; Chéry, J., Bayer, R., Rigoulay, M. (2009) Present-day strain distribution across the Minab-Zendan-Palami fault system from dense GPS transects. Geophysical Journal International, Volume 179, Issue 1, pp. 751-762.

Prescott J.R. and Hutton J.T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, pp. 497–500

Prescott J.R. and G.B. Robertson, Sediments dating by luminescence: a review, Radiat. Meas. 27 (1997) (5/6), pp. 893–922

Putkonen, J., and Swanson, T., (2003) Accuracy of cosmogenic ages for moraines, Quaternary Research 59 pp. 255–261

Putkonen, J., G. Balco, and D. Morgan (2008), Slow regolith degradation without creep determined by cosmogenic nuclide measurements in Arena Valley, Antarctica, Quaternary Research, 69(2), 242-249, doi:10.1016/j.yqres.2007.12.004.

Reedy, R. C., Arnold, J. R., Lal, D. (1983) Cosmic-Ray Record in Solar System Matter, *Science*, 219, 127-135.

Regard, V., 2003. Variations temporelle et spatiale de la transition subduction-collision. Tectonique de la transition Zagros-Makran (Iran) et modélisation analogique. Thèse de doctorat, Université d'Aix Marseille III, Aix en Provence, France.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K. & Soleymani, S., 2004. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system, Tectonics, 23, TC4007, doi:10.1029/2003TC001599.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, S., and Feghhi, K. (2005). Cumulative rightlateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International* **162,** 177-203.

Regard, V., O. Bellier, R. Braucher, F. Gasse, D. Bourlès, J. Mercier, J.-C. Thomas, M.R. Abbassi, E. Shabanian and Sh. Soleymani (2006), ^{10}Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 36-53.

Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M., Abbassi, M.R. (2009) - The transition between Makran subduction and the Zagros collision : recent advances in its structure and active deformation Special Publication - Geological Society of London, : 1-23.-hal-00356532, version 1.

Repka, J. L., R. S. Anderson and R. C. Finkel (1997) Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah; Earth and Planetary Science Letters 152:59-73

Ritz, J.F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F., and Enkhtuvshin, B. 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi- Altaï, Mongolia. Geology 23: 1019-1022.

Ritz, J.-F., S. Balescu, S. Soleymani, M. Abbassi, H. Nazari, K. Feghhi, E. Shabanian, H.

Tabassi, Y. Farbod, M. Lamothe, J.-L. Michelot, M. Massault, J. Chéry and P. Vernant, (2003a). Determining the long-term slip rate along the Mosha fault, Central Alborz, Iran Implications in Terms of Seismic Activity, S.E.E. 4 Meeting, Tehran, 12–14 May

Ritz,. J.-F, D. Bourlès, E.T. Brown, S. Carretier, J. Chéry, B. Enhtuvshin, P. Galsan, R. C. Finkel, T.C. Hanks, K.J. Kendrick, H. Philip, G. Raisbeck, A. Schlupp, D.P. Schwartz, and F. Yiou, (2003b). Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108, doi: 10.1029/2001JB000553.

Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, P., (2006a). Active transtention inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics, *Geology*, **34,** 477–480.

Ritz, J.F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E.T., Carretier, S., Bourlès, D.L. (2006b) - Using *in-situ*-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). - GSA Special Paper, 415: 87-110.

Sanderson, D. C. W., 1988. Fading of TL in feldspars : characteristics and corrections, Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 14, p. 155-161.

Savage, J.C., Burford, R.O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in Central California. J. Geophys. Res. 78, 832–845.

Sella, G.F., T.H. Dixon, and A. Mao (2002), REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res*., 107, 10.1029/2000JB000033.

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., (2009). Sources of *in-situ* ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. Quaternary Geochronology, vol 4, issue 6, 441-461.

Shabanian, E., Siame, L.L., Bellier, O., Abbassi, M., Benedetti, L. (2009a), Quaternary slip-rates along the north-eastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, North-East Iran). *Geophysical Journal International* (doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04183.x).

Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L.L., Abbassi, M., Ghassemi, H., Arnaud, N., Cochemé, J.J. (2009b), New tectonic configuration in NE Iran: active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains. *Tectonics,* vol. 28, TC5002, doi:10.1029/2008TC002444.

Shabanian, E Bellier, O Abbassi,

Shabanian, E Bellier, O Abbassi,MR Siame, L Farbod, Y -2010 Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh- Binalud mountain ranges – *Tectonophysics*

480, 280–304

Siame, L. O. Bellier, R. Braucher, M. Sébrier, M. Cushing, D. Bourlès, B. Hamelin, E. Baroux, B. de Voogd, G. Raisbeck, F. Yiou. (2004) "Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France)", Earth and Planet. Sci. Lett., 220, 345-364.

Soheili, M. (1981) Geological Map of Yazd sheet (H10), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Teheran.

Socquet, A., W. Simons, C. Vigny, R. McCaffrey, B. Ambrosius, W. Spakman, C. Subarya and D. Sarsito. (2006) Microblock rotations and fault coupling in SE Asia triple junction (Sulawesi, Indonesia) from GPS and earthquake slip vector data. J. Geophys. Res., 111, B08409, doi:10.1029/2005JB003963, 2006.

Stampfli, G., Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet. Sci. Lett*., 196, 17-33.

Stevens, T., Armitage, S.J., Lu, H., Thomas, D.S.G., 2007. Examining the potential of high-resolution OSL dating of Chinese loess. Quaternary Geochronology 2, 15-22

Stokes, S. (1999). Luminescence dating applications in geomorphological research. Geomorphology 29, 153–171.

Stokes S., Bailey R. M, Fedoroff N., and O'Marah K. E, (2004). Optical dating of aeolian dynamism on the West African Sahelian margin. Geomorphology 59, 281-291.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review, *AAPG, Bull.*, **52,** 1229–1258.

Stone, J. O. H., Allan, G. L., Fifield, L. K., Cresswell, R. G. (1996) Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 679-692.

Stone, J. O., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., Cresswell, R. G. (1998) Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 433-454.

Stone J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res.,105, B10, 23753-23759.

Talebian, M., Jackson, J. (2002) Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.* **150,** 422–439.

Talebian, M.; Biggs, J.; Bolourchi, M.; Copley, A.; Ghassemi, A.; Ghorashi, M.; Hollingsworth, J.; Jackson, J.; Nissen, E.; Oveisi, B.; Parsons, B.; Priestley, K.; Saiidi,

A. (2006) The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. Geophysical Journal International, Volume 164, Issue 1, pp. 137-148.

Tavakoli, F., 2007. Present-day kinematics of the Zagros and east of Iran faults, *PhD thesis*. University of Joseph Fourier, Grenoble.

Tavakoli, F.; Walpersdorf, A.; Authemayou, C.; Nankali, H. R.; Hatzfeld, D.; Tatar, M.; Djamour, Y.; Nilforoushan, F.; Cotte, N. (2008) Distribution of the right-lateral strike slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities. Earth and Planetary Science Letters, Volume 275, Issue 3-4, p. 342-347.

Taylor, J.R. (1997). An Introduction to Error Analysis, The Study of Uncertainties in Physical Measurements, second edition, University Science Books, Sausalito, CA.

Thomas P J, Murray A S, Sandgren, P. (2003) Age limit and age underestimation using different OSL signals from lacustrine quartz and polymineral fine grains. Quat Sci Rev, 22: 1139—1143.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., & Camp, V. E., 1983. The Sistan Suture Zone of Eastern Iran, Geol. Soc Am. Bull., 94, 134-150.

Tsirliganis, N.C., G.S. Polymeris, G. Kitis and V. Pagonis, (2007). Dependence of the anomalous fading of the TL and blue-OSL of fluorapatite on the occupancy of the tunnelling recombination sites, J. Lumin. 126, pp. 303–308.

Van der Woerd, J. (1998) Couplage, cinématique entre décrochements et chevauchements actifs dans le Nord du Tibet. Croissance du plateau tibétain, Ph.D. Thesis, pp. 411.

Van der Woerd, J., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, R. C. Finkel, A.-S. Meriaux, M. W. Caffee, G. Zhao, and Q. He (1998). Holocene left slip-rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), Geology 26,695 –698.

Van der Woerd, J., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, A. .-S. Meriaux, Y. Gaudemer, B. Meyer, R. C. Finkel, M. W. Caffee, Z. Guoguang, and X. Zhiqin (2000), Uniform Slip-Rate Along the Kunlun Fault: Implications for Seismic Behaviour and Large-Scale Tectonics, Geophys. Res. Lett., 27(16), 2353–2356.

Van Der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Meriaux, A-S. Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Guoguang, Z., Zhiqin X., (2002) 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 (3) , 356–388 doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01556.x

Van der Woerd, J., Klinger Y., Sieh K., Tapponnier P., Ryerson F.J., Mériaux A-S., (2006). Long-term slip rate of the southern San Andreas fault from 10Be-26Al surface exposure datation of an offset alluvial fan, J. Geophys. Res, 111, B04407.

Vassallo R., 2006, Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie : Approche morphotectonique et géochronologique. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.

Vassallo R, Ritz J, F., Braucher R, Jolivet M, Carretier S, Larroque C, Chauvet A, C. Sue C, Todbileg M, Bourlès D, Arzhannikova A, Arzhannikov S. (2007). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. Tectonics 26, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

Vermeesch, P. (2007), CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations, Geochem. Geophys. Geosyst., 8, Q08003, doi:10.1029/2006GC001530.

Vernant, Ph., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M.R. Abassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chery (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int*., 157, 381-398.

Walker, R. (2003) Active faulting and tectonics of eastern Iran. PhD thesis, University of Cambridge, England.

Walker, R. (2006) A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. Journal of Structural Geology 28, 654–668.

Walker, R. and Jackson, J.A. (2002) Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. Journal of Structural Geology , 24, 1677-1698.

Walker, R. and Jackson, J.A. (2004), Tectonics of Central and Eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.

Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., (2004) Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, Geophysical Journal International 157, pp. 265–282, doi : 10.1111/j.1365-2966.2004.02179.x.

Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J. A., Khatib, M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M. (2009) Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophysical Journal International, 177 (2). pp. 783-805.

Walker , R. T., Talebian, M. , Sloan, R. A. , Rasheedi, A., Fattahi, M. and Bryant, C. (2010). Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. Geophysical Journal International. 10.1111/j.1365-246X.2010.04538.x

Wallace, K., G. Yin, and R. Bilham (2004), Inescapable slow slip on the Altyn Tagh fault, Geophys. Res. Lett., 31, L09613, doi:10.1029/2004GL019724.

Wallinga, J. 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: A review. Boreas 31:303–322.

Walpersdorf, A. *et al*., 2006. Comparison of the North and Central Zagros present day formation observed by GPS, *Geophys. J. Int.,* **167,** 1077–1088.

Watanuki, T., Murray, A.S., Tsukamoto, S., 2003. A comparison of OSL ages derived from silt-sized quartz and polymineral grains from Chinese loess. Quaternary Science Reviews 22, 991–997.

Watanuki, T., Murray, A.S., Tsukamoto, S., 2005. Quartz and polymineral luminescence dating of Japanese loess over the last 0.6 Ma: comparison with an independent chronology. Earth and Planetary Science Letters 240, 774–789.

Weldon, R.J.,II, and Sieh, K.E., 1985, Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquakes on the San Andreas fault, Cajon Pass, southern California: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 793-812.

Westaway, R., and J. Arger (2001), Kinematics of the Malatya-Ovacik fault zone, Geodin. Acta, 14, 103 – 131.

Wintle, A.G., 1973. Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples. Nature 245, 143–144.

Wintle, A.G. and Huntley, D.J. (1979). Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature, 279,7* 1 *O-7* 12.

Wright, T.J.; Parsons, B.; Fielding, E. (2001) Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, Geophysical Research Letters, 28, pp.2117-2120. doi:10.1029/2000GL012850

Wright, T.J.; Parsons, B.; England, P.C.; Fielding, E. (2004) InSAR Observations of Low Slip Rates on the Major Faults of Western Tibet, Science, 305, pp.236-239. doi:10.1126/science.1096388

Zhang, P.-Z., P. Molnar, and X. Xu (2007), Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau, Tectonics, 26, TC5010, doi:10.1029/2006TC002014.

Zreda, M.G, Philips, F.M., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P., Dorn, R.I. (1991). Cosmogenic chlorine-36 production rates in terrestrial rocks, Earth. Planet. Sci. Lett., 105, 94-109.

Annexes

Annexes

A.I : Traitement des échantillons

A. Mesure des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al

1. Echantillonnage

La mesure du ^{10}Be, de l'^{26}Al nécessite d'échantillonner des roches contenant du quartz, qui est composé d'O et de Si, éléments cibles pour la production *in-situ* de ces isotopes. Dans l'idéal, il est préférable d'échantillonner du quartz pur, mais si la lithologie régionale ne le permet pas, la mesure peut se faire à partir de granites, quartzites, grès... ou toute autre roche plus ou moins riche en quartz. Lors des missions sur le terrain, nous avons cherché à échantillonner des galets de quartz purs qui sont assez abondants sur les surfaces alluviales le long des failles de Deshir et d'Anar (Figure A1).

L'échantillonnage doit être effectué de façon stratégique afin de minimiser l'importance des processus qui peuvent affecter les surfaces alluviales après leur mise en place: érosion (déflation par le vent), enfouissement (sous du loess par exemple), bioturbation et cryoturbation.

98 galets de quartz ont été échantillonnés sur les surfaces alluviales, dans les lits des rivières et le long de profils en profondeur. Pour chaque échantillon collecté, nous avons pris ses coordonnées et son altitude au GPS portable et photographié l'échantillon et la surface. Nous avons également pris en compte l'écrantage (shielding, en anglais) qui correspond aux zones d'ombres pouvant être crées par le relief environnant et nécessite la mesure des angles entre les sommets des reliefs et la surface échantillonnée. Ces données interviennent dans le calcul du taux de production *in-situ*.

La quantité de roche échantillonnée dépend de l'âge présumé et de l'altitude. En moyenne, les échantillons récoltés pesaient entre 300 et 500g et offraient la possibilité de faire des répliquas.

Figure A1 : Galet de quartz échantillonné le long de la faille d'Anar (a) et de Deshir (b). Les images de droite donnent une vue d'ensemble de la surface échantillonnée et celles de gauche, un détail du galet prélevé.

2. Extraction chimique des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al produits in situ

Un long protocole chimique est ensuite nécessaire pour extraire les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al. L'extraction a été réalisée au CEREGE.

Il faut commencer par broyer et tamiser l'échantillon pour récupérer la fraction granulométrique comprise entre 0.250 et 1mm. Les échantillons sont ensuite lessivés par des solutions composées de 1/2 d'acide chlorhydrique (HCl) et 1/2 d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) afin d'isoler le quartz. Préalablement, il est avantageux d'utiliser un séparateur magnétique Franz pour séparer les particules ferromagnétiques de celles diamagnétiques, comme le quartz de manière à réduire la quantité d'acides à ajouter (Figure A2).

Figure A2 : Photographie du séparateur magnétique (Franz) utilisé, qui permet d'ôter les particules diamagnétiques, dans le bécher en noir et de récupérer les particules diamagnétiques, dans le bécher de droite, en blanc.

Afin de décontaminer le quartz de la composante atmosphérique, on dissout environ 30% de la masse restante de l'échantillon par trois ajouts consécutifs d'acide fluorhydrique (HF) (Figure A3). On attaque ainsi chaque grain de quartz pour enlever la partie superficielle où se trouve le ^{10}Be atmosphérique.

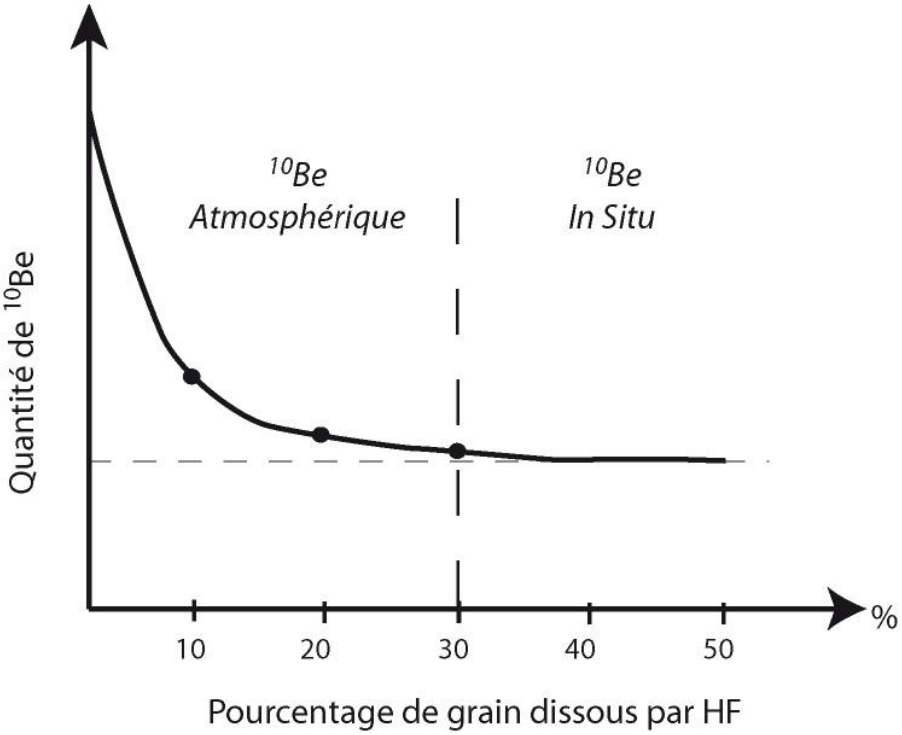


Figure A3 : Quantité de ^{10}Be restant en fonction du pourcentage de roche dissoute par l'ajout d'acide fluorhydrique. Ce graphe montre que trois dissolution à 10% suffisent pour éliminer le ^{10}Be atmosphérique.

Avant de dissoudre totalement le quartz dans l'acide fluorhydrique, on ajoute une quantité connue d'entraîneur ^{9}Be « spike », isotope stable du Béryllium. Cette quantité permet de travailler sur une quantité pondérable de matière et de fixer le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ de la solution. Ce rapport sera mesuré par la suite au spectromètre de masse par accélérateur (AMS). Le ^{9}Be naturel existe dans la roche mais en quantité très faible. Il devient négligeable, noyé par l'entraîneur ^{9}Be ajouté. L'entraîneur utilisé est fabriqué à partir d'une phénakite ($Be_2[SiO_4]$), provenant d'une mine brésilienne et échantillonnée à grande profondeur afin de minimiser la quantité de ^{10}Be. Le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ de cet entraîneur est de l'ordre de 5.10^{-16}. Pour la mesure des rapports $^{26}Al/^{27}Al$, comme la quantité de ^{27}Al naturel des échantillons mesurés était suffisante, il n'a pas été nécessaire d'ajouter d'entraîneur. La mesure de l'isotope ^{27}Al a été réalisée par spectrométrie d'absorption atomique (AAS) et par spectrométrie d'émission au plasma (ICP-OES).

Par ailleurs, il est indispensable de réaliser un blanc (ou témoin) à partir de cette étape, afin de vérifier que le protocole chimique a bien été réalisé, en testant la concentration de ce blanc à l'AMS. Un blanc a été réalisé par groupe de 10-12 échantillons. Ensuite, le quartz est totalement dissous par HF :

$$4HF + SiO_2 \rightarrow SiF_4 + 2H_2O$$

On évapore ensuite la solution pour récupérer les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al, mais également d'autres éléments comme Ca, B, Fe … En ajoutant puis évaporant à sec des petites quantités d'HF, la quantité de Bore est réduite puisqu'il est plus volatil que le Béryllium. On détruit ensuite les complexes fluoriques, formés avec l'HF par ajout d'acide perchlorique ($HCl0_4$), suivi d'une évaporation à sec. Deux additions d'acide nitrique (HNO_3) permettent d'éliminer le Chlore puis de mettre en solution le ^{10}Be. On récupère également dans la solution l'^{26}Al, Ca, B, Fe, ^{53}Mn, Mg. On prélève ensuite 500µL de solution qui serviront à mesurer la concentration en isotope stable ^{27}Al par AAS ou ICP-OES.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour isoler les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al. Pour nos échantillons, nous avons utilisé celle de la séparation des ions en colonnes, décrite par la suite. Dans la solution principale, les éléments restant sont précipités sous forme d'hydroxyde en ajoutant une solution aqueuse d'ammoniaque. Cette étape permet de réduire le Ca, ^{53}Mn, Mg et B qui restent dans le surnageant. L'hydroxyde est dissous dans HCl (10M) puis introduit dans une colonne contenant une résine échangeuse d'anions qui va permettre d'éliminer le Fe et le Mg (Figure A4).

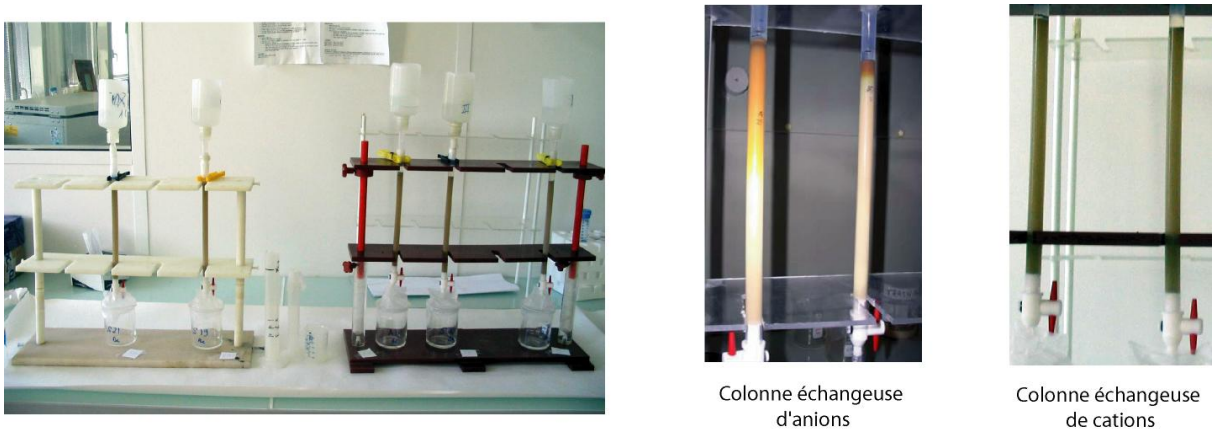


Figure A4 : Colonnes utilisées pour les échanges anioniques et cationiques permettant de récupérer les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al produits *in-situ*

Une seconde précipitation d'hydroxydes permet de récupérer les isotopes ^{10}Be, ^{26}Al et un peu de B tandis que Ca, Mg et une grande partie du B restent dans le surnageant. Le précipité est une nouvelle fois dissous dans HCl (1M) puis introduit dans une seconde résine, échangeuse de cations qui joue sur la charge et la taille des ions. Cette étape permet d'éliminer le B et de récupérer l'isotope ^{10}Be, puis l'isotope ^{26}Al. Le béryllium et l'aluminium sont finalement précipités sous forme d'hydroxydes (Figure A5), séchés puis oxydés à 700-800°C sous les formes BeO et Al_2O_3 (Figure A6), cibles mesurables au spectromètre de masse par accélérateur.

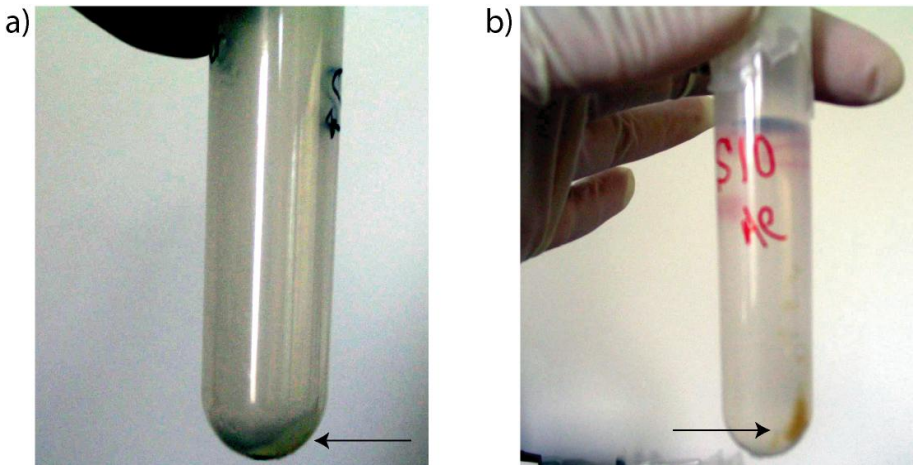


Figure A5 : Précipités finaux indiqués par les flèches contenant a) du ^{10}Be et b) de l'^{26}Al.

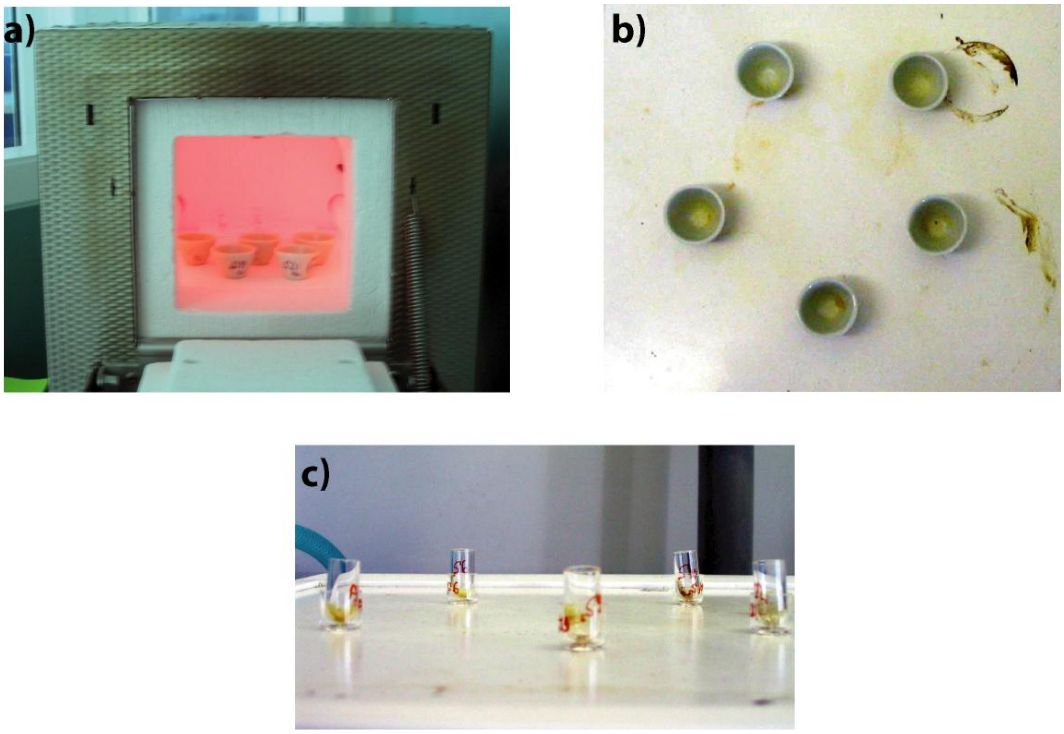


Figure A6 : a) Four servant à oxyder à 700-800°C les échantillons sous la forme finale BeO (b) et Al_2O_3 (c)

Les taux de production des isotopes cosmogéniques étant très faibles, leur mesure doit se faire sur des accélérateurs capables de mesurer des rapports isotopiques de l'ordre de 10^{-14}. Les concentrations des échantillons en ^{10}Be, ^{26}Al et ^{36}Cl ont été déterminés au spectromètre de masse par accélérateur ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) du CEREGE (Figure A7).

Site http://www.cerege.fr

Figure A7 : Panorama de l'accélérateur ASTER du CEREGE

3. Mesure de la concentration en ^{10}Be (ou ^{26}Al)

La mesure du ^{10}Be n'est pas directe. En effet, on va mesurer un rapport ^{10}Be/^{9}Be à l'accélérateur. Connaissant la concentration en ^{9}Be que l'on a introduite dans l'échantillon, on peut ainsi en déduire la concentration en ^{10}Be.

Pour effectuer la mesure, les échantillons finaux sont mélangés à une poudre de Niobium améliorant la conductivité électrique de l'échantillon, l'ensemble étant compressé dans une cathode. Celle-ci est ensuite placée dans la source qui permet d'ioniser l'échantillon sous un flux d'ion Cs^+ en ions BeO^- (Al_20^-). Le flux d'ions négatifs est extrait de la source sous l'effet d'une tension extractrice de 22kV et pénètre dans un aimant d'injection permettant de sélectionner des trajectoires pour récupérer les masses voulues (masses 25 et 26 pour le BeO). Les ions restants sont ensuite injectés dans l'accélérateur qui est alimenté par une tension de 5MV. Les ions sont d'abord accélérés puis « cassés » pour donner du Be^{2+} (Al^{3+}). Un premier aimant d'analyse permet de séparer le $^{10}Be^{2+}$ du $^{9}Be^{2+}$. Le courant en ^{9}Be est ainsi mesuré pendant 100 μs dans des cages de faraday en créant une impulsion électrique.

Il reste ensuite à séparer les isobares ^{10}Be du ^{10}B. Le Bore est d'abord ralenti par des feuilles de Si_3N_4 et l'état de charge +3 est plus abondant. Le faisceau d'ion traverse un second aimant d'analyse qui permet de sélectionner l'état de charge +3, pour lequel le Béryllium est favorisé.

Les ions restants atteignent finalement le détecteur dans lequel les dernières traces de Bore sont éliminées. Le détecteur est composé d'une série d'anodes et de cathodes baignant dans un gaz qui est ionisé lors de l'arrivé des charges. On mesure alors un signal sur chaque électrode et le détecteur compte ainsi chaque nombre de ^{10}Be entrant pendant 10 ms.

Au final, un rapport ^{10}Be/^{9}Be pour l'échantillon est obtenu. L'utilisation de standards dont le rapport ^{10}Be/^{9}Be est parfaitement connu permet de mesurer les rapports inconnus des échantillons. La quantité de ^{10}Be est facilement calculable à partir de ce rapport auquel on soustrait au préalable le ^{10}Be/^{9}Be mesuré pour le blanc, permettant de corriger d'éventuelles pollutions. On calcule le nombre d'atome de ^{9}Be de la manière suivante :

$$\text{nombre d'atome } {}^{9}\text{Be} = \frac{\text{Masse}^{9}\text{Be introduite} \times \text{concentration (spike)}}{\text{Masse molaire Be}} \times \text{Nombre d'Avogadro}$$

et

$$\left[{}^{10}\text{Be}\right] = \left(\frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}_{\text{corrigé}}} - \frac{{}^{10}\text{Be}}{{}^{9}\text{Be}_{\text{blanc}}} \right) \times \frac{\text{nombre d'atome de } {}^{9}\text{Be}}{\text{masse de quartz dissoute}}$$

Avec les hypothèses faites sur le taux d'érosion, l'âge d'exposition de l'échantillon peut être déterminé (cf. partie 2.2).

Les données présentées dans cette thèse ont été calibrées par rapport au matériel standard de référence 4325 du National Institute of Standards and Technology (NIST) en utilisant les valeurs de 2.79±0.03 pour le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ et 1.36±0.07 Ma pour la demi-vie du ^{10}Be (Nishiizumi et al. 2007) La demi-vie du ^{10}Be a récemment été réévaluée à 1.39±0.01 Ma (Korschinek et al., 2009 ; Chmeleff et al., 2009).

Pour la mesure de l'isotope ^{26}Al à l'AMS, le principe est le même et l'on mesure un rapport $^{26}Al/^{27}Al$. Cependant il faut effectuer une étape supplémentaire qui consiste à mesurer la quantité d'isotope ^{27}Al dans l'échantillon par spectrométrie d'absorption atomique. Cette mesure est réalisée à partir de l'aliquote prélevé avant l'étape des colonnes.

B. Mesure de l'isotope cosmogénique ^{36}Cl

1. Echantillonnage

Pour la mesure du ^{36}Cl , il est nécessaire de collecter des roches riches en carbonates (Figure A8). La stratégie d'échantillonnage pour la mesure de cet isotope est similaire à celle du ^{10}Be et de l'^{26}Al. Le calcul du taux de production de ^{36}Cl *in-situ* nécessite donc de mesurer pour chaque échantillon ses coordonnées, son altitude, son écrantage. Il est également important de mesurer l'épaisseur exacte de l'échantillon puisque la quantité de ^{36}Cl produit varie avec la profondeur.

Figure A8 : Échantillons de calcaire collectés le long de la faille d'Anar (a) et de Deshir (b). Les images de droite donnent une vue d'ensemble de la surface échantillonnée et celles de gauche, un détail du galet ou du bloc de roche prélevé.

Lors des campagnes de terrain en Iran, nous avons échantillonné des surfaces alluviales, des lits de rivières et des profils en profondeur le long des failles de Deshir (34 échantillons), Anar (5 échantillons) et Nayband (24 échantillons).

2. Extraction chimique du ^{36}Cl

L'extraction de l'isotope ^{36}Cl sur les échantillons a été réalisée au CEREGE. Il est important de commencer par décrire chaque échantillon avant le broyage (couleur, altération, présence de veine de recristallisation, gelifraction…). Trois morceaux d'échantillon (~ 30g) sont également prélevés pour des mesures de densité de la roche. La fraction 250-500 µm de roche broyée et tamisée est récupérée et traitée selon le protocole chimique de Stone et al. (1996). Les échantillons sont lavés à l'eau ultra pure dé-ionisée et dissous partiellement par de l'acide nitrique (HNO_3) afin d'éliminer la composante atmosphérique du ^{36}Cl dans les échantillons. 3 à 5 g d'échantillon sec sont prélevés après cette étape pour analyse chimique des éléments majeurs (Si, Al, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti, Perte au feu), et des éléments traces par ICP-MS et par spectrométrie pour la mesure des oxydes. Ces analyses, effectuées au CRPG-SARM (Nancy), sont très importantes pour interpréter les concentrations en ^{36}Cl. En effet, certains éléments majeurs ou traces ont des sections efficaces importantes et peuvent donc affecter le flux de neutrons thermiques et donc la production de ^{36}Cl à partir du ^{35}Cl. Il est donc indispensable de connaître la teneur en ces éléments pour identifier les différents modes de production du ^{36}Cl.

Une quantité d'entraîneur (spike), dont le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ est connu, est ensuite ajoutée à chaque échantillon. Le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ naturel (Rn = 3.129) est stable puisqu'il y a 75.78% de ^{35}Cl, 24.22% de ^{37}Cl et très peu de fractionnement dans la nature. En ajoutant une quantité de spike dont le rapport Rs de $^{35}Cl/^{37}Cl$ est différent du rapport naturel Rn, le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ de l'échantillon va ainsi être modifié (figure A9). La concentration en chlore naturel dans les échantillons est ensuite obtenue par dilution isotopique (Desilets et al., 2006) (cf. équations en fin de cette annexe).

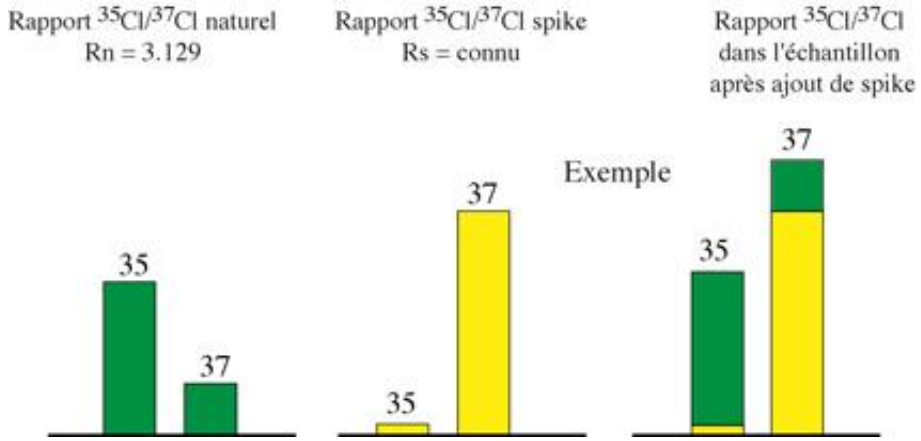


Figure A9 : Rapports isotopiques $^{35}Cl/^{37}Cl$ de gauche à droite : dans la nature, dans un spike, dans l'échantillon après ajout du spike.

Les échantillons sont par la suite dissous complètement dans 100 ml d'acide nitrique pour 10 g de roche. Les parties non carbonatées sont ensuite éliminées par filtration (Figure A10).

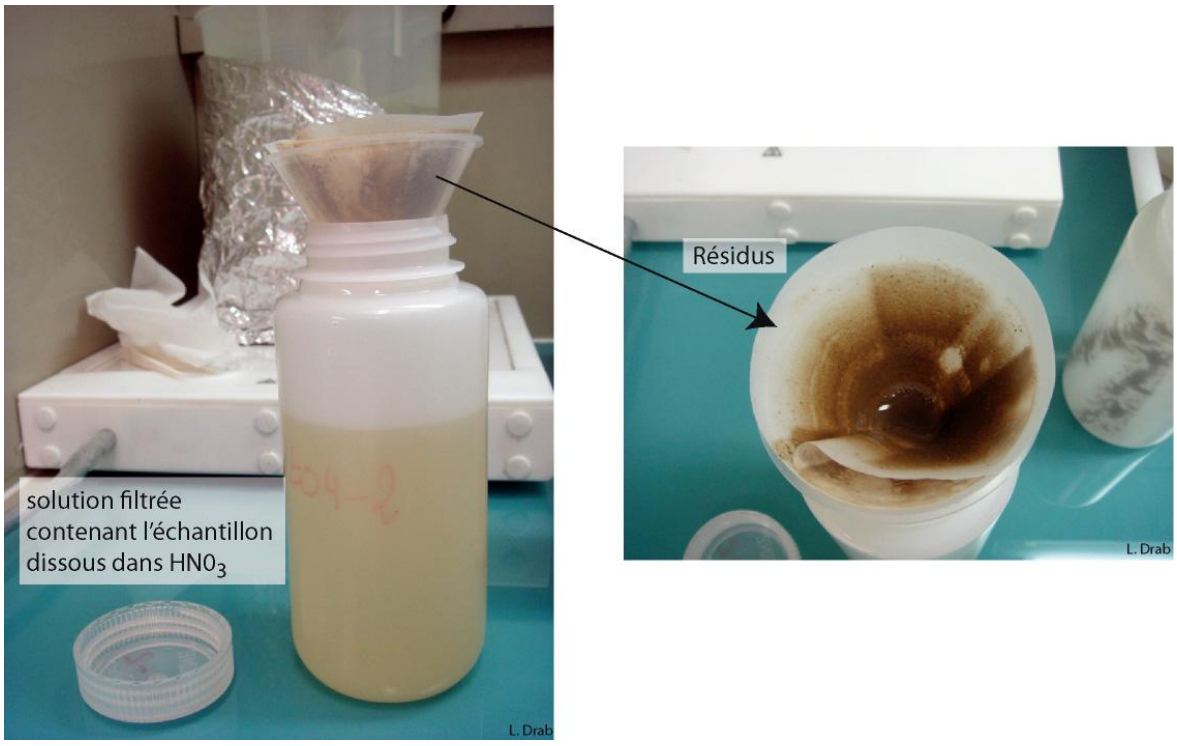


Figure A10 : Filtration de l'échantillon dissous dans l'acide nitrique. Les résidus, correspondant aux parties non carbonatées, sont pesés pour connaître la quantité totale d'échantillon dissous.

Quelques ml sont prélevés de la solution filtrée afin de mesurer les concentrations en Ca et en K par ICP. Cette mesure est très importante puisqu'elle nous permet de déterminer la concentration des deux éléments cibles principaux que sont le Ca et le K. Dans la solution restante, l'ajout de nitrate d'argent ($AgNO_3$) permet d'obtenir un précipité de chlorure d'argent (AgCl) que l'on récupère après avoir pompé la solution (Figure A11).

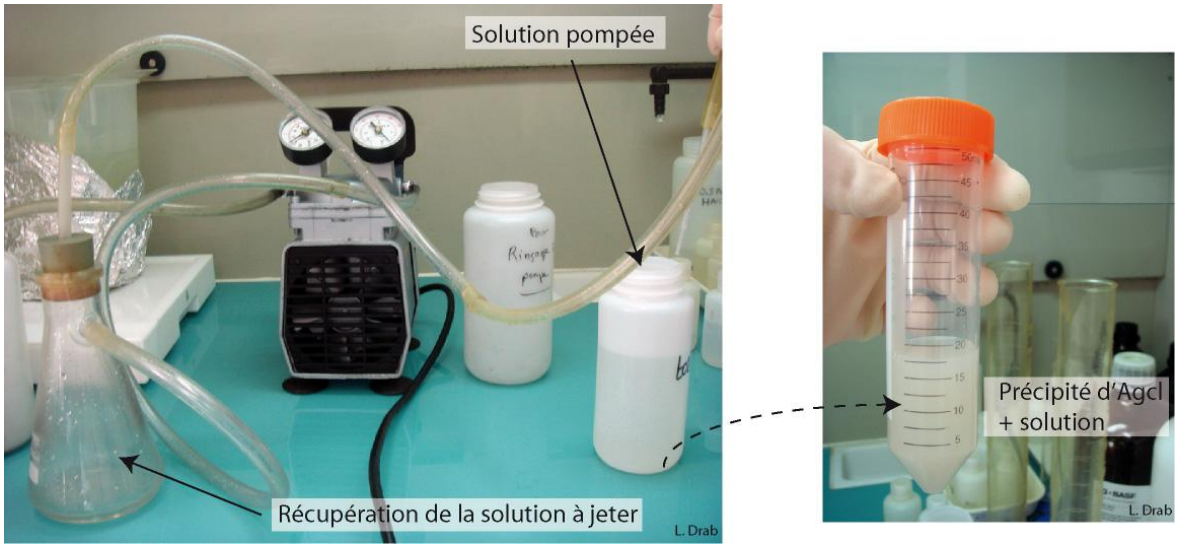


Figure A11 : Pompage de la solution contenant l'échantillon dissout dans l'acide nitrique. L'ajout de nitrate d'argent a permis la précipitation de chlorure d'argent, qui est récupéré dans un tube à essai après que la solution ait été pompée.

Le précipité d'AgCl est ensuite mis en solution dans du nitrate de baryum ($Ba(NO_3)_2$) afin de précipiter du sulfate de baryum ($BaSO_4$). Cette étape permet de séparer le Fer et le Soufre, notamment le ^{36}S, isobare du ^{36}Cl, dans le précipité. On récupère la solution à l'aide d'une seringue et d'un filtre et l'on y ajoute de l'acide nitrique HNO_3 et du nitrate d'argent $AgNO_3$ pour re-précipiter le chlorure d'argent AgCl (Figure A12). Le précipité d'AgCl est ensuite rincé plusieurs fois et séché avant d'être mesuré au spectromètre de masse par accélérateur.

Figure A12 : a) Récupération de la solution d'AgCl dissous à l'aide d'une seringue et d'un filtre. b) Précipitation d'AgCl sous forme de flocons après ajout d'HNO_3 et d'$AgNO_3$. c) Transfert du précipité d'AgCl après 3 lavages à l'eau dans un tube opaque. Les précipités vont être séchés à 90°C avant la mesure au spectromètre de masse par accélérateur.

3. Mesure de la concentration en ^{36}Cl

Tout comme pour le ^{10}Be, la mesure de la concentration en ^{36}Cl n'est pas directe car des rapports isotopiques sont mesurés au spectromètre de masse par accélérateur (SMA). Les mesures de concentration en ^{36}Cl ont été effectuées sur le SMA du laboratoire national CAMS de Lawrence Livermore USA. Le principe est similaire à celui du ^{10}Be, mais nécessite deux mesures : le rapport $^{36}Cl/Cl$ ($^{36}Cl/^{37}Cl$ ou $^{36}Cl/^{35}Cl$, selon le spike ajouté) mais également le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$, cela afin de déterminer la quantité de ^{35}Cl naturel de l'échantillon.

Le schéma du spectromètre de masse est similaire à celui de la figure (Aster). Pour réaliser la mesure, les échantillons, sous la forme précipité AgCl, sont compressés dans une cathode, placés dans la source puis ionisé sous un flux d'ions césium Cs^+ en ions négatifs $^{36}Cl^-$. Le flux d'ions est dévié par un champ magnétique et permet une première sélection des atomes par leur masse. Les ions restants sont ensuite accélérés lors de leur passage dans l'accélérateur alimenté par une tension de 8MV puis cassés en ions positifs. Le passage dans l'accélérateur permet également de séparer l'isobare ^{36}S du ^{36}Cl puisqu'ils n'ont pas le même état de charge. Le faisceau d'ions positifs est ensuite à nouveau dévié par un électro-aimant afin de séparer les différents isotopes du chlore. Les courants en ^{35}Cl et ^{37}Cl sont mesurés dans la cage de Faraday et l'on obtient un rapport Rm de $^{35}Cl/^{37}Cl$. Par la suite, le flux d'ions restant rencontre un filtre de vitesse qui permet de séparer à nouveau les isobares ^{36}S et ^{36}Cl avant d'arriver au détecteur. Au final un rapport $^{36}Cl/^{37}Cl$ (ou $^{36}Cl/^{35}Cl$) est obtenu.

La quantité de chlore naturel dans chaque échantillon se calcule à partir du rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ mesuré.

$$R_m = \left(\frac{^{35}Cl}{^{37}Cl}\right)_{mesuré} = \frac{n^{35}Cl_{spike} + n^{35}Cl_{naturel}}{n^{37}Cl_{spike} + n^{37}Cl_{naturel}}$$

avec N le nombre d'atomes

et

$$n^{37}Cl_{naturel} = nCl_{naturel} * \%^{37}Cl_{naturel} \text{ (de même pour le } ^{35}Cl)$$

La quantité de chlore dans l'échantillon est ensuite calculée, par exemple pour un spike riche en ^{37}Cl:

$$nCl_{\text{échantillon}} = nCl_{\text{spike}} \times \frac{\%^{35}Cl_{\text{spike}} - \%^{37}Cl_{\text{spike}} \times R_m}{\%^{37}Cl_{\text{naturel}} \times R_m - \%^{35}Cl_{\text{naturel}}}$$

Il faut également y soustraire la quantité de chlore naturel dans le blanc tel que :

$$nCl_{\text{corrigé}} = nCl_{\text{échantillon}} - nCl_{\text{blanc}}$$

Au final, on obtient la concentration en chlore naturel (en ppm) dans l'échantillon :

$$[Cl_{\text{naturel}}]_{\text{échantillon}} = \frac{nCl_{\text{corrigé}} \times M_{Cl_{\text{naturel}}} \times 10^6}{N_{\text{Avogadro}} \times m_{\text{échantillon dissou}}}$$

L'étape suivante consiste à déterminer la concentration en ^{36}Cl. Dans le cas où un spike en ^{37}Cl a été utilisé, on mesure un rapport $^{36}Cl/^{37}Cl$ en sortie du détecteur (le calcul est similaire dans le cas où un rapport $^{36}Cl/^{35}Cl$ est mesuré).

On a :

$$\left(\frac{^{36}Cl}{^{37}Cl}\right)_{\text{échantillon,mesuré}} = \frac{n^{36}Cl_{\text{échantillon}}}{n^{37}Cl_{\text{échantillon}}}$$

avec $n^{37}Cl_{\text{échantillon}} = n^{37}Cl_{\text{spike}} + n^{37}Cl_{\text{naturel}}$

d'où,

$$n^{36}Cl_{\text{échantillon}} = \left(\frac{^{36}Cl}{^{37}Cl}\right)_{\text{échantillon,mesuré}} \times (nCl_{\text{spike}} \times \%^{37}Cl_{\text{spike}} + nCl_{\text{naturel}} \times \%^{37}Cl_{\text{naturel}})$$

Le nombre d'atomes de ^{36}Cl dans l'échantillon doit être corrigé du nombre d'atomes de ^{36}Cl dans blanc, tel que :

$$n^{36}Cl_{corrigé} = n^{36}Cl_{échantillon} - n^{36}Cl_{blanc}$$

On obtient alors la concentration en ^{36}Cl dans l'échantillon en at/g :

$$\left[^{36}Cl\right] = \frac{n^{36}Cl_{corrigé}}{m_{échantillon\ dissout}}$$

C. Mesure de l'OSL

1. Echantillonnage

La mesure de la luminescence se fait sur des sédiments à grains fins, de dépôts de faible énergie. L'échantillonnage d'un sédiment nécessite que celui-ci soit protégé des rayons du soleil qui remettent instantanément le signal OSL à zéro. Pour cela, il existe plusieurs techniques d'échantillonnages comme insérer un cylindre de certain diamètre et longueur dans le dépôt, ou prendre un gros bloc de sédiment taillé dans le noir (Fattahi et al., 2006). Au cours de ces travaux de thèse, nous avons choisi de prélever les échantillons en insérant des tubes métalliques d'environ 5 cm de diamètre et 30 cm de long dans le sédiment. Les extrémités du tube sont ensuite bouchées avec du polystyrène et scotchées pour éviter le déplacement du matériel échantillonné pendant le transport (Figure A13).

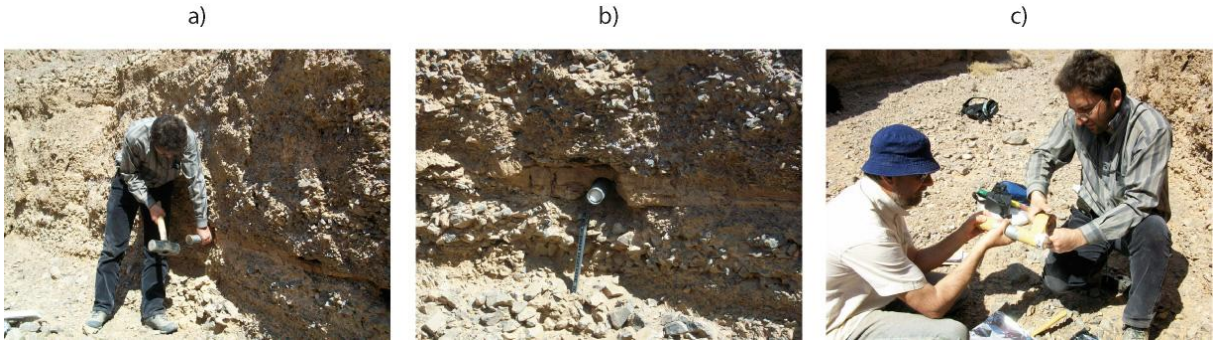


Figure A13 : Échantillonnage pour l'OSL. a) Insertion d'un tube métallique de 30 cm de long dans le sédiment à l'aide d'une masse. b)

2. Mesure de la dose annuelle

Les échantillons sont ouverts en laboratoire sous lumière rouge atténuée et les 5 centimètres aux extrémités, pouvant avoir été exposés à la lumière pendant l'échantillonnage, sont retirés. Cette partie de l'échantillon est utilisée pour déterminer la

teneur en humidité et mesurer les concentrations en isotopes radioactifs de longue vie U, Th et K par ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometer). Ces analyses permettent de déterminer la dose annuelle en utilisant des facteurs de conversions (Adamiec & Aitken, 1998 et Aitken 1998) prenant en compte les facteurs d'atténuation liés à la taille des grains utilisés, la densité et la paléo-humidité. La contribution du rayonnement cosmique à la dose annuelle, toujours faible par rapport à celle produite *in-situ*, est déterminée à partir de la formule de Prescott & Hutton (1994). Une autre technique pour estimer la dose annuelle consiste à mesurer les concentrations en U, Th et K dans l'échantillon et ses environs en utilisant un spectromètre gamma de terrain (eg., Fattahi et al., 2006).

3. Mesure de la dose équivalente

Seule la partie interne, protégée des rayons α, β, γ, est utilisée pour les mesures de dose équivalente. Ainsi les sédiments situés dans la partie centrale du tube (non exposés à la lumière) sont récupérés. Les échantillons sont tamisés afin de récupérer une certaine granulométrie puis lessivés par des solutions de HCl et H_20_2 pendant 2 jours afin d'éliminer les carbonates et la matière organique. Les minéraux lourds (>2.7 g/cm^3) sont ensuite retirés et les grains de quartz restants sont plongés dans de l'acide fluorhydrique (HF) pendant une heure. Les échantillons produisant un signal infra rouge stimulé par la luminescence (IRSL) (correspondants à une contamination de feldspath) sont à nouveau plongés dans HF. Les fractions de quartz restantes sont finalement rincées, tamisées et fixées sur des disques en aluminium de 10 mm de diamètre en utilisant un adhésif en silicone. Plusieurs disques sont préparés pour chaque échantillon et constituent des aliquotes (par exemple, 16 aliquotes pour l'échantillon OSL2 de la faille d'anar, Le Dortz et al., 2009).

La dose d'irradiation absorbée est déterminée en excitant avec de la lumière les minéraux. Le quartz est stimulé avec de la lumière bleue (longueur d'onde 470 ± 30 nm). La dose équivalente est déterminée en utilisant le protocole régénératif d'aliquote unique

(SAR) (Murray & Wintle, 2000). Ce protocole repose sur l'hypothèse qu'il est possible de mesurer un signal après chaque dose et chaque cycle de stimulation. Le traitement consiste à mesurer un signal OSL Lx après avoir stimulé l'échantillon préchauffé à 125° C puis à mesurer le signal OSL Tx d'un échantillon connu également préchauffé à 125°C. L'utilisation d'un échantillon dont la dose est connue permet de s'affranchir des problèmes dans le calcul de la dose équivalente. Le temps de stimulation est de 40s pour les diodes à lumière bleue. Ce traitement est effectué plusieurs fois par aliquote et doit être réalisé pour chaque aliquote. Le préchauffage est nécessaire à chaque site pour éliminer les signaux différents du signal OSL naturel (Murray & Wintle, 1999). On obtient le signal régénéré corrigé : Rx = Lx/Tx et le signal naturel N = L0/T0. La dose équivalente pour chaque aliquote est déterminée par interpolation en utilisant le signal net (Figure A14, a et b). La dose équivalente pour un échantillon est obtenue à partir d'un diagramme de distribution des doses équivalentes de chaque aliquote (Figure A14, c et d).

L'âge d'enfouissement de l'échantillon est finalement obtenu en divisant la dose équivalente par la dose annuelle.

Les mesures d'OSL présentées dans cette thèse ont été effectuées par M. Fattahi au Sheffield Centre for International Dryland research luminescence laboratory et en utilisant un système RisØ automatisé TL/OSL (modèle TL/OSL-DA-15, ajusté avec une source beta 90Sr/90Y délivrant ~ 3.2 Gy/min), équipé d'une diode laser infra rouge et de LED bleue comme sources de stimulation. Le signal OSL est détecté en utilisant un tube électronique bialcalin et la luminescence est mesurée à travers un filtre Hoya U-340 de 7 mm (e.g. Fattahi et al., 2007, 2009).

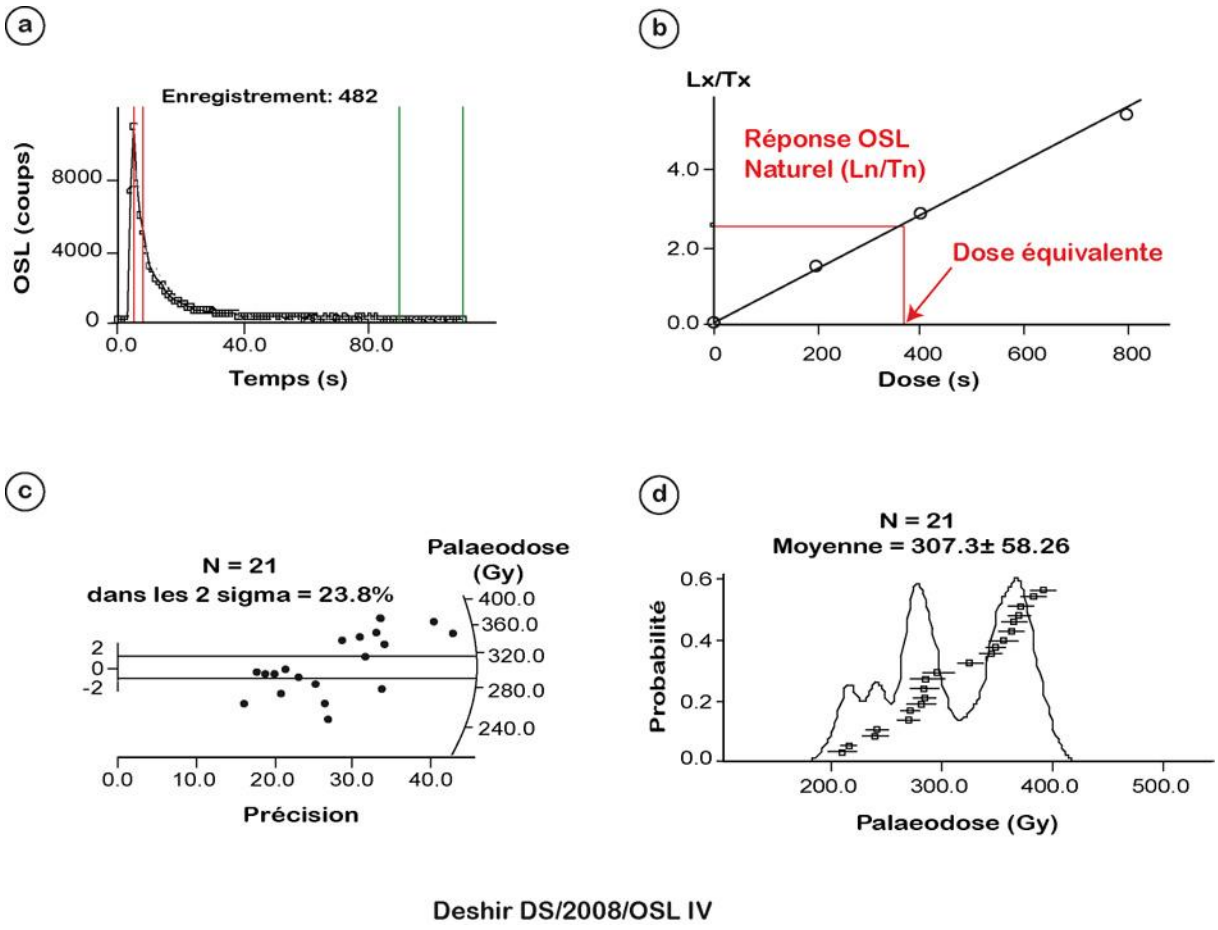
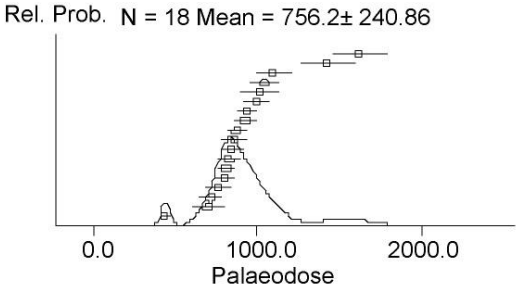
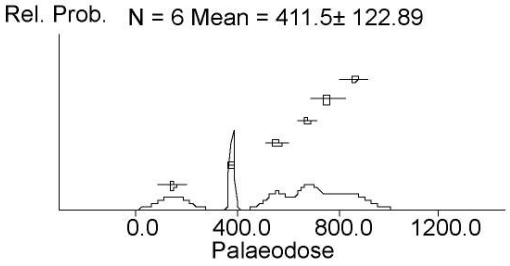


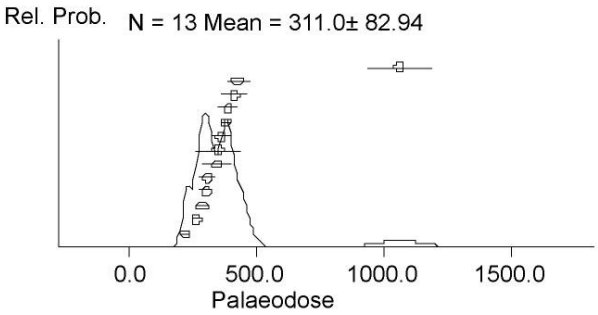
Figure A14: Courbes obtenues pour l'échantillon DS/2008/OSLIV de la faille de Deshir. a) Courbe de décroissance de l'OSL dans le temps pour un aliquote. Utilisé dans toutes les mesures, le signal OSL net (Ln et Tn) est obtenu en soustrayant l'OSL naturel « ambiant » (20 dernières secondes de stimulation, entre les lignes verticales vertes) au signal OSL initial (5 premières secondes de stimulation, entre les 2 lignes rouges). b) Courbe de croissance SAR permettant d'obtenir la dose équivalente d'un aliquote. En abscisse, le temps d'exposition à la source beta délivrant ~ 3.2 Gy/min. Les cercles indiquent 4 doses régénératrices corrigées (Lx/Tx, avec x = 1, 2, 3, 4). La ligne pleine noire est la ligne de meilleur fit passant par ces données et la dose équivalente est lue sur l'axe des abscisses en utilisant la réponse en OSL naturel corrigé (Ln/Tn). c) Distribution de la dose équivalente (paléodose) représentée radialement en fonction de la précision sur la mesure. d) Diagramme de distribution de la dose équivalente (paléodose) SAR. La distribution de dose équivalente est présentée comme fonction de densité de probabilité (courbe) avec chaque aliquote représenté (carrés). N est le nombre d'aliquote utilisé et la moyenne arithmétique est donnée et correspond à la valeur de la dose équivalente utilisée pour le calcul de l'âge.



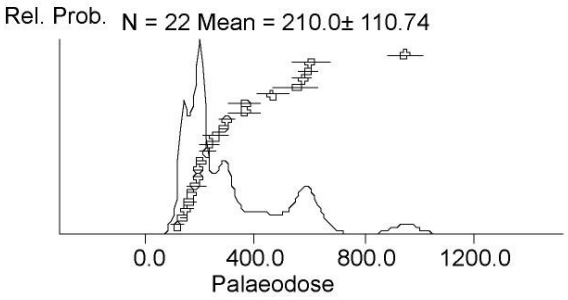
OSL I



OSL II



OSL III



OSL IV

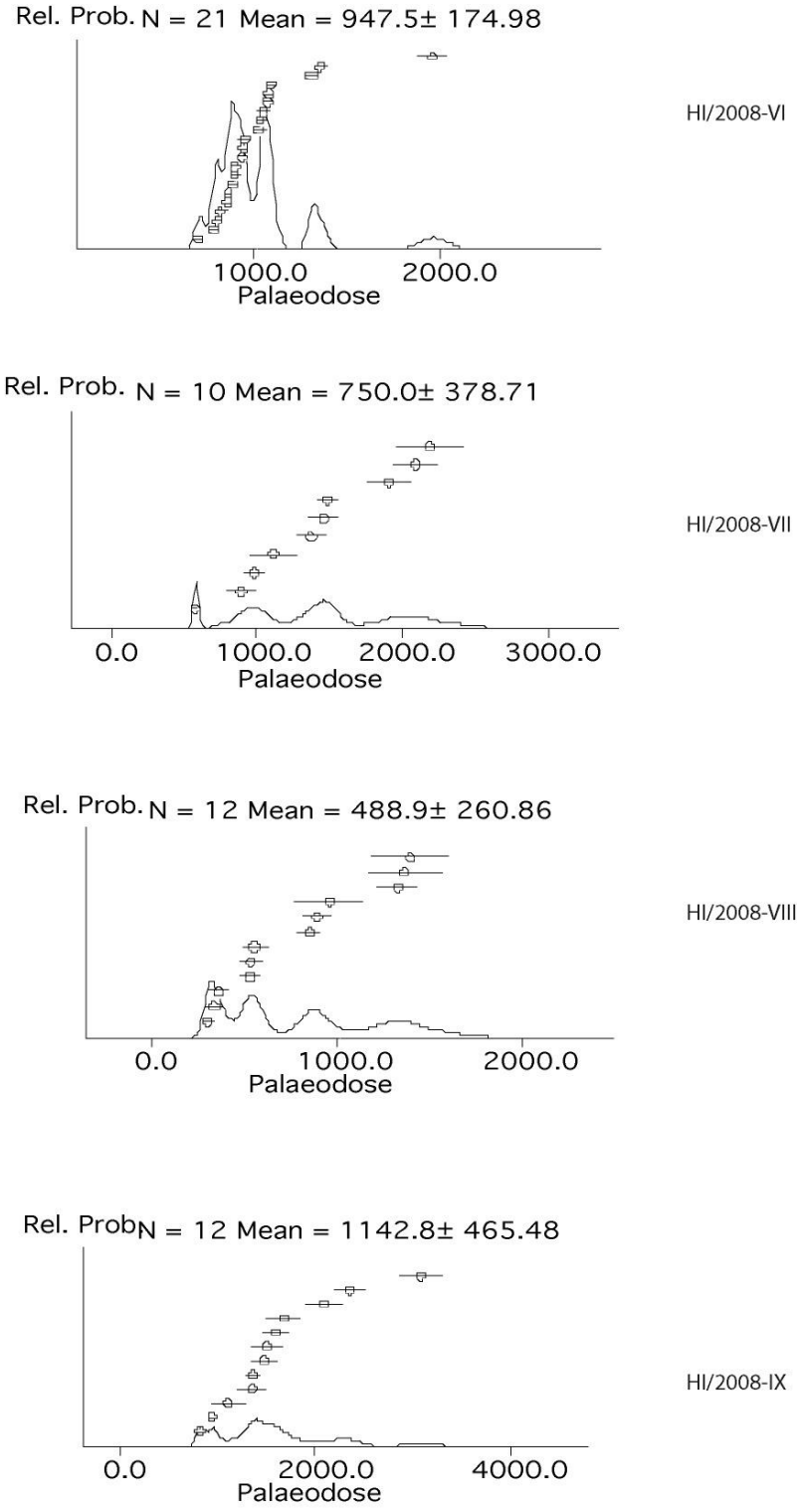


Figure A.15 : Diagramme de distribution de la dose équivalente (paléodose) SAR pour les échantillons des sites Deshir nord et Deshir sud. La distribution de dose équivalente est présentée comme fonction de densité de probabilité (courbe) avec chaque aliquote représenté (carrés).

A.II : Article publié

First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau

Nazari H., Fattahi M., Meyer B., Sébrier M., Talebian M., Foroutan M., **Le Dortz** K., Bateman M. D., and M. Ghorashi. First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau**.** *In press, Terra Nova.*

doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00892.x

First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau

H. Nazari,[1] M. Fattahi,[2,3,4] B. Meyer,[5,6] M. Sébrier,[5,6] M. Talebian,[1] M. Foroutan,[1] K. Le Dortz,[5,6] M. D. Bateman[3] and M. Ghorashi[1]

[1]*Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, P.O. Box: 13185-1494, Teheran, Iran;* [2]*The Institute of Geophysics, University of Teheran, Teheran, Iran;* [3]*Sheffield Centre for International Drylands Research, Department of Geography, University of Sheffield, Winter Street, Sheffield S10 2TN, UK* [4]*Oxford University Center of Environment South Parks Road, Oxford, OX1 3QY, UK;* [5]*UPMC Univ Paris 06, ISTEP, UMR 7193, F-75005, Paris, France;* [6]*CNRS, ISTEP, UMR 7193; F-75005, Paris, France.*

ABSTRACT

Although sliced by several strike slip faults, a large part of Central Iran remained aseismic during the period of time covered by the instrumental and historical seismic records. Stating the existence of earthquakes in the Holocene is therefore important for the assessment of the regional seismic hazard. A palaeoseismic study of the Deshir fault demonstrates that Central Iran hosted large earthquakes during latest Pleistocene and Holocene. The last event corresponds to 1 m-deep fissures, which sandy infilling yielded an optically stimulated luminescence (OSL) age of 2.8 ± 1.4 ka. At least two previous events, outlined by older fissures and/or colluvial wedges, have been recorded over the last 10–30 ka. The magnitudes are difficult to assess because the actual slips per event are unknown. The size of the fissures and the significant vertical displacement associated with a colluvial wedge are nevertheless compatible with M ≈ 7 events along a primary strike-slip surface break.

Terra Nova, 21, 417–426, 2009

Introduction and geological setting

The Deshir Fault is the westernmost prominent N-striking dextral strike-slip fault of a series that slice Central and Eastern Iran (e.g. Berberian, 1981; Walker and Jackson, 2004; Meyer and Le Dortz, 2007; inset, Fig. 1). The fault locates North of the Zagros, nearby 54°E, and cuts across an area of the Central Iran Plateau devoid of instrumental and historical seismicity (Ambraseys and Melville, 1982; Ambraseys and Jackson, 1998). Despite the lack of seismicity in its vicinity and the absence of resolvable deformation by the GPS network in Central Iran over 2 (Vernant *et al*., 2004) and 6 (Masson *et al*., 2007) years, the fault has long been suggested active (e.g. Berberian, 1981). There is now morphological evidence for it and right-lateral offsets document a cumulative fault-slip of ~25 m at several sites along the fault (Meyer *et al*., 2006). However, the Holocene time-period over which it surmised to have accumulated remains questionable. Although Meyer *et al*. (2006) suggested that small stream offsets of 4–5 m to the south of Marvast might result from coseismic slip during an earthquake of unknown age and magnitude ~7, the seismic behaviour of the Deshir fault is still not assessed. Trenching appears therefore appropriate to document Holocene earthquakes, if there were any, in a region that long remained quiescent according to the seismic records.

Correspondence: H. Nazari, Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, P.O. Box: 13185-1494, Teheran, Iran. e-mail: nazari@gsi-iran.org

The information on the geometry and overall fault morphology is summarized from Meyer *et al*. (2006). The Deshir fault is a 380-km long straight strike-slip fault involving several portions (Fig. 1). The northern portion, located between Nain and Deshir, disrupts the western part of the Nain-Baft suture and cuts across the Urumieh Doktar magmatic arc. The southern 230-km-long portion extends between Deshir and Harat and cuts the eastern part of the Nain-Baft suture. The piercing points of the suture are difficult to pinpoint and estimates of the total dextral offset range between 50 and 80 km. South of Deshir, the fault trends N150-160 and runs obliquely across coalescent fans that merge with Quaternary salt flat depressions. Within the salt flats, the fault intersects marshes along an ill-defined scarp. Through the coalescent fans, the fault bears a clear 2–20 m high cumulative scarp depending on the relative ages of the fans and its prevalent dextral motion is attested by deflected river courses and offsets of terrace-risers. We scrutinized the southern fault portion on SPOT imagery and in the field, searching for the favourable places to conduct palaeoseismic investigations and document the seismic history of the fault. We excavated trenches at three sites several tens of kilometres apart. Two revealed evidences of palaeoseismic events. The third revealed unsuitable and showed distributed shear across steeply-dipping neogene units without convincing evidences of deformation of the thin discontinuous aeolian sands mantling the Neogene. We report here the observations gathered at the northernmost site where the lithology allowed us to distinguish several events unambiguously.

The trench site and the excavation

The excavation site is located north of Marvast where the fault cuts across a large intermittent stream that supplies water to the Deshir salt flat. Except for the main river flood plain where it has been eroded, the fault scarp is readily seen on the SPOT imagery and well expressed in the field (Fig. 2). The scarp is less than 2 m-high, faces to

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

the east, and delineates a subtle depression or furrow associated with prevalent strike-slip motion. Tiny morphological features are well resolved on the right bank of the river where the fault cuts across an abandoned fan surface. Several ephemeral gullies denoted by grey linear areas have incised the fan surface to join the active flood plain. The gullies have probably formed as a result of regressive erosion since the last significant incision of the network. Close to the main river flood plain, one such gully, less than 200 m long, flows nearby and parallel to the fault. Further to the south, the fault intersects at right angle several gullies, a few tens to a few hundreds of metres long. The right-lateral offset of the two gullies to the south amounts to 25 ± 5 m. In between the smallest of the gullies intersecting the fault and the upper reaches of the gully paralleling it, there is a 30–50 m long section of the scarp preserved from recent erosion (Figs 2,3a). The smooth scarp delineates a subdued, 10–20 m wide, 1.5 m deep, depression denoted by white patches on the SPOT image (Fig. 3b). These white patches outline the accumulation of a thin layer of silts and clays washed out from the scarp during episodic surface runoff. We discuss the most elucidating wall of a 25-m long, 2-m wide, 4-m deep trench excavated across this depression.

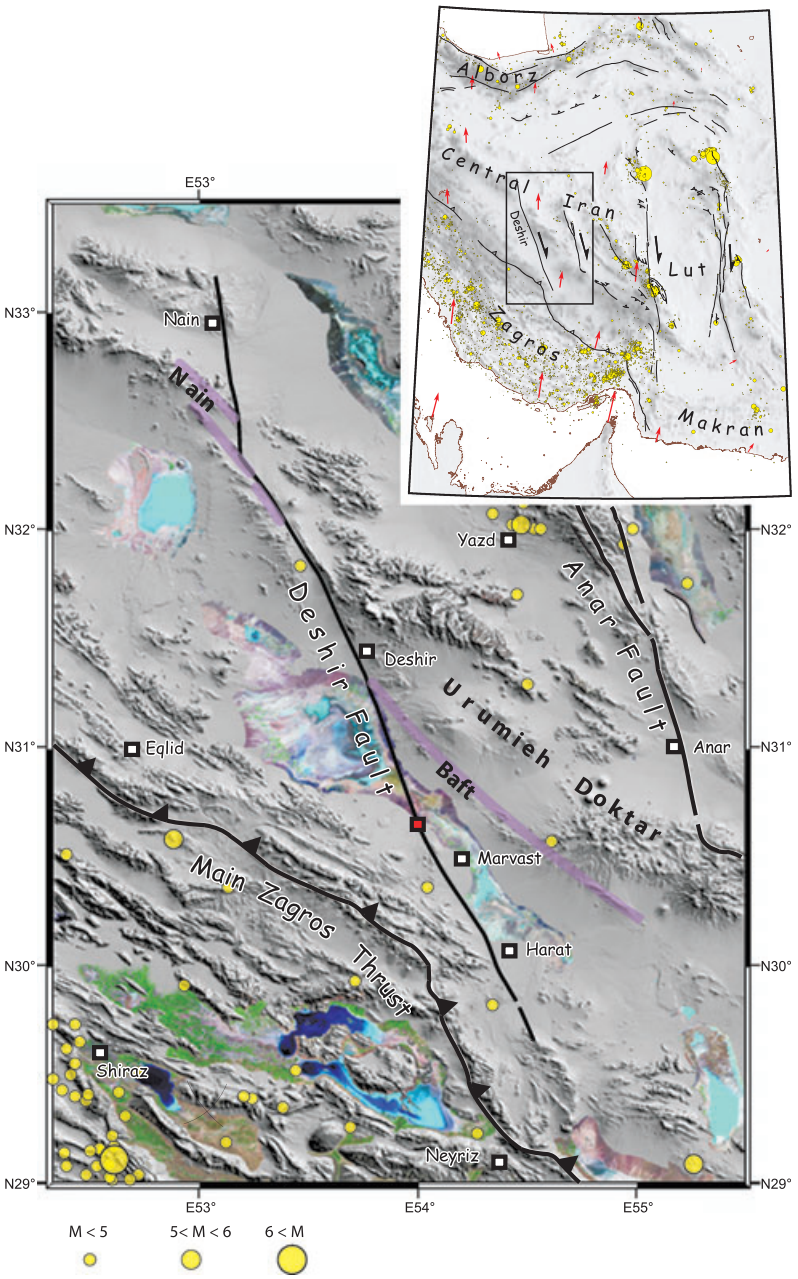


Fig. 1 Simplified sismotectonic map of the Deshir fault. 1973–2008 seismicity from NEIC (http://neic.usgs.gov/neis/epic/). Background image is from SRTM data (http/:edcsgs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm/) supplemented with Landsat images for unfilled areas (mostly lakes and salt flats). Red square for location of Fig. 2. Insert locates the area within the simplified seismotectonic map of Iran. Red arrows are GPS velocities with respect to stable Eurasia (Vernant *et al.*, 2004; Masson *et al.*, 2007).

Trench stratigraphy

The trench wall (Fig. 4) exhibits highly disrupted, coarse Quaternary deposits so that unit correlations across fault splays (f1 to f6) may be questionable. The overall structure of the trench corresponds to an asymmetric sag, limited to the east by the main fault zone (MFZ) and to the west by the f1 fault. The latter has controlled the development of the east-facing scarp that delineates the Deshir fault along several tens of kilometres on the satellite imagery (Figs 1, 2). The eastern part of the trench is a tilted block, which extends between the MFZ and the easternmost faults (f5, f6). The overall structure thus suggests that the most recent deposits should have been trapped in the central part of the sag between f1 and f2. Despite the difficulties correlating units across individual faults, the overall stratigraphy is made of two main bodies of units: (1) older alluvial fanglomerates (blue colours, Fig. 4) and (2) younger alluviums and colluviums (non-blue colours). The units have been described separately within the different blocks (Table 1 and Fig. 4) and named accordingly with different letters (A to E) followed by a numbering order from bottom to top. Older units (A1, C1, D1, and E1) are exposed on both edges and in the lower part of the trench. They corre-

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

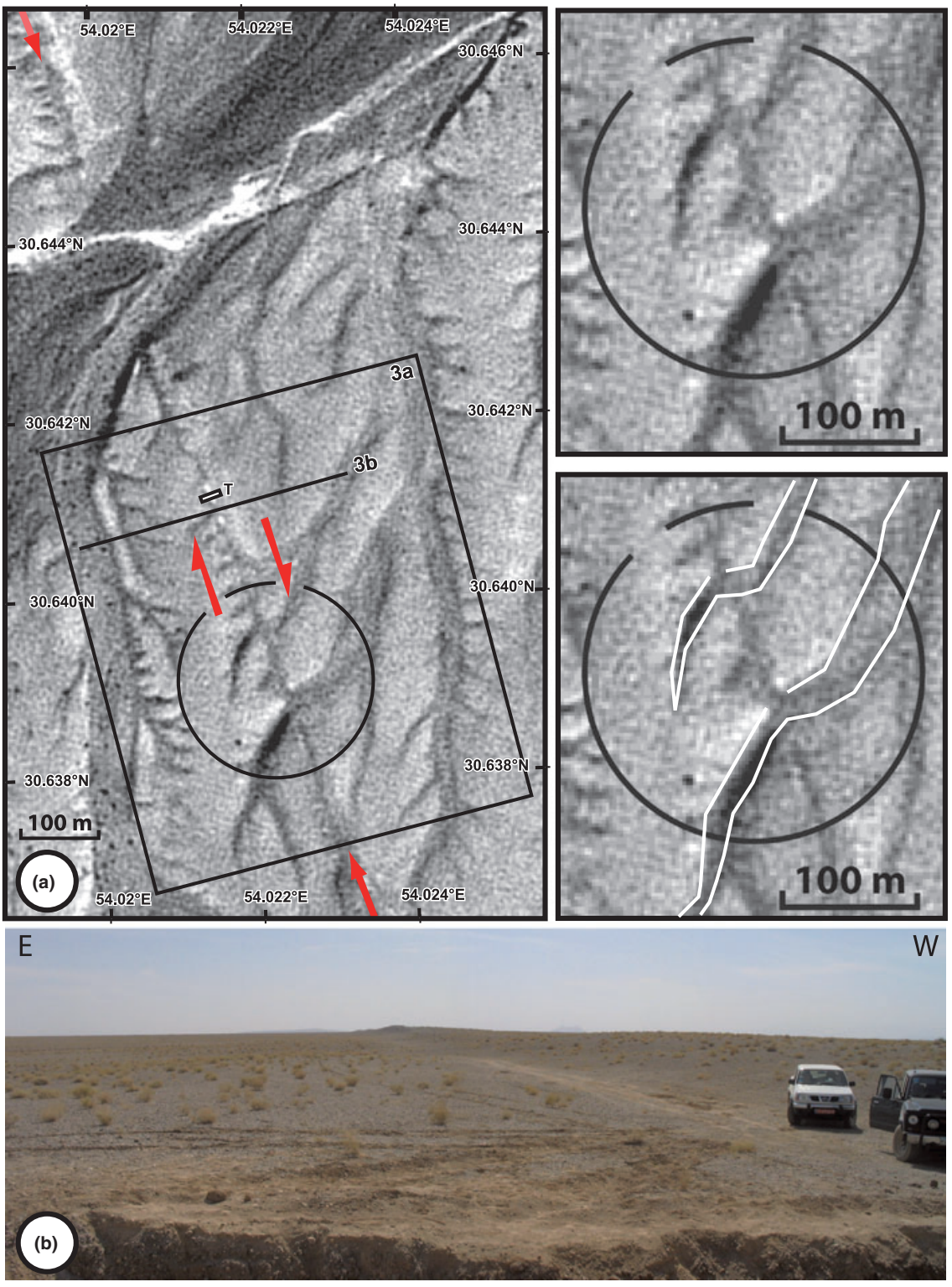


Fig. 2 The excavation site. (a) SPOT satellite extract highlighting fault trace on both sides of a main river flood plain which tributaries have incised an abandoned fan. Right-lateral offset of two small gullies (circled area) is 20–30 m. Rectangle 3a and line 3b respectively locate 3-D enlargement and section in Fig. 3. T indicates position and approximate extent of analysed trench. Right panels show enlargements of raw (top) and interpreted (bottom) images of the offset gullies. (b) Field photograph of the N160 linear, east-facing, 2 m-high scarp. View is taken to the south from the eastern tip of the trench. Cars parked by the base of the scarp for scale.

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

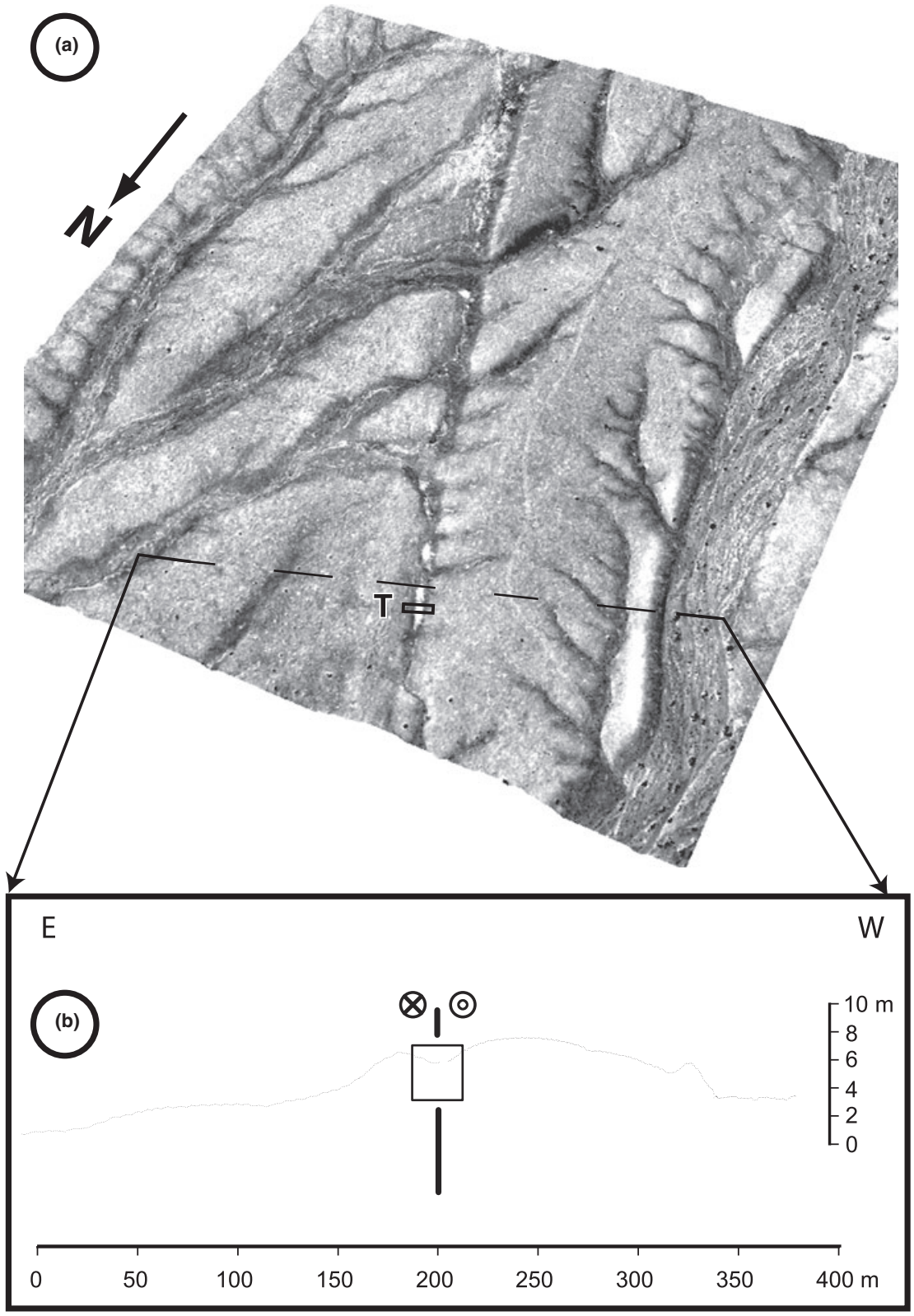


Fig. 3 (a) 3-D perspective view of the excavation site obtained from draping a HR Quickbird image on a Digital Elevation Model worked out from a differential GPS survey. (b) Topographic profile (VE∼14) across the fault zone with dots indicating the density of the GPS survey. A depression outlines the strike-slip fault and a gentle warping to the East possibly reflects blind thrusting and upper slip partitioning of a slightly transpressive motion at depth. Box is projection of the excavated area in Fig. 4.

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

Table 1 Description of the sedimentary units observed within the Deshir trench (see Fig. 4). Block names are in column headers and unit names are indicated in bold. Thin black lines are either block limits (vertical) or boundary between units (horizontal). Thick continuous black lines figure confidently determined event horizons of earthquake while thick dotted-dashed lines represent questionable event horizon.

<table>
<tr><th>East Block</th><th>East Tilted Zone</th><th>West Tilted Zone</th><th>Main Fault Zone</th><th>Central Sag</th><th>West Block</th></tr>
<tr><td colspan="6">7: white-brown colluvial deposit - fair sorting, 2% (Ø 0.2–1 cm)clasts, sub-round to round - sandy on trench edges and silty in centre - thin run-off and aeolian deposits filling cracks within calcrete horizon
crack infill with 2.8 ± 1.4 OSL ka</td></tr>
<tr><td rowspan="8">E1:
- distal alluvial fan deposits corresponding to uppermost terrace level above present-day streams
- similar to A1 and D1
- 51.3 ± 21 OSL ka in a sand lens between f5 and f6 indicating age ranging between 30.3 and 72.3 ka</td><td>D6: coarse fissure fill, non-stratified, 70% (Ø 0.5–2 cm) clasts, angular
- clay silt and coarse sand matrix
- calcrete cementation with gypsum</td><td rowspan="2">C2:
- light grey to beige colluvial deposits
- fair sorting, non-stratified
- 60% (Ø 0.5–4 cm) clasts, sub-round to round
- silt and sand matrix
- calcrete cementation with gypsum</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">B2:
- red to brown alluvial-colluvial deposits
- poor sorting, poor stratification,
- 20% (Ø 0.5–2 cm) clasts
- angular to sub-round
- silt and sand matrix
- 29.5 ± 9 OSL ka at B2 base
- 20.7 ± 3.9 OSL ka in fissure fill on upper f1 termination</td><td rowspan="2">A3a:
- white to brown colluvium
- poor to medium sorting, non-stratified
- 20% (Ø 0.5–4 cm) clasts, sub-round
- silt and sand matrix
- calcrete cementation with gypsum.</td><td rowspan="2">A3b:
- colluvial deposits, sand pebble channel with 80% clasts.
- A3a and A3b cut and fill within A2,
- belong to the desert colluvial cover of A1 alluvial deposits.</td></tr>
<tr><td>D5: brown colluvial wedge deposit
- poor sorting, fair stratification
- 60% (Ø 0.5–4 cm) clasts, angular
- strong calcrete cementatation
- reworking alluvial material from the East block</td></tr>
<tr><td>D4:
- grey alluvial material, similar to D3b,
- fair sorting, thin stratification
- 80% (Ø 0.5–5 cm) clasts, sub-round
- silt and sand matrix
- sand lens with 21.1 ± 11.2 OSL ka</td><td>Dx: light grey to beige colluviums
- non-stratified fair sorting
- 2% (Ø 0.2–1 cm) clasts
- silt and coarse sand matrix
- 41.5 ± 15.9 OSL ka
- Dx age bracketed between 25.6 and 57.4 ka</td><td rowspan="5">C1:
- alluvial material similar to A1, D1, and E1
- (50%) clasts
- unit highly sheared and disrupted showing broken clasts oriented parallel to f2–f3 zone</td><td rowspan="5">B1:
- light red to brown alluvial deposits
- poor stratification, poor sorting
- 5% (Ø 0.5–4 cm) clasts, angular to sub-round
- clay silt and sand matrix, gypsum content increases upward
- 26 ± 2.2 OSL ka
- B1 top bracketted between 23.8 and 28.2 ka.</td><td rowspan="4">A2:
- light grey to buffish alluvial material
- poorly sorting, non-stratified
- 25% (Ø 0.5–4 cm) clasts, sub-round
- silt and clay matrix
- channels with higher (35%) clast percentage
- cut and fill within highest terrace (A1)
- corresponds to mud flow deposits reworking A1</td></tr>
<tr><td>D3c:
- light brown alluvial deposits
- fair sorting, fair stratification
- 5% (Ø 0.5–3 cm) sub-round clasts in small lenses, clay and silt matrix</td><td rowspan="2">D3:
- light grey colluvial deposits
- poor sorting, non-stratified
-30% (Ø 0.2–2 cm) angular clasts
- clay silt and coarse sand matrix
- corresponds to distal runoff material reworking D1 and possibly D2 units close to fault scarp.</td></tr>
<tr><td>D3b: grey alluvial material
- fair sorting, poor stratification
- 85% (Ø 0.5–4 cm) clasts, sub-round
- silt and sand matrix
- sand lens with 34.6 ± 17.5 OSL ka, indicating D3b age ranging between 17.1 and 52.1 ka.</td></tr>
<tr><td>D3a:
- brown alluvial deposits, fair sorting
- 5% (Ø 0.5–2 cm) clasts, sub-round
- clay and silt matrix
- similar to D3c.</td></tr>
<tr><td colspan="2">D2: grey to light brown alluvial material, dark level for red-brown sands
- fair sorting, fair stratification
- 80% (Ø 0.2–7 cm) clasts, sub-round to round
- clay silt and sand matrix, less cemented and more layered than D1
- overlying D1 without noticeable unconformity
- corresponds to remnants of intermediate alluvial terrace younger than A1 D1 and E1 and emplaced approximately parallel to Deshir fault</td><td>A1:
- grey to brown alluvial material
- poor-medium sorting, poor stratification
- 80% (Ø 0.5–10 cm) clasts, sub-round to round
- clay silt and sand matrix
- carbonate cementation and gypsum
- correspond to distal alluvial fan deposits of the uppermost terrace level observed above present-day streams.</td></tr>
<tr><td colspan="2">D1: alluvial deposit similar to A1 and E1</td></tr>
</table>

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

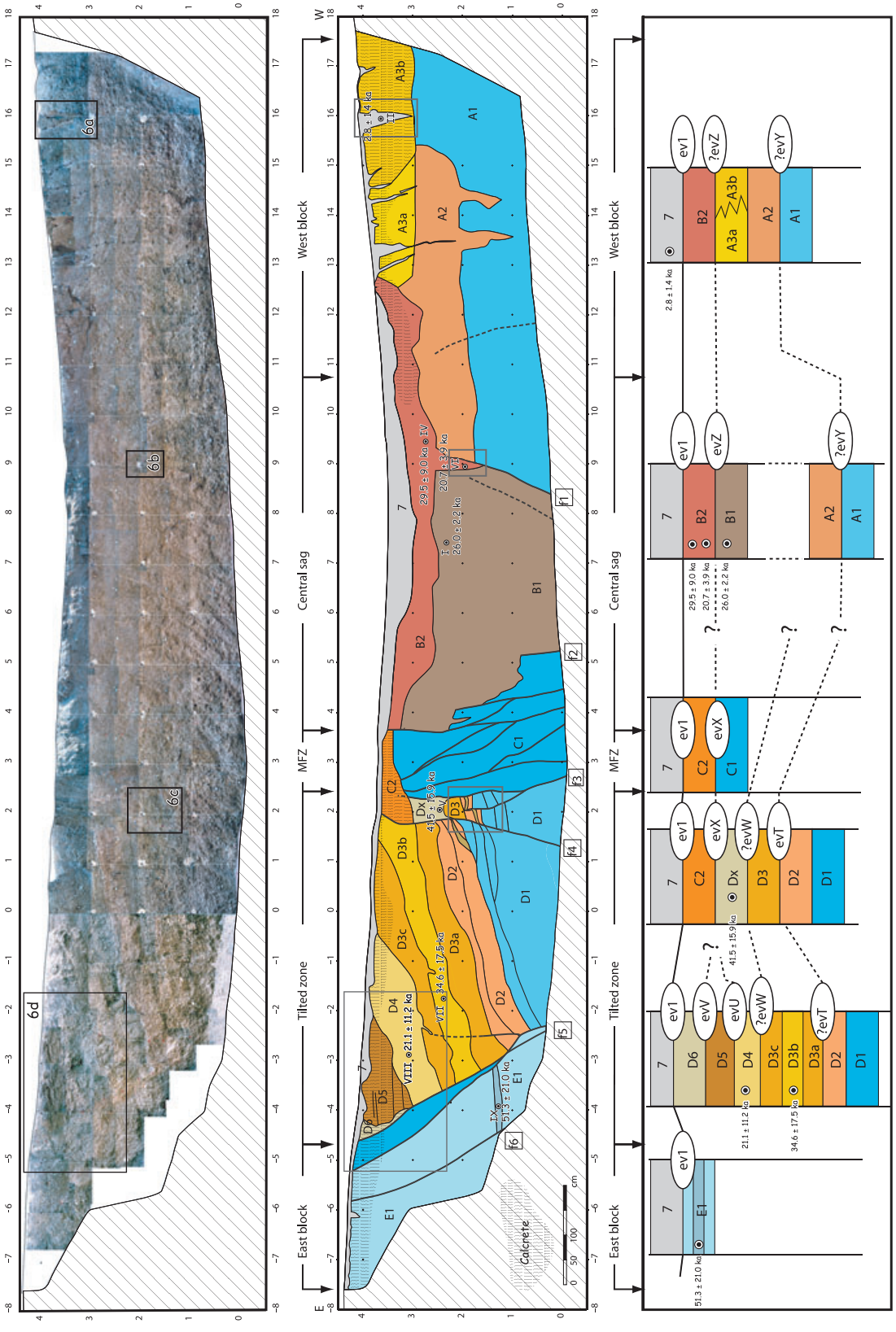


Fig. 4 Photo-mosaic of the southern wall of the trench (top), corresponding log with position of dated samples (middle), and simplified stratigraphy with emplacement of seismic event horizons (bottom). Boxes on upper panels locate the detailed photographs of Fig. 6. Colour variation and mismatch in the mosaic result from assembling more than 350 photographs. Sedimentary units are indicated by different colours and labelled numerically from bottom to top. See Table 1 for detailed description of the sedimentary units. Location and stratigraphic position of OSL samples (circled dots) are indicated. OSL data are provided in Table 2. Evidence of individual events (question mark where tenuous, see text for discussion) is labelled with letters. Dashed lines and question marks figure the correlation of events proposed across the five distinctive parts of the trench.

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

Table 2 Optically Stimulated Luminescence ages for the Deshir samples. Age determination requires knowledge of the equivalent (D_e) and annual (D_a) doses for each sample. Ages have been calculated for Quartz grains with size ranging between 90 and 250 microns.

Sample*	Unit	Equivalent Dose D_e (Grays)†	depth (m)	Water (%)	K‡ (%)	U‡ (ppm)	Th‡ (ppm)	Annual Dose rate D_a (Grays/ka)§	Age (ka)¶
HI/2006-I	B1	60.16 ± 4.60	1.2	0.9	1.22 ± 0.01	1.79 ± 0.05	6 ± 0.1	2.31 ± 0.06	26.0 ± 2.2
HI/2006-II	7	5.00 ± 2.37	4	1.1	0.73 ± 0.01	1.67 ± 0.05	5.5 ± 0.1	1.76 ± 0.04	2.8 ± 1.4
HI/2006-IV	B2	70.21 ± 21.24	0.8	1.2	1.2 ± 0.01	2.09 ± 0.05	6 ± 0.1	2.38 ± 0.06	29.5 ± 9.0
HI/2006-V	Dx	81.97 ± 31.23	1.3	1.0	0.98 ± 0.01	1.47 ± 0.05	5.9 ± 0.1	1.98 ± 0.05	41.5 ± 15.9
HI/2006-VI	B2	50.14 ± 9.26	1.5	1.3	1.27 ± 0.01	2.04 ± 0.05	6 ± 0.1	2.42 ± 0.06	20.7 ± 3.9
HI/2008-VII	D3b	47.00 ± 23.79	1.6	1.1	0.61 ± 0.01	1.1 ± 0.05	4.3 ± 0.1	1.36 ± 0.03	34.6 ± 17.5
HI/2008-VIII	D4	30.64 ± 23.77	0.95	0.9	0.66 ± 0.01	1.13 ± 0.05	4.6 ± 0.1	1.45 ± 0.03	21.1 ± 11.2
HI/2008-IX	E1	71.63 ± 29.22	2.8	1.2	0.66 ± 0.01	1.12 ± 0.05	4.5 ± 0.1	1.40 ± 0.03	51.3 ± 21.0

*The samples were collected using stainless steel tubes (5 by 25 cm) and both ends were sealed and covered using both aluminium foil and black tape. Quartz was extracted from all samples using standard methods in the Sheffield Centre for International Drylands Research Centre Luminescence Laboratory (see Bateman and Catt (1996) for details).

†Luminescence measured through 7 mm Hoya U-340 filters in a Risø (Model TL/OSL-DA-15) automated TL/OSL system. The equivalent dose (D_e) was obtained using the conventional quartz single aliquot regeneration method (Murray and Wintle, 2000).

‡Uranium, thorium and potassium concentrations were measured using inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) at SGS laboratories Ontario, Canada.

§The annual dose (D_a) was estimated from these data and the cosmic ray contributions as described in Fattahi et al. (2006, 2007).

¶Errors are 1 sigma.

spond to distal alluvial fan deposits that were probably shed by the Marvast River during Quaternary. Younger units of more local origin are exposed in the centre and the upper part of the trench and consist of:

1 alluviums (A2, D2, D3, D4) corresponding to surface runoff sediments emplaced by short streams and small channels reworking older units and flowing mainly parallel to the fault. Such a network has probably been similar to the current second-order streams (Fig. 2a);
2 muddy deposits corresponding to distal surface runoff material (B1, B2);
3 colluviums corresponding to desert cover (A3, C2, 7), colluvial wedge (D5), or fissure fills (D6, part of unit 7).

The stratigraphy has been constrained in age using Optically Stimulated Luminescence (OSL, Table 2). Although most ages have large uncertainties precluding accurate unit correlations, the ages indicate that unit 7 is Late Holocene (Marine Isotopic Stage MIS-1) while B2 and B1 are approximately coeval with MIS-2 (≈12–22 ka) and MIS-3 (≈22–59 ka) respectively. Then, D5, D6 and possibly C2 and A3 correlate with B2 (MIS2) whilst D4, D3, Dx, and possibly A2 correlate with B1 (MIS-3). Aggradation of older alluvial units A1, C1, D1 and E1 occurred partly during MIS-4 (≈59–80 ka). Finally, the calcrete formation should be of Early-Middle Holocene age, as the youngest deposits (unit 7, 2.8 ± 1.4 ka) do not contain calcretes.

Seismic event identification

The excavation evidences that coseismic surface ruptures have occurred repeatedly on the Deshir fault. The youngest event (ev1; Figs 4,5,6a) corresponds to open cracks and fissures filled by unit 7 and to the sealing unconformity on the Main Fault Zone. Indeed, a western MFZ splay, sealed by unit 7 the thickness of which rapidly decreases eastward, indicates the occurrence of a small step prior to unit 7, hence a surface break coeval with ev1. The largest fissures are recognized on the two walls of the trench; they strike N170-180 obliquely to the N160 fault zone and to the slope of the scarp, as expected for dextral en echelon tension gashes. These fissures are remnants of en echelon cracks along a primary dextral tectonic break. They post-date A3 and subsequent calcrete

Fig. 5 Field photograph showing the upper part of the trench and the east-facing scarp in the background. View to the south with 1.65 m tall geologist for scale. The smooth topography of the scarp contrasts markedly with the rugged set of fissures disrupting a calcrete and filled by recent sediments (aeolian sands and thin slope colluviums of unit 7, see also Fig. 4 and Table 1).

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

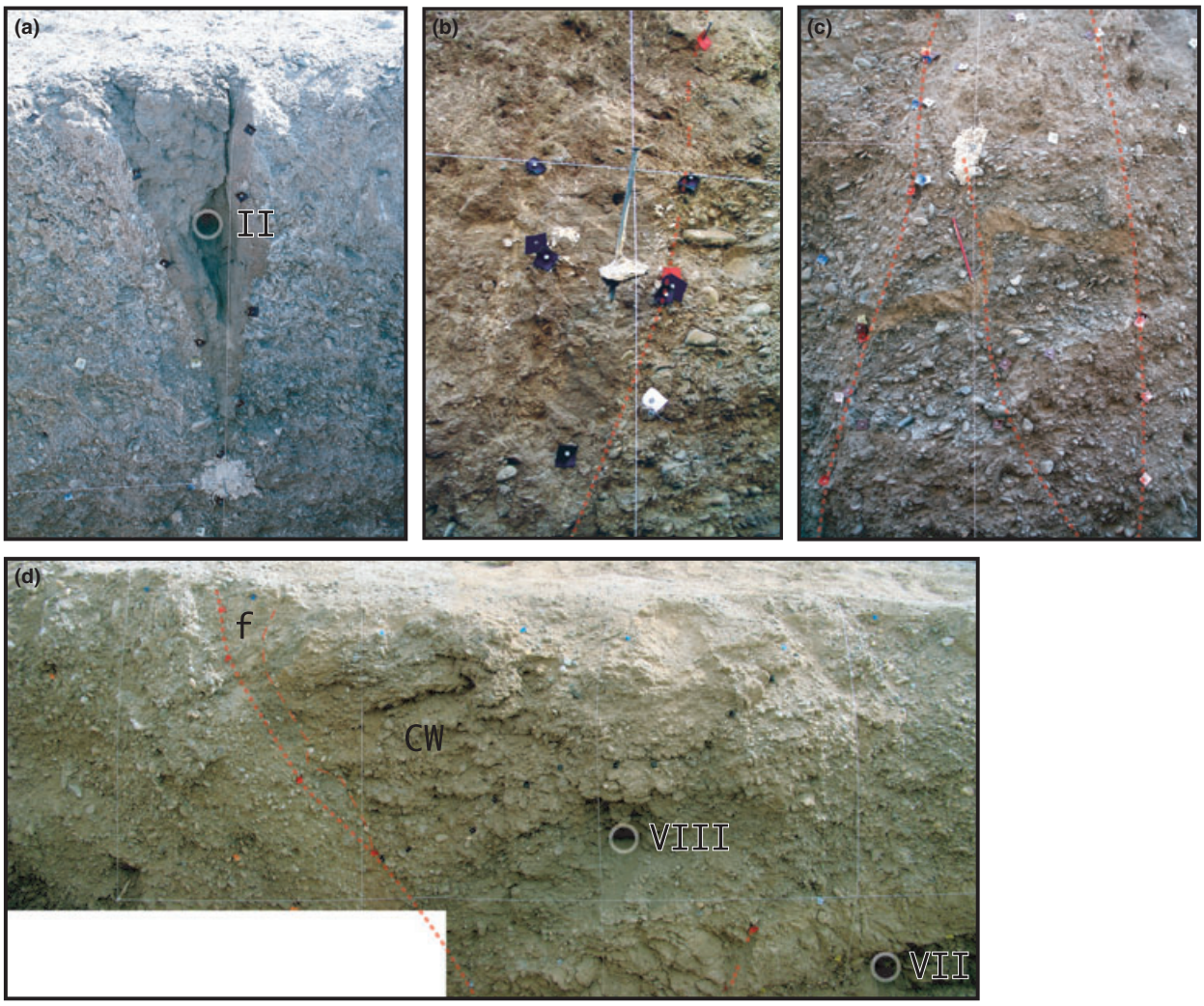


Fig. 6 Evidence for coseismic deformations. (a) 1 m-deep fissure disrupting a gypsiferous calcrete developed from colluviums A3. The sandy-silty material of the fissure was emplaced probably during dust winter storms, shortly after the earthquake. The hole, 50 cm below ground surface, locates the OSL sample HI/2006-II. (b), fissure (dark blue flags) filled by sands abutting on f1 fault. (c), Steep faults disrupting coarse alluviums. The middle fault, disrupting an alternation of conglomeratic and sandy-silty layers (D2 unit), is sealed by a colluvium (D3 unit). (d), colluvial wedge (CW, brown horizontal layers, D5 unit) unconformable on 15–20°E dipping alluvial units tilted against a 50°W dipping fault. A fissure filled by gravelly material and coarse sands (f, D6 unit) disrupts the colluvial wedge. The fissure and the colluvial wedge have been both indurated by a calcrete pedogenesis and coated by a thin layer of sand and silt.

cementation and pre-date 7 not cemented by the calcrete. OSL dating within the infill of one of these fissures indicates that the causative seismic event occurred prior to 2.8 ± 1.4 ka. As the sandy-silty material that fills the fissure has a significant aeolian component, it was probably emplaced shortly after the earthquake during winter dust storm and the OSL age of the infill provides a likely estimate of the time of the earthquake. The event horizon, pre-dating unit 7, is distinguished all along the trench. In contrast, older events are difficult to correlate across the entire trench. They are described in each block and identified with the letters T to Z on Fig. 4.

In the central sag and West block, west of f2, two additional event horizons may be identified below the ev1 horizon: evZ pre-dates B2 and post-dates B1 as the base of B2 is filling a fissure along the upper termination of f1 (Fig. 6b); evY pre-dates A2 and post-dates A1 as the base of A2 appears to be filling fissures within A1. Three OSL ages indicate that evZ should have occurred between 20.5 and 28.2 ka and evY prior to 28.2 ka. Older seismic events may have occurred during B2 aggradation as this unit appears sealing f2 fault splays. However, their corresponding event horizons are not clearly identified within B2 unit.

Four additional event horizons may be identified below ev1, between f4 and f5 in the Eastern tilted zone: evV, evU, evW, and evT. EvV pre-dates D6 fissure fill and post-dates D5. As D6 is

 © 2009 Blackwell Publishing Ltd

cemented by the same calcrete to D5, evV cannot correspond to ev1 and therefore must post-date the calcrete. If EvU pre-dates the D5 colluvial wedge (Fig. 6d) and post-dates D4, then evV and evU should correspond to surface breaks reactivating f5 between 2.8 ± 1.4 ka and 21.1 ± 11.2 ka.

The two older events, evW and evT, are ill-defined. EvW may correspond to a small crack splaying off fault f5 and sealed by D4 unit. If this is the case then it has occurred between 21.1 ± 11.2 and 34.6 ± 17.5 ka. EvT is extrapolated from the Western tilted zone where the D2-D3 limit is an event horizon.

Three event horizons may be identified below ev1 in the Western tilted zone between f3 and f4: evX pre-dates C2 and post-dates Dx. Indeed, the boundary between Dx and C2 appears as an event horizon as C2 is sealing f3 and most of the MFZ. Event evW would pre-date Dx and post-date D3, as the base of Dx appears filling a fissure along f4. EvT, pre-dating D3 and post-dating D2, corresponds to the sealing unconformity of a f3 fault splay with drag fold by D3 (Fig. 6c). The OSL age of Dx indicates that evX post-dates while evW and evT pre-date 41.5 ± 15.9 ka. Only two events, ev1 and evX, can be identified in the MFZ.

Considering available ages, there is no simple correlation for events prior to ev1. Two options may be contemplated for the penultimate event that occurred between 20.5 and 28.2 ka: (1) evV could correlate with evX and evZ, also seen as the penultimate event in their respective blocks or (2) evV is not present to the west of f4 fault and then, evU, evX, and evZ may correspond to the same event. Correlations for older events are only speculative: evW is ill-defined, inaccurately dated between 9.8 and 52.1 ka, and not recognized to the west of the MFZ; evT, which pre-dates 34.6 ± 17.5 and 41.5 ± 15.9 ka, might correlate with evY.

Conclusions

Palaeoseismic data give evidence for a maximum of five earthquakes on the Deshir fault during latest Pleistocene-Holocene. OSL dating constrains the late last three events to the last 21.1 ± 11.2 ka, suggesting a rough return period of 7 ± 4 ka. The time elapsed since the last earthquake likely ranges between 1.4 and 4.2 ka*. The corresponding magnitudes, specifically for strike-slip earthquakes in a single trench, remain difficult to assess because the actual slip per event is not accessible. It is nonetheless possible to place loose constraints on the size of two earthquakes. For the antepenultimate event, evU, the thickness of the colluvial wedge D5 indicates significant (≈1 m) vertical offset, hence large (several metres) horizontal displacement, along a primary strike-slip break and appears compatible with an event of magnitude M > 6.5. For the last event, the deep fissures in the trench are much larger than the small fissures observed along the tiny surface break of the 2003 M = 6.5 Bam earthquake (Jackson *et al*., 2006). They rather compare with the prominent open fissures mapped along the 150 km-long portion of the North Anatolian Fault broken by the Mw = 7.6 Izmit (Barka *et al*., 2002) and Mw = 7.2 Dücze (Akyüz *et al*., 2002) earthquakes. Accordingly, the last event evidenced in the trench might have been of magnitude M ≥ 7 and large enough to account for the small stream offsets of 4–5 m documented by Meyer *et al*. (2006) only 30 kilometres to the South of the trench. Moreover, the gullies incised within the fan surface post-date the whole set of alluvial and colluvial units and yield a minimum slip-rate on the order of 0.8–2.5 mm yr^{-1}, assuming their 25 m offset is at most 21.1 ± 11.2 ka (age of D4, youngest colluviums pre-dating the abandonment of the fan surface and subsequently incised by streams flowing through the fault zone).

Although providing rough estimates on the recurrence and loose constraints on the magnitude of earthquakes, such studies are the only conceivable way for assessing seismic hazard in regions where the seismic cycle spans a period of time longer than that accessible to instrumental and historical seismic records, as is the case of Central Iran. Several other faults, that are now recognized as active (e.g. Meyer and Le Dortz, 2007; Walker, 2008; Le Dortz *et al*., 2009) but whose seismic behaviour remains unknown, require a better description of the current tectonics and an appropriate hazard assessment by trenching and application of chronological control.

*During the review process of this manuscript, a subsequent study of a small subset of the OSL data explored non-standard methods and unconventional statistical tests to narrow the error bars and has resulted in a refined likely age of 2.0 ± 0.2 ka for the last earthquake (Fattahi *et al*., 2009).

Acknowledgements

This study benefited from logistic and financial assistance from Geological Survey of Iran. UPMC Univ Paris06, INSU-CNRS, and CNES-SPOT Image (ISIS0403-622, ISIS0510-812) provided complementary funding. KL received a Ministry of Research and Education scholarship granted by the President of UPMC. We acknowledge constructive criticisms by F. Cinti, J-F. Ritz, R. Walker and an anonymous reviewer. Editor and Associate Editor, C. Doglioni and H. Pedersen, provided helpful suggestions.

References

Akyüz, H.S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., Armijo, R. and de Chabalier, J.B., 2002. Field observations and slip distribution of the November 12, 1999 Düzce earthquake (M = 7.1), Bolu-Turkey . *Bull Seism. Soc. Am*., **92**, 61–66.

Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int*., **133**, 390–406.

Ambraseys, N. and Melville, C., 1982. *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, Cambridge.

Barka, A., Akyuz, H.S., Sunal, G., Cakir, Z., Dikba, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabalier, J.B., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. and Page, W., 2002. The August 17, 199 Izmit earthquake, M = 7.4, Eastern Marmara region, Turkey: study of surface rupture and slip distribution. *Bull. Seism. Soc. Am*., **92**, 43–60.

Bateman, M.D. and Catt, J.A., 1996. An absolute chronology for the raised beach and associated deposits at Sewerby, East Yorkshire, England. *J. Quatern. Sci*., **11**, 389–395.

Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran. In: *Zagros-Hindu*

© 2009 Blackwell Publishing Ltd

Kush-Himalaya Geodynamic Evolution, Geodynamic Series, Chapter 3 (H. Gupta and F. Delany, eds), pp. 33–69. American Geophysical Union.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Talebian, M., Armitage, S. and Stokes, S., 2006. Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using Optically-stimulated Luminescence (OSL). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 673–684.

Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Dolati, A. and Bahroudi, J., 2007. Slip-rate estimates and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophys. J. Int.*, **168**, 691–709.

Fattahi, M., Nazari, H., Bateman, M.D., Meyer, B., Sébrier, M., Talebian, M., Le Dortz, K., Foroutan, M., Ahmadi Givi, F. and Ghorashi, M., 2009. Refining the OSL age of the last earthquake on the Dheshir fault, Central Iran. *Quat. Geochronology*. Doi:10.1016/j.quageo.2009.04.005. (in press).

Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R. and Wright, T., 2006. Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake. *Geophys. J. Int.*, **166**, 1270–1292.

Le Dortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M.D. and Ghorashi, M., 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophys. J. Int.* Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04309.x. (in press).

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophys. J. Int.*, **170**, 436–440. Doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x

Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, **26**, TC5009. Doi:10.1029/2006TC002073.

Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. and Agard, P., 2006. Evidence of Quaternary activity along the Deshir fault: implication for the Tertiary tectonics of Central Iran. *Geophys. J. Int.*, **164**, 192–201.

Murray, A.S. and Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.*, **32**, 57–73.

Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.

Walker, R., 2008. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *J. Struct. Geol.*, **28**, 654–668.

Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in Central and Eastern Iran. *Tectonics*, **23**, TC5010. Doi:10.1029/2003TC001529.

Received 12 September 2008; revised version accepted 15 June 2009

 © 2009 Blackwell Publishing Ltd

Résumé

Ce travail de thèse présente les résultats d'études géomorphologiques sur la cinématique de failles dans le centre et l'est de l'Iran. Dans cette région, le cisaillement dextre de 16 mm/an entre l'Iran Central et le bloc Afghan, déduit de mesures GPS (Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007), est supposé accommodé par de grands décrochements limitant le Lut à l'Ouest et à l'Est (Walker et al., 2004). La vitesse géologique de ces décrochements est cependant mal contrainte tout comme celle de ceux situés à l'intérieur du plateau iranien, généralement considérés peu ou non actifs. Nous démontrons l'activité de deux décrochements dextres situés sur le plateau, les failles d'Anar et de Deshir, et déterminons leur vitesse de glissement moyennée sur plusieurs cycles sismiques. Pour cela, des décalages de bords d'incision de terrasses alluviales ont été mesurés et des datations par mesure de la production *in-situ* en isotopes cosmogéniques (^{10}Be et ^{36}Cl) et par OSL ont été effectuées. L'analyse des données de surface et de profil a permis de mettre en évidence l'existence d'un héritage variable et important du matériel composant les terrasses alluviales et dont nous avons estimé la quantité minimum. Les vitesses de glissement obtenues sont de 0.8 mm/an pour la faille d'Anar et de 0.85 – 2.5 mm/an pour la faille de Deshir. Ces résultats suggèrent que la déformation cisaillante se répartit sur zone plus large que le Lut et ses bordures et est prise en compte par un plus grand nombre de failles, qu'initialement supposé. Les données géologiques et GPS disponibles sont en nombre insuffisant pour déterminer s'il y a ou non des incompatibilités entre déformation finie et instantanée.

Mots-clés : Tectonique active, Iran, Décrochements, Cinématique, Isotopes cosmogéniques, OSL

Abstract

This study presents the results of geomorphological analysis on faults kinematics in central and eastern Iran. According to GPS measurements, the right-lateral shear between central Iran and Afghan block amounts to 16 mm/yr (Vernant et al., 2004 ; Masson et al., 2007) and might be accommodated by strike-slip faulting limited to the western and eastern edges of the Lut block (Walker et al., 2004). However the geological slip-rate of these faults is poorly constrained as for the faults located within the Iranian plateau, where limited activity is inferred. We demonstrate the ongoing activity of the Anar and Deshir right-lateral strike-slip faults located on the plateau and establish their geological slip-rate averaged on several seismic cycles. We combined cumulative offset of alluvial fan surfaces measurements with their ages obtained by cosmic ray exposure dating (^{10}Be et ^{36}Cl) and optically stimulated luminescence dating (OSL). The comparison of surface and near-surfaces ages and concentrations reveals the occurrence of a variable and significant inheritance in the alluvial material and we suggest a method to estimate the minimum amount of inheritance. We derived minimum slip-rates of 0.8 mm/yr and 0.85-2.5 mm/an for the Anar and Deshir faults, respectively. These results suggest that the right-lateral shear between central and eastern Iran might affect a wider region than the Lut block and its boundaries and is accommodated by a larger number of faults than initially suggested. Geological and GPS data are in insufficient number to determine if there are incompatibilities between finite and instantaneous deformation.

Keywords : active tectonics, Iran, Strike-slip, Kinematics, cosmogenic nuclides, OSL