HAL open science

Partitionnement de la convergence oblique en zone de collision : Exemple de la chaîne du Zagros (Iran)

Christine Authemayou

To cite this version:

Christine Authemayou. Partitionnement de la convergence oblique en zone de collision : Exemple de la chaîne du Zagros (Iran). Tectonique. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2006. Français. NNT : . tel-00071020

HAL Id: tel-00071020

https://theses.hal.science/tel-00071020v1

Submitted on 22 May 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PAUL CEZANNE AIX-MARSEILLE III

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement

N° attribué par la bibliothèque : 2006AIX30008

Thèse
Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paul Cézanne
Faculté des Sciences et Techniques

Discipline : **Sciences de la Terre**

rédigée par

Authemayou Christine

Soutenance le 25 Janvier 2006

Partitionnement de la convergence oblique en zone de collision: Exemple de la chaîne du Zagros (Iran)

Directeurs de thèse :
Olivier BELLIER, Dominique CHARDON

Ecole Doctorale :
Sciences de l'Environnement

JURY

Olivier BELLIER,	**Directeur**, Professeur, Université Paul Cézanne
Dominique CHARDON,	**Codirecteur**, Maître de conférence, Université Paul Cézanne
Jean-Pierre BRUN,	**Rapporteur**, Professeur, Université de Rennes 1
Yves GAUDEMER,	**Rapporteur**, Professeur, Université de Paris 7
Xavier LE PICHON,	**Examinateur**, Professeur, Collège de France
Daniela PANTOSTI,	**Examinateur**, Directeur de recherche, INGV Roma, Italie
Denis HATZFELD,	**Examinateur**, Directeur de recherche, LGIT, Grenoble
Mohammad R. ABBASSI	**Membre invité**, Chercheur, IIEES, Iran

2006

« Assieds-toi au bord du ruisseau,
et contemple l'écoulement de la vie,
Car ce signe sur le monde passager nous suffit ».

Hafez de Shirâz XIV ième siècle

بنشین بر لب جوی و گذر عمر ببین کاین اشارت ز جهانِ گذران ما بس

Remerciements

Au terme de ces trois années de thèse, comme il se doit, mes premiers remerciements iront vers mes deux directeurs de thèse, Olivier Bellier et Dominique Chardon pour toute la confiance et l'estime qu'ils m'ont témoignées. En acceptant de m'encadrer, ils m'ont donné la grande chance de travailler dans un pays paradisiaque pour les géologues. Olivier m'a formé, soutenu et parfois même protégé par ses côtés paternels, je l'en remercie. Malgré son emploi du temps très chargé, il a toujours été présent et de bons conseils. Je remercie aussi, du fond du cœur, Domi pour avoir partagé sa passion de la géologie avec moi. Sur le terrain, son enthousiasme était un réel bonheur. Son soutien, son investissement, la rigueur portée à mon travail furent constants tout au long de ces trois années malgré son absence au CEREGE depuis la moitié de mon parcours. Il restera pour moi une des plus belles rencontres de cette thèse.

Je remercie Jean Pierre Brun et Yves Gaudemer pour avoir accepté de porter une appréciation sur ma thèse. Merci aux autres membres du Jury : Xavier Le Pichon, Daniela Pantosti, Denis Hatzfeld, coordinateur du projet Iran. Je tiens aussi à remercier James Jackson pour le regard porté à mes travaux et les discussions fructueuses qui s'en sont accompagnées.

Certaines personnes ont collaborés activement à cette thèse, et je tiens à les remercier car leur aide a vraiment permis de faire avancer le travail et d'accroître mes connaissances dans divers domaines. Dans l'aventure « chimique » de ma thèse, je remercie Lucilla Benedetti pour m'avoir encadrée, le temps qu'elle m'a accordé malgré les nombreuses taches qui accompagnent les jeunes mamans et les jeunes chercheurs recrutés. Un grand merci également à Didier Bourles et Régis Braucher avec qui j'ai beaucoup appris. Je remercie Magalie Sammut et Julie Gattacceca pour leur aide lors de l'utilisation de l'ICP. Je remercie beaucoup Luigi Palumbo pour son soutien et son encadrement au laboratoire ^{36}Cl. Dans l'aventure « SIG », je remercie le programme ISIS pour m'avoir fourni les images satellites SPOT, Bernard Simon, Lionel Siame, Phillippe Dusoullier et également Jules Fleury pour les réponses à mes questions sur les logiciels SIG. Je remercie également Daniel Hermitte pour m'avoir formée au GPS, mais aussi pour sa gentillesse. Je tiens aussi à remercier Claudia Piromallo pour m'avoir si gentiment réalisé les coupes tomographiques de la discussion.

Cette thèse fait partie du programme franco-iranien excellemment dirigé par Denis Hatzfeld qui a toujours su garder un œil sur l'avancée de mes travaux. Je tiens à témoigner ma reconnaissance aux chercheurs et aux étudiants Iraniens avec qui j'ai passé des moments inoubliables en Iran, Zaman, Esmael, Mammad, Khallil, et Mossen, le meilleur chauffeur du

pays. Je remercie aussi les chercheurs qui font parti du programme et avec qui j'ai eu des contacts , Andrea Walpersdorf, Charly Aubourg, Jean Chéry, Anne Paul, Denis Hatzfeld, Claudio Faccenna et les autres.

Il est grand temps de passer maintenant aux remerciements des amis. Je vais donc commencer par les personnes qui ont partagé avec moi le bureau 259. Qui dit partager le bureau, dit souvent partager les délires, les rires, les tensions et les angoisses, tout ce qui fait que les relations se soudent et qu'elles n'en deviennent que plus belles. Je remercie donc Vincent Regard comme un regard et Grégoire Maillet dit grincheux, qui m'ont souvent gentiment charriée. Ensuite mon grade s'est élevé et j'ai pu accueillir au sein du bureau 259, Esmael, mon frère iranien avec qui j'ai pu avoir des discussions enflammées sur la géologie de son pays. Enfin, pour la toute fin de thèse, la miss Julie Gattacceca est venue renforcer l'équipe féminine et a avivé les couleurs du bureau par son éternelle bonne humeur. Dans l'enceinte du CEREGE j'ai pu me lier d'amitié avec un bon nombre de thésards ou anciens thésards, je vais essayer de les citer sans en oublier et si j'en oublie qu'ils m'en excusent : Agnès, Anna, Barbara, Carmen, Cécile, Benoît, Enzo, Flo, Guillaume « TheDuc », Guillaume R, Julie, Laura, Lise, Laurent, Luigi, Nicolas, Olivier, Patrick, Pierre, PH, Véro, Véro L, Mariette, Sylvie, Stéph, Vincent C, Violaine… Parmi ces personnes, je veux remercier tout particulièrement ma petite Barbara qui a vécu, entre autres, avec moi les moments difficiles de fin de thèse, et qui sait combien les amis sont précieux. Je veux remercier Flo qui m'a montré qu'avec de la volonté on peut se « métamorphoser » ; Violaine qui de Nouméa m'a soutenue comme personne. Un Grand merci à Alessia et Luigi pour leur amitié et pour m'avoir soutenu lors d'une épreuve particulière. Je remercie la petite Julie pour toute la joie qu'elle exprime et Véro pour sa douceur et son amitié. Et enfin, je remercie ma petite Lise en qui j'ai trouvé plus qu'une simple amie, avec qui j'ai partagé bon nombre de discussions, de loisirs, de peines et de joies et qui m'a plus que soutenu. Je dois enfin remercier mes amis du « lundi apéro » qui ne font pas partis du CEREGE : Hélène, Mathias, Yannick ; et mes amis anté-thèse, Tchuy tchouette, Yannick, Vincent, Stéphane, Audrey, Agnes, Nanie, Sonia, Séverine, Fabrice, les poudoux et les autres. Et pour finir en beauté avec les amis, un énorme merci à miss Céline pour toutes les choses que l'on a partagé surtout par mail quotidien et qui sait combien elle compte pour moi ; sans oublier notre michel commun.

Les remerciements finaux iront pour ma famille, et surtout mes parents ainsi que mon frère qui ont toujours cru en moi et qui ont su m'aider dans les moments difficiles. Stéph, je suis fière de toi, quoi qu'il arrive. J'ai gardé une dernière pensée pour deux personnes de ma famille qui ont quitté la vie au cours de cette thèse.

RESUME

Ce travail présente les résultats de l'analyse tectonique des deux décrochements dextres majeurs de la chaîne du Zagros formée lors de la collision des plaques Arabie/Eurasie au Néogène. La Main Recent Fault (MRF), marquant la limite nord-occidentale du Zagros, accommode une partie de l'obliquité de la convergence Arabie/Eurasie. Dans le Zagros central, la faille de Kazerun (KF), faille de socle de direction NS, recoupe entièrement la largeur de la chaîne. Elle est associée à des failles décrochantes, dont la faille de Karehbas, qui définissent un éventail ouvert vers le SE et pointant vers la terminaison SE de la MRF.

L'étude structurale et cinématique de ces failles permet de documenter une ré-organisation des structures et de la déformation dans le Zagros au cours du Néogène. Entre 9 et 5 Ma, la déformation transpressive distribuée à l'arrière de la chaîne a cessé au moment de la mise en place de la MRF impliquant le partitionnement de la convergence. Vers 3 Ma, la terminaison SE de la MRF s'est connectée à la terminaison nord de la KF. Par l'intermédiaire des failles du Zagros central formant le système en éventail, le déplacement de la MRF se voit dès lors distribué vers l'est sur les plis et les chevauchements du Zagros oriental. A l'échelle du Zagros, ces failles peuvent donc être perçues comme formant la terminaison en queue de cheval de la MRF.

L'analyse de marqueurs géomorphologiques datés (datation ^{36}Cl, datation U/Th) et décalés par ces failles permet de déterminer le taux de déplacement horizontal le long des décrochements sur les derniers 140 ka. Il est de 6 ± 1 mm/an pour la MRF. Il varie du nord au sud de la KF de 4 mm/an à presque 0 mm/an. Il est de 6 ± 1.5 mm/an pour la faille de Karebhas. Ces vitesses, au regard des données GPS disponibles, permettent de conclure à un partitionnement total de l'obliquité de la convergence le long de la MRF, et à un transfert progressif du mouvement de la MRF du NW vers le SE sur les terminaisons courbées et chevauchantes des trois zones de failles de la KF et des failles associées.

L'activation de ce système de failles dextres est liée à la ré-organisation de la collision Arabie-Eurasie, à 5 ± 2 Ma. L'hypothèse d'un détachement du panneau lithosphérique Arabique subduit sous le Zagros et l'Iran central est considéré comme une cause de la mise en place du partitionnement.

ABSTRACT

This manuscript present the results of the tectonic analysis of two major dextral strike-slip faults in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran : the Main Recent Fault (MRF) and the Kazerun Fault (KF). The MRF accommodates partitioning of a part of the obliquity of the convergence between Arabia/Eurasia at the rear of the northwestern Zagros. In the central Zagros, the KF, an inherited basement fault, affects the entire width of the belt. This fault, together with a series of N- to NNW-trending strike-slip faults, such the Karehbas fault, define an orogen-scale fan shaped fault pattern pointing towards the southeastern MRF tip.

Structural and kinematic study of these faults allows to consider a re-organisation of the structures and deformation modes of the Zagros in the Neogene. Between 9 and 5 Ma, distributed transpressional deformation operating at the rear of the Zagros belt became partitioned along the newly formed MRF. Around 3 Ma, the southeastern tip of the MRF connected to the northern tip of the KF. Through the fan shaped strike-slip faults pattern of the central Zagros, slip along the MRF became transmitted to the thrusts and folds of the eastern Zagros especially along the bent terminations of the three fault zones of the KF. This fault system corresponds to as an orogen-scale horse-tail termination of the MRF.

Geomorphic offset features analysis and dating (cosmogenic ^{36}Cl exposure ages, U-Th dating) allow to determine the Quaternary horizontal slip rate of the two strike-slip faults. The MRF slip rate is of 6 ± 1 mm/yr. The slip rate along the strike of the KF varies from north to south, from 4 mm/yr to 0 mm/yr; and the Karehbas slip rate is of 6 ± 1.5 mm/yr. Considering the available GPS data over the study area, these results argue for a complete partitioning of the convergence along the MRF and support the hypothesis of the slip from along the MRF being transmitted to the eastern Zagros belt by the southern bent termination of the three fault zones of the KF and associated faults.

Right-lateral slip along this strike-slip fault system initiated as a consequence of the re-organization of the Arabia/Eurasia collisional domain at 5 ± 2 Ma. We suggest that the activation of the MRF was favoured by the slab break-off of the Arabian lithosphere subducting beneath central Iran.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE…….. 25

A. LES FAILLES DECROCHANTES DANS LES ZONES DE COLLISION…….. 31

1. Caractéristiques d'une faille décrochante ……. 33

1.1. Géométrie…….. 33

1.2. Types de terminaisons……... 34

2. Mécanismes et moteurs d'activation…… 37

2.1. Partitionnement des contraintes…… 37

2.2. Réactivation des zones de faiblesses……. 38

2.3. Exemple de l'extrusion horizontale…….. 40

3. Rôles cinématiques des décrochements dans les zones de collision……... 46

3.1. Rotation de blocs …….. 46

3.2. Transfert du mouvement……... 51

3.3. Partitionnement du mouvement…… 53

4. Bilan……. 66

B. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE…… 69

1. La collision Arabie/Eurasie en Iran…… 72

1.1. Cadre structural …… 72

1.1.1. Les chaînes de Montagnes…….. 75

1.1.2. L'Iran Central…….. 77

1.1.3. Les zones de subduction actives……. 78

1.2. Cinématique actuelle de l'Iran…….. 78

2. Histoire géologique du Zagros…… 82

2.1. Evolution anté collision……. 82

2.2. La collision du Zagros…… 85

3. Structure du Zagros…….... 87

3.1. Structure lithosphérique…….. 87

3.2. Structure crustale……. 88

3.3. Structure de surface……. 90

4. La tectonique active du Zagros…….. 92

4.1. La sismicité…….. 92
4.2. Le raccourcissement……..... 94
4.2.1. Plissement et décollement de la couverture……. 94
4.2.2. Les chevauchements …… 95
4.2.3. Le raccourcissement total……..... 96
4.3. Les grands décrochements du Zagros……..... 98
4.3.1. La Main Recent Fault……... 98
4.3.2. Les failles transverses obliques à la chaîne…….. 100
4.3.3. La faille de Kazerun……..... 103
5. Les relations entre la faille de Kazerun et la Main Recent Fault……. 104
C. PARTITIONNEMENT DE LA CONVERGENCE OBLIQUE FIN TERTIAIRE DU ZAGROS…….. 107
1. Introduction de l'étude structurale……. 109
1.1. Méthodologie de la localisation de la déformation et problématiques…... 109
1.1.1. Outils de la cartographie…….. 109
1.1.2. Segmentation des failles actives……... 110
1.1.3. Schéma structural……. 111
1.2. Méthodologie de la cinématique de faille…… 112
1.2.1. Les contraintes……. 112
1.2.2. La direction du glissement sur un plan de faiblesse préexistant.. 114
1.2.3. Principe de la méthode d'inversion numérique…… 114
1.2.4. I nterprétation des résultats :…… 115
2. Article : Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran) ……..……... 116
Abstract …… 118
1. Introduction……... 118
2. Geological outline…….. 120
2. 1. Structure……... 120
2. 2. Tectonic evolution……... 121
2. 3. Active deformation and major strike-slip faults……. 122
3. Fault pattern and structural analysis…….. 124
3. 1. Main Recent Fault and High Zagros Belt…… 124
3. 1. 1. Domain 1…… 124

3. 1. 2. Domain 2…… 127
3. 1. 3. Tectonic implications……. 128
3. 2. Kazerun Fault and related faults.……. 129
3. 2. 1. Geometry…… 129
3. 2. 2. Total lateral offset…….. 129
3. 2. 3. Related faults…….. 131
3. 3. Northern tip of the Kazerun Fault in the High Zagros Belt……. 131
3. 3. 1. Fault/fold pattern…… 131
3. 3. 2. Tectonic implication……... 133
4. Fault kinematics and stress regime…….. 134
4. 1. Modern stress field (Figures 9a and 10)……. 134
4. 1. 1. Main Recent Fault…….. 134
4. 1. 2. Kazerun Fault……. 140
4. 1. 3. Other faults……. 140
4. 1. 4. Comparison with earthquake focal mechanisms, summary……... 140
4. 2. Stress state changes……. 141
4. 2. 1. Timing …….. 141
4. 2. 2. Extensional stress states……. 141
5. Discussion……... 142
5. 1. Kinematic model…….. 142
5. 2. Specificity of the fault pattern……. 144
5. 3. Slip rate on the Main Recent Fault……. 145
5. 4. Tectonic cause(s) and consequences of kinematic change…….. 145
6. Conclusion…….. 147
Appendix: Methodology of inversion of fault plane populations……. 148
D. TECTONIQUE ACTIVE SUR LES FAILLES DECROCHANTES MAJEURES DU ZAGROS ……..... 157
1. Calcul du taux de déplacement le long des failles …….. 160
1.1. Les marqueurs géomorphologiques……. 160
1.1.1. Les différents types de marqueurs…… 160
1.1.2. Les terrasses……. 160
1.1.3. Les cônes alluviaux…….. 161
1.1.4. Les calcrètes……. 162

1.1.5. Les glacis…….. 163
1.2. Détermination du décalage tectonique……..... 164
1.2.1. Les décalages horizontaux affectant les cônes alluviaux …… 164
1.2.2. Les décalages horizontaux du réseau hydrographique …… 165
1.2.3. Les décalages verticaux ……... 167
1.3. Les méthodes de datations des marqueurs…….. 168
2. Article : Quaternary rates of strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt ……. 169
Abstract……... 171
1. Introduction…… 171
2. Seismotectonic setting…… 174
2. 1. The Zagros fold-and-thrust belt……... 174
2. 2. The Main Recent Fault…… 174
2. 3. The Kazerun Fault …….. 176
2. 4. Regional kinematic pattern…….. 176
3. Materials and methods…….. 177
3. 1. Tectonic geomorphology, characterization of distorted / offset markers…… 177
3. 2. ^{36}Cl exposure dating……. 177
3. 3. U-Th dating of capping calcretes……. 179
4. Determination of slip rates on the Main Recent Fault …….. 179
4. 1. Northeastern fault zone (site 4)……... 179
4. 1. 1. Tectonic geomorphology…… 179
4. 1. 2. Dating…… 182
4. 1. 3. Slip rates……. 185
4. 2. Southwestern fault zone …….. 186
4. 2. 1. Offset of alluvial fans' feeder valleys……. 186
4. 2. 2. Offset of streams (sites 5 and 6)……. 186
4. 2. 3. Dating and regional correlations……. 189
4. 2. 4. Slip rate……... 192
4. 3. Nortwestern fault zone……. 192
4. 3. 1. Offset in the Dorud terrace (site 1)……. 192
4. 3. 2. Dating of the Dorud terrace…… 194
4. 3. 3. Stream offset (sites 2 and 3)……... 194

4. 3. 4. Site correlation ……... 194
4. 3. 5. Slip rate……... 196
4. 4. Summary…….. 196
5. Determination of slip rates along the Kazerun Fault …… 197
5.1. Northern fault zone……... 197
5. 1. 1. Stream offset along the central segment (site 8)……. 197
5. 1. 2. Fan offset on the southern segment (site 9)…… 199
5. 1. 3. Dating …… 201
5. 1. 4. Slip rates……. 202
5. 2. Central fault zone……. 203
5. 2. 1. Alluvial fan and stream offset (site 11 and 10)…….. 203
5. 2. 2. Dating (site 10)……... 205
5. 2. 3. Slip rate……... 207
5. 3. Southern fault zone…….. 207
5. 4. Summary ……. 207
6. Discussion …….. 209
6. 1. The Main Recent Fault……..... 209
6. 2. The Kazerun Fault……... 211
6. 3. Tentative kinematic/kinetic model……... 212
7. Conclusion…….. 213
3. Compléments morphotectoniques……..... 221
3.1. Décalage de drains au travers des deux zones de failles de la Main Recent Fault..... 222
3.2. Décalages kilométriques de drains sur la zone de failles SE de la Main Recent Fault……. 225
3.3. Tectonique active sur la faille de Karehbas…… 227
3.3.1. Cône décalé par la faille de Karehbas et estimation de la vitesse de faille……. 227
3.3.2. Connexion entre la faille de Karehbas et la faille d'Ardakan…... 229
3.4. Conclusions……..... 231
4. Déplacement horizontal fini et âge d'initiation de ce déplacement …… 232
4.1. Calcul de l'âge d'initiation du mouvement décrochant sur les failles…….. 233

4.1.1. La Main Recent Fault……... 233
4.1.2. La faille de Kazerun……. 235
4.1.3. La faille de Karehbas…… 237
4.2. Déplacement horizontal fini des failles d'Ardakan, Sabz-Pushan et Semirom…….. 239
4.2.1. La faille d'Ardakan…… 239
4.2.2. La faille de Sabz-Pushan…….. 240
4.2.3. La faille de Semirom…… 240
4.3. Discussion……..... 241
4.3.1. La mise en place de la Main Recent Fault…… 241
4.3.2. Initiation du mouvement décrochant sur la faille de Kazerun..… 242
4.3.3. Début du mouvement décrochant sur la faille de Karehbas……. 243
4.3.4. Déplacement fini et implications…….. 243
4.4. Conclusion……..... 246
E. DISCUSSION……. 247
1. Mise en place des failles décrochantes dans le Zagros…… 251
1.1. Période anté-Main Recent Fault…….. 251
1.2. Période post-Main Recent Fault…….. 252
2. Accommodation de la convergence par la faille de Kazerun et la Main Recent Fault……..... 255
2.1. Partitionnement de la convergence sur la faille de Kazerun ?..... 255
2.2. Variation spatiale de la vitesse horizontale de la Main Recent Fault…….. 256
3. Mise en place de la Main Recent Fault générée par un détachement du «slab» ? 258
3.1. Un degré de partitionnement élevé ……. 258
3.2. Causes et Conséquences d'un détachement du «slab»……. 260
3.3. Rapports entre le détachement du «slab» et la mise en place de la Main Recent Fault……...… 262
3.4. Un détachement du «slab» sous le Zagros ?..... 262
3.4.1. Un détachement de «slab» à l'Eocène…….. 262
3.4.2. Un détachement de «slab» au Miocène supérieur-Pliocène…….. 263
3.4.3. Données tomographiques sous le Zagros…….. 264
3.5. Subduction continentale et détachement du «slab» sous le Zagros……. 267
3.6. Conclusion…… 268
4. Relation entre la Main Recent Fault et la Faille Nord Anatolienne…… 269

4.1. Corrélation des âges de mise en place et de propagation des failles…… 269
4.2. Processus d'extrusion latérale……... 271
4.3. Main Recent Fault / Faille Nord Anatolienne : une origine commune ?..... 272
F. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSEPECTIVES ……. 273
1. Conclusions générales…….. 275
1.1. Mise en place du partitionnement dans la chaîne du Zagros …….. 275
1.2. Degré de partitionnement et distribution du mouvement sur la Main Recent Fault..…… 275
1.3. Implications pour la géodynamique du Moyen Orient……. 276
2. Perspectives…… 277
2.1. Etude sur détachement du « slab » sous le Zagros …….. 277
2.2. Etude du degré de partitionnement de la convergence dans le Zagros occidental……. 277
2.3. Relation plis-faille…… 279
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES……. 281
G. ANNEXES……. 309
1. Datation par cosmonucléides ^{36}Cl *in situ*..... 311
1.1. Principe……. 311
1.2. Paramètres du calcul…….. 312
1.2.1. Le taux de production……... 313
1.2.2. Mesure de la concentration en ^{36}Cl…….. 315
1.2.3. Le phénomène d'héritage……. 318
1.2.4. Le taux d'érosion…….. 318
1.2.5. Les profils verticaux réalisés afin de déterminer le taux d'érosion.. 319
2. Datation U/Th……. 321
2.1. Principe……. 321
2.2. Préparation et analyse……... 323
3. Compléments de l'analyse géomorphologique…… 324
3.1. Drains affectés par la Faille de Kazerun ……..... 324
3.1.1. Drains décalés sur la zone de failles nord de Kazerun……. 324
3.1.2. Détournement de la Rivière Dalaki par la zone de failles sud de Kazerun …….. 326
4. Article publié : ROLE OF THE KAZERUN FAULT SYSTEM IN ACTIVE DEFORMATION OF THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

ROLE DE LA FAILLE DE KAZERUN DANS LA CHAINE DU ZAGROS (IRAN)……. 327

Abstract – Résumé……. 328

Version française abrégée: …….. 329

1. Introduction, contexte sismotectonique…….. 329

2. Résultats……. 329

3. Discussion……... 329

Version anglaise:…… 330

1. Introduction…… 330

2. Geodynamic setting…… 330

3. Fault segmentation……. 332

4. Fault kinematics and stress regime…….. 332

5. Structural relations at the rear of the fold-and-thrust belt……... 332

6. Discussion – conclusion……. 333

TABLE DES FIGURES

A. LES FAILLES DECROCHANTES DANS LES ZONES DE COLLISION

A.1 : Evolution d'une zone de cisaillement…….. 33

A.2 : Structures de décrochement……. 34

A.3 : Les classes principales de décrochements intra-plaques selon les différents types de terminaison…….. 35

A.4 : Rotations de blocs sur une terminaison chevauchante de décrochement au cours du temps…….. 35

A.5 : Carte structurale de l'Asie…… 36

A.6 : Deux simulations de systèmes partitionnés……. 38

A.7 : Schéma 3D d'un décrochement lithosphérique…… 39

A.8 : Schéma de la ceinture d'accrétion paléozoïque d'Altai pris en sandwich entre deux cratons précambriens…… 40

A.9 : Forces dans une chaîne de montagne……... 41

A.10 : Carte des principales failles actives et des blocs continentaux en Extrême Orient……. 42

A.11 : Poinçonnement d'une plaque rigide-plastique par des blocs de différentes formes et comparaison avec deux cas naturels…….. 42

A.12 : Modèle analogique plastique d'extrusion pour la collision Inde/Asie……... 43

A.13 : Cadre géodynamique de la collision Arabie-Eurasie……. 44

A.14 : Extrusion de la Plaque Anatolie vers la subduction égéenne par le mouvement le long de la Faille Nord Anatolienne et la Faille Est Anatolienne……... 44

A.15 : Cinématique des Alpes centrales……... 45

A.16 : Glissements et rotations de blocs rigides dans une zone de cisaillement avec effet « dominos »…….. 46

A.17 : Modèle de blocs montrant la formation d'un nouveau groupe de failles requis pour accommoder une rotation supérieure à 45°……. 47

A.18 : Résultats des modèles analogiques fragiles (sable) sur 4 stades successifs au cours d'un cisaillement simple distribué……... 48

A.19 : Model de rotation de blocs incorporant le comportement fractal des failles……..... 48

A.20 : Modèle sans extrusion de la collision Inde/Asie où les failles sénestres tournent dans une zone de cisaillement dextre…….. 49

A.21 : Rotations de blocs dans une zone de cisaillement dextre et champ de vitesses associé……... 50

A.22 : Cartes schématiques des Andes centrales à deux stades au cours du Cénozoïque illustrant les rotations induites par l'évolution rotationnelle de la zone oroclinale de Bolivie……. 50

A.23 : Schéma d'une rampe latérale……. 51

A.24 : Schéma structural de la zone de transfert de Tucumàn (TTZ) dans le NW de l'Argentine……. 51

A.25 : Différents facteurs contrôlant le développement d'une ceinture de plis et chevauchements arquée……. 52

A.26 : Modèle analogique d'une ceinture de plis-et-chevauchements arquée formée par poinçonnement montrant la rotation associée à une rampe latérale…… 53

A.27 : Modélisation du partitionnement……... 54

A.28 : Modélisation de la déformation transpressive…… 55

A.29 : Schéma d'une structure en fleur……. 55

A.30 : Bloc diagramme d'une structure en fleur obtenue par modélisation analogique……. 56

A.31 : Bloc diagramme interprétatif des structures en fleur dans la région occidentale de l'Altai…… 56

A.32 : Coupe interprétative des Pyrénées déduite du profil de sismique ECORS…… 57

A.33 : Relations entre le degré de partitionnement, l'angle α et l'orientation, dans le plan horizontal et par rapport à la faille, de l'axe de contraintes instantané minimum (θ_P) dans le cas de la transpression ou maximum (θ_T) dans le cas de la transtension.. 57

A.34 : Géologie et structure de la Faille Alpine à travers l'Ile sud de Nouvelle Zélande…….. 58

A.35 : Partitionnement classique entre une faille décrochante et un système de failles inverses……..... 59

A.36 : Modèle analogique fragile (sable) montrant les failles formées par le mouvement d'une faille de socle penté à 54° et de mouvement inverse-oblique……. 60

A.37 : Zone de déformation transpressive partitionnée dans une zone superficielle cassante et non partitionnée dans la couche ductile profonde……... 60

A.38 : Bloc diagramme schématique montrant le partitionnement entre les chevauchements Shiyang-Dongqingding et Gulang, et la faille décrochante Haiyuan au Tibet……. 61

A.39 : Coupe du système de failles de l'Altyn Tagh autour de 90°E suggérant un partitionnement……. 61

A.40 : Schéma du partitionnement de la convergence oblique dans le contexte d'une subduction d'arc…… 62

A.41 : Modèle schématique du partitionnement de la convergence oblique dans une chaîne de collision…… 63

A.42 : Schéma structural du Myanmar et des régions avoisinantes montrant la Faille de Sagaing…… 64

A.43 : Partitionnement du mouvement à l'est de la Turquie et dans le Caucase……. 65

A.44 : Schéma structural de région de la « Highland Boundary Fault Zone » (HBFZ) en Ecosse…… 66

B. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

B.1 : Cadre géodynamique du Moyen Orient et de l'Asie occidentale……. 71

B.2 : Champ de vitesse horizontal déduit des mesures GPS par rapport à l'Eurasie… 72

B.3 : Topographie de l'Iran et des pays avoisinants (MNT GTOPO30)……..... 73

B.4 : Carte structurale de l'Iran……. 74

B.5 : Reconstruction des micro plaques accrétées à l'Eurasie…….. 75

B.6 : Vecteurs des vitesses GPS horizontales et leurs ellipses de confiance à 95% dans un référentiel Eurasie fixe……. 79

B.7 : Répartition du raccourcissement à l'intérieur de l'Iran d'après les mesures GPS et des estimations basées sur les données géologiques……. 80

B.8 : Reconstruction paléogéograpique en carte et en coupe de l'orogène alpin moyen-oriental et ses zones avoisinantes……. 81

B.9 : Cadre paléogéographique de la Plaque Arabique et des zones avoisinantes à l'Eo-Cambrien……... 83

B.10 : Séquence stratigraphique synthétique de la couverture sédimentaire du Zagros en relation avec les principaux événements tectoniques régionaux et les principaux niveaux de décollement localisés dans les différents domaines du Zagros. 84

B.11 : Coupe longitudinale du plateau iranien montrant le modèle de tomographie des ondes Pn…….. 87

B.12 : Modèle lithosphérique de la chaîne du Zagros…….. 88

B.13 : Cartes des isobathes du Moho réalisée à partir de mesures gravimétriques….. 89

B.14 : Analyses en fonctions récepteur crustales sur un transept du Zagros et de l'Iran central…….. 89

B.15 : Coupe crustale du modèle réalisé à partir de tomographie d'ondes de surface……... 90

B.16 : Carte de la profondeur du socle dans la partie SE du Zagros d'après les donnée magnétiques…….. 90

B.17 : Schéma structural du Zagros…….. 91

B.18 : Coupe équilibrée du Zagros……... 91

B.19 : Sismicité du Zagros…… 93

B.20 : Histogramme de la distribution des séismes avec la profondeur dans le Zagros sur 25 événements……. 93

B.21 : Coupe synthétique interprétative du Zagros indiquant les chevauchements et les décrochements du socle et les mécanismes au foyer associés……. 94

B.22 : Failles principales du Zagros…….. 95

B.23 : Localisation des coupes équilibrées dans le Zagros extraites de la bibliographie…….. 97

B.24 : Carte sismotectonique des confins de l'lran de l'Anatolie et du Caucase…….. 98

B.25 : Vecteurs glissements co-sismiques des chevauchements…….. 99

B.26 : Carte de la Main Recent Fault entre 36°N et 32°N. …….. 100

B.27 : Schéma structural du Zagros central…….. 101

B.28 : Mécanismes au foyer dans le Zagros central…….. 102

C. PARTITIONNEMENT DE LA CONVERGENCE OBLIQUE FIN TERTIAIRE DE LA CEINTURE DU ZAGROS

C.1 : concept d'un Système d'information géographique (SIG)…….. 110

C.2 : Relation entre la magnitude d'un séisme et la surface de rupture…… 111

C.3 : Ellipsoïde de contraintes…….. 113

C.4 : Contraintes appliquées sur un point P……. 113

C.5 : Principaux types de failles en fonction des directions théoriques des contraintes principales…….. 116

Figures de l'article : LATE CENOZOIC PARTITIONING OF OBLIQUE PLATE CONVERGENCE IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

Figure 1. Structural frame of the Alpine collision belt in the Middle East…….. 119

Figure 2. Structural map of the Zagros fold-and-thrust belt……. 120

Figure 3. Traces of active faults in the Central Zagros showing the southeastern part of the Main Recent Fault and the Kazerun Fault and associated faults…… 123

Figure 4. Geology and structure of the High Zagros Belt between 47 and 51°E……. 125

Figure 5. Block diagram showing the structural relationships in the Dorud region…. 126

Figure 6. Three-stage, Late Cenozoic evolution model of the High Zagros Belt…. 128

Figure 7. Relations between folds and the Central Kazerun fault zone and lateral offsets determination……. 130

Figure 8. Structural geology at the northern tip of the Kazerun Fault……. 132

Figure 9. Results of fault-slip data inversions on the faults of the study area…….. 136

Figure 10. Fault populations and inversion results of the study area……..... 137

Figure 11. Synthetic kinematic model of the fault system distributing slip of the Main Recent Fault to the Zagros fold-and-thrust belt……... 143

D. TECTONIQUE ACTIVE SUR LES FAILLES DECROCHANTES MAJEURES DU ZAGROS.

D.1 : Schéma d'un cône alluvial de régions semi-arides, profils et distribution des faciès sédimentaires……... 162

D.2 : Cône décalé horizontalement pas une faille……. 165

D.3 : Différents types de décalage de rivières par une faille décrochante…… 166

Figures de l'article : QUATERNARY RATES OF STRIKE-SLIP PARTITIONING IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT.

Figure 1. Structural frame of the Alpine collision belt in the Middle East…….. 172

Figure 2. (a) Structural map of the Zagros fold-and-thrust belt (b) Synthetic scheme of the three deformation domains of the Zagros fold-and-thrust belt……..... 173

Figure 3. Traces of active faults in the Central Zagros with geomorphic sites of this study on the GTOPO 30 digital elevation model…….. 180

Figure 4. (a) SPOT satellite image of the northeastern fault zone of the MRF at site 4. (b) Same image with elevation contours, the drainage pattern, and the active fault trace and the boundaries of the studied fan. (c) View of the calcrete topping the fan deposits. (d) 3D schematic view of the offset streams incised in the fan…….. 181

Figure 5. (a) Map view of the differential GPS survey along the ridges and streams at site 4. (b) Topographic profiles of streams and ridges projected on a section perpendicular to the fault trace. (c) Lateral offset measurements by using method 1. (d) Lateral offset measurements by using method 2……. 181

Figure 6. (a) Exposure ages of samples for each site. (b) Curves show age probability sums for sites 4, 7 and 11. (c) Profiles of the ^{36}Cl concentration with depth of seven samples sampled each 50 cm at site 7 and site 9a……. 183

Figure 7. Slip rate ranges from each offset measurement to quantify the mean centred slip rate……. 187

Figure 8. Morphotectonics of site 7 on the southeastern fault zone of the MRF……. 188

Figure 9. Tectonic geomorphology, stream offsets and restoration of slip along the

southeastern fault zone of the MRF at sites 5 (a) and 6 (b)…… ……. 190

Figure 10. (a) 5-m resolution SPOT satellite image of site 1 along the northwestern edge of the Dorud depression. (b) SW-facing view of the terrace associated to the fault scarp of 20m-high and it bounding escarpment…… 193

Figure 11. (a) Spot satellite image of the site 2 indicating drainage basin affected by the northwestern fault zone of the MRF. (b) The topographic map of site 3 that indicates the northwestern fault zone of the MRF crossing a large detrital deposits and affecting the drainage pattern and the topographic map cut and slid to 750 ±20 m…… 195

Figure 12. 3D-view, looking towards the NNW, of the interference zone between the Main Recent Fault (MRF), the Kazerun Fault (KF) and the Main Zagros Reverse Fault (MZRF)…… ……... 197

Figure 13. Tectonic geomorphology and stream offsets along the central segment of the northern fault zone of the Kazerun Fault at site 8……..... 198

Figure 14. Morphotectonic environment of sites 9a and 9b along the southern segment of the northern Kazerun fault zone on a 15-m resolution LANDSAT image. 199

Figure 15. (a) 15-m resolution LANDSAT satellite image of the site 9a. (b) West looking view and interpretative sketch of the anticline developed above the southern fault. (c) Topographic profile of the fan-terrace surface (located on Figure 16a)……. 200

Figure 16. (a) 15-m resolution LANDSAT satellite image of site 9b…….. 201

Figure 17. Upstream length versus upstream watershed basin surface area of each offset stream channel at sites 6 and 8 along the Main Recent Fault and the Kazerun fault. Circled symbols are the streams that were used to constrain the lateral offset and slip restoration……..... 202

Figure 18. Morphotectonics of site 11 along the central Kazerun fault……..... 204

Figure 19. SPOT satellite image of the site 10 indicating the central fault zone of the KF crossing fans and vertical profiles on the fan deposits. …… 206

Figure 20. Tectonic geomorphology of site 12 on the southern fault zone of the Kazerun Fault…… 208

Figure 21. (a) Review of deformation and slip rate distribution through the Middle East. (b) Active deformation in the central Zagros……..... 210

D.4 : Localisation des différents sites de cette analyse géomorphologique complémentaire……..... 222

D.5 : Analyse géomorphologique de la région du site 4 et du site 5 sur les zones de failles de la MRF……..... 223

D.6 : Décalages tectoniques de l'ordre de 1300 m des drainages sur la zone de failles sud-est de la MRF……... 226

D.7 : Cône alluvial décalé par la faille de Karehbas……. 228

D.8 : Paléo-lac affecté par des segments de failles connectant la faille d'Ardakan au nord, de la faille de Karehbas au sud sur la carte des pentes réalisée à partir du MNT SRTM 90……..... 229

D.9 : Photo montrant la surface d'abandon plane ainsi que sa forte incision……... 230

D.10 : Photo de l'affleurement de roches affectées par le segment de faille passant par le seuil……..... 230

D.11 : Synthèse des décalages géologiques cumulés (D) estimés depuis l'initiation du mouvement décrochant le long de chaque zone de failles superposée au relief ombré……. 233

D.12 : Terminaison NO de la Main Recent Fault (MRF) associée à deux bassins extensifs……. 234

D.13 : Carte des drainages le long de la MRF actuelle……. 234

D.14 : Dépression au nord de la faille de Kazerun formée par le mouvement dextre de la faille et le déplacement vers le SE du bloc situé entre la faille de Kazerun (KF) et la Main Zagros Reverse Fault (MZRF)…… …… 235

D.15 : Décalage d'un anticlinal le long du segment central de la zone de failles centrale de Kazerun……..... 236

D.16 : Anticlinal décalé par la faille de Karehbas…… 238

D.17 : Schéma structural de la terminaison nord de la faille d'Ardakan…….. 239

D.18 : Anticlinal découpé et décalé par la faille de Sabz-Pushan……. 240

D.19 : Décalage d'un anticlinal par la faille de Semirom……. 241

D.20 : Distribution du déplacement de la MRF sur les failles décrochantes en éventail du Zagros central……. 244

D.21 : Vue 3D de l'arrangement en éventail des failles du Zagros central…….. 245

E. DISCUSSION

E.1 : Blocs diagrammes montrant deux stades de l'évolution du Zagros central et la mise en place de la MRF. ……. 249

E.2 : Schéma structural de la partie méridionale du Zagros central montrant les relations entre la Formation Bakhtiari pliocène (discordance fini Mio/Pliocène) et les différentes formations sous jacentes……. 252

E.3 : Modèle cinématique du système de failles en éventail distribuant le déplacement de la Main Recent Fault vers l'est sur les structures compressives de la chaîne du Zagros……... 253

E.4 : Localisation des coupes équilibrées dans le Zagros extraites de la bibliographie…….. 255

E.5 : Variation du taux de déplacement horizontal le long de la MRF……. 257

E.6 : (a) Trajectoires de l'axe de contraintes compressif déduits de la direction des axes P et de la cinématique de failles. (b) Relations entre le degré de partitionnement, l'angle α et l'orientation dans le plan horizontal et par rapport à la faille, de l'axe de contraintes instantané minimum (θ_P) dans le cas de la transpression ou maximum (θ_T) dans le cas de la transtension……..... 259

E.7 : Forces agissant sur le panneau lithosphérique plongeant……. 261

E.8 : Reconstitution de l'évolution géodynamique du «slab» sous le Zagros…….. 263

E.9 : Modèle lithosphérique de la chaîne du Zagros orientale…….. 264

E.10 : Coupes tomographiques à travers le Zagros…….. 266

E.11 : Schéma montrant l'évolution du système de la faille Nord Anatolienne (NAF) et la Main Recent Fault (MRF) du Miocène supérieur à l'actuel…….. 270

F. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

F. 1 : Coupe à travers la ceinture du Haut Zagros montrant le système partitionnant la déformation…… 278

F.2 : Vue de cônes affectés par la High Zagros Fault localisés sur la montagne de Zard Kuh……..... 278

F.3 : Séismes $M_b \geq 5$ du Zagros et localisation de la Mountain Frontal Fault (MFF)... 279

F.4 : Schéma représentant un anticlinal et son drainage……... 280

G. ANNEXES

G.1 : Variation de la production en ^{36}Cl dans des roches ultramafiques en fonction de la profondeur pour les différentes réactions……. 314

G.2 : Schéma simplifié du spectromètre de masse isotopique par accélération au laboratoire national CAMS de Lawrence Livermore (USA)…… ……... 317

G.3: Diagramme de la concentration en ^{36}Cl en fonction de l'âge d'exposition selon différent taux d'érosion d'après Lal [1991]…… ……. 319

G.4 : Analyse des échantillons du profil de terrasse (site 1) et des profils de cône (site 7 et 9a)…… ……..... 320

G.5 : Représentation de la méthode des isochrones d'après Rosholt [1976]. Les losanges représentent les échantillons……... 322

G.6 : Drainages principaux sur la zone de failles nord de Kazerun présentés sur l'ombrage du MNT SRTM 90……... 324

G.7 : Décalage d'un drain mineur sur la zone de failles nord de la KF…… 325

G.8 : Rivière Dalaki et son ancien tracé à l'aval de la zone de failles sud de Kazerun présentés sur l'image satellite LANDSAT…… 326

G.9 : Photographie et interprétation montrant les terrasses basculées et soulevées par

le mouvement vertical le long des chevauchements de la zone de failles sud de Kazerun…….. 327

Figures de l'article: ROLE OF THE KAZERUN FAULT SYSTEM IN ACTIVE DEFORMATION OF THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

Figure 1. Structural frame of the Middle-East portion of the Alpine collision belt..... 330

Figure 2. (a) Compilation of shallow (≤ 60 km) earthquake epicenters and focal mechanisms in the Zagros fold-and-thrust belt superimposed on a fault pattern. (b) Active fault segmentation of the KFS. (c) Results of the fault-slip data inversion…... 331

Figure 3. (a) Structural map of the Borujen region. (b) Shortening trajectories (normal to the fold axes) superimposed on the main structures..……..... 332

Figure 4. Block diagrams showing the two-stage evolution model of the northern terminaison of the Kazerun fault system……..... 333

Figure 5. Synthetic map of the fault system distributing slip of the MRF to the Zagros fold-and-thrust belt. ……..... 334

LISTE DES TABLEAUX

B. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

B.1 : Compilation bibliographique sur les âges proposés pour la collision dans le Zagros…… 86

B.2 : Compilation bibliographique des estimations de raccourcissement à travers le Zagros à partir de coupes équilibrées……. 97

C. PARTITIONNEMENT DE LA CONVERGENCE OBLIQUE FIN TERTIAIRE DE LA CEINTURE DE PLIS ET CHEVAUCHEMENTS DU ZAGROS.

Tableau de l'article: LATE CENOZOIC PARTITIONING OF OBLIQUE PLATE CONVERGENCE IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

Table 1. Results of stress-tensor inversions from fault-slip data[a]……. 135

D. TECTONIQUE ACTIVE SUR LA MRF ET SUR LES FAILLES DECROCHANTES MAJEURES DU ZAGROS CENTRAL.

Tableaux de l'article: QUATERNARY RATES OF STRIKE-SLIP PARTITIONING IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT.

Table 1. ^{36}Cl calculated surface abandonment ages with site characteristics. ……. 184

Table 2. Horizontal tectonic offsets and corresponding slip rate estimates along the Main Recent Fault and the Kazerun Fault. ……... 185

D. 1 : Décalage cumulé depuis l'initiation du mouvement horizontal le long de la faille, vitesse quaternaire long-terme de la faille et âge de cette initiation……. 232

E. DISCUSSION

E.1 : Compilation bibliographique des estimations de raccourcissement à travers le Zagros à partir de coupes équilibrées. …..... 256

F. ANNEXES

G. 1 : Principaux cosmonucléides utilisés pour les datations de surfaces terrestres……. 312

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Lorsque deux plaques continentales se confrontent, la déformation est absorbée à travers de vastes domaines orogéniques. La répartition de la déformation dans ces domaines n'est pas homogène. Elle est accommodée par de multiples structures indépendantes ou interconnectées d'orientations variées (chevauchements, failles inverses, plis, failles décrochantes …).

Le raccourcissement imposé aux limites du domaine en collision est généralement accommodé par une compression induisant un épaississement de la croûte continentale. Cependant les failles décrochantes sont couramment observées dans ces domaines. La rigidité relative de la croûte continentale et les hétérogénéités qu'elle contient amènent la déformation à se localiser aux limites de blocs crustaux se déplaçant horizontalement et/ou subissant des rotations autours d'axes verticaux.

Les failles décrochantes crustales ou lithosphériques participent activement aux mouvements orogéniques de multiples façons. Elles peuvent transférer le mouvement de raccourcissement d'une ligne de chevauchements à une autre, absorber les déformations par rotation de blocs, assister l'étalement gravitaire d'une chaîne, permettre l'extrusion de blocs sous l'effet d'un poinçonnement et/ou accommoder une partie de l'obliquité de la convergence aux limites du système considéré par partitionnement. C'est-à-dire qu'une partie du mouvement de coulissage se fait horizontalement le long de ces failles alors que la part essentielle du raccourcissement est absorbée par des failles inverses et des plis parallèles à l'allongement du domaine orogénique.

Afin de comprendre et de quantifier le fonctionnement d'un domaine orogénique, il faut donc tenir compte du comportement des failles décrochantes. La principale difficulté de cette tâche est de sommer toutes les déformations et les déplacements le long des différentes structure afin de faire un bilan entre les contraintes et les déplacements appliqués aux limites du domaine orogénique d'une part, et la distribution de ces mêmes contraintes et déplacements au sein du domaine déformé, d'autre part. L'objectif ultime d'un tel travail est de relier la déformation interne du domaine orogénique à la cinématique du rapprochement des plaques lithosphériques. Une des importantes applications d'une telle approche est, par exemple, l'identification et la cartographie des accidents accumulant les contraintes dans le but de mieux définir l'aléa sismique des zones de convergence qui concentre les tremblements de terre les plus dévastateurs (22/02/2005, Kerman Iran, Mw :6.4 (plus de 612 morts) ;

21/06/2003, Nord Algérie, Mw :6.8 (2266 morts) ; 17/08/1999, Istanbul Turquie, Mw : 7.4, (17118 morts) …).

L'étude présentée dans ce mémoire est une contribution à la compréhension du comportement des décrochements dans les chaînes de collision et à la caractérisation de leur rôle dans l'accommodation de la déformation, notamment dans un contexte de partitionnement. L'étude s'intéresse plus spécifiquement à leur rôle dans le cas où le vecteur de convergence entre les deux plaques en collision est oblique par rapport à la limite de plaques. Le travail s'intéresse à la ceinture de plis-et-chevauchements du Zagros localisée sur la marge nord de la plaque Arabique, en Iran. Cette chaîne, sismiquement très active, est un prisme d'accrétion continental de direction NW-SE formé à la suite de la collision Arabie-Eurasie depuis le Miocène. Le vecteur de convergence relative des plaques Arabie et Eurasie fait un angle de 45° par rapport à la direction de la suture rectiligne de la chaîne. La structure de la chaîne est principalement caractérisée par des plis et des chevauchements longitudinaux. Mais de grands systèmes décrochements actifs recoupent ou relient ces structures compressives.

Ce travail s'attache à la caractérisation de la géométrie, de la cinématique et du taux de déplacement des deux principaux décrochements affectant le Zagros ainsi que leurs relations spatiales et temporelles avec les structures compressives de la chaîne depuis le début du Néogène supérieur. Ces deux systèmes décrochants sont la « Main Recent Fault » parallèle à la chaîne, bordant au nord la partie occidentale du Zagros, et la faille de Kazerun, de direction N-S, ainsi que les failles secondaires associées.

Une première part du travail est basée sur une étude structurale multi-échelle, rendue possible par l'utilisation d'un système d'information géographique (SIG). Il regroupe des données diverses telles que des cartes topographiques, des cartes géologiques, des images satellites, des modèles numériques de terrain, et des données récoltées lors des trois campagnes de terrain. Ces missions ont été réalisées avec la collaboration du laboratoire IIEES à Téhéran. L'étude structurale a permis de cartographier la géométrie des failles décrochantes et des structures avoisinantes ainsi que de déterminer leur cinématique (calcul du tenseur de contraintes par inversions de vecteurs glissement (stries) mesurés sur des plans de faille).

Afin de quantifier le taux de déplacement le long des décrochements, une deuxième part du travail a consisté à faire une analyse géomorphologique couplée à des datations absolues de marqueurs affectés par ces failles. Ces objets sont des réseaux de drainage et les dépôts quaternaires qui en sont issus. Ils ont été identifiés en premier lieu sur les images

satellites, puis examinés sur le terrain. Des mesures topographiques et un échantillonnage de la surface des dépôts ont été effectués dans le but d'obtenir le décalage tectonique et l'âge de leur mise en place. Les méthodes de datation utilisées sont la méthode de datation cosmogénique ^{36}Cl sur des galets carbonatés et la méthode des isochrones U/Th sur les calcrêtes recouvrant parfois les dépôts.

Les résultats permettent de préciser les liens géométriques, cinématiques et temporels étroits existants entre ces deux systèmes de faille et le rôle de premier ordre que ce système connecté exerce dans le partitionnement de la convergence oblique. Il permet en outre de préciser le contexte et l'âge de leur mise en place et d'élaborer un modèle cinématique appuyé par la quantification de leur vitesse à l'échelle de la chaîne. Les résultats apportent de nouvelles contraintes pour la compréhension de la collision Arabie - Eurasie et plus généralement sur la place des décrochements dans l'accommodation de la convergence oblique dans les domaines en collision.

Le travail est présenté en cinq parties dans le présent mémoire:

La partie A est une synthèse bibliographique sur l'état des connaissances sur les failles décrochantes dans les zones de collision. La partie B introduit l'histoire et le cadre géodynamique du Zagros, la déformation active de la chaîne, ainsi que les caractéristiques principales des failles décrochantes étudiées. La partie C présente les résultats de l'analyse structurale qui permettent de préciser la géométrie et la cinématique de la « Main Recent Fault » et de la faille de Kazerun ainsi que les modalités de mise en place de la « Main Recent Fault » et de l'établissement de sa connexion avec la faille de Kazerun. Ces résultats permettent d'aboutir à un modèle d'évolution cinématique du Zagros central depuis la fin du Miocène. La partie D est dédiée à la quantification des vitesses quaternaires de glissement le long des deux systèmes de failles. Elle présente les résultats de l'étude géomorphologique de marqueurs quaternaires décalés par les failles et datés par la méthode des cosmonucléides ^{36}Cl. Ces vitesses sont replacées dans leur contexte géodynamique afin de préciser le schéma intégré du partitionnement de la déformation dans la chaîne du Zagros. Les résultats sont complétés par une étude de tectonique active sur les failles décrochantes à l'est de la faille de Kazerun. Enfin, la partie E est une discussion générale des implications de ces résultats sur la géodynamique de la chaîne du Zagros et de la collision alpine moyenne-orientale. Cette synthèse permet de proposer des pistes potentielles pour des recherches futures.

PARTIE A :
LES FAILLES DECROCHANTES DANS LES ZONES DE COLLISION

A. LES FAILLES DECROCHANTES DANS LES ZONES DE COLLISION

Les failles décrochantes sont des failles dont le mouvement est essentiellement latéral (horizontal). Il en existe deux grandes catégories. Les failles transformantes et les failles coulissantes ou décrochements intraplaques. Les premières transfèrent le mouvement d'une limite de plaque à une autre, ce sont elles-mêmes des limites de plaques, les secondes sont localisées à l'intérieur des plaques [Wilson, 1965; Sylvester, 1988]. Dans les domaines en collision, les failles coulissantes sont couramment observées. Afin d'appréhender la cinématique globale d'une chaîne, il important de les prendre en considération. Dans cette partie, nous passons en revue les caractéristiques cinématiques et mécaniques des failles décrochantes dans les domaines en collision. Le but est de poser les bases nécessaires à l'interprétation tectonique des résultats acquis sur les failles décrochantes du Zagros.

1. Caractéristiques d'une faille décrochante

1.1. Géométrie

La caractéristique majeure des failles décrochantes est la linéarité de leur trace maintenue sur de longues distances. Lorsque les failles décrochantes se forment, les segments de faille ont au préalable une géométrie en échelon. Ils évoluent ensuite par rotation pour former un réseau de failles anastomosé et linéaire (Figure A.1) [Tchalenko, 1970; Harding, 1985].

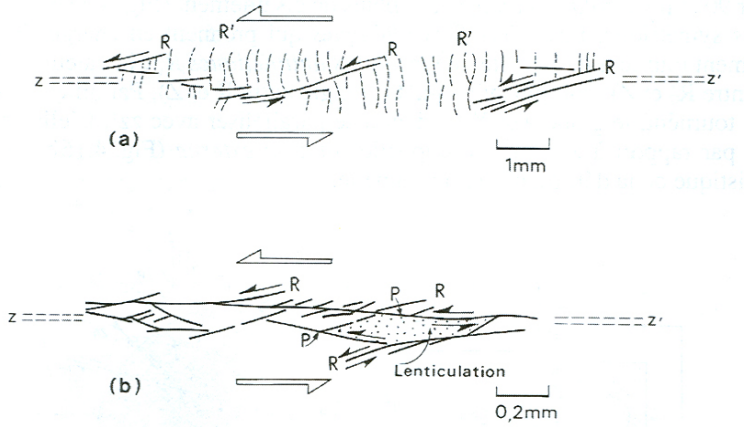


Figure A.1 : Evolution d'une zone de cisaillement [d'après les modèles analogiques de Tchalenko, 1970, in Mercier et Vergely, 1999].

Le segment de faille est l'élément unitaire du système de failles. Un groupe de segments forme une zone de failles et l'ensemble des zones de failles constitue le système. La discontinuité entre deux segments inclue les changements d'orientation de la faille (courbure ou « bend »), les zones de relais de failles entre deux segments alignés ou disposés en échelon. Dans un système de failles décrochantes, la région située entre deux segments disposés en échelon peut être en compression ou en extension selon la disposition des segments relativement au vecteur glissement (Figure A.2). Il en est de même au niveau d'une courbure (Figure A.2). Si la zone de relais encadre des blocs, le mouvement des failles engendre la rotation des blocs en analogie avec le basculement de « dominos » (Figure A.2).

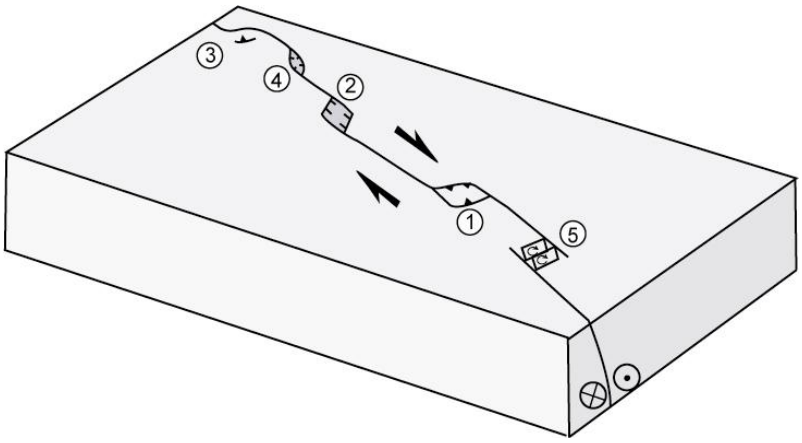


Figure A.2 : Structures de décrochement. (1) zone de relais en compression, (2) zone de relais en extension, (3) courbe du segment en compression « restraining bend », (4) courbe du segment en extension « releasing bend », (5) rotation de blocs dans une zone de relais.

1.2. Types de terminaison

De même que dans un segment, dans un système de failles décrochantes on distingue généralement la partie centrale des terminaisons. Les terminaisons ont un rôle majeur dans l'accommodation du déplacement au bout des failles. En effet, en fonction de leur géométrie, leur orientation et leur extension, elles localisent, elles transfèrent ou elles diffusent le mouvement de la faille.

Deux grands types de failles décrochantes sont distingués ; les failles confinées et les failles de transfert (Figure A.3). Les failles confinées voient leur déplacement horizontal décroître vers leurs terminaisons. La terminaison peut être caractérisée par des ramifications de segments. C'est une terminaison en « queue de cheval » (Figure A.3, « strike-slip termination »). Elle permet de distribuer et de diffuser le mouvement sur une large zone déformée. Certaines terminaisons sont rotationnelles (Figure A.3). Ces terminaisons limitent

des blocs. Le déplacement le long des failles entraîne la rotation des blocs autours d'axes verticaux. Le mouvement reste horizontal et localisé dans la zone de rotation. La terminaison peut être aussi compressive ou distensive (Figure A.3). Dans ces conditions, la terminaison est courbe et connectée à plusieurs failles inverses ou normales, respectivement. Ce type de terminaison permet un transfert du mouvement sur de nouvelles structures qui peuvent affecter une large zone.

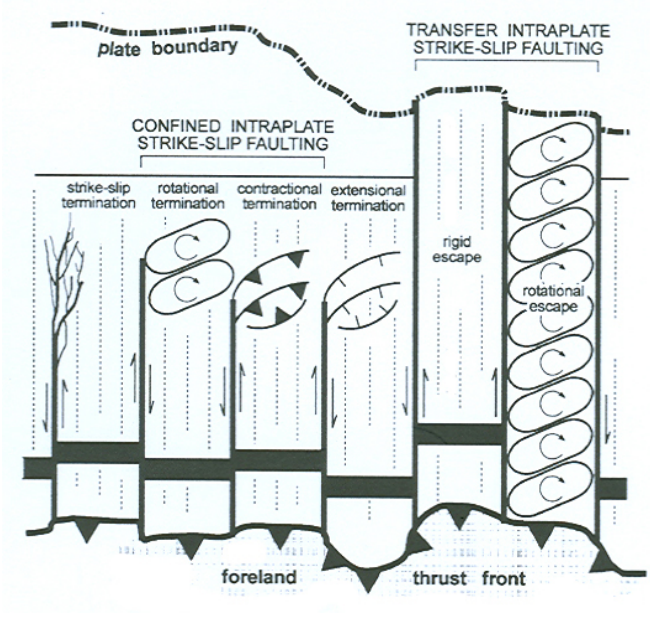


Figure A.3 : Les classes principales de décrochements intra-plaques selon les différents types de terminaison [d'après Storti et al., 2003].

Les terminaisons chevauchantes s'accompagnent parfois de rotations de blocs antihoraires ou horaires selon le sens de la propagation de la terminaison chevauchante pour un même sens de décrochement (Figure A.4). C'est le cas par exemple des terminaisons courbées de la Faille de Artz Bodg et la Faille de Bogd en Mongolie [Bayasgalan et al., 1999].

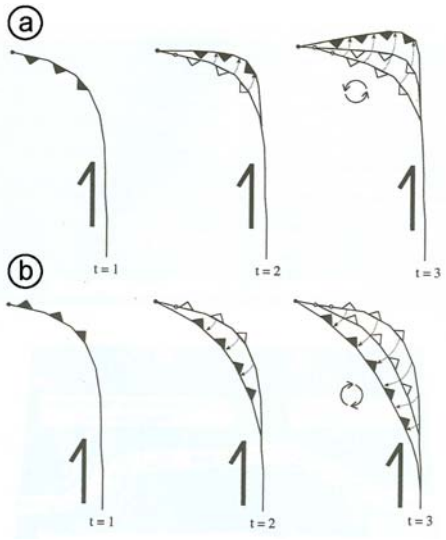


Figure A.4 : Rotations de blocs sur une terminaison chevauchante de décrochement au cours du temps (t=1 à t=3) [d'après Cunningham et al., 2003]. (a) La propagation du chevauchement terminal se fait dans le sens du déplacement du décrochement. (b) La propagation du chevauchement terminal se fait dans le sens inverse du sens du déplacement du décrochement.

Les failles de transfert se prolongent jusqu'à la limite de plaques, permettant au déplacement sur le décrochement d'être accommodé à l'extérieur de la plaque qu'elles affectent (recoupent). La zone de cisaillement Pamir-Baikal-Okhotsk en Asie illustre ce type de failles. Elle sépare le bloc stable eurasien de la partie déformée de l'Asie au sud [Davy et Cobbold, 1988], et connecte la syntaxe ouest himalayenne à la limite de la Plaque Pacifique (Figure A.5) [Jolivet et al., 1999].

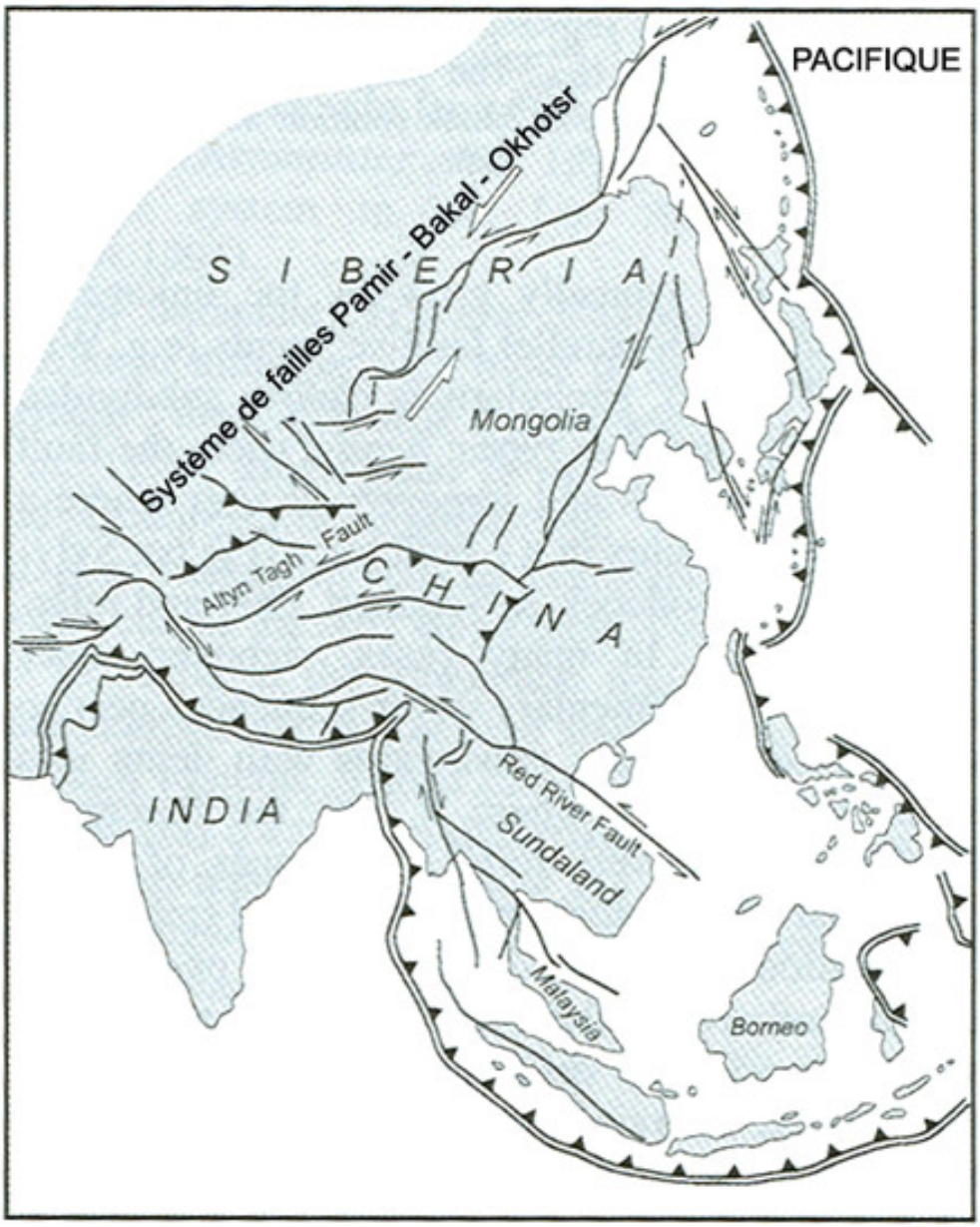


Figure A.5 : Carte structurale de l'Asie [d'après Jolivet et al., 1999, in Storti et al., 2003].

2. Mécanismes et moteurs d'activation

2.1. Partitionnement des contraintes

Les failles décrochantes sont associées à un régime de contraintes décrochant ($\sigma 1$ et $\sigma 3$ horizontaux). Dans une zone de collision, lorsqu'une faille est oblique par rapport au vecteur convergence ou à la direction de raccourcissement, le régime de contraintes théoriquement appliqué sur cette faille est à la fois compressif et décrochant, c'est un régime transpressif [Harland, 1971]. Le développement d'une faille décrochante nécessite donc la réorganisation du champ de contraintes. Le champ de contraintes doit être partitionné, c'est-à-dire décomposé pour qu'un régime de contraintes décrochant s'applique sur la faille et active le mouvement décrochant.

Afin de comprendre pourquoi le champ de contraintes transpressif est partitionné sur une même faille verticale décrochante au lieu d'impliquer un mouvement oblique sur une faille « pentée » (pendage ≤ 80°), il faut se pencher sur le principe de physique fondamentale de minimisation de l'énergie dissipée. Considérant que les roches sont élastiques, pour deux failles parallèles, la faille « pentée » possédant une surface projetée plus grande que la faille verticale, pour la même contrainte horizontale, la friction sur la faille « pentée » est plus importante que sur la faille verticale. Il est donc théoriquement plus favorable d'accommoder la composante décrochante le long de la faille verticale que le long d'une faille « pentée », la composante compressive restant accommodée par la faille « pentée » [Michael, 1990; Molnar, 1992]. Cette configuration est plus stable et dépense moins d'énergie qu'une seule structure accommodant un mouvement oblique. Si les roches ont une rhéologie plastique, des comportements similaires mais non identiques sont attendus [Platt, 1993].

Des modèles numériques simulant la distribution du partitionnement des contraintes sur des systèmes décrochants et chevauchants ont été réalisés sur le segment « Big Bend » de la Faille San Andreas en Californie ainsi que près de l'intersection des failles Gulang et Haiyuan au Tibet (Figure A.6) [Bowman et al., 2003]. Les modèles forcent le mouvement inverse-oblique sur une faille à 10-20km de profondeur sous une plaque élastique et montrent que les contraintes induites par la faille profonde se répartissent sur différents systèmes en surface. Ces modèles permettent d'examiner la relation entre les mécanismes prédits et observés sur des systèmes géologiques types.

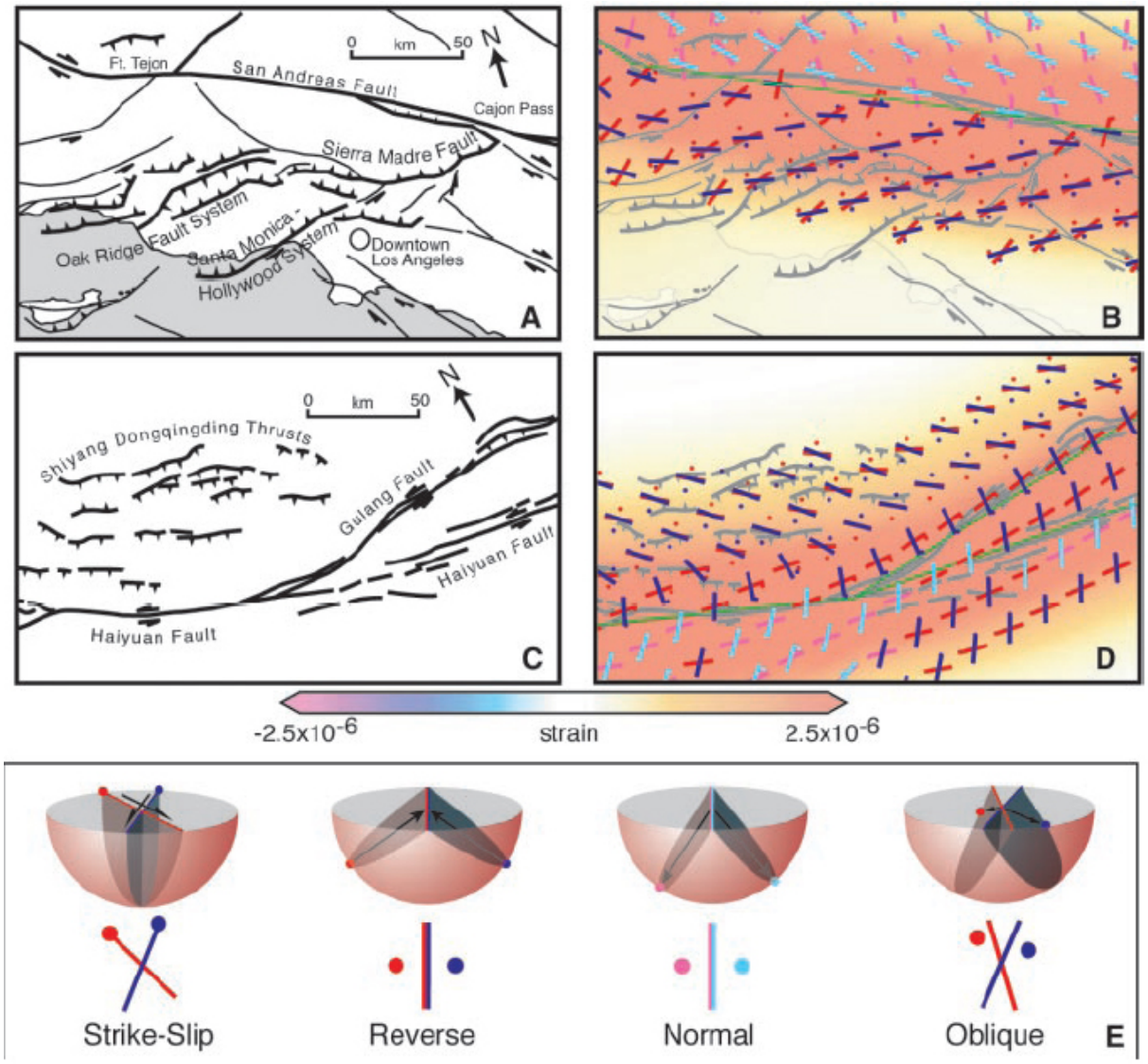


Figure A.6 : Deux simulations de systèmes partitionnés [d'après Bowman et al., 2003]. Le rouge indique des mécanismes de composante sénestre et le bleu indique des mécanismes de composante dextre. Les mécanismes en faille normale sont distingués par des couleurs claires et les couleurs foncées sont attribuées aux mécanismes en faille inverse. (A) Carte géologique simplifiée de la Californie du Sud. (B) Distribution des contraintes à la surface résultant du glissement sur la Faille San Andreas en profondeur. (C) Carte géologique simplifiée de la Faille Haiyuan au Tibet. (D) Distribution des contraintes à la surface résultant du glissement sur la Faille Haiyuan en profondeur. (E) Représentation des plans de fractures optimum sur une projection sur l'hémisphère inférieur (voir commentaires dans le texte).

2.2. Réactivation des zones de faiblesses

Les considérations précédentes suggèrent qu'une zone de faiblesse dans la lithosphère continentale (le plus souvent une discontinuité) tend à localiser la déformation dans la croûte et la lithosphère. Cette discontinuité représente avant tout une anisotropie mécanique. Sous contraintes, la réactivation de la discontinuité est énergétiquement plus aisée que la formation

de nouvelles failles [Thatcher, 1995]. Elle doit être favorablement orientée pour minimiser le travail, à un angle pour lequel le coefficient de friction du glissement est plus faible que le coefficient de friction interne pour former une nouvelle faille [e.g., Jones et Tanner, 1995]. La localisation des failles décrochantes est donc généralement liée à la réactivation d'une zone de faiblesse ou d'une discontinuité. La réactivation est parfois polyphasée car l'architecture de la croûte continentale est préservée sur de longues périodes géologiques. Les discontinuités sont généralement héritées (1) de zones de suture, (2) de la fracturation de la marge passive lors d'une phase de rifting antécédente, (3) d'une schistosité pénétrative régionale, (4) d'anciennes failles décrochantes d'échelle lithosphérique ayant généré dans la croûte et dans le manteau une fabrique tectonique (cas particulier du point 3) (Figure A.7).

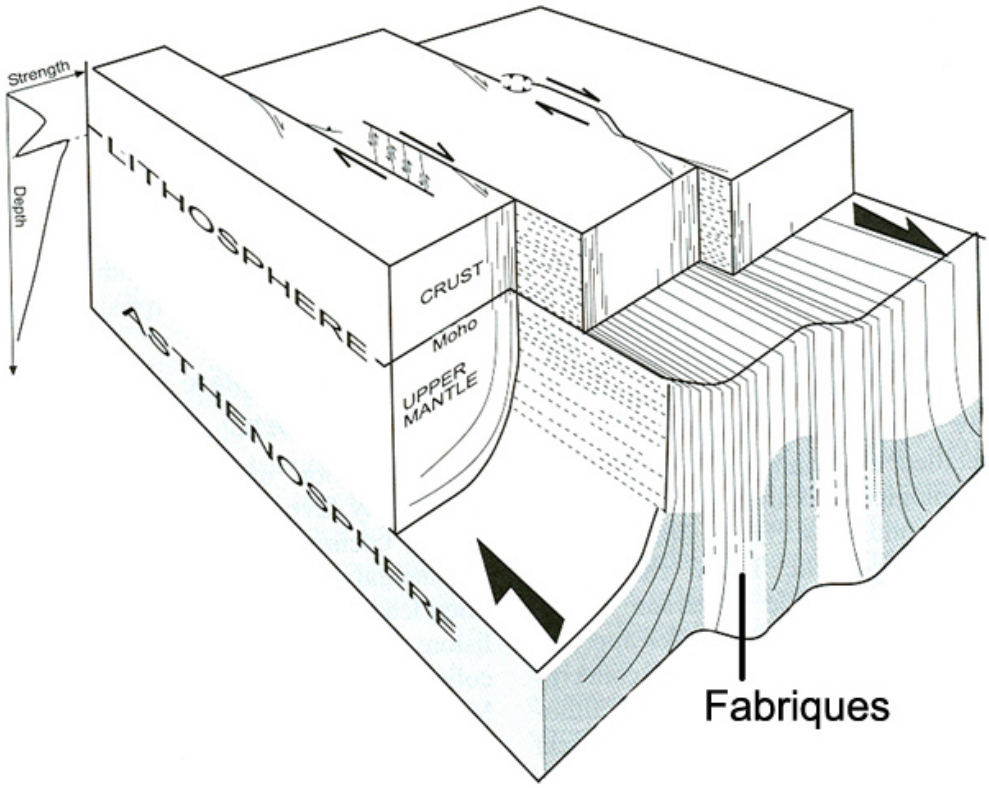


Figure A.7 : Schéma 3D d'un décrochement lithosphérique [d'après Teyssier et Tikoff, 1998, in Vauchez et al., 1998].

Ces discontinuités forment les marges de blocs crustaux, souvent de cratons. Par exemple, la zone de cisaillement dans l'Altai en Mongolie s'est localisée sur la ceinture d'accrétion paléozoïque des Altaids limitée par deux cratons (Figure A.8) [Cunningham et al., 2003]. Par conséquent, l'étude des failles décrochantes dans les zones de collision nécessite une connaissance de l'état de pré-fracturation de la croûte déformée.

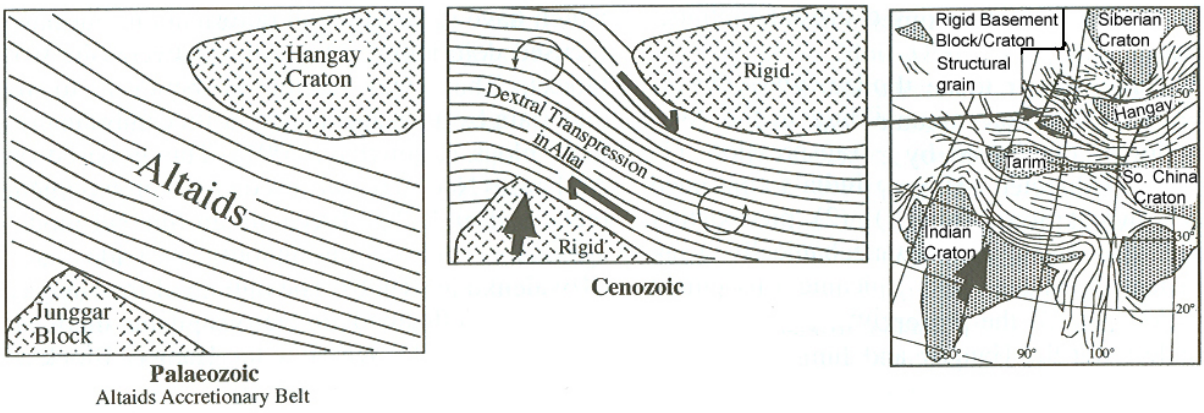


Figure A.8 : Schéma de la ceinture d'accrétion paléozoïque d'Altai pris en sandwich entre deux cratons précambriens. La déformation induite est transpressive dextre et associée à des rotations [d'après Cunningham et al., 2003].

2.3. Exemple de l'extrusion horizontale

Le mouvement latéral des blocs crustaux peut s'intégrer dans un processus d'échappement tectonique ou d'extrusion horizontale. Ce processus se produit lorsqu'une zone de déformation est incapable d'accommoder davantage le mouvement en vertical (c'est-à-dire que l'épaississement, l'extrusion verticale n'est plus possible) en présence d'un bord libre à la limite du système. Le bord libre est un bord où les contraintes sont faibles voir nulles, en permettant l'extrusion de ces blocs par le mouvement de failles décrochantes à leurs marges et par déplacement du bord libre.

- **Principe**

Considérons, tout d'abord, le régime des forces auquel est soumise la croûte continentale dans une chaîne de montagnes. D'une part, une partie des forces provient du poids de la croûte épaissie et de la flottabilité de la racine crustale (poussée d'Archimède). Ce sont des forces de volume (Figure A.9). D'autre part, la chaîne est soumise à des forces horizontales compressives exercées aux limites de la chaîne et liées à la cinématique des plaques (Figure A.9). Lorsque les forces de volume sont plus faibles que celles exercées aux limites, la croûte continentale s'épaissit. Cet épaississement est limité par la résistance mécanique de la croûte. Cette dernière est diminuée si la température à la base de la croûte augmente.

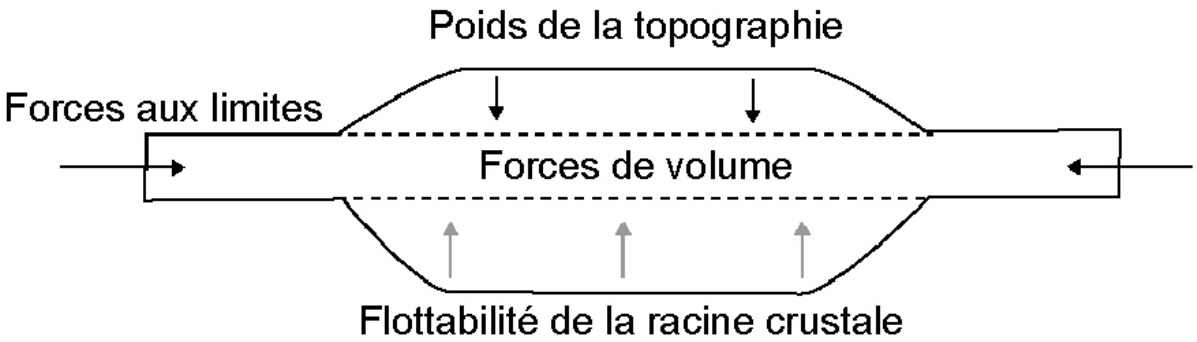


Figure A.9 : Forces dans une chaîne de montagne.

Lorsque les forces s'équilibrent, il n'est plus possible d'épaissir, la chaîne va pouvoir s'élargir latéralement par la migration des chevauchements. Si le système est limité par un bord libre, généralement caractérisé par une zone de subduction, l'accommodation du raccourcissement ne s'effectuera pas seulement par une migration des chevauchements mais aussi par l'expulsion horizontale de blocs crustaux vers le bord libre. L'expulsion « classique » d'un bloc se fait par des failles décrochantes conjuguées de part et d'autre du bloc. Ces failles, partitionnant les contraintes, sont favorisées d'autant plus si la plaque continentale possède des discontinuités préexistantes.

- **Exemples et modélisations**

Exemple de l'Asie

Un des plus bel exemple d'extrusion horizontale se situe au niveau de la collision Inde-Asie. La convergence des plaques est de direction N-S. Une mosaïque de blocs continentaux rigides située au sud de la Chine s'échappe vers les zones de subduction orientales de l'Asie, entre de grandes failles décrochantes intra continentales telles que la faille sénestre d'Altyn Tagh, la faille sénestre de Kunlun, la faille dextre de Karakorum et la faille dextre de la Rivière Rouge (Figure A.10) [Tapponnier et Molnar, 1977; Tapponnier et al., 1982 ; 1986]. Le mouvement relatif des blocs implique l'ouverture de larges basins extensifs entre les blocs [Wu et Wang, 1988].

Afin de modéliser cette collision et d'expliquer la formation de failles décrochantes, un modèle de poinçonnement dans un milieu rigide-plastique a été proposé. Il implique une distribution des contraintes en éventail et des lignes potentielles de glissement croisées et conjuguées représentant les failles décrochantes théoriques (Figure A.11) [Tapponnier et Molnar, 1976].

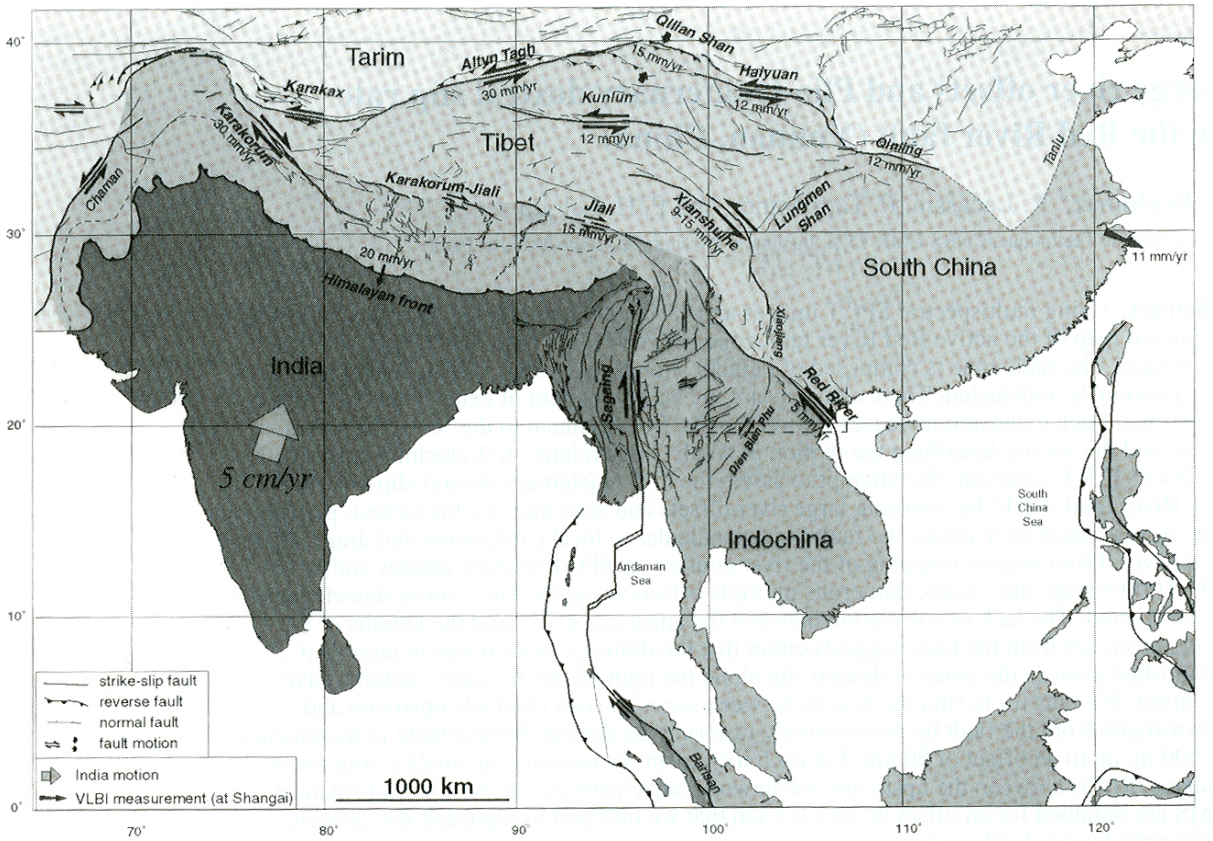


Figure A.10 : Carte des principales failles actives et des blocs continentaux en Extrême Orient [d'après Replumaz et al., 2001].

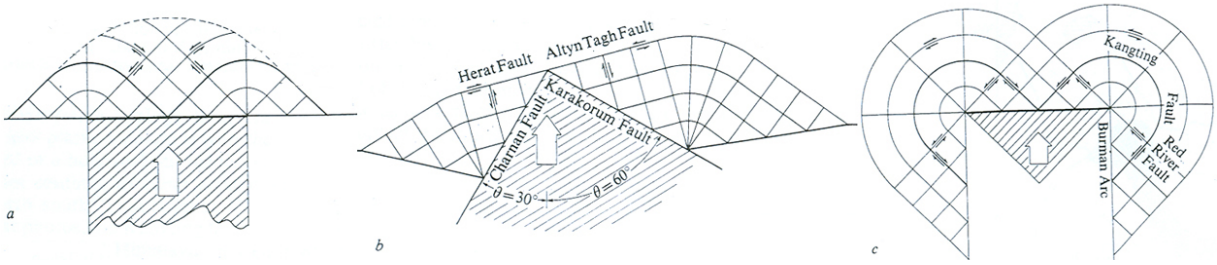


Figure A.11 : Poinçonnement d'une plaque rigide-plastique par des blocs de différentes formes et comparaison avec deux cas naturels [modifié d'après Tapponnier et Molnar, 1976]. (a) Poinçon carré rigide plat ; (b) Poinçon en coin rigide plat assimilable à la situation du Pamirs ; (c) Poinçon triangulaire plat creusé en son milieu assimilable à la situation de la syntaxe est-Himalayienne. Les flèches indiquent le sens de cisaillement le long des lignes de glissement potentielles. Les axes de contraintes principaux σ1 et σ3 divisent en deux parties égales des quadrilatères délimités par les lignes de glissement. Les noms des structures tectoniques majeures correspondantes sont indiqués.

Par la suite, la modélisation analogique de l'extrusion horizontale a consisté à poinçonner un bloc carré de plasticine, matériau localisant la déformation, bloqué intégralement sauf au niveau d'un bord (« bord libre ») (Figure A.12) [Tapponnier et al., 1982]. La géométrie des failles formées est conforme au modèle du poinçonnement et celles-ci provoquent l'extrusion des blocs ainsi que l'apparition de zones en extension entre les

blocs. Malgré la similitude géométrique entre le modèle et le cas naturel, les grands décrochements en Asie ont aussi pour origine la réactivation de discontinuités préexistantes comprises dans des ceintures métamorphiques paléozoïques formées lors de la constitution de l'Asie [Şengör et al., 1993]. Il est alors possible de penser que certaines discontinuités ont été plus favorisées que d'autres selon les lignes potentielles de glissement impliquées par le poinçonnement.

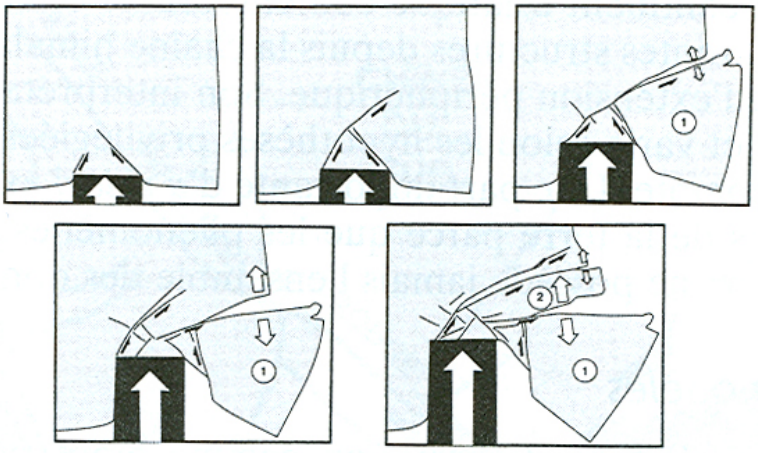


Figure A.12 : Modèle analogique plastique d'extrusion pour la collision Inde/Asie [d'après Tapponnier et al., 1982, in Jolivet et Nataf, 1998].

Exemple de l'Anatolie

Dans le cadre de la collision Arabie-Eurasie, la Plaque Anatolienne en Turquie s'échappe vers l'ouest entre la Faille Nord Anatolienne dextre et la Faille Est Anatolienne sénestre en réponse au déplacement vers le nord de la Plaque Arabique dans le contexte de la collision N-S des plaques Arabie-Eurasie (Figures A.13, A.14) [Dewey et Şengör, 1979; Burke et Şengör, 1982; Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997; Bellier et al., 1997]. Le bord libre est représenté par la subduction égéenne en Grèce (Figure A.13). Les deux failles sont conjuguées. Leur intersection coïncide avec un point triple à l'est de la Turquie entre la Plaque Arabie, la Plaque Eurasie et l'Anatolie (Figure A.14). La Faille Nord Anatolienne est localisée sur la zone de suture formée par collision de l'arc insulaire Pontide au nord et de la plateforme Anatolie/Tauride au sud [Sengör et al., 1985]. Au nord de l'ancien arc insulaire, le bassin d'arrière-arc (la Mer Noire actuelle) est formé d'une croûte océanique [Boulin, 1991]. La différence de rhéologie de part et d'autre de la Faille Nord Anatolienne implique une localisation de la déformation et un partitionnement des contraintes efficace sur la faille. Un mécanisme d'extrusion horizontale de bloc par le poinçonnement de la Plaque Arabique peut expliquer l'échappement de l'Anatolie vers l'ouest (Figure A.14) [Tapponnier, 1977; Kasapoglu et Tosksoz, 1983; Hubert-Ferrari et al., 2003]. Cependant il est possible

d'invoquer les forces gravitaires causées par le gradient topographique entre la Turquie orientale (haute) à la Turquie occidentale (basse) (Figure A.13) [McKenzie, 1972]. Ces forces motrices induiraient le transfert de l'énergie gravitaire des régions à fort potentiel d'énergie aux régions à faible potentiel d'énergie. La Plaque Anatolienne fluerait ainsi sous son propre poids vers la subduction égéenne. Ce processus serait favorisé par l'extension du domaine égéen résultant d'un effondrement gravitaire post-orogénique du au retrait vers le sud de la zone de subduction [Le Pichon et Angelier, 1979; Gautier et Brun, 1994; Gautier et al., 1999]. Cette extension est responsable d'un amincissement de la croûte continentale provoquant la remontée de dômes métamorphiques.

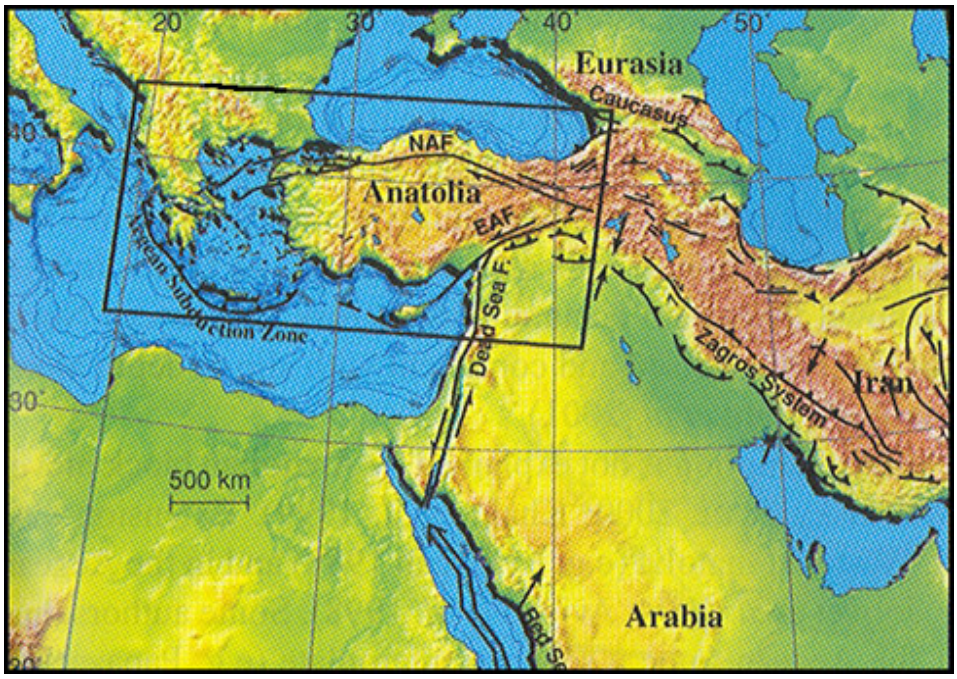


Figure A.13 : Cadre géodynamique de la collision Arabie-Eurasie [d'après Hubert-Ferrari et al., 2003] (localisation de la Figure A.1.14).

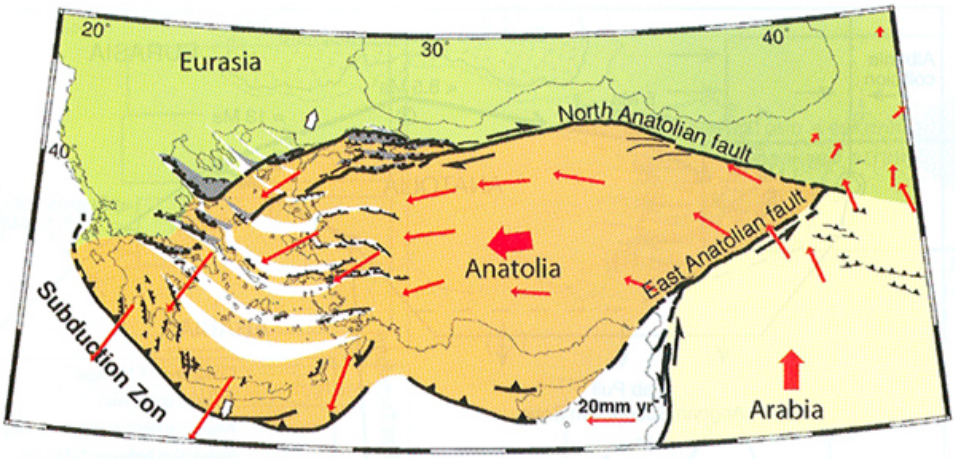


Figure A.14 : Extrusion de la Plaque Anatolie vers la subduction égéenne par le mouvement le long de la Faille Nord Anatolienne et la Faille Est Anatolienne [d'après Hubert-Ferrari et al., 2003]. Les vecteurs GPS du mouvement relatifs à la Plaque Eurasie sont indiqués en rouge [d'après Reilinger et al., 1997].

- **Etalement gravitaire des chaînes de montagnes**

Lors de l'évolution ultime des chaînes, si les forces horizontales diminuent, les forces de volume prévalent, le déviateur des contraintes dans la chaîne va être tel que la croûte épaissie va alors s'étaler. L'effondrement gravitaire du cœur de la chaîne n'implique pas véritablement une extrusion de blocs rigides mais plutôt un flux du matériel crustal vers l'extérieur sous son propre poids. Cet étalement peut être favorisé par l'activation de failles décrochantes et se retrouve accommodé par des failles normales. Le cœur de la chaîne est en extension tandis que les régions d'avant pays peuvent demeurer en raccourcissement.

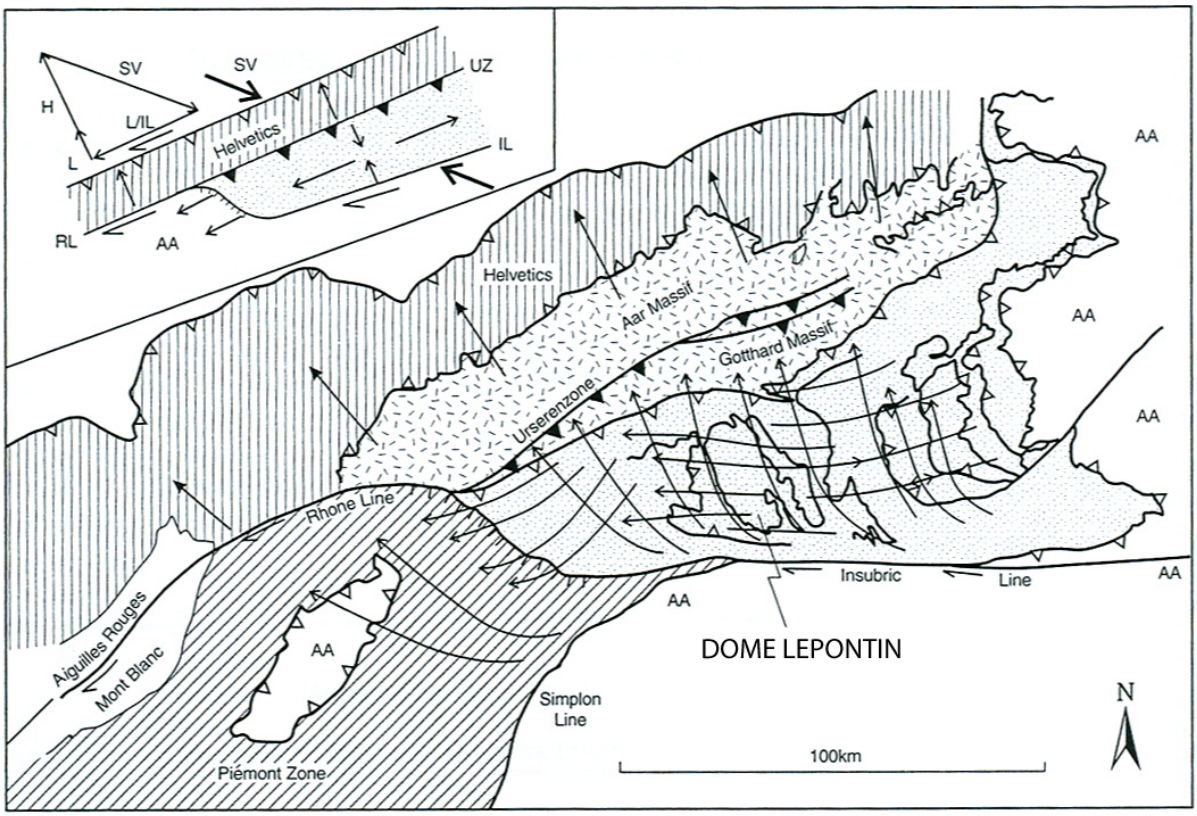


Figure A.15 : Cinématique des Alpes centrales [d'après Dewey et al., 1998]. Les flèches ouvertes sont les linéations éocènes-oligocènes et les directions du raccourcissement miocène, les flèches pleines sont les linéations miocènes. Le cadre à gauche illustre schématiquement la cinématique miocène de la zone (AA, Zones Austro-Alpine, H, Zones Helvétiques ; L, Dome Lépontin ; IL, ligne Insubrienne, RL, ligne du Rhône, UZ, zone d'Urseren ; SV, vecteur de glissement).

C'est le cas dans les Alpes Centrales. Les conditions extensives au cœur de la chaîne permettent la remontée du dôme métamorphique Lépontin (Figure A.15) [e.g., Selverstone, 2005]. L'étalement miocène E-W est favorisé par la zone de cisaillement de la ligne insubrienne bordant le dôme (Figure A.15). Le raccourcissement perpendiculaire à l'axe de la

chaîne, synchrone, se localise dans les parties externes de la chaîne (zone Helvétique) (Figure A.15). Ainsi, de manière simultanée, le front de déformation continue à se propager vers l'extérieur, tandis qu'au niveau des zones internes où la croûte est surépaissie, le régime extensif aide à la dénudation des unités.

3. Rôles cinématiques des décrochements dans les zones de collision

3.1. Rotation de blocs

Le mouvement des failles décrochantes n'implique pas seulement le transport latéral de blocs rigides, mais aussi des rotations autours d'axes verticaux [Freund, 1974]. Ces rotations entraînent également la rotation des failles [Dibblee, 1977; McKenzie et Jackson, 1986]. Pour un ensemble de blocs inséré dans une zone de cisaillement (Figure A.16), le mouvement est assimilable au basculement de dominos. La rotation a un sens anti-horaire lorsque les failles délimitant les dominos sont dextres et horaire lorsqu'elles sont sénestres. Les failles décrochantes, limitant la zone de cisaillement, sont de sens opposé et d'un ordre de grandeur supérieur aux failles décrochantes internes (limites de dominos) (Figure A.16).

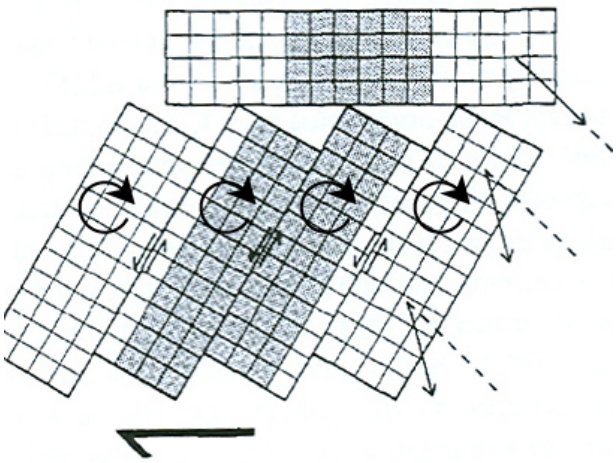


Figure A.16 : Glissements et rotations de blocs rigides dans une zone de cisaillement avec effet « dominos » [d'après Nelson et Jones, 1987].

Le système global implique une distribution du glissement sur toutes ces structures. La rotation de blocs est favorisée par un découplage dans une couche sous jacente ductile

impliquant un cisaillement horizontal basal [Brown, 1982]. Il peut s'agir d'un décollement évaporitique ou de la limite entre la croûte supérieure et la croûte inférieure généralement considérée comme la transition fragile/ductile [Hearn and Clayton, 1986].

Il est cependant difficile de concevoir comment des blocs crustaux relativement longs puissent se comporter de façon aussi rigide et effectuer de grandes rotations sans impliquer de la déformation interne [Lamb, 1987; Nelson and Jones, 1987]. Pour un champ de contraintes stationnaire, une quantité maximale de rotation a été estimée de 20° à 45° au-delà de laquelle le bloc ne peut plus tourner sans impliquer de déformation interne [Nur et al., 1986]. Pourtant, au sein du systèmes de failles de San Andreas (Californie), des études de paléomagnétisme indiquent des quantités de rotation locale de blocs d'au moins 90° depuis le Néogène [Luyendyk and al., 1985].

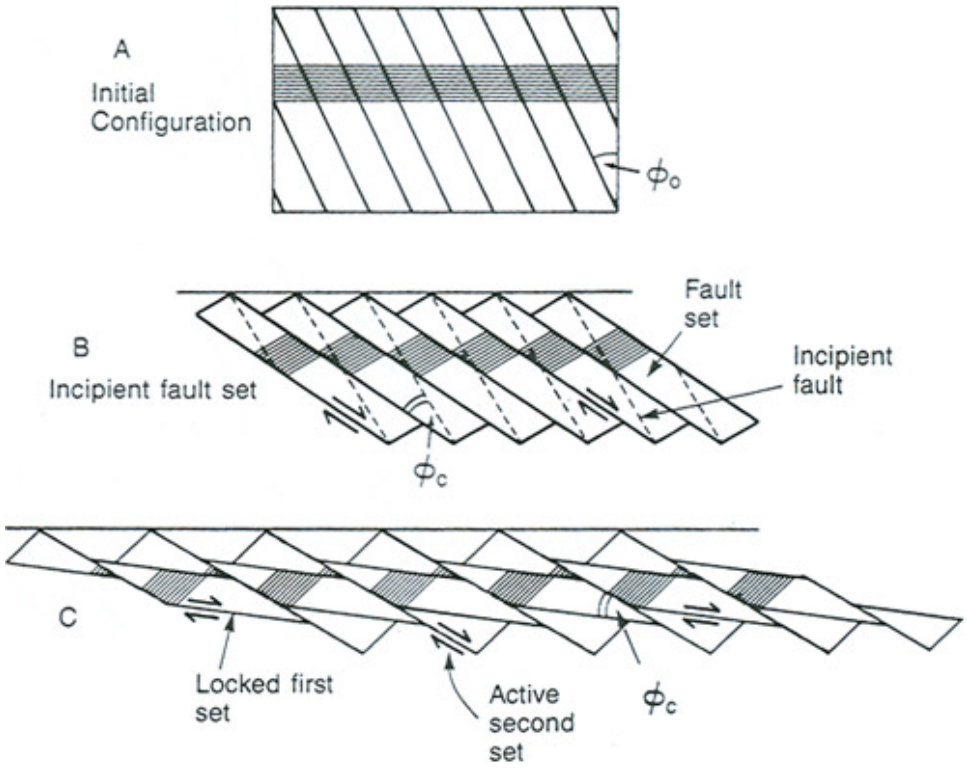


Figure A.17 : Modèle de blocs montrant la formation d'un nouveau groupe de failles requis pour accommoder une rotation supérieure à 45° [d'après Nur et al., 1986].

Une première solution fondée sur la base de considérations mécaniques, implique la formation de nouvelles failles au cours de la rotation. Elles fragmentent les blocs et s'orientent à 20°/45° des premières (Figure A.17) [Nur et al., 1986]. Des expériences analogiques ont montrées que l'évolution du système implique un changement d'état de contraintes et le développement de failles synthétiques et antithétiques dans la zone de cisaillement (Figure A.18) [Schreurs, 1994].

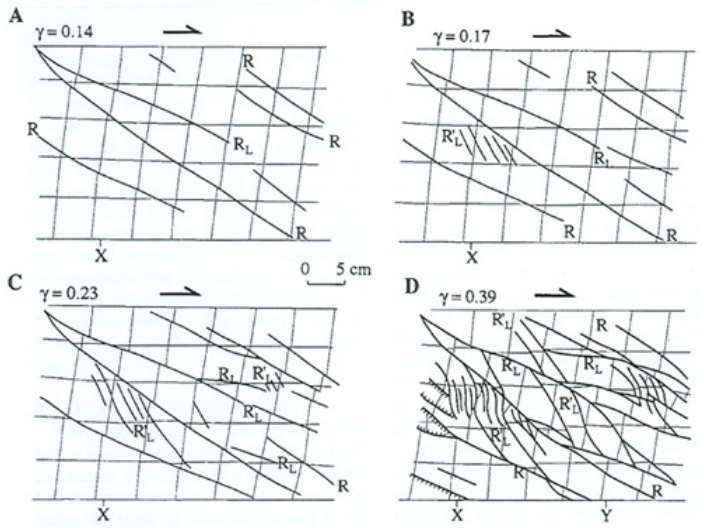


Figure A.18 : Résultats des modèles analogiques fragiles (sable) sur 4 stades successifs au cours d'un cisaillement simple distribué [d'après Schreurs et al., 1994]. Les lignes correspondent à la grille de repère initiale et les lignes épaisses représentent la trace des failles (R : faille Riedel synthétique ; R'_L : faille antithétique ; R_L : faille synthétique d'angle faible).

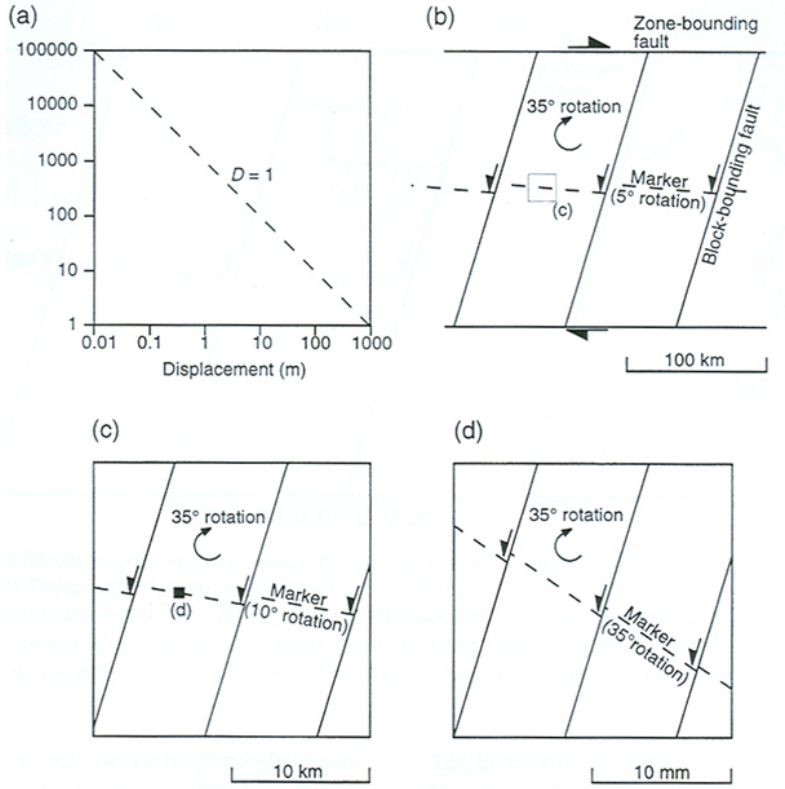


Figure A.19 : Model de rotation de blocs incorporant le comportement fractal des failles [d'après Peacock et al., 1998]. (a) Graphe logarithmique de la fréquence cumulée des failles en fonction de la quantité de déplacement. Les déplacements suivent typiquement une droite signifiant qu'ils obéissent à une loi de puissance. Le cas exposé suit une loi de puissance d'exposant (D) =1. b) Carte d'une zone de cisaillement dextre à l'échelle crustale (D=1). Les failles sénestres antithétiques permettent la rotation. A cette échelle d'observation, les marqueurs ont tourné de 5°. (c) Carte de la région indiquée en (b), avec une surface d'un ordre de grandeur plus petite. Une nouvelle rotation de 5° se produit à cette échelle, donc au total, 10° de rotation peuvent être observés. (d) Carte de la surface montrée en (c), sept fois plus petite que l'aire de (b). 5° de rotation sont rajoutés pour chaque ordre de grandeur. Par conséquent, la rotation totale est de 35°.

Afin d'expliquer la contribution de failles mineures à la rotation de blocs à l'échelle d'un système de failles, un modèle conceptuel utilise le comportement fractal des failles (Figure A.19) [Peacock et al., 1998]. Par ce modèle, les « vides » créés par la rotation des blocs sont absents. Les failles de second ordre ont un degré de rotation élevé comparé à la rotation des failles de premier ordre. Par leur jeu, elles absorbent une large quantité de déplacement. Ainsi, des rotations de micro-blocs localisés entre deux segments impliquent, au voisinage de cette zone, un gradient de déplacement élevé.

A l'échelle régionale, les rotations de blocs peuvent avoir un rôle aussi important que le processus d'extrusion. Davy et Cobbold, [1988] suggèrent que les failles dans la collision Inde/Eurasie ne sont pas fixes comme dans le cas de l'extrusion, mais admettent des rotations autour d'axes verticaux. Ces rotations permettent d'accommoder le déplacement vers le nord de l'Inde par rapport à la Chine du Sud, le long d'une zone de cisaillement dextre de direction N-S de plus de 500km de large (Figure A.20). Il en serait de même à l'ouest, entre l'Inde et l'Afghanistan. Dans la zone située entre l'Inde et la Chine du Sud, England et Molnar [1990] déduisent à partir de cette hypothèse des rotations horaires de l'ordre de 1 à 2°/Ma, une faible quantité d'échappement latéral et un taux de raccourcissement diminuant vers l'est (Figure A.21).

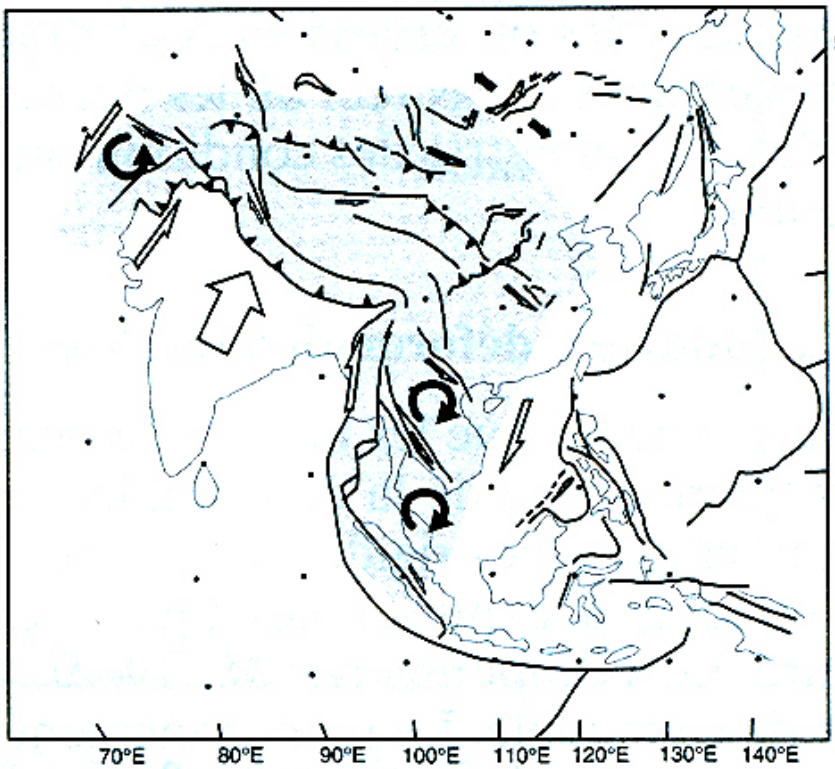


Figure A.20 : Modèle sans extrusion de la collision Inde/Asie où les failles sénestres tournent dans une zone de cisaillement dextre [d'après Davy et Cobbold, 1988 in Jolivet et Nataf, 1998].

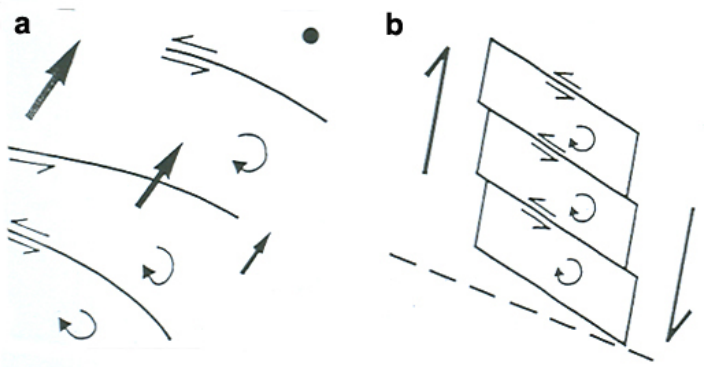


Figure A.21 : Rotations de blocs dans une zone de cisaillement dextre et champ de vitesses associé [d'après England et Molnar, 1990]. (a) Localisation et sens du glissement sur des failles sénestres et champ de vitesses associé créé par les rotations de blocs schématisées en (b). Les vitesses sont relatives au point fixe dans le coin en haut à droite. (b) Cisaillements sénestres et rotations horaires dans une zone de cisaillement dextre.

Le gradient de raccourcissement qu'impliquent les rotations de blocs (Figure A.21) a été observé au niveau de la zone oroclinale des Andes boliviennes [Lamb, 2001]. Des données de paléomagnétisme indiquent des rotations de blocs de sens opposé au nord et au sud de la bissectrice de la zone oroclinale (Figure A.22). Elles impliquent un gradient de raccourcissement de part et d'autre de la courbure, depuis l'initiation de son amplification il y a 25 Ma.

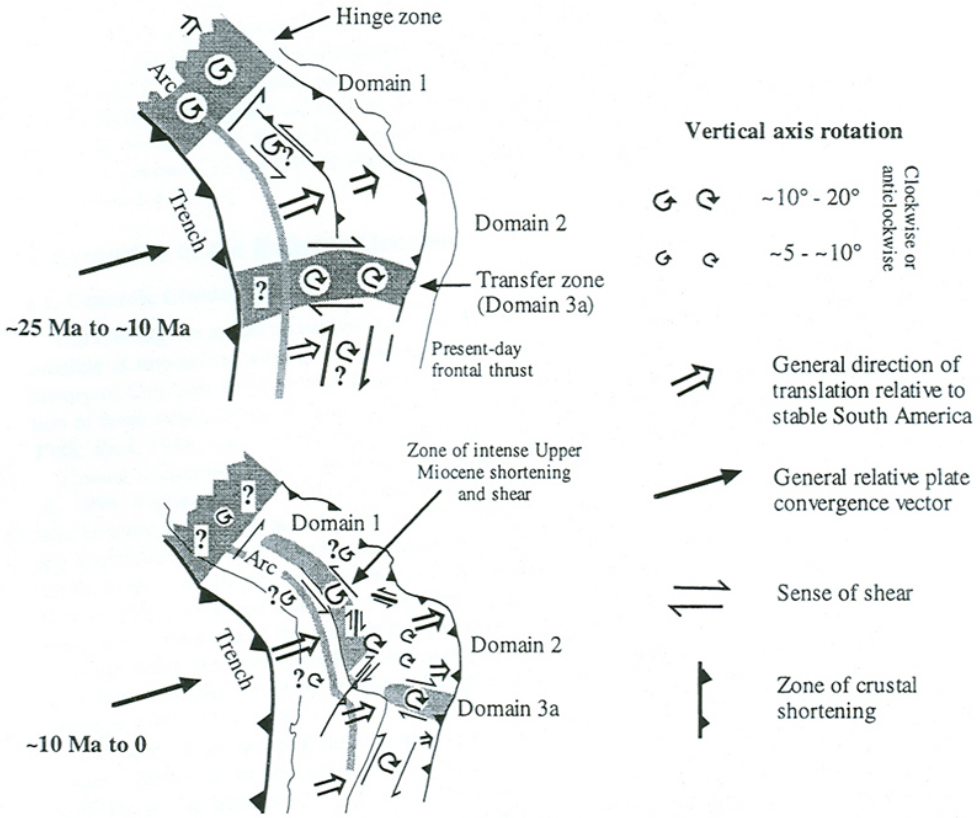


Figure A.22 : Cartes schématiques des Andes centrales à deux stades au cours du Cénozoïque illustrant les rotations induites par l'évolution rotationnelle de la zone oroclinale de Bolivie [d'après Lamb, 2001].

3.2. Transfert du mouvement

Dans le cas d'une rampe latérale, la faille décrochante a un rôle passif de transfert de mouvement. Par l'intermédiaire de celle-ci, le mouvement de raccourcissement est transféré d'une ligne de chevauchement à une autre. Une rampe latérale simple relie deux chevauchements, la surface enveloppe de chevauchement (chevauchement 1 + rampe + chevauchement 2) s'enracinant sur un niveau de décollement horizontal (Figure A.23). Les terminaisons de la rampe latérale sont courbes et chevauchantes, le mouvement latéral est converti en mouvement vertical. La rampe latérale se localise dans une zone où les propriétés mécaniques des roches varient. Cela peut se matérialiser par un changement d'épaisseur de la couverture ou de la croûte, ou par la présence d'une discontinuité préexistante [Thomas, 1990].

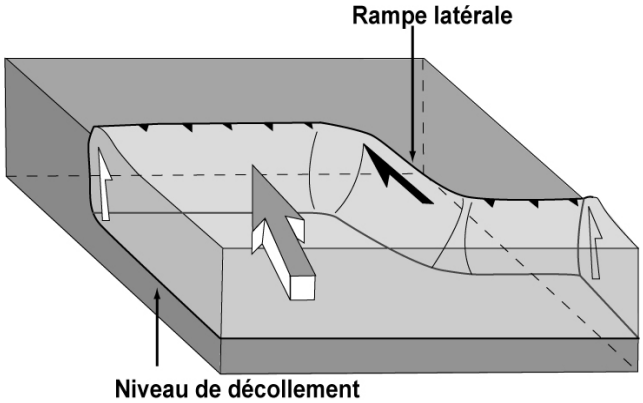


Figure A.23 : Schéma d'une rampe latérale.

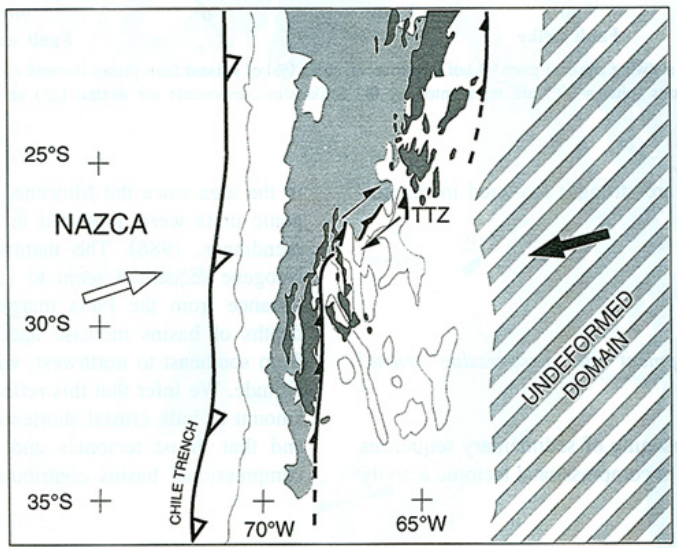


Figure A.24 : Schéma structural de la zone de transfert de Tucumàn (TTZ) dans le NW de l'Argentine [d'après De Urreiztieta et al., 1996]. Les zones en gris claire sont les altitudes supérieures à 3000m. Les zones en gris foncé sont les sédiments paléozoïques à crétacés. Les zones blanches sont les montagnes de la Sierras Pampeanas.

C'est le cas de la zone de transfert transpressive cisaillante de Tucumán dans le NW de l'Argentine, qui forme la transition entre les deux ceintures compressives de Puna et de la Sierras Pampeanas. Sa localisation est influencée par un changement d'épaisseur crustale et une variation brusque du pendage de la zone de subduction (Figure A.24) [De Urreiztieta et al., 1996].

Les rampes latérales bordent parfois les ceintures de plis-et-chevauchements (folds-and-thrusts belts) arquées. Elles accommodent les variations de la position du front de déformation. Le développement d'une ceinture arquée peut avoir plusieurs causes, exposées dans la Figure A.25 [Macedo et Marshak, 1999].

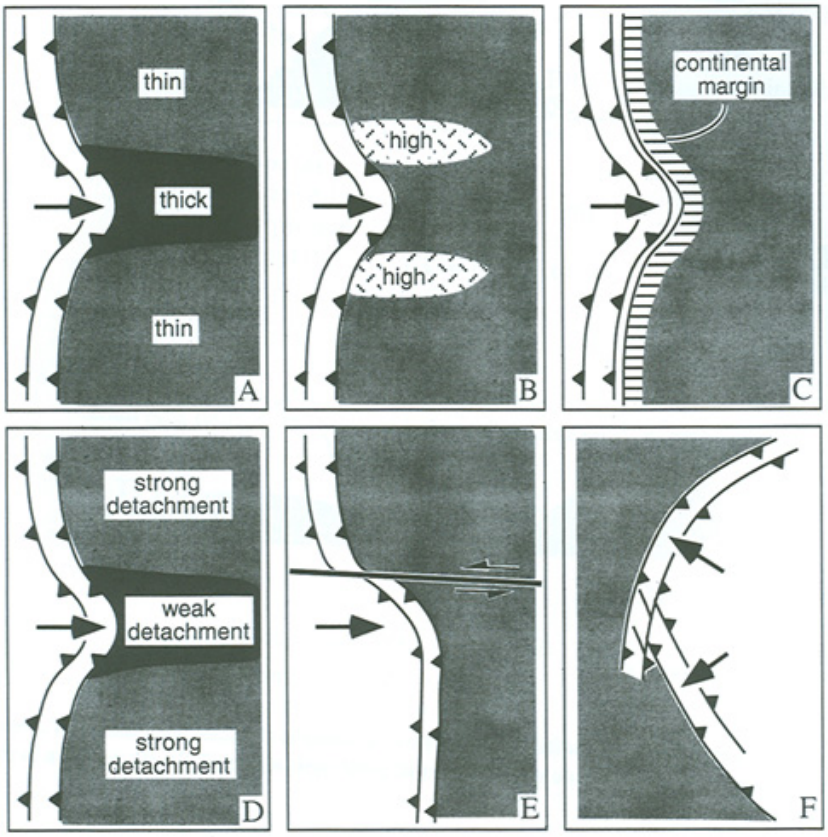


Figure A.25 : Différents facteurs contrôlant le développement d'une ceinture de plis et chevauchements arquée [d'après Macedo et Marshak, 1999]. (A) La géométrie initiale du bassin plissé et le changement d'épaisseur de la couverture sédimentaire associé, (B) des obstacles dans l'avant pays, (C) la forme initiale de la marge continentale, (D) l'étendue d'un niveau de décollement, (E) l'interaction avec une faille décrochante, (F) la forme de la marge qui poinçonne lors de la collision.

Les modèles analogiques indiquent que la largeur de la zone de déformation induite par la rampe latérale est étroite lorsque la variation d'épaisseur des sédiments du bassin plissé est de grande amplitude, lorsqu'une des marges du poinçon est parallèle à la direction de convergence, ou lorsque la convergence est oblique à l'allongement de la ceinture et parallèle à la rampe (dans le cas où la rampe n'est pas perpendiculaire à l'allongement de la ceinture)

(Figure A.26). La cinématique de la faille n'est pas forcément décrochante pure, elle dépend en grande partie de son orientation par rapport à la direction de raccourcissement et au pendage de la faille. Le fonctionnement de la rampe oblique latérale s'accompagne le plus souvent de déformations compressives impliquant généralement la formation d'anticlinaux parallèles à la rampe ou disposés en échelon sur celle-ci, et de rotations autours d'axes verticaux des structures proches de la rampe (figure A.26). Si la rampe est sénestre, la rotation sera anti-horaire, si elle est dextre, la rotation sera horaire. Cette relation est l'inverse de celle des rotations de blocs, car la rampe latérale des ceintures arquées n'implique pas des blocs rigides mais se comporte plutôt comme une zone de cisaillement.

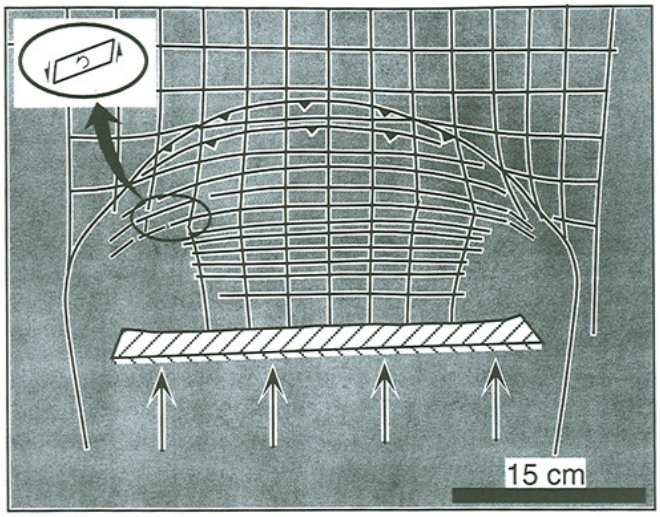


Figure A.26 : Modèle analogique d'une ceinture de plis-et-chevauchements arquée formée par poinçonnement montrant la rotation associée à une rampe latérale [d'après Macedo et Marshak, 1999].

3.3. Partitionnement du mouvement

Les cas d'association entre failles décrochantes et structures compressives ne sont pas limités aux rampes latérales. Ils interviennent lors du partitionnement divisant le mouvement entre deux failles (ou plus), la première accommodant le mouvement horizontal longitudinal et l'autre le raccourcissement normal à la limite du système.

- **Les conditions aux limites**

Afin d'étudier le partitionnement du mouvement sur une faille décrochante dans une chaîne de collision, il faut tout d'abord définir les conditions aux limites. Les principales conditions aux limites dépendent du système déformé considéré. Si le système englobe toute la chaîne, les conditions aux limites sont le vecteur convergence et la limite de plaques. Mais

étant donné la présence fréquente à l'intérieur des plaques de discontinuités limitant des blocs crustaux, le système peut se restreindre au bloc. Dans ce cas, les conditions aux limites sont le vecteur mouvement relatif des blocs et les marges des blocs où se localisent les failles [e.g., Dewey et al., 1998].

- **Principe du partitionnement**

Lorsqu'une faille active décrochante est oblique par rapport à la direction du mouvement de plaques ou de blocs, elle partitionne le mouvement afin de minimiser l'énergie dissipée ; α étant l'angle d'obliquité entre la faille et la direction de mouvement [e.g., Michael, 1990]. Le vecteur mouvement est décomposé en une composante longitudinale et une composante normale à la faille. Le partitionnement se réalise si la faille décrochante accommode partiellement (Figure A.27a) ou intégralement (Figure A.27b) la composante longitudinale [Sanderson et Marchini, 1984; Jones et Tanner, 1995]. Le degré de partitionnement est le pourcentage de composante longitudinale partitionnée par le décrochement. Plus le partitionnement tend à être complet, plus le degré de partitionnement est élevé.

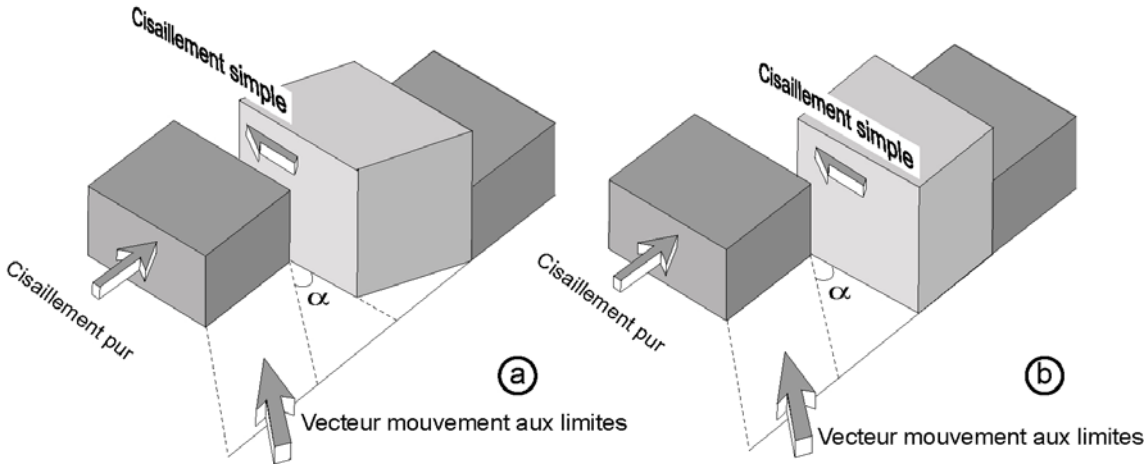


Figure A.27 : Modélisation du partitionnement [d'après Sanderson et Marchini, 1984 et Jones et Tanner, 1995]. (a) partitionnement entre une faille décrochante discrète et une zone de déformation diffuse transpressive (partitionnement partiel), (b) partitionnement entre une faille décrochante discrète et une zone de cisaillement pur (partitionnement complet).

Lorsque le partitionnement est partiel, la composante compressive et une partie de la composante longitudinale non accommodée par la faille décrochante sont absorbée par une zone de déformation transpressive (Figure A.27a). Cette zone résulte de la combinaison entre du cisaillement pur et du cisaillement simple [Sanderson and Marchini, 1984]. La composante

en cisaillement pur est modélisée par un allongement vertical et horizontal parallèle à la direction du cisaillement [Jones et al., 1997]. Lorsque le partitionnement est nul, la zone transpressive absorbe tout le mouvement (Figure A.28).

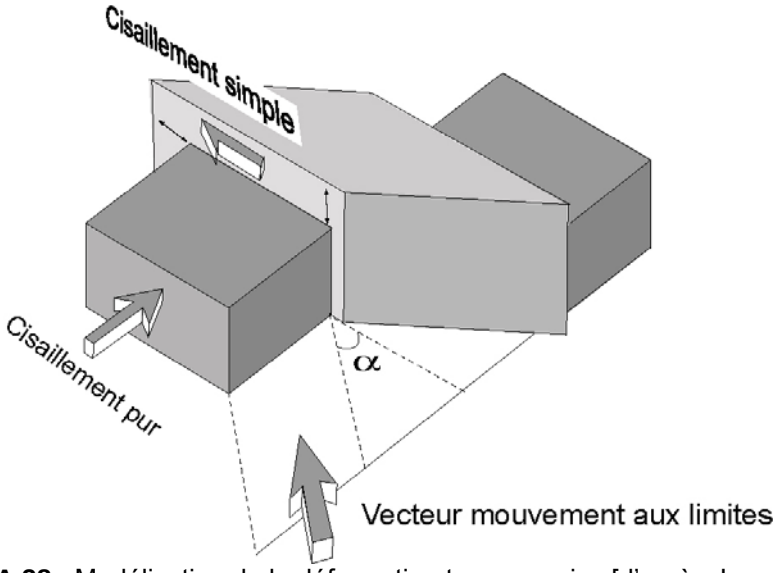


Figure A.28 : Modélisation de la déformation transpressive [d'après Jones et al., 1997].

La déformation transpressive peut être accommodée par des failles dont le mouvement est à la fois inverse et décrochant comme la faille Alpine au sud de la Nouvelle Zélande [Walcott, 1979; Norris et al., 1990]. Elle peut aussi impliquer la formation de plis disposés en échelon [Richard et Cobbold, 1990; Tikoff et Peterson, 1998], décrit par exemple, au niveau de la zone de transition Zagros/Makran en Iran [Regard et al., 2003]. On peut observer également au sein d'un système transpressif un arrangement de failles nommé structure en fleur positive (Figure A.29) [Wilcox et al., 1973; Christie-blick et Biddle, 1985; Harding 1985]. Il correspond à un groupement de failles dont le mouvement est à la fois inverse et décrochant. Ces dernières sont à fort pendage et convergent en profondeur. La structure globale est à double vergence (Figure A.29).

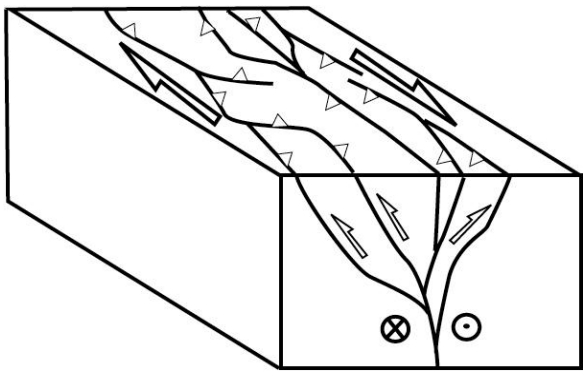


Figure A.29 : Schéma d'une structure en fleur.

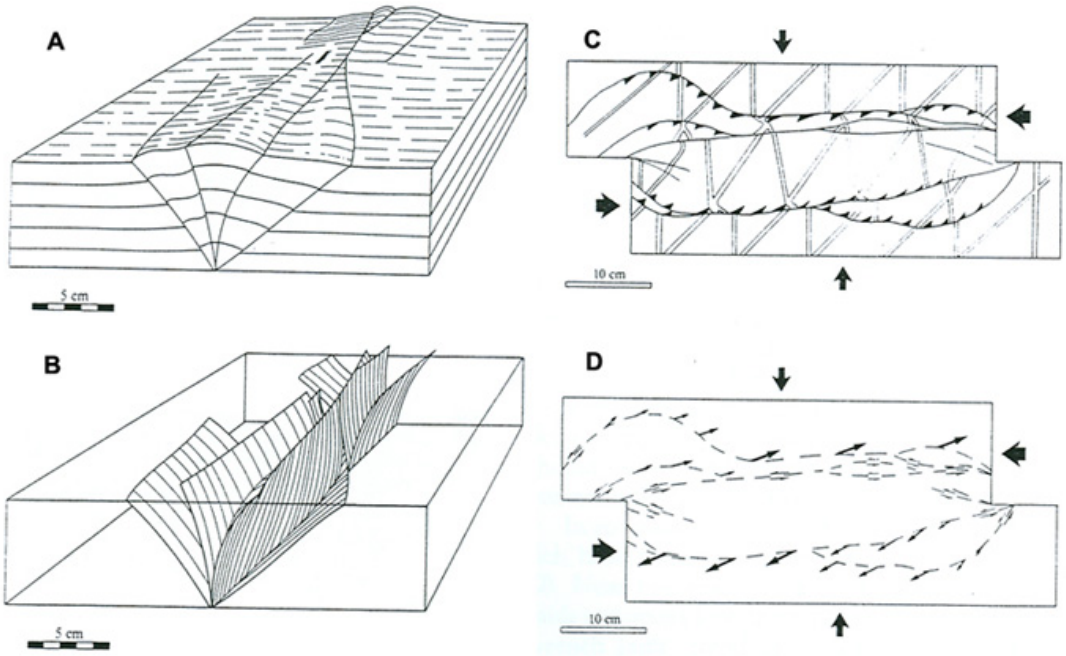


Figure A.30 : (A) Bloc diagramme d'une structure en fleur obtenue par modélisation analogique [d'après Richard et Cobbold, 1990]. (B) Bloc diagramme du même modèle montrant la surface reconstituée des failles. (C) Déformation à la surface. Les doubles lignes sont les marqueurs passifs décalés par les failles. Les failles à mouvement inverse-oblique sont distinguées par des triangles asymétriques, la pointe indiquant la direction du glissement. (D) Les lignes fines marquent la trace des failles et les flèches sont les vecteurs glissements.

Des modèles analogiques montrent qu'elles se forment généralement dans un environnement fragile sans couche ductile en profondeur (Figure A.30) [Richard et Cobbold, 1990]. Visibles à différentes échelles, elles peuvent s'étendre en largeur sur une vingtaine de kilomètres comme sur certaines zones de failles en Mongolie (Figure A.31) [Cunnigham et al., 1996] ou représenter la coupe générale d'une chaîne de montagnes, comme la chaîne des Pyrénées (Figure A.32) [Roure et Choukroune, 1998].

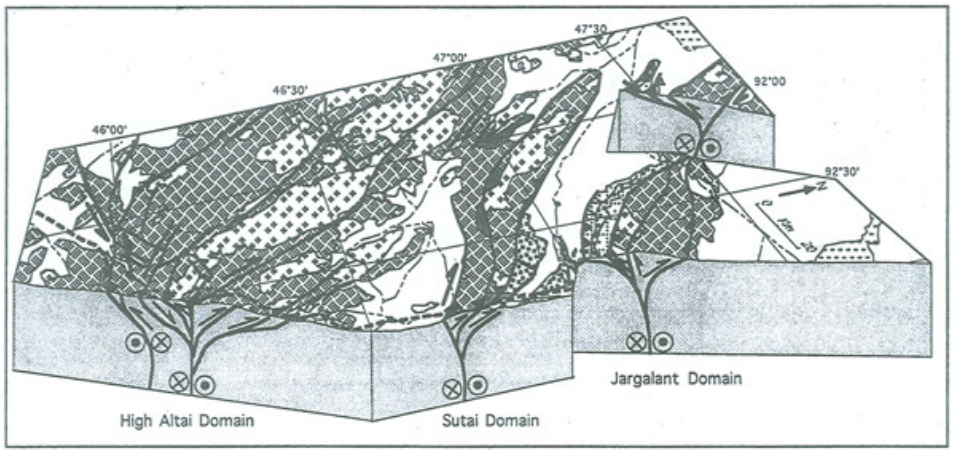


Figure A.31 : Bloc diagramme interprétatif des structures en fleur dans la région occidentale de l'Altai [d'après Cunnigham et al., 1996].

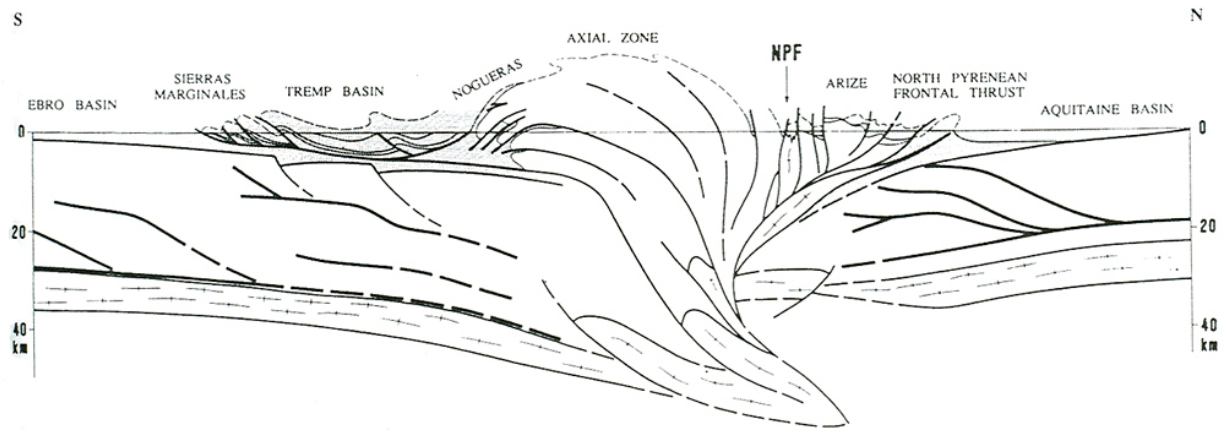


Figure A.32 : Coupe interprétative des Pyrénées déduite du profil de sismique ECORS [d'après Roure et Choukroune, 1998].

- **Les paramètres du partitionnement**

L'angle α entre le vecteur mouvement et la faille, a une influence majeure sur le degré de partitionnement. Une étude basée sur des modèles analogiques intégrant une rhéologie plastique, a permis de déterminer le rôle de cet angle α sur le degré de partitionnement [Tikoff and Teyssier, 1994]. D'après le modèle, il faut atteindre un angle critique pour que le partitionnement s'active. Plus l'angle est faible, plus le degré de partitionnement est élevé sur la faille décrochante. Le degré de partitionnement est aussi fonction de l'angle entre la faille et l'axe de contraintes principal instantané compressif caractéristique de la zone déformée [Teyssier et al., 1995]. Pour une obliquité donnée, plus cet angle est fort, plus le degré de partitionnement est élevé (Figure A.33).

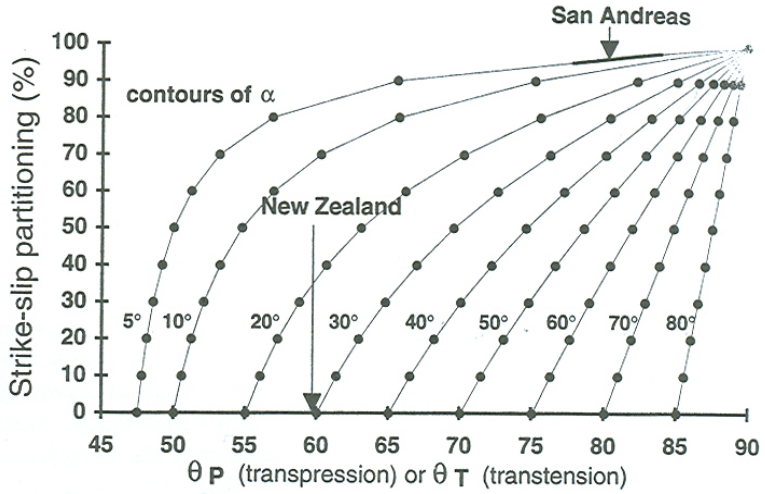


Figure A.33 : Relations entre le degré de partitionnement, l'angle α et l'orientation, dans le plan horizontal et par rapport à la faille, de l'axe de contraintes instantané minimum (θ_P) dans le cas de la transpression ou maximum (θ_T) dans le cas de la transtension [d'après Teyssier et et al., 1995]. Les cas de la Faille Alpine et de San Andreas sont reportés.

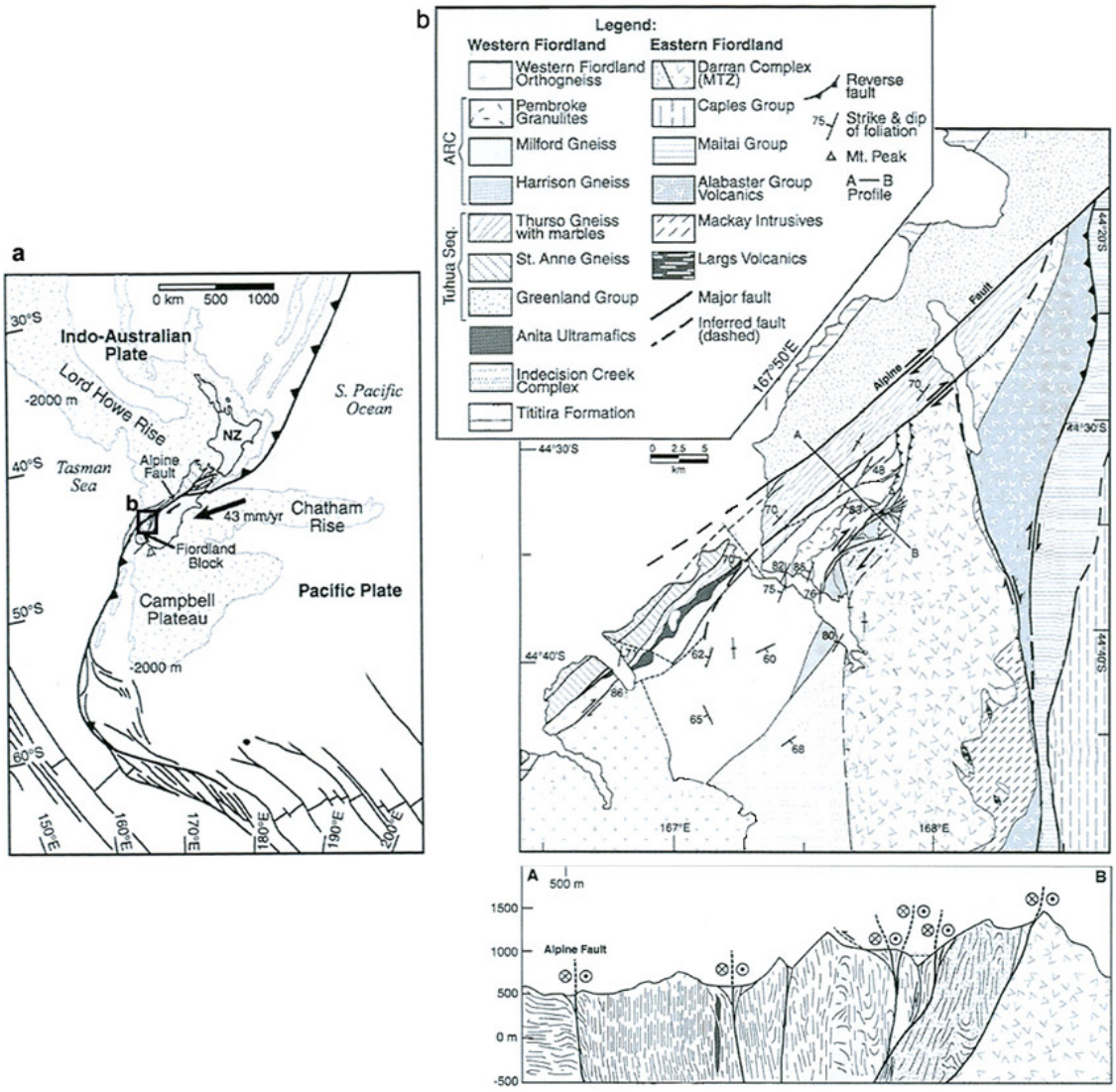


Figure A.34 : Géologie et structure de la Faille Alpine à travers l'Ile sud de Nouvelle Zélande [modifié d'après Claypool et al., 2002]. (a) Cadre tectonique de la Nouvelle Zélande (NZ). Le vecteur mouvement de la Plaque Indo-Australienne-Pacifique est indiqué par une flèche épaisse. Le cadre montre la localisation de la figure (b). (b) Schéma structural de la région indiquée en (a) montrant les principales unités géologiques, les failles et la coupe verticale A-B.

Le partitionnement est contrôlé également par les propriétés mécaniques des roches et par l'héritage de la croûte continentale. Un des paramètres essentiel à prendre en compte est le coefficient de friction le long des failles [McCaffrey, 1992; Molnar, 1992; Jones et Tanner, 1995; Hu et al., 2001]. Plus il est faible, plus le degré de partitionnement est élevé. C'est pourquoi une discontinuité préexistante comme une zone de suture est généralement réactivée en faille décrochante pour partitionner le mouvement. En nouvelle Zélande, sur la partie sud de la Faille Alpine, les anisotropies du socle pré-cénozoïque ont contrôlé l'orientation de la faille ainsi que sa géométrie impliquant un fort degré de partitionnement localisé dans cette zone (Figure A.34) [Claypool et al., 2002]. De même, la percolation de fluides dans la zone

de faille ou la montée des températures permettent de réduire le coefficient de friction [Scholz, 1990].

Des modèles analogiques de subduction oblique indiquent que le partitionnement est favorisé par un couplage élevé entre les deux plaques et par la présence d'une zone de faiblesse dans la plaque supérieure pour activer une ou des failles décrochantes [Chemenda et al., 2000]. En ce qui concerne les prismes d'accrétion, des modèles analogiques ont montré que le degré de partitionnement augmente avec un faible couplage à la base du prisme [Martinez et al., 2002].

- **Agencement des structures du partitionnement**

Pour un partitionnement complet, le vecteur mouvement est décomposé en une composante normale et une composante longitudinale à la faille décrochante. Le partitionnement est dit « classique » si la composante normale est accommodée par une faille inverse, parallèle à la faille verticale décrochante accommodant la composante longitudinale [Fitch, 1972; Michael , 1990; McCaffrey, 1992], la ou les failles inverses se raccordent en profondeur au décrochement (Figure A.35).

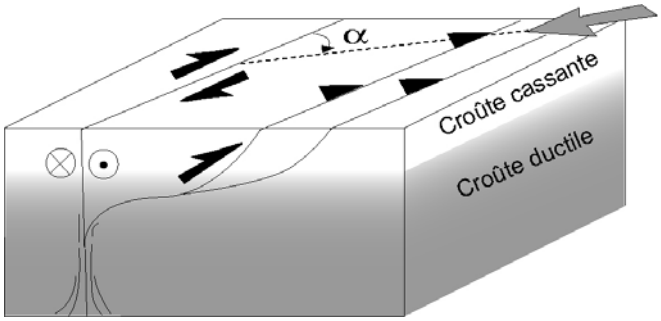


Figure A.35 : Partitionnement classique entre une faille décrochante et un système de failles inverses.

Des modèles analogiques fragiles peuvent simuler le partitionnement sur des structures dans la couverture à partir du mouvement inverse-oblique d'une faille de socle (Figure A.36). Ces structures se rapprochent de la structure en fleur lorsqu'on considère l'agencement des failles formées à la surface (figure A.36b), mais l'asymétrie du système permet de distinguer les failles décrochantes des failles inverses à vergence dominante. Le système est partitionné. Les failles inverses sont courbes et sont associées à des rotations de blocs [Richard, 1990]. La présence d'une couche ductile telle qu'un niveau de décollement ou la limite fragile/ductile à l'échelle de la croûte favorise le partitionnement car elle permet de connecter les structures compressives et décrochantes (Figure A.37) [Richard et Cobbold, 1990; Oldow et al., 1990].

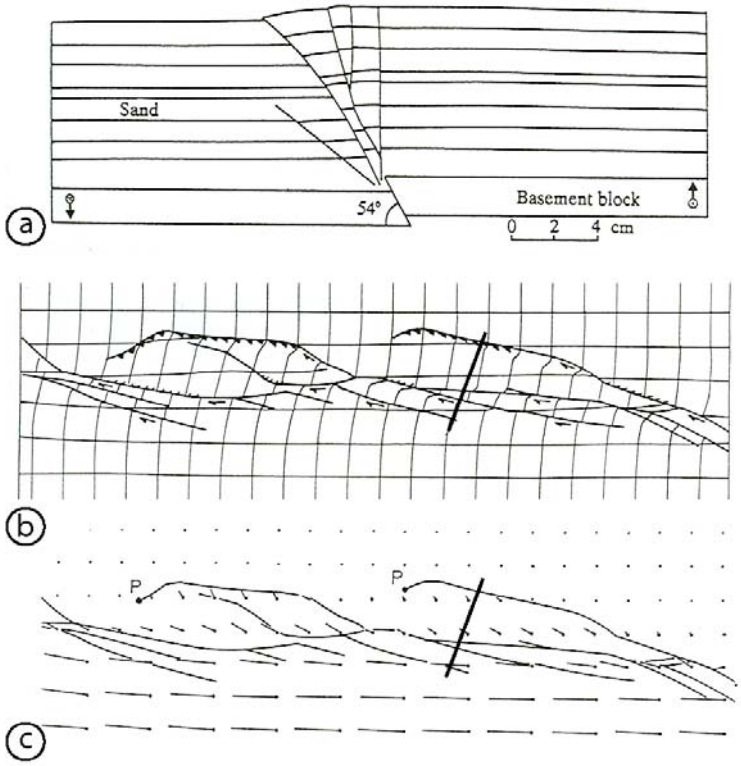


Figure A.36 : Modèle analogique fragile (sable) montrant les failles formées par le mouvement d'une faille de socle penté à 54° et de mouvement inverse-oblique [modifié d'après Richard, 1990, in Cobbold et al., 1991]. Les composantes du glissement total sur la faille sont de 59 mm en décrochement, 4 mm en convergence horizontale et 6mm en déplacement vertical. (a) coupe à travers le modèle ; (b) structures formées à la surface et localisation de la coupe; (c) vecteurs du déplacement horizontal fini pour les nœuds de la grille. P : pôle de rotation des failles inverses courbes.

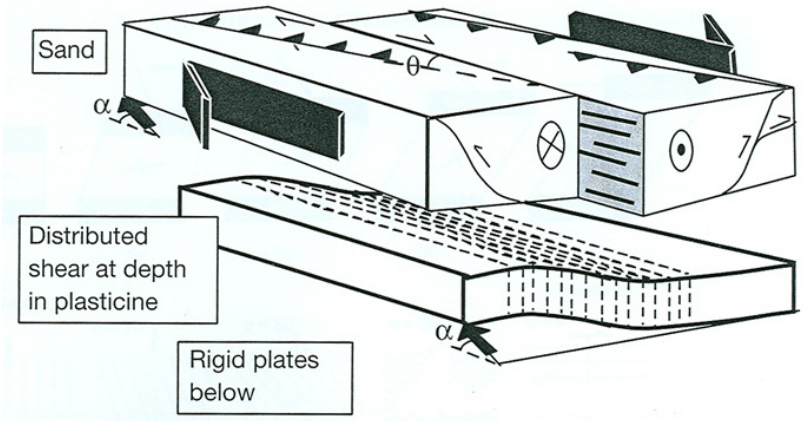


Figure A.37 : Zone de déformation transpressive partitionnée dans une zone superficielle cassante et non partitionnée dans la couche ductile profonde [adapté de Richard et Cobbold, 1990 par Teyssier et Tikoff, 1998].

Les failles se rejoignent par l'intermédiaire de ce niveau de décollement plus ou moins profondément selon l'échelle de la structure pour former en profondeur une zone de cisaillement à mouvement oblique. Dans le domaine en collision Inde/Asie, le lien entre la

faille décrochante de Haiyuan et les systèmes chevauchants de Gulang et Shidang Dongqingding est suggéré par leur agencement anastomosé et la cohérence des vitesses de glissement du décrochement par rapport aux vitesses de déplacement des chevauchements (Figure A.38) [Gaudemer et al., 1995]. Les séismes sur le niveau de décollement et les coupes structurales restaurées de ce système suggèrent une profondeur de 15 à 20 km pour l'enracinement des structures.

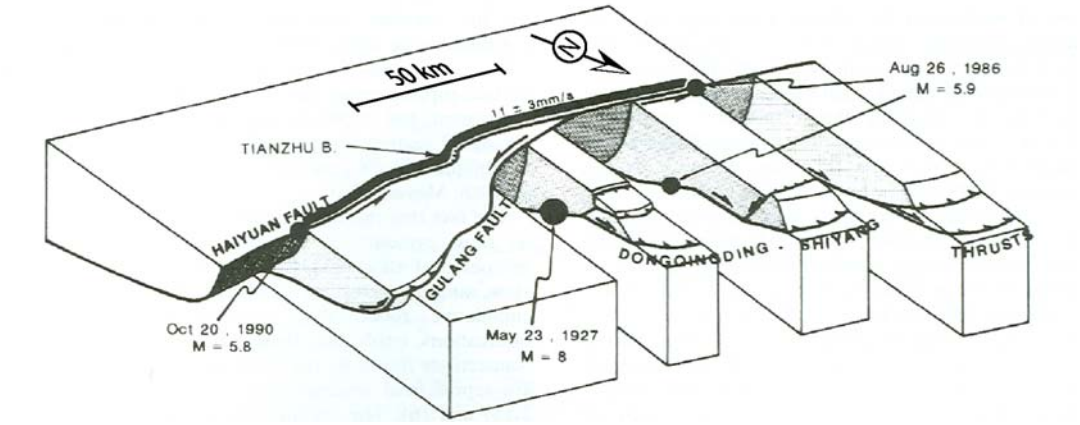


Figure A.38 : Bloc diagramme schématique montrant le partitionnement entre les chevauchements Shiyang-Dongqingding et Gulang, et la faille décrochante Haiyuan au Tibet [d'après Gaudemer et al., 1995]. Pour la localisation, voir la Figure A.2.5.

Des études tomographiques des ondes P au Tibet ont permis de distinguer un système de partitionnement à l'échelle lithosphérique sur le système de failles Altyn Tagh. Le plan incliné de 30° qui permet le sous charriage de la croûte du Tarim (correspondant à une anomalie de faibles vitesses), semble se relier à 80 km de profondeur à l'anomalie de vitesses rapides associée au décrochement crustal de l'Altyn Tagh (Figure A.39) [Wittlinger et al., 1996].

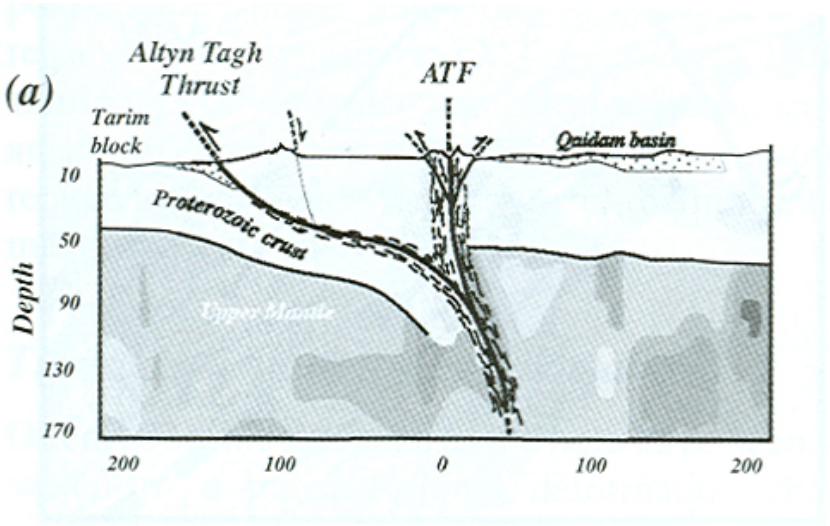


Figure A.39 : Coupe du système de failles de l'Altyn Tagh autour de 90°E suggérant un partitionnement. Les structures simplifiées sont compatibles avec l'analyse géologique de

terrain et les données tomographiques [d'après Wittlinger et al. 1996]. Pour la localisation, voir la Figure A.2.5.

- **Cas de la convergence oblique**

Beaucoup de limites de plaques sont obliques par rapport à la direction de la convergence, et dans la plupart de ces zones, les failles actives partitionnent ce mouvement. McKenzie et Jackson [1983] suggèrent que si la croûte supérieure se déforme en réponse au champ de vitesse distribué dans le manteau lithosphérique, alors le partitionnement est mécaniquement la façon la plus simple d'accommoder la convergence oblique. La limite de plaques est elle-même fréquemment utilisée comme décrochement. C'est le cas dans les zones de subduction intra-océanique où les paramètres du partitionnement ont été définis [e.g., Fitch, 1972]. Le partitionnement du mouvement dans ces zones suit un schéma simple et bimodal. La composante normale à la limite de plaques est accommodée dans la région avant-arc par la subduction du panneau océanique lithosphérique. La composante décrochante est accommodée dans l'arc ou dans l'arrière-arc par une faille décrochante parallèle à la limite de plaques (Figure A.40) [Fitch, 1972; McCaffey, 1992]. Ce parallélisme est favorisé par la zonation thermique régnant dans ce contexte. La faille décrochante est connectée au plan de subduction. Un exemple type est celui de la faille décrochante de Sumatra dans l'arc de la Sonde [Bellier et al., 1996].

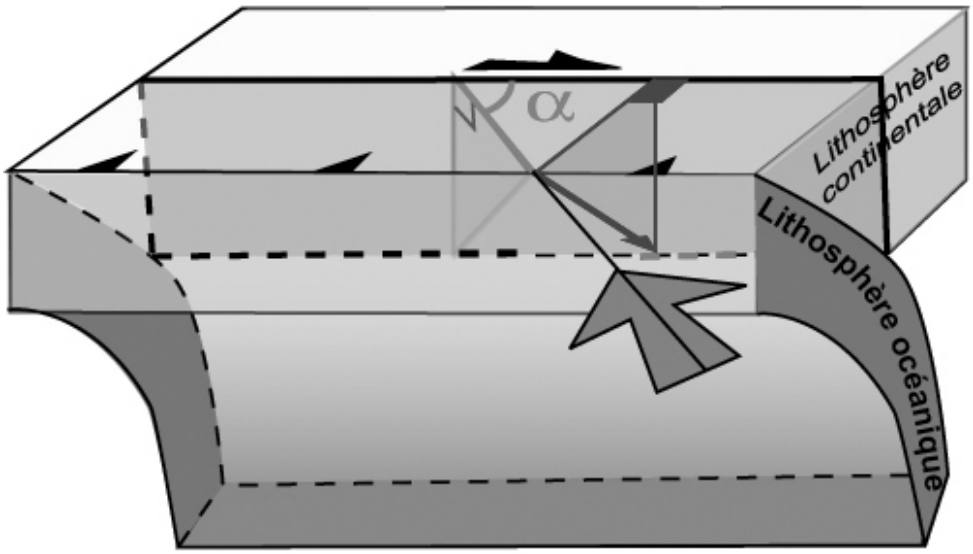


Figure A.40 : Schéma du partitionnement de la convergence oblique dans le contexte d'une subduction d'arc [d'après Fitch, 1972].

Dans une chaîne de collision, la zone de suture est une discontinuité idéale afin de partitionner le mouvement. C'est en effet une zone de faiblesse qui peut localiser la déformation. La composante normale à la limite de plaques peut être accommodée par des plis et des failles inverses et des chevauchements parallèles à la limite de plaques (Figure A.41) ou par un système transpressif si le partitionnement n'est pas complet.

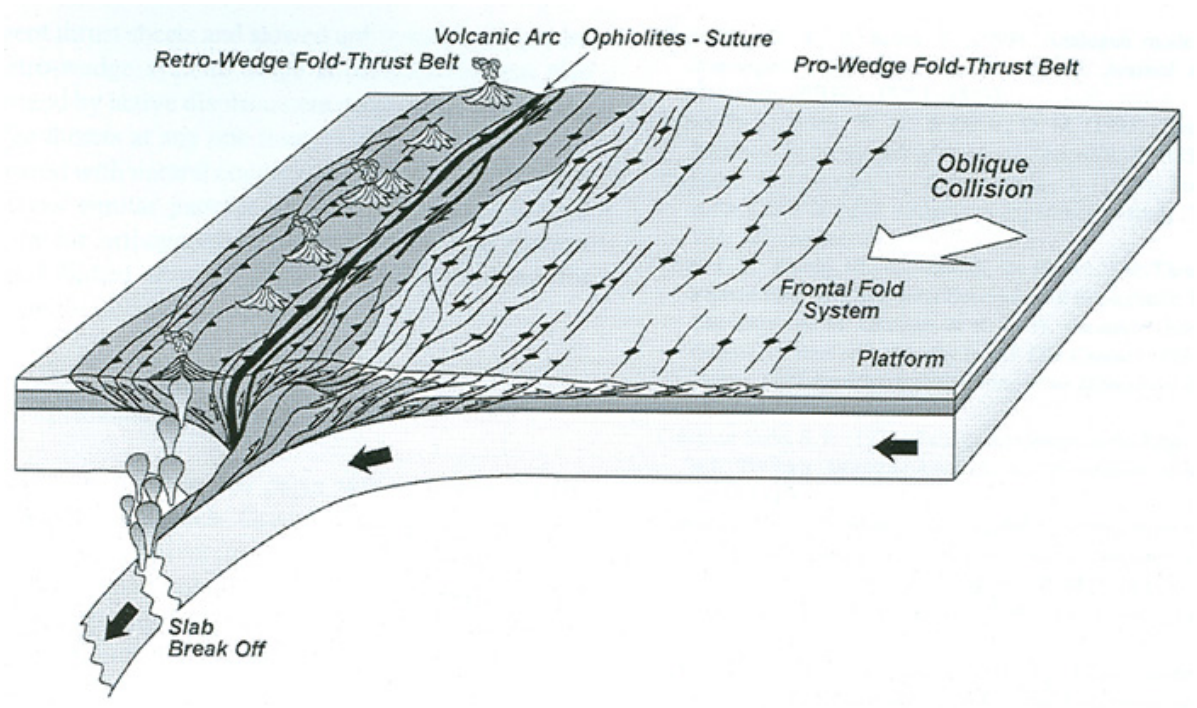


Figure A.41 : Modèle schématique du partitionnement de la convergence oblique dans une chaîne de collision [d'après McClay et al., 2004].

C'est le cas dans la région centrale du Myanmar affectée qui subit la collision oblique entre l'Inde et l'Indochine (Figure A.42) [Bertrand et Rangin, 2003]. Depuis 4-5 Ma, la faille décrochante de Sagaing, accommodant la majeure partie de la composante décrochante, est interprétée comme la limite de plaques. Le reste de la déformation est accommodé par les systèmes transpressifs disposés en échelon, affectant des bassins centraux de Myanmar à l'ouest de la faille et la ceinture métamorphique Mogok à l'est de la faille (Figure A.42a). La ceinture métamorphique Mogok est structuralement indépendante de la faille de Sagaing (Figure A.42b). Ce partitionnement est favorisé par l'héritage précambrien ou paléozoïque de la ceinture métamorphique Mogok [Bertrand et Rangin, 2003].

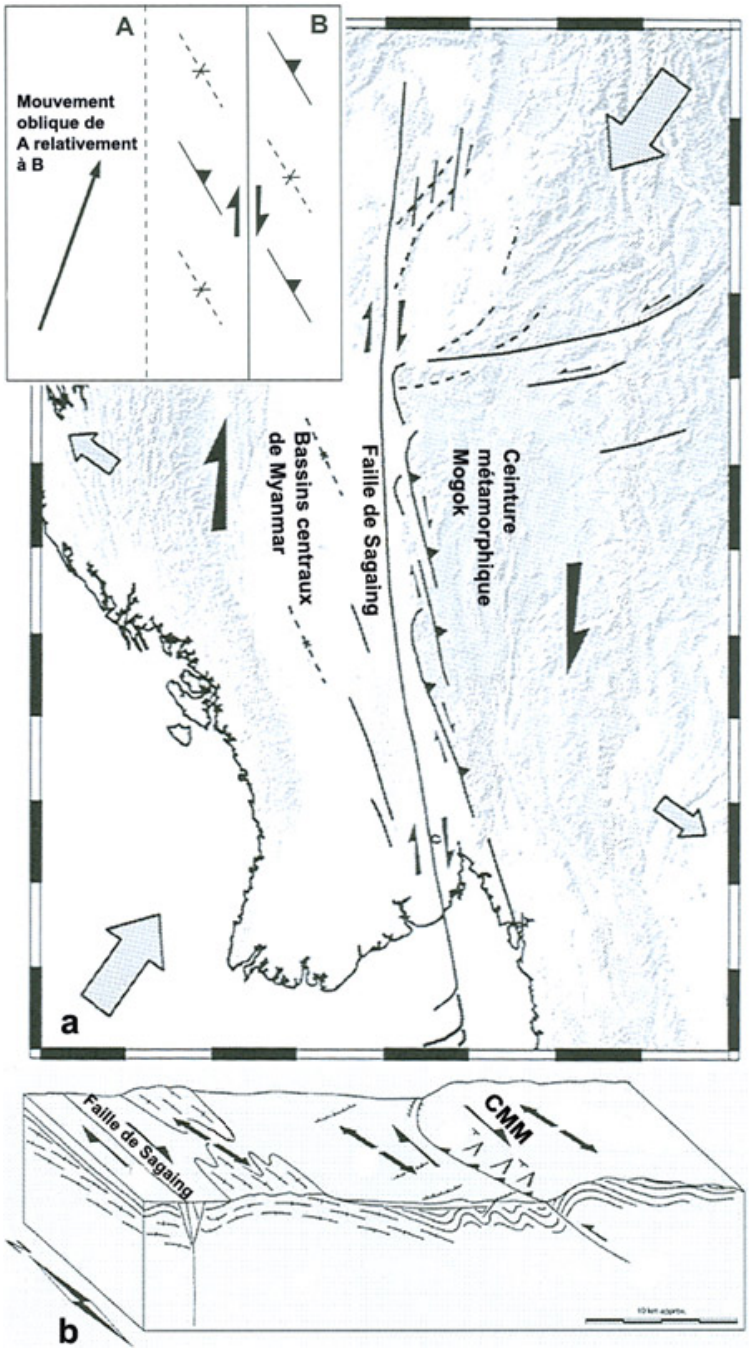


Figure A.42 : (a) Schéma structural du Myanmar et des régions avoisinantes montrant la Faille de Sagaing [modifié d'après Bertrand et Rangin, 2003]. Le cadre en haut à gauche représente le modèle du partitionnement de la convergence oblique dans cette région. (b) Bloc diagramme des structures de la région. (CMM : ceinture métamorphique Mogok). Pour la localisation voir la Figure A.2.5.

La limite de plaques ne participe pas toujours au partitionnement de la convergence oblique. A l'est de la Turquie, l'orogène est limité au nord par la chaîne du Caucase, au sud par la zone de suture de Bitlis de direction NW-SE, à l'est par la chaîne du Zagros bordée au nord par la Main Recent Fault, et à l'ouest par l'Anatolie limitée par la Faille Nord Anatolienne et la Faille Est Anatolienne (Figure A.43). La convergence oblique est

partitionnée entre (1) des chevauchements parallèles à la limite du système dans le Caucase, (2) des failles décrochantes dextres parallèles à la limite de plaques et (3) des décrochements sénestres quasi perpendiculaires aux chevauchements (Figure A.43a). La rotation de blocs réalisée par le mouvement des failles décrochantes sénestres peut contribuer à l'accommodation du mouvement coulissant dans la chaîne, mais la zone de suture ne partitionne pas le mouvement [e.g., Jackson, 1992]. Il est possible que les décrochements parallèles à la limite de plaques migrent vers le NE sous l'effet du raccourcissement dans la chaîne du Caucase (Figure A.43b). Un partitionnement simple n'est donc pas stable dans le temps [Jackson, 1992].

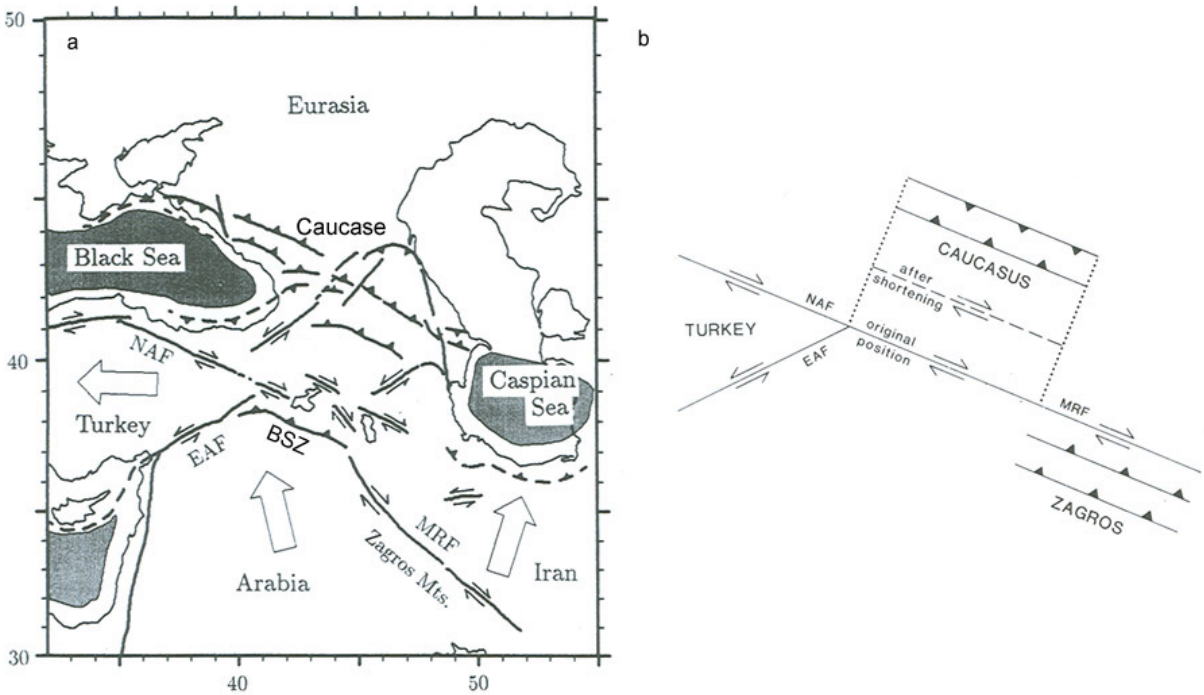


Figure A.43 : Partitionnement du mouvement à l'est de la Turquie et dans le Caucase [modifié d'après Jackson, 1992]. (a) Cadre tectonique de l'orogène limité au nord par la chaîne du Caucase et au sud par la zone de suture Bitlis (BSZ) [adapté de Philipet al., 1989]. (NAF) : Faille Nord Anatolienne ; (EAF) : Faille Est Anatolienne ; (MRF) : Main Recent Fault. (b) Schéma illustrant le déplacement vers le nord du décrochement dextre de direction NW-SE à l'est de la Turquie, relativement à l'Eurasie. Ce mouvement pourrait expliquer pourquoi la zone de suture de la Bitlis n'est pas utilisée en tant que faille décrochante afin de partitionner la convergence oblique. La flèche épaisse représente le vecteur convergence de l'Arabie par rapport à l'Eurasie.

L'héritage de la croûte continentale peut engendrer une localisation de la déformation en dehors de la zone de suture. En Ecosse, par exemple, au Dévonien, une partie significative de la composante longitudinale de la convergence semble avoir été partitionnée entre des failles obliques à l'orogène à mouvement inverse-oblique et des failles senestres parallèles à l'orogène dont la « Highland Boundary Fault Zone », ancienne zone d'accrétion du

Paléozoïque inférieur réactivée par le partitionnement (HBFZ) (Figure A.44) [Jones et Tanner, 1995 ; Jones et al., 1997].

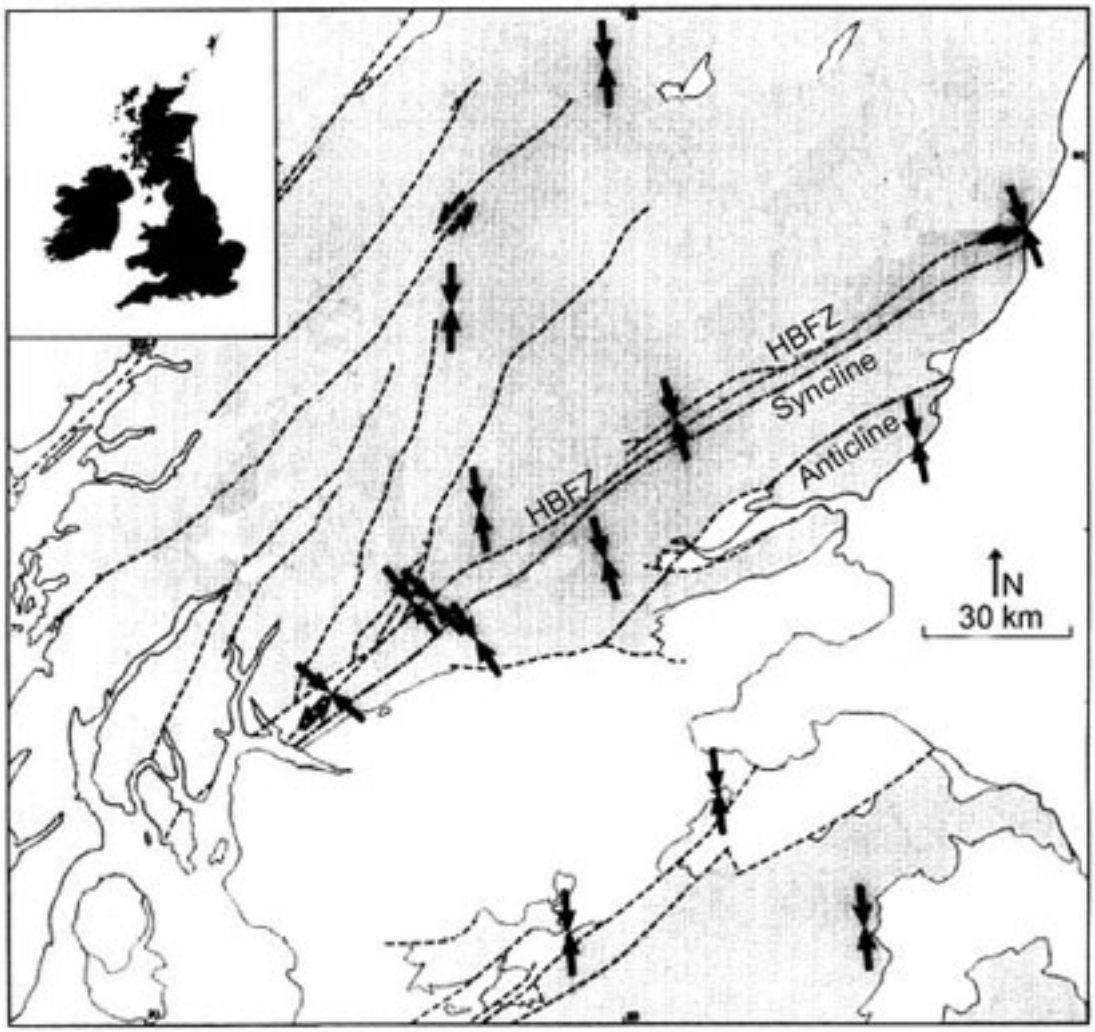


Figure A.44 : Schéma structural de région de la « Highland Boundary Fault Zone » (HBFZ) en Ecosse montrant les axes de raccourcissement dévoniens déduits des mesures de microtectonique sur les failles (traits pointillés) [modifié d'après Jones et al., 1997].

4. Bilan

Cette synthèse non exhaustive des principales caractéristiques des failles décrochantes en domaine de collision révèle une grande variété de fonctions des décrochements au sein de la chaîne. Nous retiendrons les points suivants pour leurs implications sur l'accommodation de la convergence des plaques.

(1) Les terminaisons des failles décrochantes confinées à l'intérieur des plaques permettent (1) de distribuer le déplacement de la faille si elles sont ramifiées (queue de cheval), (2) d'absorber le déplacement si elles sont rotationnelles et si

elles limitent des blocs, et (3) de transférer le déplacement sur de nouvelles structures si elles sont courbes (compressives ou distensives).

(2) Les failles décrochantes sont fréquemment localisées au niveau de discontinuités préexistantes dans la croûte continentale. Elles délimitent généralement des blocs crustaux. En terme géodynamique, on ne peut donc raisonner à l'échelle de la chaîne sans prendre en compte l'état de pré-fracturation de la croûte et de la tectonique de ces blocs.

(3) Lorsque ces blocs sont déplacés horizontalement vers un bord libre par le mouvement des failles décrochantes, le phénomène est appelé extrusion horizontale ou échappement latéral. Ce processus accommode efficacement la convergence des plaques lorsque la zone de déformation est incapable d'accommoder davantage le raccourcissement par épaississement et si un bord libre existe. Il est souvent décrit comme le résultat d'un poinçonnement, ou comme caractérisant la tectonique des chaînes matures qui « s'écroulent » sous leur propre poids.

(4) Le déplacement le long des décrochements peut causer la rotation des blocs rigides autours d'axes verticaux entraînant la rotation des failles. Ces rotations absorbent le mouvement le long des failles lorsqu'il s'agit de blocs délimités par plusieurs segments de failles. Les rotations absorbent le mouvement des plaques et diminuent latéralement aux blocs le taux de raccourcissement si les blocs sont limités par de grands systèmes de failles. Selon l'échelle des blocs, ces rotations impliquent donc un gradient du déplacement le long des failles ou un gradient de déformation le long d'une chaîne.

(5) Les rampes latérales sont des failles décrochantes qui transfèrent le mouvement compressif d'une ligne de chevauchement à une autre. Elles sont caractéristiques des bordures de ceintures arquées de plis-et-chevauchements et impliquent la rotation des structures à leur voisinage. Elles s'accompagnent le plus souvent de déformations compressives.

(6) Lorsque les contraintes appliquées à la faille décrochante sont obliques à son orientation, la faille partitionne les contraintes et le mouvement. Ce processus de partitionnement est très fréquemment observé. Il implique un lien important entre les failles décrochantes et les structures compressives, le mouvement étant réparti sur ces deux types de systèmes. Le partitionnement ne peut être cependant que partiel, ou nul dans certaines conditions, et s'associer alors à une zone de déformation transpressive. Lorsque la convergence est oblique à la limite de plaques, cette zone accommode généralement la composante longitudinale du mouvement par rapport à cette limite. Mais cette configuration peut être perturbée par l'héritage structural de la croûte continentale.

PARTIE B :
PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Figure B.1 : Cadre géodynamique du Moyen Orient et de l'Asie occidentale.

B. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Cette deuxième partie présente le cadre géologique et sismotectonique de la zone d'étude. Nous décrivons le contexte géodynamique de la chaîne du Zagros, son histoire, sa structure, ses plis, failles inverses et chevauchements, et enfin, les principales failles décrochantes qui l'affectent.

1. La collision Arabie/Eurasie en Iran

1.1. Cadre structural

Suite à la fermeture des océans Paléotéthys (~200 Ma) [Boulin, 1991] et Néotéthys (~10 Ma) [McQuarrie et al., 2003], la collision entre les continents gondwaniens (Afrique, Arabie, Inde) et l'Eurasie donne lieu à la formation d'une chaîne de collision qui s'étend des Caraïbes à l'Indonésie. L'Iran est au cœur de ce système collisionel (Figure B.1).

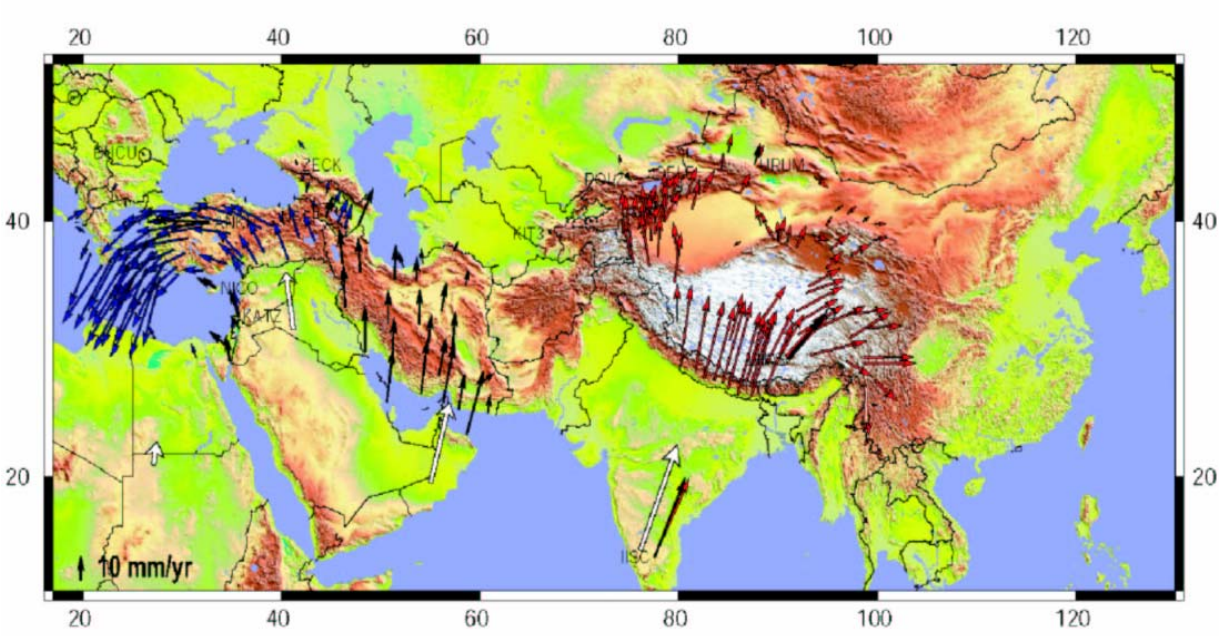


Figure B.2 : Champ de vitesse horizontal déduit des mesures GPS par rapport à l'Eurasie [Vernant et al., 2004a].

L'Iran est situé entre deux zones de poinçonnement (Figures B.1 ; B.2). A l'ouest, au niveau de la chaîne du Caucase, la Plaque Arabique poinçonne la Plaque Eurasie. Ce poinçonnement provoque l'extrusion vers l'ouest de la Plaque Anatolienne [Reilinger et al., 1997; Hubert-Ferrari et al., 2003]. A l'est de l'Iran, la Plaque Indienne poinçonne la Plaque

Eurasie. Cette collision engendre un épaississement de la croûte et l'extrusion latérale de blocs continentaux vers les zones de subduction Sud Est asiatiques [Tapponnier et Molnar, 1977].

D'un point de vue physiographique, l'Iran est caractérisé par un vaste haut plateau central d'une altitude moyenne de 1500 m, bordé à l'est par les dépressions de Kavir et du Lut qui sont des déserts de sel (Figure B.3). On distingue le Plateau Turquie-Iran situé à l'est de la Turquie, et le Plateau Iranien au sens strict (Figure B.3). Des chaînes de montagnes ceinturent ces plateaux, au nord (le Caucase, le Talesh, l'Alborz, le Kopet Dagh) et au sud (le Zagros). Elles sont situées aux frontières géographiques nord et sud de l'Iran.

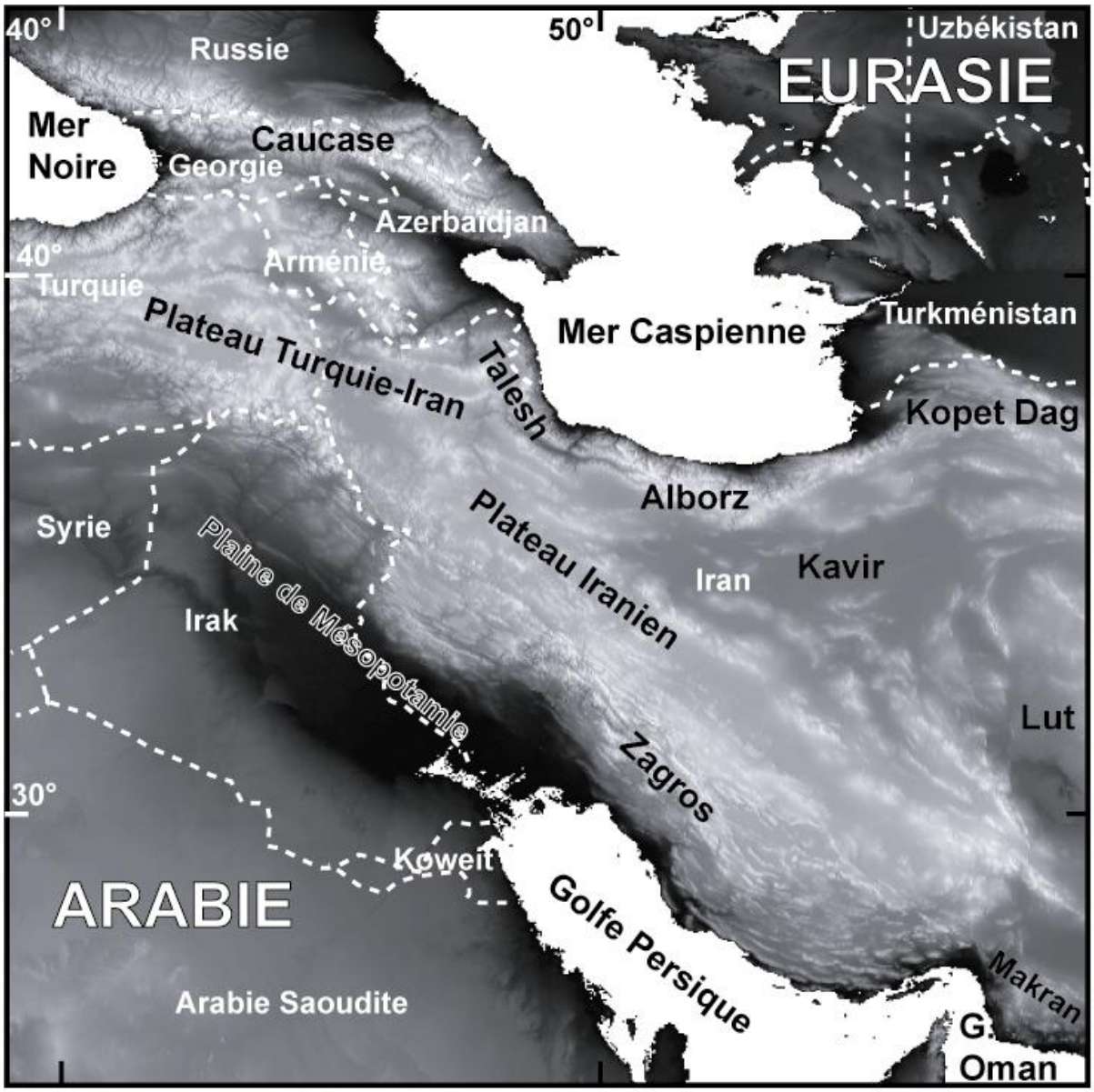


Figure B.3 : Topographie de l'Iran et des pays avoisinants (MNT GTOPO30).

D'un point de vue géologique, l'Iran intègre la marge NE de la Plaque Arabique et un assemblage de microcontinents accrétés à la Plaque Eurasie lors de la fermeture de la Paléotéthys (~200 Ma) et de la Néotéthys (~20 Ma) [Berberian et King, 1981; Mc Call, 1996; Golonka, 2004] (Figure B.4). D'après la distribution des ophiolites, au moins deux anciens microcontinents bordés de bassins marginaux sont distingués en Iran ; le bloc Central et le bloc de Dash-Lut (Figure B.4). Mais les modèles de reconstruction de plaques déduits des données paléomagnétiques suggèrent la présence d'une dizaine de microplaques en Iran (Figure B.5). La marge continentale de la Plaque Arabique est en contact avec ces microcontinents excepté à l'extrême SE où un reste de Néotéthys subducte sous le prisme du Makran (Figure B.4).

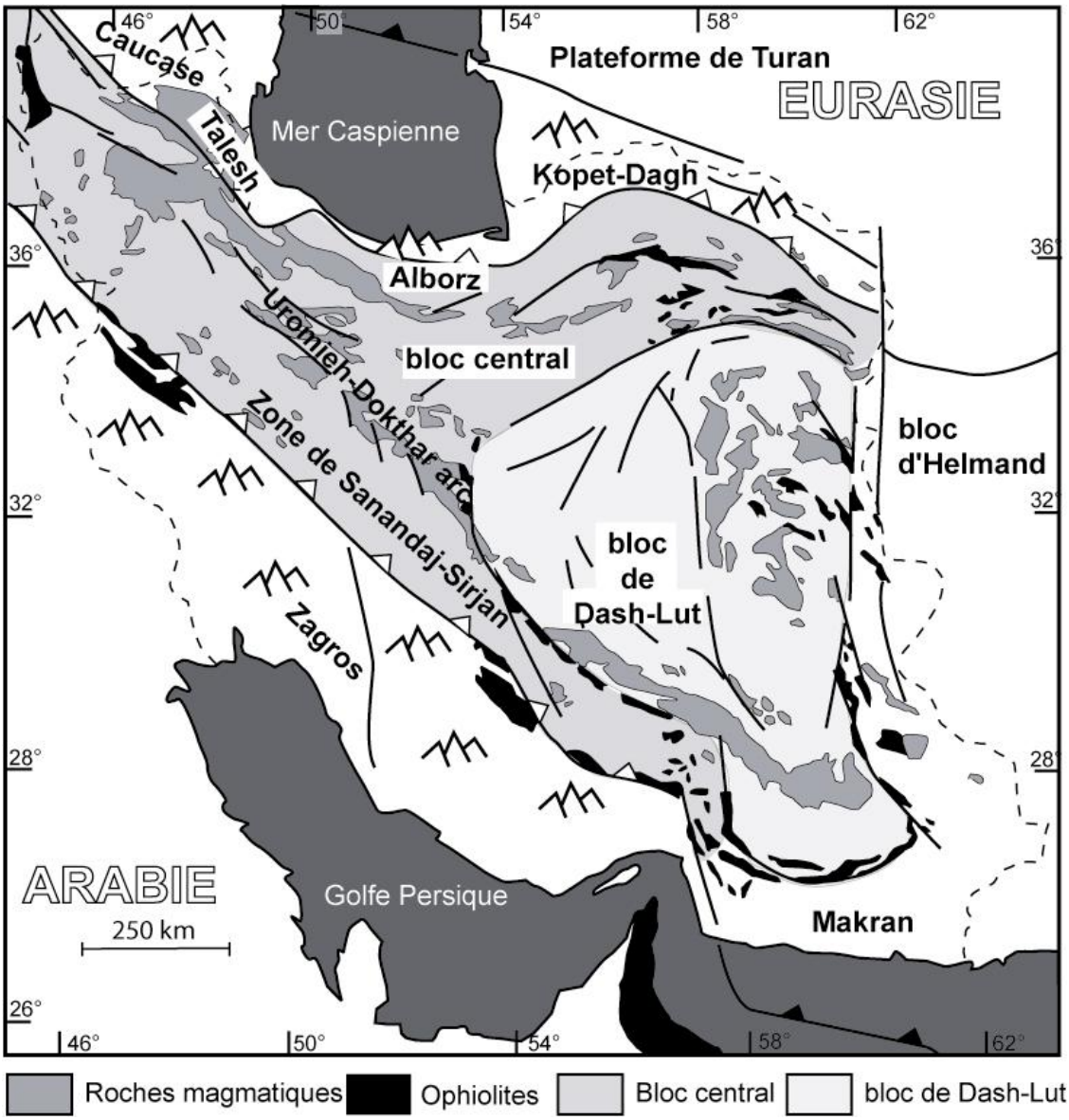


Figure B.4 : Carte structurale de l'Iran d'après Lensh et al., [1984]. Les traits pointillés marquent les frontières de l'Iran.

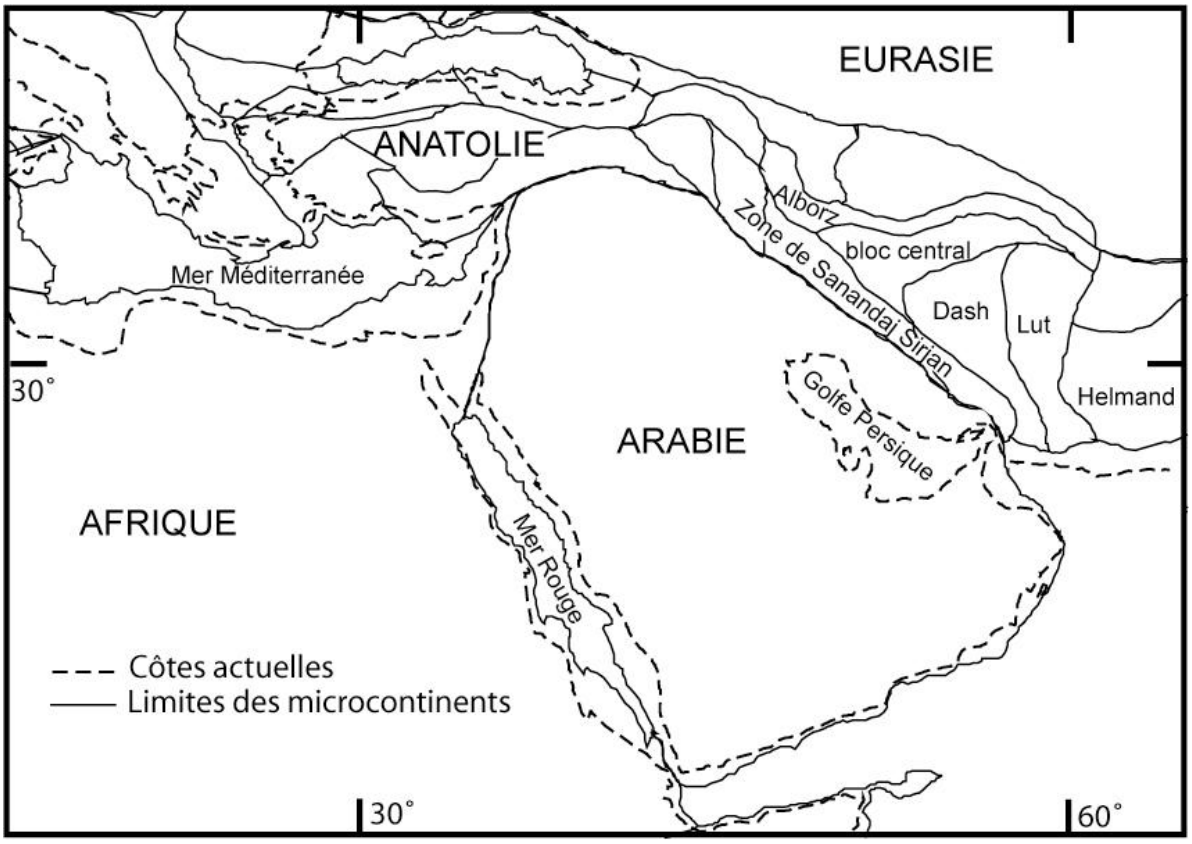


Figure B.5 : Reconstruction des micro plaques accrétées à l'Eurasie à partir des données paléomagnétiques [www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html].

1.1.1. Les chaînes de Montagnes

La ceinture de plis-et-chevauchements du Zagros

La marge nord de la Plaque Arabique forme la ceinture de plis-et-chevauchements (fold-and-thrust belt) du Zagros de direction NO-SE. Cette chaîne s'étend sur plus de 1500 km de la Turquie au Makran (Figure B.4). Sa largeur varie de 200 à 360 km d'ouest en est. Le point culminant (Zard Khue) atteint 4547 m d'altitude.

Cette chaîne de montagnes accommode la déformation induite par la collision entre la Plaque Arabique et les micro continents d'Iran Central [Falcon, 1969, 1974; Haynes et McQuillian, 1974; Stöckin, 1974]. Le Golfe Persique, dont la profondeur maximale est de 70 m, et la plaine de Mésopotamie (Figure B.3) représentent le bassin de l'avant pays fonctionnel de la chaîne. La bordure nord du Zagros est considérée comme étant la suture entre la Plaque Arabique et l'Iran central [Stöcklin, 1974].

La chaîne du Caucase

La chaîne du Caucase relie la Mer Noire à la Mer Caspienne (Figure B.3). Elle comprend deux zones de suture marquées par des roches ultrabasiques. C'est la seule chaîne d'Iran où le socle paléozoïque affleure. Sa structure résulte de plusieurs phases tectoniques dont un raccourcissement majeur à la fin du Cénozoïque impliquant, entres autres, l'inversion puis la fermeture de bassins extensifs d'âge Mésozoïque et Cénozoïque [Dewey et al., 1986].

La chaîne du Talesh

La chaîne du Talesh est une ceinture de plis-et-chevauchements arquée qui prolonge le Caucase au SE et borde la Mer Caspienne (Figure B.4). L'avant pays de cette chaîne se trouve sur la marge SO de la mer Caspienne.

La chaîne de l'Alborz

La côte sud de la Mer Caspienne est bordée par la chaîne de l'Alborz, d'orientation ~EO, longue de 600 km et d'une largeur de 100 km (Figure B.4). C'est le massif le plus élevé d'Iran avec certains sommets dépassant les 4000 m et un point culminant, le volcan Damavand, à 5663 m d'altitude.

Cette chaîne accommode le mouvement relatif de direction NO entre le Plateau Iranien et le sud de la Mer Caspienne. Elle s'est initiée lors de la fermeture de la Paléotéthys au Trias Supérieur au cours de la collision entre le bloc « Alborz » et l'Eurasie (Figure B.5) [Berberian et King, 1981, Alavi, 1996]. Puis au Crétacé Supérieur, la déformation s'est accentuée avec l'initiation de la collision Arabie-Eurasie. L'arrangement général des structures de la chaîne est à double vergence. La déformation est accommodée par des plis et des chevauchements qui interagissent avec des décrochements. Cette zone de collision est caractérisée par un magmatisme récent et une épaisseur de croûte relativement mince (~ 35 km) [Tatar, 2001].

La chaîne du Kopet Dagh

La chaîne du Kopet Dagh est située sur la marge sud du continent Eurasie, à l'ouest de la Mer Caspienne et au sud du bloc de Dash-Lut (Figure B.4). Elle s'étend sur 700 km et atteint des altitudes de l'ordre de 3000 m.

L'histoire de cette chaîne est différente de celle de l'Alborz. Avant le Pliocène, il s'agissait d'une fosse marine subsidente portant une série sédimentaire très épaisse enregistrant des émersions à la fin du Jurassique et à l'Eocène [Lyberis et al., 1998]. L'émergence de la ceinture de plis-et-chevauchements ne commence pas avant la fin du Miocene voir à la fin du Pliocène dans sa partie occidentale [Lyberis et al., 1998; Lyberis et Manby, 1999]. Ce domaine de déformation est caractérisé par de nombreux plis et chevauchements recoupés par de grands décrochements transverses [e.g., Berberian, 1976].

1.1.2. L'Iran Central

L'Iran Central est de géométrie triangulaire (Figure B.4). Il est bordé à l'est par le bloc d'Helmand, au nord par la chaîne de l'Alborz et au sud par le Zagros. Les blocs asismiques qui le constituent sont jalonnés d'ophiolites témoins des processus d'accrétion anciens principalement du Crétacé Inférieur [Berberian et King, 1981], et limités par de grands décrochements [Walker et Jackson, 2004].

D'après Stöcklin [1968], l'Iran Central a subi une succession d'événements orogéniques au Trias/Lias, au Crétacé Inférieur, au début et à la fin du Cénozoïque. De cette longue histoire géodynamique résulte la formation de plusieurs unités structurales.

Au sud, parallèlement à la chaîne du Zagros, se situe la zone de Sanandaj-Sirjan (Figure B.4). Elle est considérée par certains auteurs comme appartenant au Zagros [Falcon, 1969, 1974; Haynes et McQuillian, 1974; Alavi, 1994]. Elle est composée de roches métamorphiques précambriennes, de roches sédimentaires paléozoïques à tertiaires en partie continentales et de massifs volcaniques et plutoniques principalement mésozoïques et éocènes. Une histoire géologique particulière, caractérisée par des phases orogéniques au Précambrien Supérieur, à la fin du Paléozoïque et au Trias distingue la zone de Sanandaj-Sirjan du reste de l'Iran Central [Berberian et King, 1981]. Elle est suspectée être une ancienne microplaque limitée au nord et au sud par des zones de subduction disparues au Tertiaire (Figure B.5). Mais l'existence d'une zone de subduction le long de la bordure nord de la zone de Sanandaj-Sirjan reste discutée. Au nord de la zone de Sanandaj-Sirjan, un arc magmatique de type cordillerain s'est développé à partir du Jurassique Supérieur et jusqu'à l'actuel avec un pic d'activité à l'Eocène-Oligocène (Figure B.4) [Alavi, 1994; Berberian et Berberian, 1981, Berberian et al. 1982].

1.1.3. Les zones de subduction actives

Les chaînons du Makran représentent un prisme d'accrétion émergé (Figure B.4). Ce prisme résulte de la subduction à faible pendage de la partie océanique de la Plaque Arabique vers le NO sous la marge Iranienne. Il est long de plus de 1000 km selon une direction E-O et large de 300 km. Il culmine à des altitudes de 2000 à 2200 m. La fosse se situe dans le Golfe d'Oman et atteint par endroit 3300 m de profondeur. Le développement du prisme s'initie après la mise en place des nappes en Oman au Crétacé Supérieur.

Le socle de la Mer Caspienne est constitué d'une croûte continentale amincie au nord et d'une croûte océanique au sud. Cette croûte océanique fut accrétée lors de la reprise de l'ouverture du bassin d'arrière-arc lors de la subduction de la Néotéthys à la fin Jurassique [Boulin, 1991]. De nos jours, la Mer Caspienne est affectée en son centre par une subduction à vergence nord, et au sud par une subduction à vergence sud sous l'Alborz dont l'activité n'est pas avérée.

1.2. Cinématique actuelle de l'Iran

La tectonique actuelle de l'Iran résulte de la convergence N-S de la Plaque Arabique et de l'Eurasie [Jackson et McKenzie, 1984]. Cette convergence produit une activité tectonique et sismique intense. La déformation est presque intégralement intracontinentale excepté au SE au niveau de la subduction du Makran. La déformation est accommodée principalement par les chaînes de collision bordières [Falcon, 1974; Berberian et King, 1981], par les failles décrochantes limitant les blocs d'Iran Central et par la subduction du Makran sur sa marge SE.

Des mesures de géodésie spatiale (GPS) et des études géologiques récentes ont permis de définir un mouvement relatif des plaques Arabie/Eurasie à 21mm/an et de direction N10 à la longitude 50°E [McQuarrie et al., 2003; Sella et al., 2002; Vernant et al., 2004a] (Figure B.6). A cette même longitude, cette estimation est plus faible de 10 mm/an que la vitesse déduite du modèle géologique Nuvel-1A basée sur les anomalies magnétiques du plancher océanique [DeMets et al. 1990].

A cause de la rotation anti-horaire de la Plaque Arabique liée à l'ouverture en éventail de la Mer Rouge, le taux de convergence augmente vers l'est [Jackson et McKenzie, 1984]. La vitesse de rotation est estimée à 0.521°/Ma [Sella et al., 2002]. Le taux de

raccourcissement à travers le Zagros augmente de 4.5 +/- 2 mm/an à son extrémité NO, à 9 +/- 2mm/an à son extrémité SE [Vernant et al., 2004a]. Le pôle de rotation de la Plaque Arabique est localisé au centre de la Lybie autour de la longitude et de la latitude de 20°E et 28°N [Sella et al., 2002; Mc Clusky, 2003; Vernant et al., 2004a].

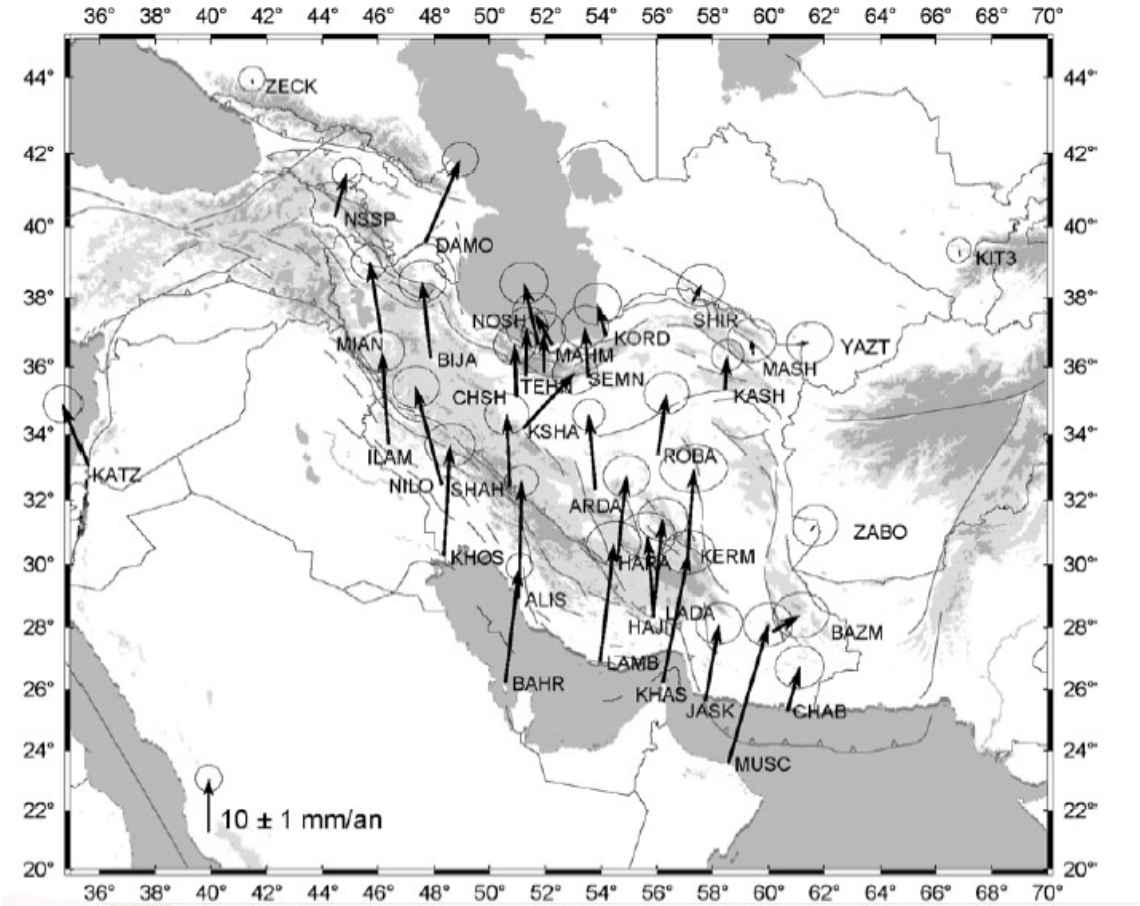


Figure B.6 : Vecteurs des vitesses GPS horizontales et leurs ellipses de confiance à 95% dans un référentiel Eurasie fixe [Vernant et al., 2004a].

La variation du champ de vitesse à travers l'Iran, calculée à partir de la distribution spatiale des taux de déformation par Jackson et al. [1995] concorde avec les données géodésiques [Vernant et al., 2004a]. Dans l'est de l'Iran, la convergence est accommodée principalement par la subduction du Makran à 19.5 +/- 2 mm/an (Figure B.7). Le reste est absorbé par le Kopet-Dagh plus au nord, avec un taux de raccourcissement de 6.5 +/- 2 mm/an, comme le suggérait Regard [2003] et Regard et al. [2005] sur la base d'analyses structurales et géomorphologiques quantitatives.

Dans l'ouest de l'Iran, la déformation est concentrée en majeure partie sur les deux chaînes de montagnes, le Zagros et l'Alborz. A la longitude de 51°E, le raccourcissement est

réparti à parts quasi-égales entre le Zagros et l'Alborz avec 8 à 10 +/- 2 mm/an et de 6.5 mm +/- 2 mm/an, respectivement (Figure B.7) [Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004a]. Le taux de déformation instantané du Zagros est cohérent avec les vitesses de raccourcissement déduites des coupes équilibrées en considérant que de la déformation débute au Pliocène [Blanc et al., 2003; McQuarrie, 2004]. Mais le taux de raccourcissement déduits des mesures GPS diffère grandement du taux de raccourcissement Holocène de 29 mm/an déduit des analyses géomorphologiques et structurales sur la côte SE du Zagros [Mann et Vita-Finzi, 1982].

Le bloc Central Iranien se déforme très peu (moins de 2 mm/an). Il est caractérisé par un mouvement cohérent de 13 mm/an vers le nord [Jackson et al. 1995; Vernant et al., 2004a]. Dans le NO de l'Iran, des données géodésiques indiquent un raccourcissement NNE-SSO de 10 à 14 +/- 2 mm/an au travers de la chaîne du Caucase [McClusky et al., 2000; Vernant et al., 2004a].

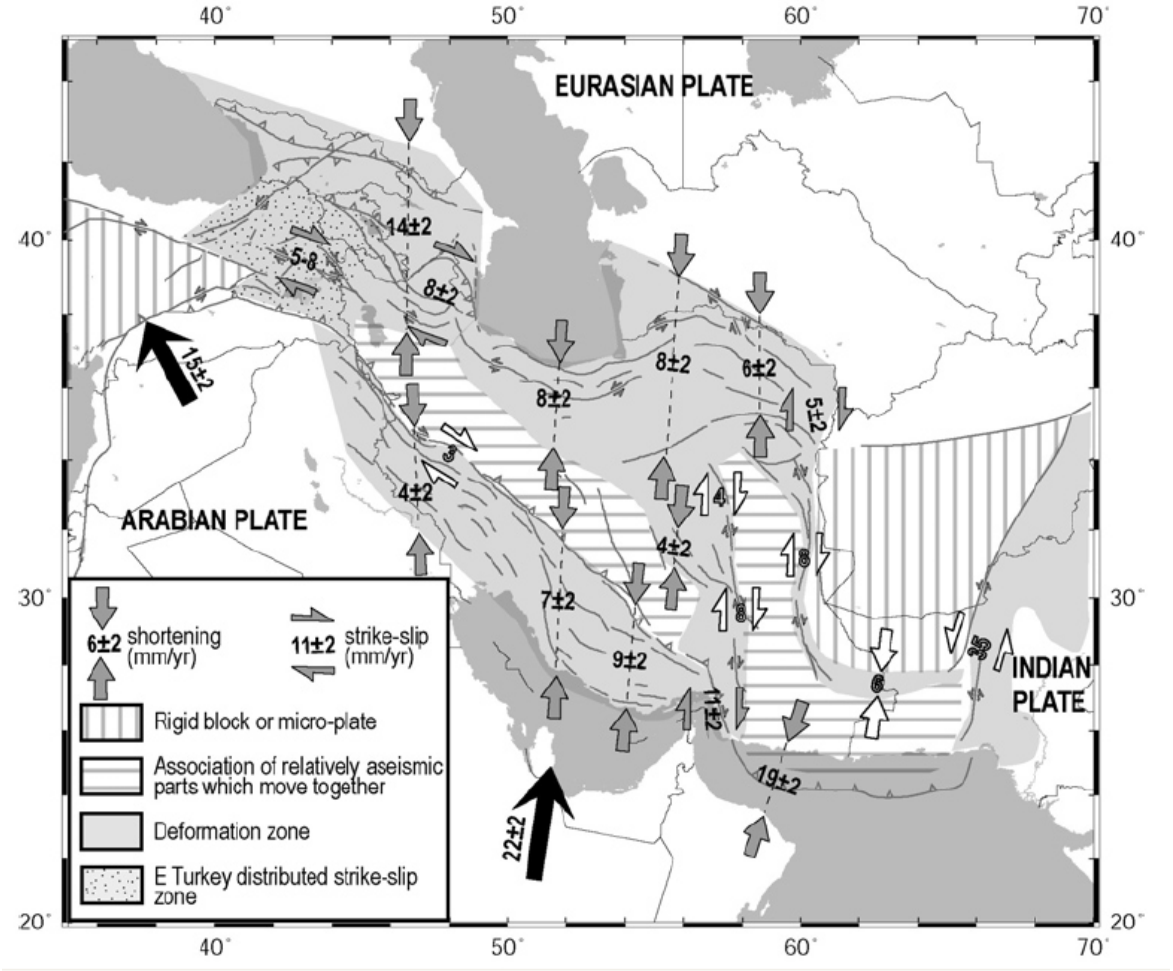


Figure B.7 : Répartition du raccourcissement à l'intérieur de l'Iran d'après les mesures GPS et des estimations basées sur les données géologiques [Vernant et al., 2004a].

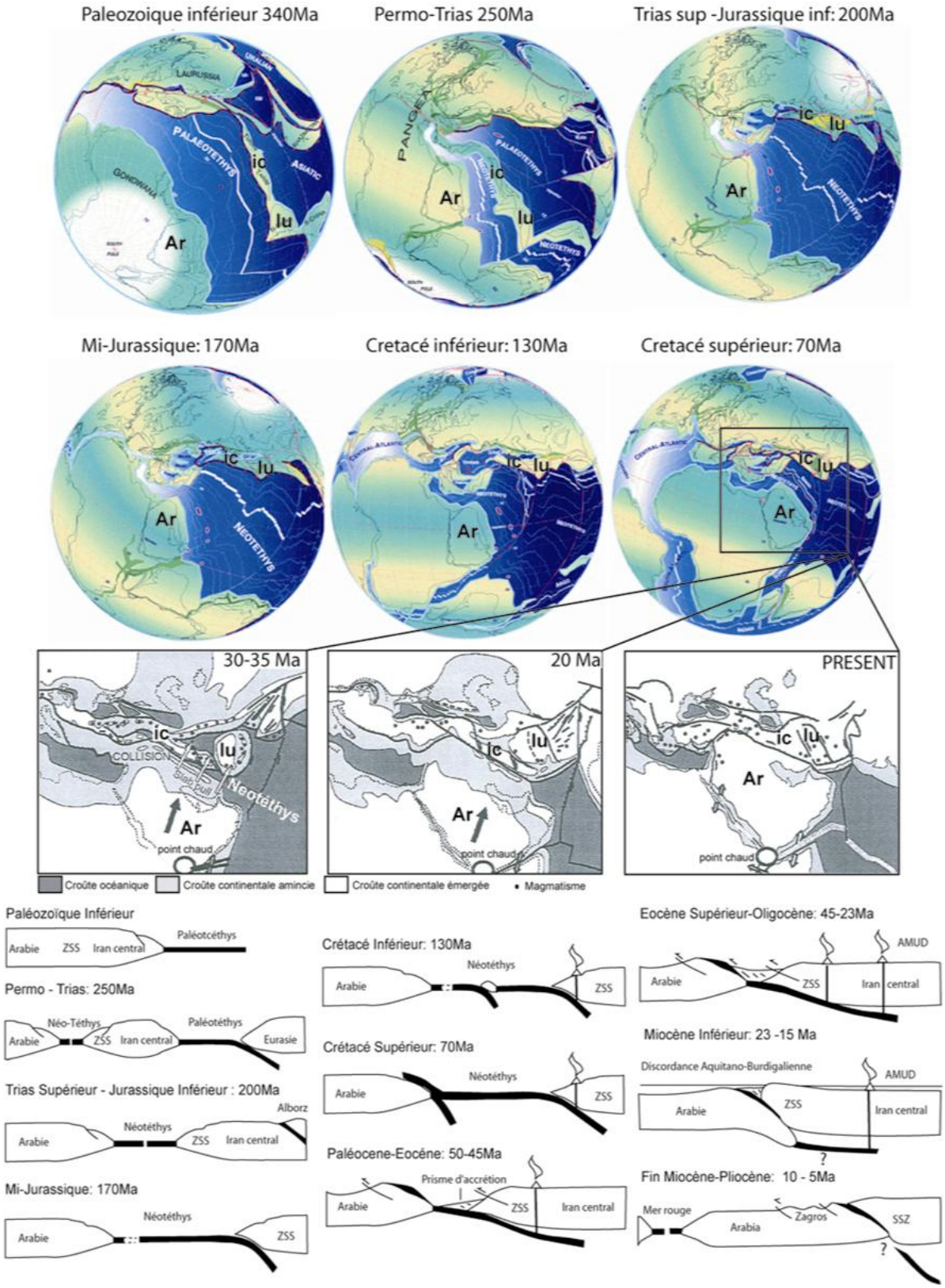


Figure B.8 : Reconstruction paléogéograpique en carte et en coupe de l'orogène alpin moyen-oriental et ses zones avoisinantes. Ar: Arabie; ic: bloc d'Iran Central (au sud de cette région, la zone de Sanadaj-Sirjan); lu: bloc de Dash-Lut; ZSS: zone de Sanandaj Sirjan, AMUD: Arc Magmatique Urumieh-Dokthar. (Modifié d'après Agard et al. [2005]; Berberian et al, [1982]; Dercourt et al., [1986]; Stampfli et Borel, [2002]).

2. Histoire géologique du Zagros

Avant de se focaliser sur les structures du Zagros qui accommodent la déformation actuelle décrite précédemment, nous recadrons la chaîne dans l'évolution géodynamique de l'orogène alpine moyen-orientale.

2.1. Evolution anté-collision

Au Paléozoïque inférieur, la Paléotéthys s'ouvre et sépare le Gwondana oriental au sud, de la Sibérie et du Sud Est asiatique au nord (Figure B.8) [Stampfli et Borel, 2002]. La future chaîne du Zagros, se situe sur la marge nord du Gondwana. Cette marge est formée de roches métamorphiques qui constitue le craton Arabique, le socle du Zagros. Elle est affectée par des failles décrochantes formant des bassins en transtension (Figure B.9) [Talbot et Alavi, 1996; Husseini, 2000]. Le futur Zagros occidental est alors recouvert de formations détritiques ou marneuses à évaporitiques tandis que dans le futur Zagros oriental, une puissante séquence salifère (~2 km d'épaisseur) appelée sel d'Hormuz se dépose (Figure B.10). Par la suite, un soulèvement probablement connecté à l'orogénèse hercynienne ou varisque se produit. Il est suggéré par l'absence de larges séquences sédimentaires paléozoïques et l'observation d'une discordance angulaire au Carbonifère [Szabo et Kheradpir, 1978].

Entre le Permien et le Trias, la Néotéthys s'ouvre et sépare les microcontinents au nord, de la marge Arabique au sud (Figure B.8). La formation de ce nouvel océan s'accompagne de la subduction de la Paléotéthys au nord sous l'Eurasie. Sur la marge Arabique, la sédimentation de plateforme épicontinentale s'effectue avec la mise en place de séries évaporitiques indiquant un dépôt de mer peu profonde voire confinée (Figure B.10).

Vers la fin du Trias, la Paléotéthys finit de subducter, et la collision s'initie au niveau des chaînes du Caucase, de l'Alborz et du Kopet Dagh. Par ce processus, les micro plaques d'Iran central s'accrètent à l'Eurasie (Figure B.8) [Berberian et King, 1981; Mc Call, 1996].

Au milieu du Jurassique, la Néotéhys subducte à son tour sous la zone de Sanadaj-Sirjan et le bloc de Dash-Lut (Figure B.8). Cette subduction est encore active de nos jours au niveau du Makran. Au sud de la marge Arabique, une subduction intra-océanique s'initie impliquant la formation d'arcs volcaniques [Berberian et King, 1981]. Au milieu du Crétacé,

vers 80 Ma, la direction du mouvement relatif entre les plaques Afro-Arabique et Eurasienne change de NE-SO à N-S [Savostin et al., 1986]. Depuis le Jurassique, l'ouverture de la Néothéthys s'accompagne de la subsidence de la marge Arabique, de la formation de failles normales NO-SE et d'une sédimentation carbonatée de plateforme (Figure B.10).

Au Crétacé supérieur, du matériel océanique est mis en place sur la marge de l'Arabie dans la partie NO du Zagros (Figure B.8) [Ricou, 1976; Koop et Stoneley 1982]. Il proviendrait du plancher océanique du bassin arrière arc de la subduction intra-océanique réalisée près de la marge Arabique (Figure B.10) [Haynes et Reynolds, 1980]. Le poids de ce matériel obducté provoque une flexure de la marge Arabique créant un bassin d'où se dépose une unité détritique (Amiran Formation) (Figure B.10).

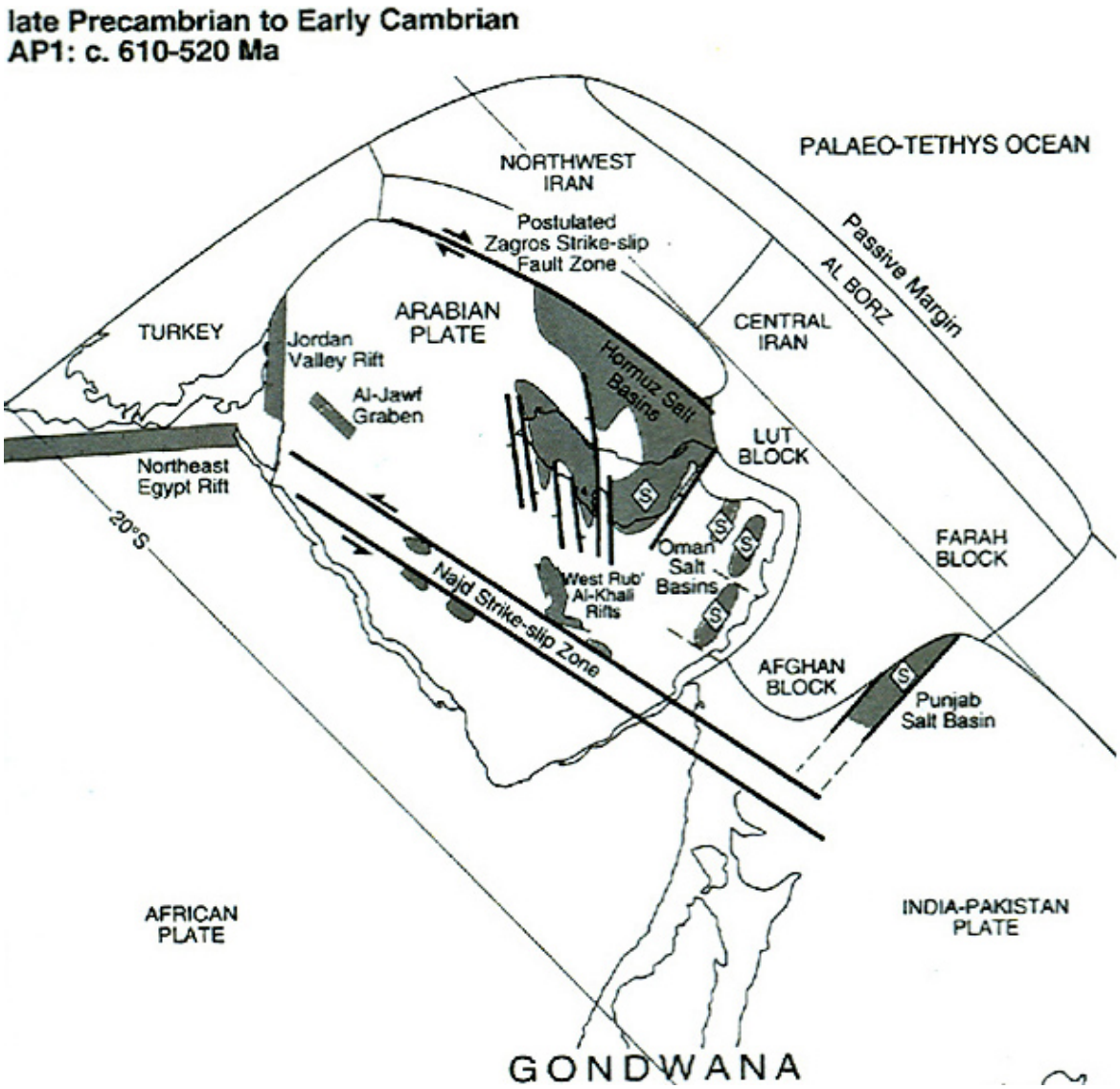


Figure B.9 : Cadre paléogéographique de la Plaque Arabique et des zones avoisinantes à l'Eo-Cambrien [modifié d'après Sharland et al., 2001].

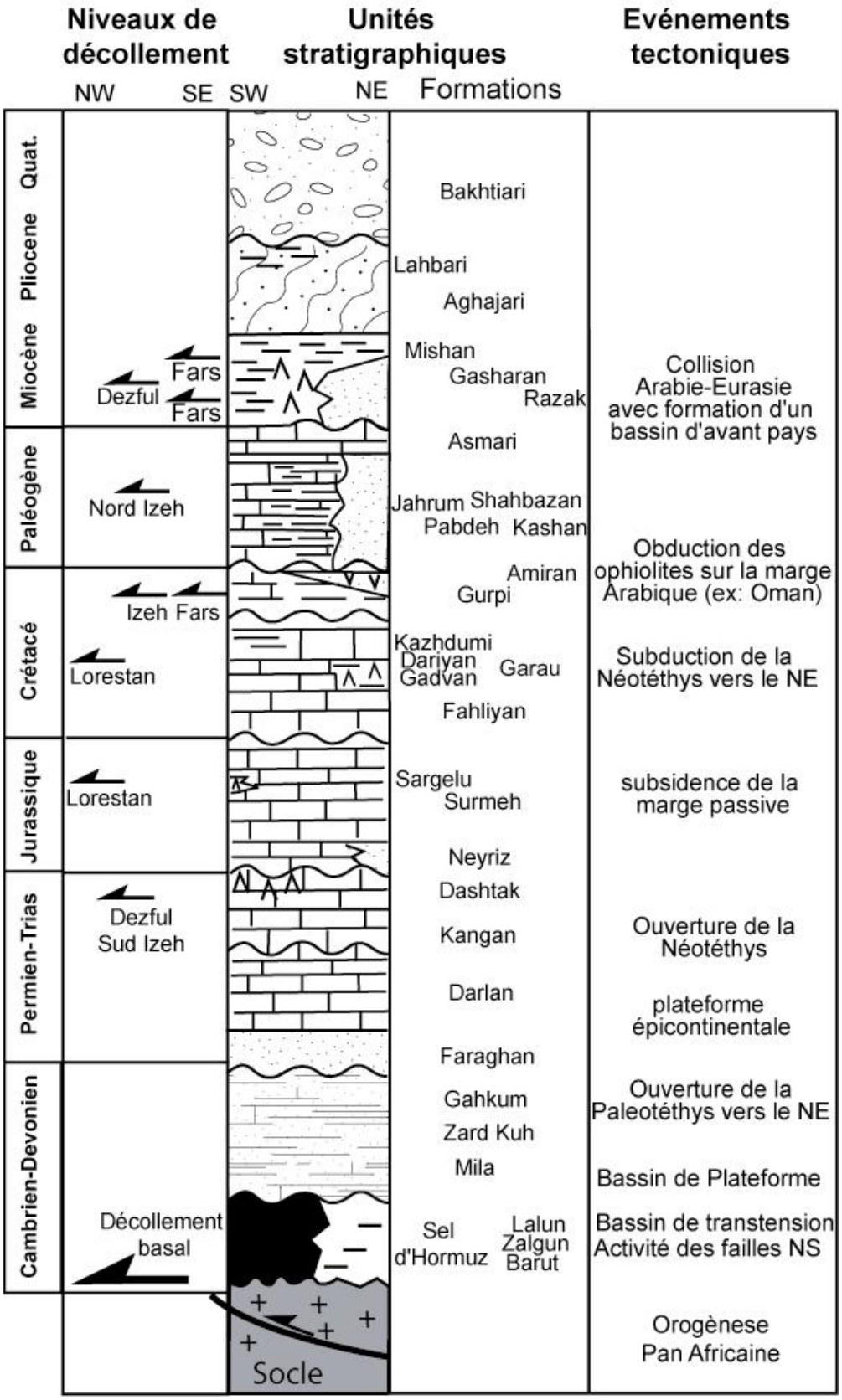


Figure B.10 : Séquence stratigraphique synthétique de la couverture sédimentaire du Zagros en relation avec les principaux événements tectoniques régionaux et les principaux niveaux de décollement localisés dans les différents domaines du Zagros d'après [Stöcklin 1968; Falcon, 1969 ; Colmann-Sadd, 1978; Koop and Stonely 1982; Sepehr, 2001; Alavi, 2004; Molinaro, 2004; Sherkati et Letouzey, 2004].

2.2. La collision du Zagros

Des indices de déformations décelés à partir de discordances à différents niveaux stratigraphiques indiquent une propagation du front de déformation du Zagros du NE vers le SO depuis la fin de l'Eocène [Hessami et al., 2001a]. Des déformations compressives sont observées localement à l'Eocène Supérieur dans le NE du Zagros (Figure B.8) [Agard et al, 2005; Hessami et al, 2001a]. Dans le SO du Zagros, deux bassins marins éocènes sont isolés par une faille normale de socle NO-SE héritée du rifting et réactivée en chevauchement. Dans le bassin septentrional, des roches à prédominance clastique se déposent. Dans le deuxième bassin méridional, la sédimentation est plus profonde et marneuse (Formation Pabdeh, Figure B.10) [Sepher et Cosgrove, 2004].

Entre 35 et 25-23Ma, le prisme d'accrétion éocène de la marge Iranienne (zone de Sanadaj-Sirjan) chevauche, dans la partie NE du Zagros, les ophiolites antérieurement obductées sur la marge Arabique au Crétacé Supérieur (Figure B.8) [Agard et al., 2005]. Ce charriage est associé à un basculement régional vers le nord traduisant l'évolution d'un bassin flexural [Sherkati et Letouzey, 2004]. Vers 25-23 Ma, une régression régionale s'installe dans la région associée à une sédimentation carbonatée épicontinentale (Formation Asmari ; Zagros et Formation Qom; plateau Iranien) (Figure B.8 et Figure B.10) [James et Wynd, 1965]. Cette période de quiescence relative est aussi observée dans l'Alborz [Axen, 2001].

Au début du Miocène, dans le NE du Zagros, se dépose une formation détritique marine (la Formation Razak). Dans la partie SE, la Formation Gascharan évaporitique et Mishan marneuse sédimentent (Figure B.10). L'avant pays de la chaîne se comble progressivement. Ce remplissage entraîne le passage de conditions marines à des conditions continentales. Cette transition est associée à une séquence régressive. Le passage rapide à des conditions évaporitiques à la fin du dépôt de la formation d'Asmari, d'âge miocène inférieur, suggére l'initiation de la déformation dans la partie SE du Zagros [Falcon, 1969].

A la fin du Miocène, le SO du Zagros est déformé et la structure du front actuel est formée [Homke et al., 2004]. Dans le NE du Zagros, des nappes de charriages provenant de la zone de Sanandaj-Sirjan se sont mises en place sur la Plaque Arabique [Agard et al., 2005]. Au début Pliocène, une discordance régionale marque la limite entre la Formation d'Agha Jari et la Formation conglomératique syn-orogénique plio-quaternaire (Formation Bakhtiari) (Figure B.10) [James et Wynd, 1965]. Dans le Zagros interne, la Formation Bakhtiari s'est déposée dans des bassins intramontagneux pouvant atteindre 6000 m d'épaisseur [Oberlander,

1965]. Au Pliocène, on assiste à une amplification de la déformation développée à travers toute la chaîne (Figure B.8) [Falcon, 1974; Berberian et King, 1981; Hessami et al., 2001a].

L'âge de l'initiation de la collision est très débattu. Selon les auteurs, il varie du Crétacé supérieur au Miocène supérieur (Tableau B.1). Cette incertitude est due à la localisation et la datation de la déformation au NE de la chaîne entre la phase d'obduction au Crétacé Supérieur [Stöcklin 1968; Berberian and King, 1981] et la propagation du plissement du Miocène Supérieur au Pliocène [Berberian and King, 1981; Colmann-Sadd, 1982; Hessami et al, 2001a]. Pourtant, l'Arabie semble maintenir une vitesse et une direction de déplacement par rapport à l'Eurasie à peu près constante depuis 56 Ma contrairement à l'Afrique qui ralentit nettement à partir de 19.6 Ma [Mc Quarrie et al., 2003]. Cette différence de vitesse est accommodée par l'ouverture de la Mer Rouge [Joffe et Garfunke, 1987].

Age de la collision	**Arguments**	**Références**
Crétacé supérieur	Arguments structuraux suggérant une collision conséquente à l'obduction.	Alavi, 1994 ; Haynes et McQuillian, 1974 ; Stöcklin, 1974 ; Berberian et King, 1981
Eocene-Oligocène	Synthèse bibliographique.	Hooper et al., 1994
	Chevauchement des flyschs d'âge éocène de la marge iranienne sur les ophiolites obductées sur la marge arabique entre 35Ma et 25-23Ma.	Agard et al., 2005
	Arguments stratigraphiques : déformation syn-sédimentaire sur la marge Arabique avec la formation de bassins d'avant pays.	Sherkati et Letouzey, 2004
Oligocène-Miocène	Nature pétrologique de type andin des ensembles magmatiques au nord de la zone de suture daté de 74+/-2 à 24 +/-4 Ma implique subduction encore active à la fin de l'Oligocène. La collision est postérieure.	Berberian et al., 1982
	Arguments stratigraphiques.	Koop et Stoneley, 1982
Fin Miocène	Modèle de reconstruction du mouvement tectonique des plaques (10Ma).	Mc Quarrie et al., 2003
	Arguments structuraux dans la ceinture du haut Zagros oriental: déformation d'un « mélange » sédimentaire comportant des dépôts syn-océaniques Crétacés, Eocènes et Miocènes.	Stoneley, 1981

Tableau B.1 : Compilation bibliographique sur les âges proposés pour la collision dans le Zagros.

3. Structure du Zagros

3.1. Structure lithosphérique

Les études de tomographie des ondes de surface renseignent sur la rhéologie du manteau supérieur car la variation des vitesses des ondes cisaillantes reflète un changement de température et/ou de composition de ce dernier. La tomographie des ondes Pn couplée à l'étude de l'anisotropie [Al-Lazki et al., 2003; Maggi et Priestley, 2005] et de l'atténuation régionale des ondes Sn [Kadinski-Cade et al., 1981; Gok et al., 2003] suggère un manteau lithosphérique relativement chaud sous le Plateau Iranien (Figure B.11). Cette anomalie thermique est compatible avec l'intense magmatisme éocène à quaternaire dans cette région [Berberian et King, 1981].

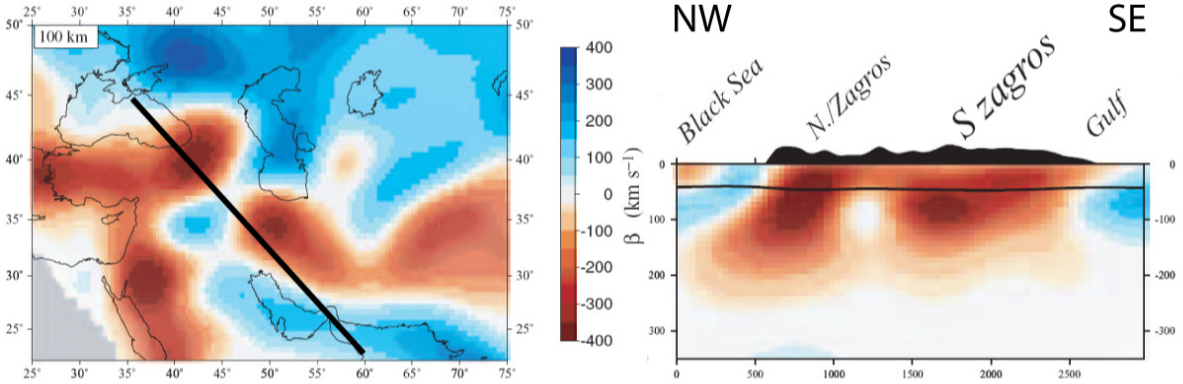


Figure B.11 : Coupe longitudinale du plateau iranien montrant le modèle de tomographie des ondes [Maggi et Priestley, 2005]. β est la vitesse des ondes cisaillantes.

La modélisation basée sur l'interprétation des données de gravimétrie, de la forme du géoïde et de la topographie permet de mettre en évidence un amincissement lithosphérique au nord de la chaîne du Zagros et sous le Plateau Iranien (Figure B.12) [Fernandez et al., 2003]. Le toit de l'asthénosphère remonte en effet d'environs 100 km de profondeur entre le front du Zagros et le centre du plateau iranien. Deux hypothèses permettent d'expliquer la remontée asthénosphérique, la délamination du manteau lithosphérique [e.g., Bird, 1978] ou le processus de détachement de la partie océanique de la Plaque Arabique subductée vers le NO sous la marge Iranienne [Molinaro et al, 2005b].

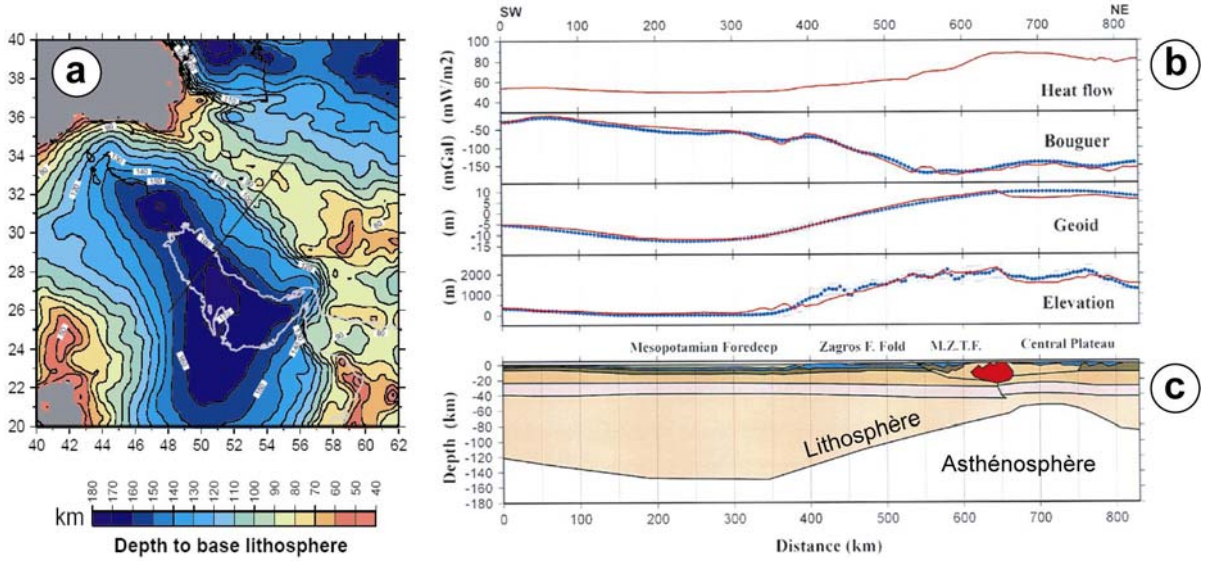


Figure B.12 : Modèle lithosphérique de la chaîne du Zagros [d'après Fernandez et al., 2003 in Molinaro, 2004]. (a) Carte des isobathes de la limite Asthénosphère/Lithosphère et localisation de la coupe présentée en (b) et (c). (b) Coupes à travers le Zagros occidental du flux de chaleur, de l'anomalie d'Air libre, ou du géoïde et de la topographique. (b) Modèle géométrique synthétique correspondant.

3.2. Structure crustale

Le modèle de la structure interne du Zagros déduit des données de gravimétrie indique une augmentation de l'épaisseur crustale de 40 km sous le Golfe Persique à 50 – 60 km au NE du Zagros et sous la zone de Sanandaj-Sirjan (Figure B.13) [Dehghani et Makris, 1984; Snyder et Barazangi, 1986; Molinaro et al, 2005b]. Les résultats des études sismologiques des fonctions récepteur sont globalement en accord avec ce modèle mais ils suggèrent un épaississement plus centré sous la zone de Sanandaj-Sirjan (Figure B.14) [Tatar, 2003; Hatzfeld et al., 2003, Paul et al., soumis]. Ils révèlent une épaisseur de croûte de 44 à 48 km sous le Zagros central, les vingt premiers kilomètres formant la croûte supérieure avec 11 km de couverture sédimentaire. Sous la zone de Sanandaj-Sirjan, le réflecteur du Moho atteint 70 km de profondeur et revient à 42 km de profondeur plus au nord [Paul et al., soumis]. Des données de tomographie des inversions d'ondes de surface réalisées au nord de l'Afrique, de l'Europe et du Moyen Orient par Pasyanos et Walter [2002] appuient ces résultats. Ces auteurs calculent une dizaine de kilomètres d'épaisseur de sédiments et une profondeur du Moho sous le Zagros de l'ordre de 45 à 50 km (Figure B.15). Les études stratigraphiques et les données magnétiques [Motiei, 1995] indiquent plus précisément que l'épaisseur de la couverture sédimentaire varie irrégulièrement de 5 à 15 km d'épaisseur selon la région du

Zagros (Figure B.16) [James et Wynd, 1965; Stöcklin, 1968 ; Falcon, 1969; Colmann-Sadd, 1978; Kent, 1979; Koop et Stoneley, 1982].

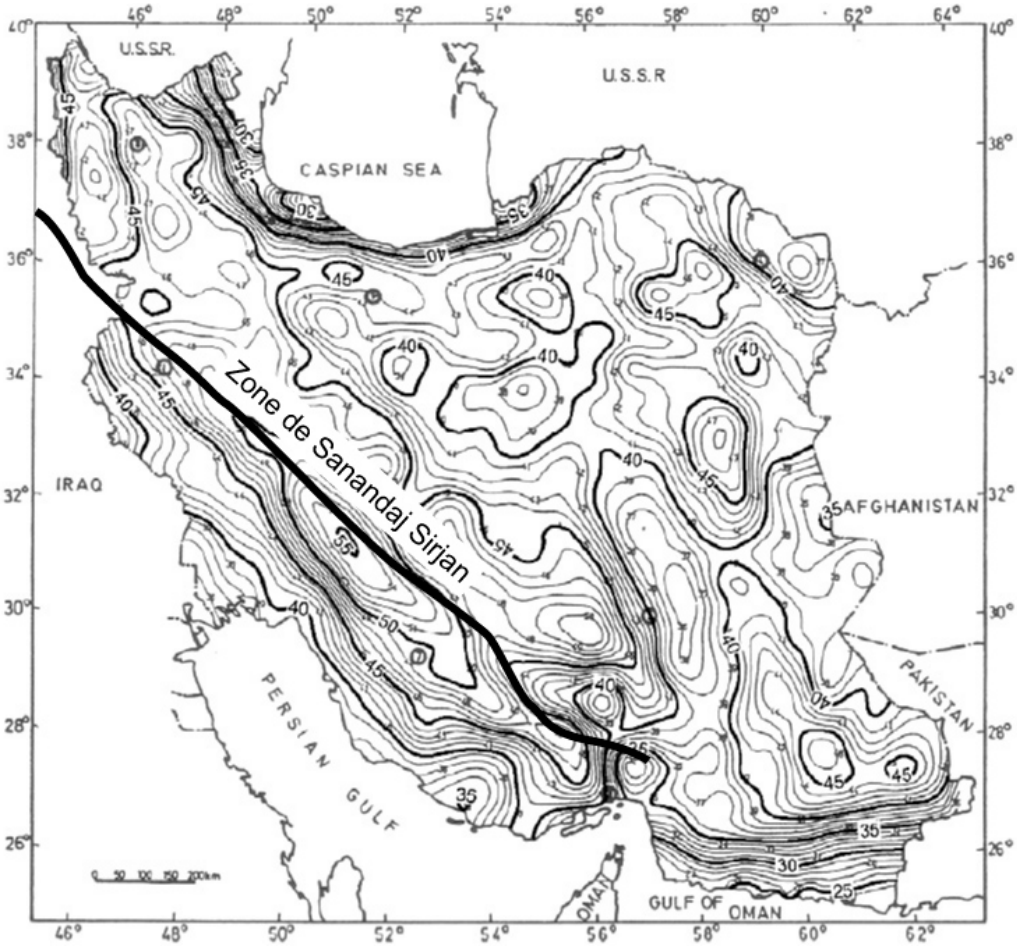


Figure B.13 : Cartes des isobathes du Moho réalisée à partir de mesures gravimétriques [Dehghani et Makris, 1984]. Le trait épais représente la suture du Zagros.

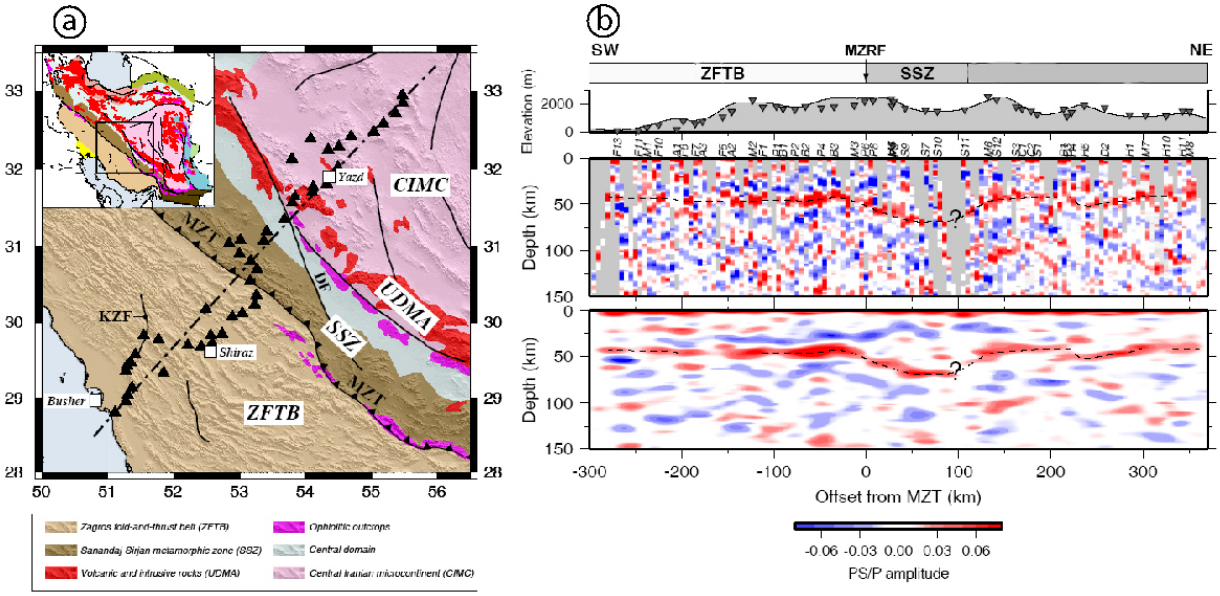


Figure B.14 : Analyses en fonctions récepteur crustales sur un transept du Zagros et de l'Iran central d'après [Paul et al., soumis]. (a) Carte localisant le transept sismologique (b)

Coupe des profondeurs migrées calculées à partir des analyses en fonctions récepteur crustales. La ligne en pointillée avec un point d'interrogation souligne le Moho. MZRF : la Main Zagros Reverse Fault, SSZ : zone de Sanadaj Sirjan ; ZFTB : ceinture de plis-et-chevauchements du Zagros.

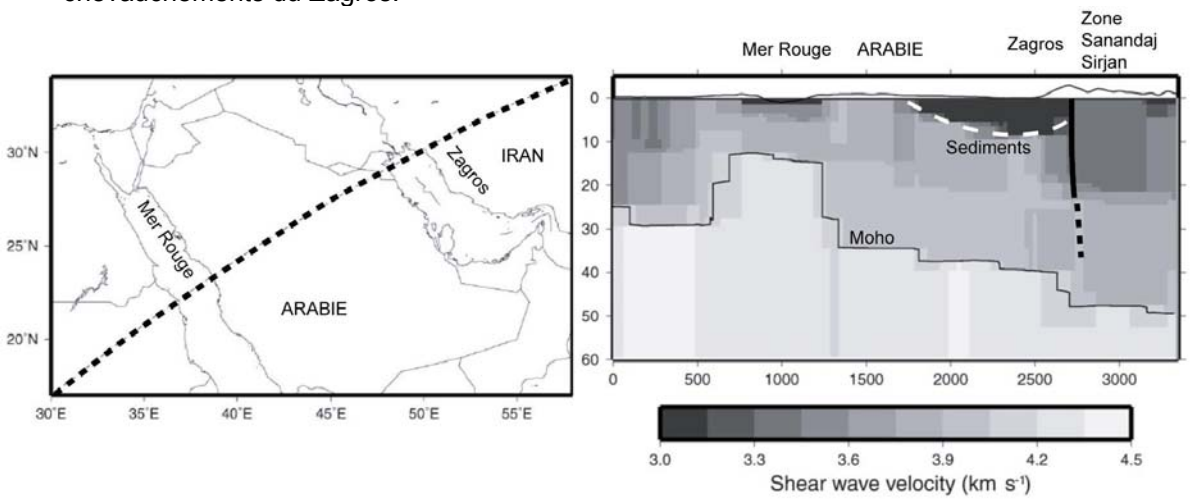


Figure B.15 : Coupe crustale du modèle réalisé à partir de tomographie d'ondes de surface [modifié d'après Pasyanos et Walter, 2002].

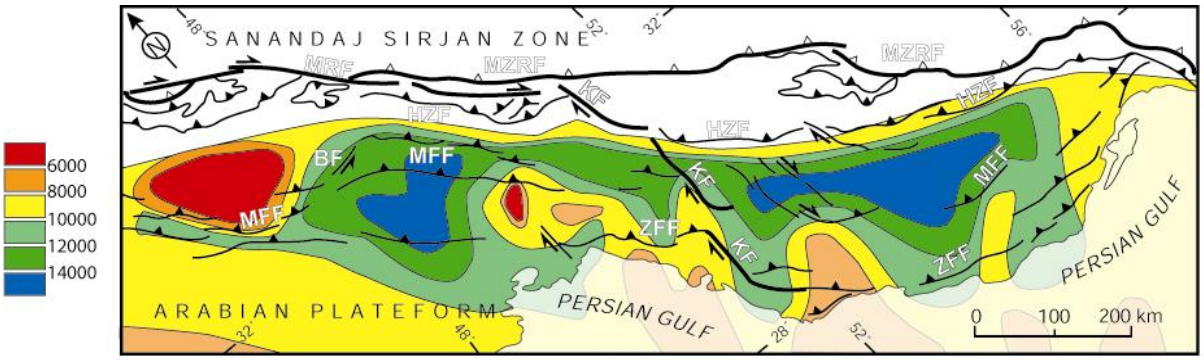


Figure B.16 : Carte de la profondeur du socle dans la partie SE du Zagros d'après les données magnétiques [Motiei, 1995 in Sepehr, 2001].

3.3. Structure de surface

La partie SO du Zagros est marquée par des plis longitudinaux, allongés selon une direction NO-SE excepté à l'extrême SE où ils sont orientés E-O (Figure B.17). C'est la zone structurale externe de la chaîne appelée la ceinture plissée simple (Simple Folded Belt) [Berberian, 1995]. La partie NE du Zagros représente la zone structurale interne de la chaîne, elle est appelée la ceinture du Haut Zagros (High Zagros Belt) [Berberian, 1995]. Les chevauchements sont plus nombreux et sont parfois imbriqués.

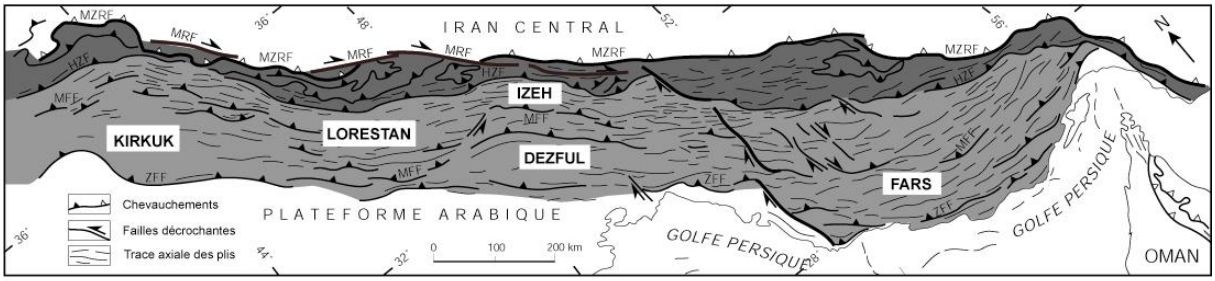


Figure B.17 : Schéma structural du Zagros modifié d'après Berberian [1995]. En gris foncé, la ceinture du haut Zagros (High Zagros Belt) et en gris clair, la ceinture plissée simple (Simple Folded Belt). MZRF : Main Zagros Reverse Fault ; MRF : Main Recent Fault ; HZF : High Zagros Fault, MFF : Mountain Frontal Fault ; ZFF : Zagros Frontal Fault.

Le Haut Zagros, large de 80 km en moyenne, est limité par la suture du Zagros au nord et un chevauchement majeur, la « High Zagros Fault », au sud. Les formations géologiques qui prédominent à l'affleurement sont les roches mésozoïques contrairement à la ceinture plissée simple où les roches cénozoïques dominent. Le mouvement sur certaines failles inverses a permis l'exhumation des roches paléozoïques à la surface. Dans certaines régions, la zone structurale est caractérisée par la présence d'ophiolites et de nappes de la zone de Sanandaj Sirjan (Figure B.17). Les premières déformations datent du Crétacé Supérieur [Stöcklin, 1974].

La ceinture plissée simple est caractérisée par de larges plis longitudinaux parfois associés à de grands chevauchements aveugles s'enracinant dans le socle (Figure B.18). La longueur des plis est parfois supérieure à 100 km et la longueur d'onde varie de 5 à 30 km. La topographie moyenne (500-1000m) est plus faible que celle de la ceinture du haut Zagros (1500-2000m) (Figure B.18). La plus ancienne déformation enregistrée date de la fin de l'Eocène [Hessami et al., 2001a].

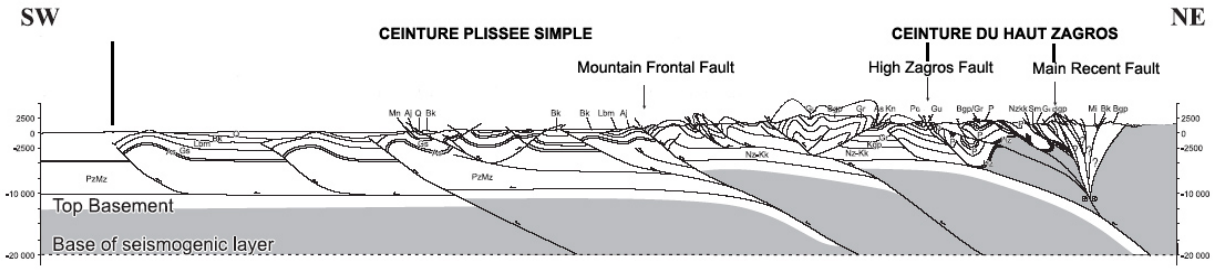


Figure B.18 : Coupe équilibrée du Zagros [modifiée d'après Blanc et al., 2003] (localisée sur la figure 4.4, coupe B).

Le Zagros est aussi généralement subdivisé longitudinalement en quatre provinces géologiques selon des critères morphologiques et stratigraphiques [Stöcklin, 1968 ; Falcon, 1974]. Du NO au SE, il s'agit de la baie de Kirkuk, de l'arc de Lorestan, de la zone Dezful-Izeh et de l'arc du Fars (Figure B.17). Les limites de ces régions coïncident avec des systèmes de failles décrochantes transverses et obliques par rapport à l'orogène. Du NO au SE on distingue : la faille d'Khanaqin, la faille de Bala Rud, la faille de Kazerun et le système de failles de Zendan-Minab-Palami (Figure B.22).

La baie de Kirkuk et la zone Dezful-Izeh se différencient par un front topographique qui s'est moins propagé vers le sud que les deux autres domaines (Figure B.17). La zone de Dezful-Izeh est marquée par une pente topographique moyenne plus élevée (2°) que l'arc de Lorestan (1°) et du Fars (1°) [McQuarrie, 2004]. Ces deux arcs montrent de nombreux plis de plus de 100 km de long. D'un point de vue stratigraphique, les parties sud des provinces de Kirkuk et de Dezful-Izeh sont des zones en dépression d'où s'est déposée une série épaisse de sédiments post-miocènes [Sherkati et Letouzey, 2004; Bahroudi et Koyi, 2004]. L'arc du Fars est caractérisé par de nombreux dômes évaporitiques de la Formation d'Hormuz localisée au toit du socle panafricain [e.g., Stöcklin, 1968].

4. La tectonique active du Zagros

4.1. La sismicité

L'activité sismique du Zagros est intense et contraste avec celle de l'Iran Central faiblement sismique. Cette sismicité est diffuse, mais la sélection des séismes de magnitude supérieure à 5 ($M_b \geq 5$) montre une concentration sur les zones topographiquement élevées associées à l'activité de chevauchements majeurs [Talebian et Jackson, 2004] (Figure B.19).

Malgré cette forte activité sismique, l'étude comparative des déformations sismiques et géodésiques indique que 80 à 95% de la déformation du Zagros est asismique [Jackson and McKenzie, 1988; Masson et al., 2005]. La profondeur des séismes d'après le catalogue CMT de Havard [2002] pourrait atteindre 80 km. Mais de récentes études basées sur la modélisation des longueurs d'ondes télésismiques semblent indiquer que celle-ci soit restreinte à la première vingtaine de kilomètres avec une concentration de séismes entre 9 et 15 kilomètres

de profondeur (Figure B.20) [Ni et Baranzangi, 1986; Maggi et al. 2000; Tatar et al., 2003; Talebian et Jackson, 2004].

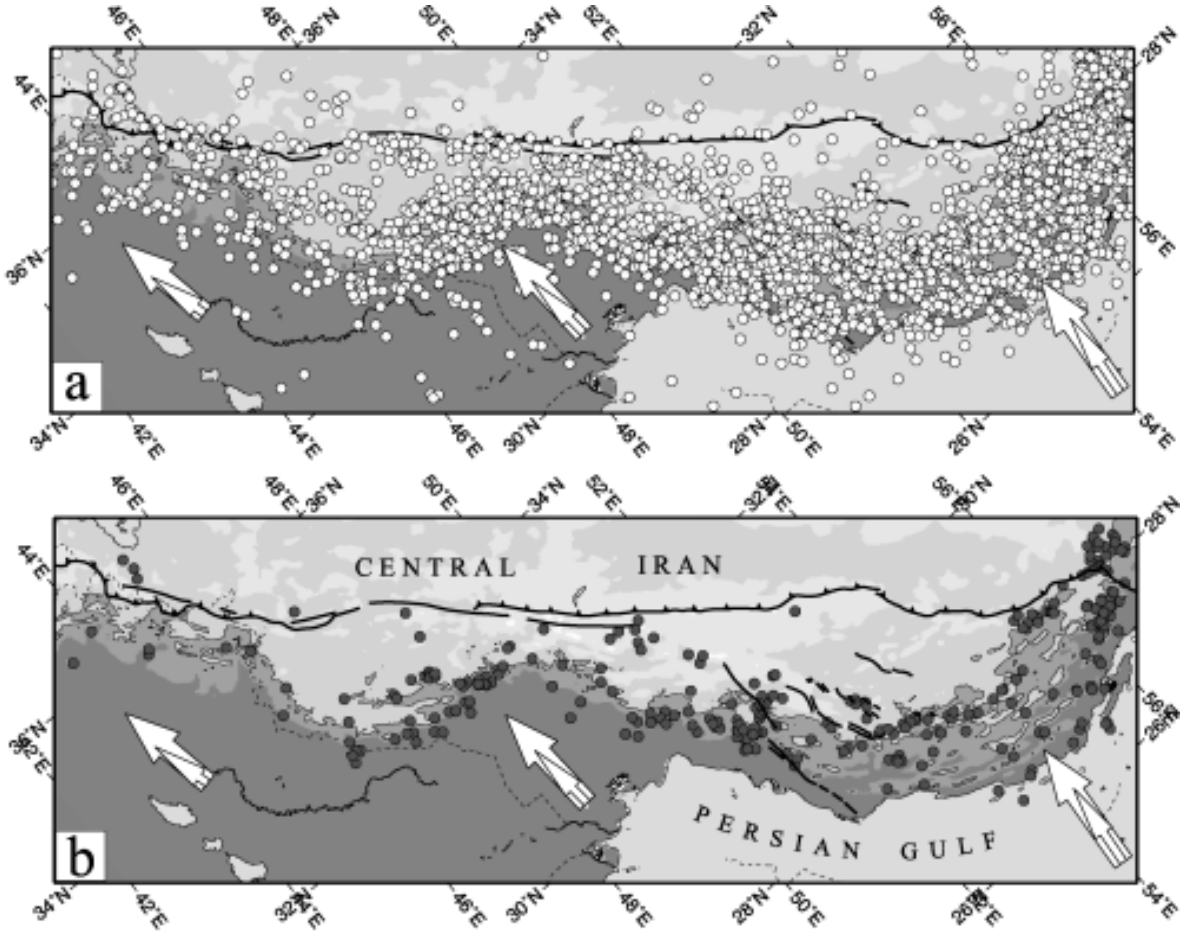


Figure B.19 : Sismicité du Zagros d'après Talebian et Jackson [2004]. (a) Séismes du catalogue ISC entre 1964 et 2002, (b) Séismes M_b ≥5. Les flèches représentent les vecteurs convergence à travers le Zagros.

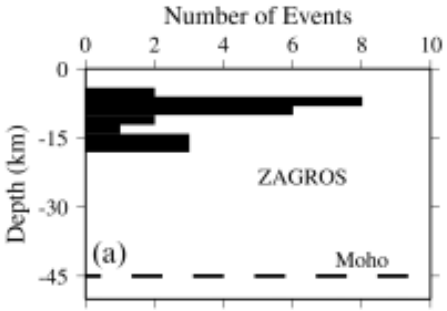


Figure B.20 : Histogramme de la distribution des séismes avec la profondeur dans le Zagros sur 25 événements [Maggi et al., 2000].

La profondeur des hypocentres des séismes indique que le socle est impliqué dans la déformation sismique par le jeu majoritaire de chevauchements, et dans un moindre mesure, de failles décrochantes (Figure B.21) [Baker et al., 1993; Berberian, 1995; Talebian et Jackson, 2004]. Les séismes peuvent être plus profonds (~28 km) au niveau de la transition

Makran/Zagros en accord avec l'apparition du plan de subduction sous le Makran [Talebian et Jackson, 2004].

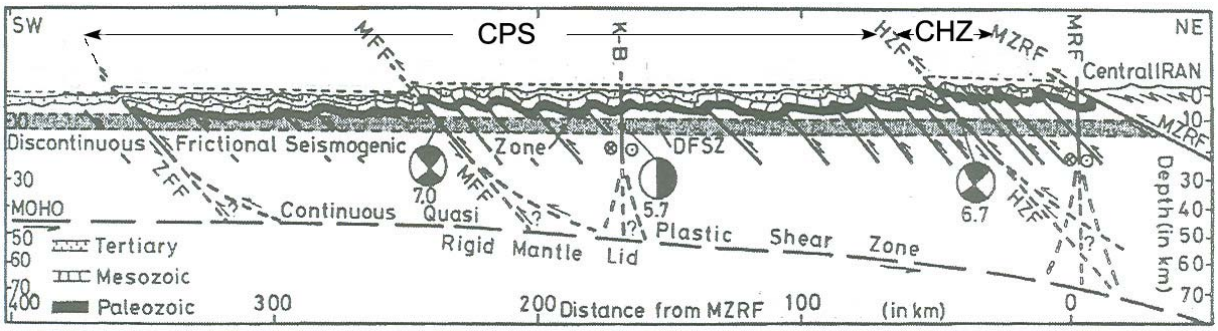


Figure B.21 : Coupe synthétique interprétative du Zagros indiquant les chevauchements et les décrochements du socle et les mécanismes au foyer associés [Berberian, 1995]. (CPS : Ceinture Plissée Simple ; CHZ : Ceinture du Haut Zagros ; MFF : Main Front Fault ; HZF : High Zagros Fault ; MZRF : Main Zagros Reverse Fault ; K-B : Faille de Kazerun ; MRF : Main Recent Fault).

4.2. Le raccourcissement

4.2.1. Plissement et décollement de la couverture

La déformation dans le Zagros s'exprime principalement par le décollement et le plissement synchrone de la couverture sédimentaire [McQuarrie, 2004; Sherkati et Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005a]. Le décollement utilise différents niveaux de la colonne stratigraphique, elle-même variant selon les régions du Zagros (Figure B.10).

Le niveau de décollement majeur dans le Zagros se situe au toit du socle. Il s'agit de la Formation d'Hormuz (Figure B.10). La présence des évaporites dans le Zagros oriental (région Fars) induit une tectonique salifère impliquant des phénomènes de fluages et de diapirisme [Stöcklin, 1968; Talbot, 1998; Sherkati and Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005a]. La géométrie arquée de la ceinture de plis-et-chevauchements dans la région Fars est guidée par l'extrusion latérale du sel limité de part et d'autre par des systèmes de failles d'orientation N-S [Kent, 1979; Bahroudi et Koyi, 2003]. D'autres niveaux de décollement intermédiaires ont été décelés à travers le Zagros dans les formations triasiques (évaporites), crétacés supérieurs (marnes), éocènes et miocènes (évaporite) à partir des observations de puits de forages et de profils sismiques (Figure B.10) [Bahroudi et Koyi, 2004; Alavi, 2004; Sherkati et Letouzey, 2004; Molinaro et al. 2005a].

4.2.2. Les chevauchements

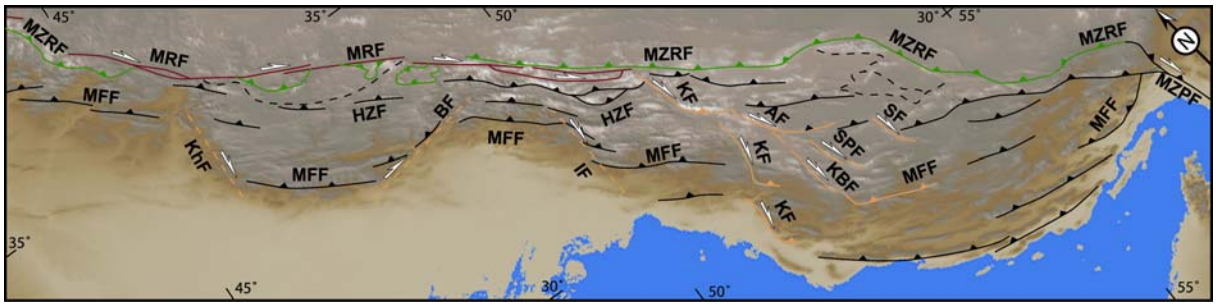


Figure B.22 : Failles principales du Zagros. AF – Ardakan Fault; BF – Balarud Fault; HZF – High Zagros Fault; IF – Izeh Fault; KBF – Kareh-Bas Fault; KF – Kazerun Fault; KhF – Khanaqin Fault; MFF – the Main Frontal Fault; MRF –Main Recent Fault; MZPF – Minab Zendan Palami Fault; MZRF – Main Zagros Reverse Fault; SAF – Sarvestan Fault; SPF – Sabz-Pushan Fault.

La Main Zagros Reverse Fault

La « Main Zagros Reverse Fault » (MZRF) est le chevauchement principal du Zagros (Figure B.22, tracé vert). A l'exception d'Alavi [1994], les auteurs définissent ce chevauchement comme la suture entre la marge continentale Iranienne et la marge Arabique [Ricou, 1977; Stöcklin, 1968; Berberian et King, 1981]. Elle limite au nord la sismicité instrumentale et les formations salifères infra-cambriennes. Elle est jalonnée d'ophiolites mises en place au Crétacé Supérieur [Ricou, 1977]. Sa direction est NO-SE tout le long du Zagros à l'exception de son extrémité SE de direction E-O (Figure B.22).

La quantité de déplacement sur cet accident n'est pas clairement déterminée. La MZRF est associée à la mise en place de nappes transportant des formations de la zone de Sanandaj-Sirjan sur la Plaque Arabique dans la région de Lorestan et du Fars [Mc Quarrie, 2004; Molinaro, 2004]. Le déplacement de ces nappes peut atteindre 50 à 70 km [Agard et al, 2005]. Le Main Zagros Reverse Fault semble être désormais inactif car même s'il affecte des roches pliocènes, les mesures géodésiques, les observations géomorphologiques et les données sismologiques n'indiquent pas de mouvement quaternaire significatif [Berberian, 1995; Tatar et al, 2002; Bachmanov et al, 2004].

Les chevauchements longitudinaux internes

Les chevauchements de direction NO-SE du Zagros sont généralement aveugles (Figure B.22, tracé noir) [Berberian, 1995]. D'après de nombreuses études de sismique

réflexion, les chevauchements majeurs affectent le socle et ont un pendage élevé suggérant qu'ils sont d'anciennes failles normales formées lors de l'ouverture de la Néotéthys au début du Mésozoïque et inversées au cours de la collision [Jackson, 1980; Jackson et Fitch, 1981; Jackson et McKenzie, 1984; Ni et Barazangi, 1986; Berberian, 1995; Tatar et al., 2003]. Un héritage plus ancien est évoqué par Husseini [1988] qui les relie à la mise en place d'un faisceau de failles décrochantes associé à la formation de bassins en transtension à la fin du Précambrien : le système de Najd (Figure B.9).

Le chevauchement majeur au sud du « Main Zagros Reverse Fault » est la « High Zagros Fault » (HZF) (Figure B.22). Il sépare la ceinture du Haut Zagros de la ceinture plissée simple. Il est clairement visible car associé à une haute topographie dans le Zagros central. Son expression morphologique est cependant plus modeste dans les régions de Lorestan et du Fars. Les premiers indices de mouvements sur cette faille datent de la fin de l'Eocène [Hessami et al., 2001a; Sherkati et Letouzey, 2004]. Le déplacement vertical cumulé est estimé à 6 km d'après le rejet des sédiments paléozoïques de part et d'autre de la faille [Berberian, 1995].

La « Mountain Front Fault » (MFF), au centre de la ceinture plissée simple est associée à un escarpement majeur (Figure B.22). L'essentiel de la microsismicité du Zagros se concentre dans ses environs [Berberian, 1995; Tatar et al., 2003; Talebian et Jackson, 2004]. D'après des indices tectono-stratigraphiques, le mouvement vertical semble s'initier au début du Miocène le long de ce chevauchement [Berberian, 1995; Sherkati et Letouzey, 2004]. Mais des mesures magnéto-stratigraphiques ont permis de déterminer un âge d'activation fini Miocène dans la zone de Lorestan [Homke et al., 2004]. Le déplacement vertical cumulé est estimé à 6 km d'après le rejet des sédiments éocènes-oligocènes de part et d'autre de la faille [Berberian, 1995].

Le front du Zagros est assimilé à un chevauchement aveugle, formant de longs anticlinaux, appelé « Zagros Frontal fault » ou « Zagros Foredeep Fault » (Figure B.22). Il contrôle en partie la trace de la côte du Golfe Persique [Berberian, 1995].

4.2.3. Le raccourcissement total

Les travaux sur les coupes équilibrées à travers le Zagros montre que le taux de raccourcissement fini est relativement faible, de l'ordre de 10 à 30 % (Tableau B.2). Les résultats varient cependant selon les régions. Dans la région de Lorestan, McQuarrie [2004] propose 57 km de raccourcissement fini sur toute la largeur du Zagros. Dans la région de

Dezful-Izeh, le raccourcissement fini est le plus élevé, il est estimé à 87 km par le même auteur. Dans l'arc Fars, il est évalué entre 45 et 67 km [McQuarrie, 2004 ; Molinaro et al., 2005a]. Ces estimations sont plus faibles que le raccourcissement total d'une centaine de kilomètres estimé par Alavi [1994]. Le raccourcissement fini maximum dans la ceinture plissée simple est aussi dans la région de Dezful-Izeh (Tableau B.2, Figure B.23). Ce domaine est le seul des trois dépourvu de nappes de charriage provenant de la Zone de Sanandaj-Sirjan. Une partie de la convergence pourrait avoir été absorbée par la translation de ces nappes dans les deux autres régions, tandis qu'elle été accommodée par plissement dans la région de Dezful-Izeh. Cette hypothèse expliquerait le fort raccourcissement fini dans cette région.

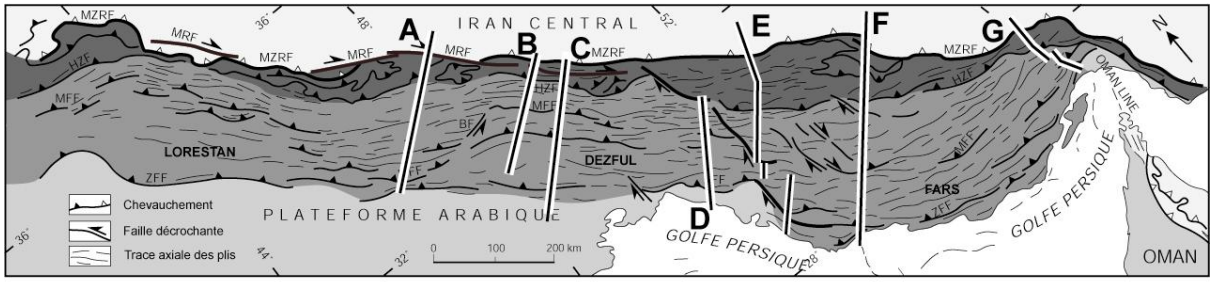


Figure B.23 : Localisation des coupes équilibrées dans le Zagros extraites de la bibliographie (Tableau 4.2).

Domaine de Lorestan				
	Zagros		Simple folded belt	
Source	LR	TR	LR	TR
McQuarrie 2004 (coupe A)	57 km	23 %	23,4 km	12 %
Domaine de Dezful-Izeh				
	Zagros		Simple folded belt	
	LR	TR	LR	TR
Blanc et al, 2003 (coupe B)			49 km	24,9 %
McQuarrie 2004 (coupe C)	85 km	27,5 %	52 km	20,67 %
Sherkati et Letouzey, 2004 (coupe D)			22 km	11,8 %
Domaine de Fars				
	Zagros		Simple folded belt	
	LR	TR	LR	TR
Letouzey et Sherkati, EGS 2004 (coupe E)			25 km	10,4 %
McQuarrie, 2004 (coupe F)	67 km	14,6 %	37 km	13,8 %
Molinaro et al., 2005a (coupe G)	45 km	22 %	15-20 km	12-16 %

LR : Raccourcissement en kilomètre TR : taux de raccourcissement en pourcentage

Tableau B.2 : Compilation bibliographique des estimations de raccourcissement à travers le Zagros à partir de coupes équilibrées. Localisation des coupes sur la figure B.4.5.

4.3. Les grands décrochements du Zagros

4.3.1. La Main Recent Fault

La bordure nord du Zagros est longée dans sa partie occidentale par une faille décrochante majeure de direction NO-SE de plus de 800 km de long (Figure B.22, tracé rouge). Il s'agit de la Main Recent Fault (MRF) [Tchalenko et Braud, 1974]. Elle se situe dans les environs de la zone de suture, suit la MZRF dans sa partie est et la recoupe à l'ouest.

Cette faille est définie comme le prolongement oriental de la Faille Nord Anatolienne [Ricou et al, 1977; Jackson et McKenzie, 1984]. Mais les deux failles ne sont pas reliées, seuls quelques segments décrochants discontinus et espacés se localisent entre les deux terminaisons de failles dans le Plateau Turquie-Iran à l'est de la Turquie, au sud du Caucase (Figure B.24) [Jackson, 1992; Talebian et Jackson, 2002].

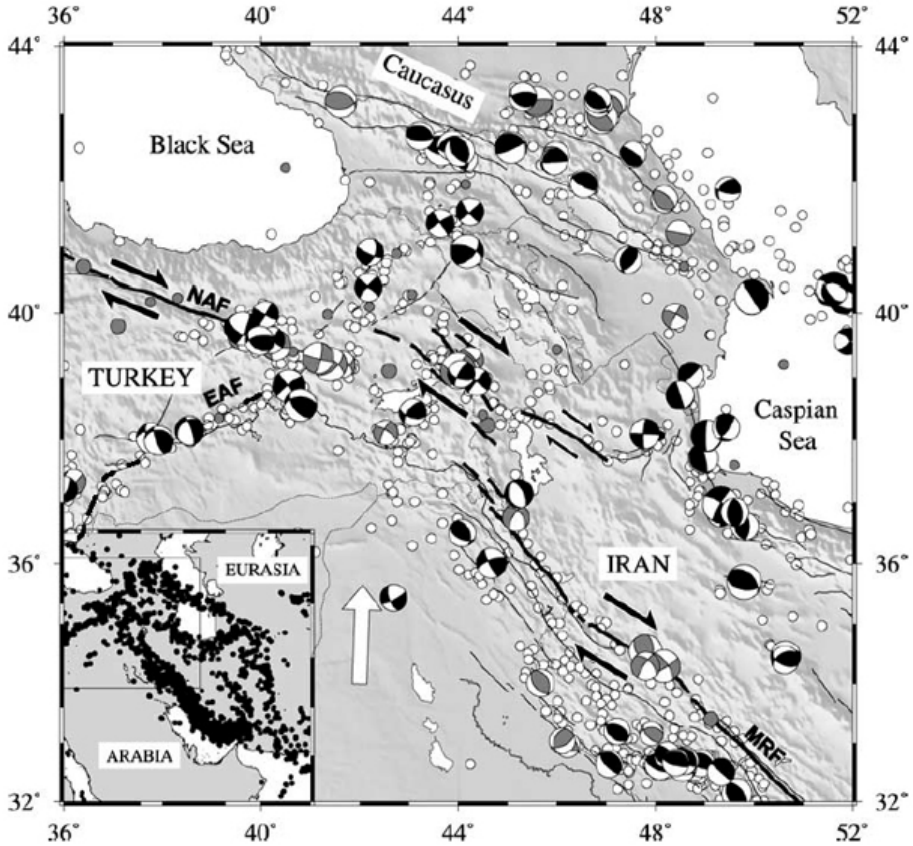


Figure B.24 : Carte sismotectonique des confins de l'Iran de l'Anatolie et du Caucase [d'après Talebian et Jackson, 2002]. Les failles actives sont marquées d'un trait épais noir. NAF : Faille Nord Antolienne ; EAF : Faille Est Anatolienne ; MRF : Main Recent Fault.

Les mécanismes aux foyers en noir proviennent du catalogue CMT de Harvard (http://www.seismology.havard.edu/CMTsearch.html) ou ont été déterminés par les modélisations des ondes de volume à longues périodes [catalogue dans Jackson 2001]. Les mécanismes au foyer en gris proviennent de Jackson et McKenzie [1984]. Les points blancs dans la figure principale et les points noirs dans l'insert sont les épicentres des

séismes pour la période 1964-1998 issus de Engdahal et al., [1998]. La flèche blanche montre la direction de convergence Arabie-Eurasie à 34°N 42°E. Les points gris sont les épicentres des séismes de magnitude supérieurs à 6 entre 1900 et 1963.

Talebian et Jackson [2002] suggèrent que le rôle de la MRF est d'accommoder la composante décrochante de la convergence oblique dans le Zagros. Le partitionnement de la déformation d'ailleurs attestée par des mécanismes au foyer à travers le Zagros [Talebian et Jackson, 2004] (Figure B.25). Les mécanismes décrochants s'alignent sur la MRF. Au sud de la faille, une large part de l'activité sismique est associée aux chevauchements longitudinaux dont le vecteur glissement est perpendiculaire à leur direction, mais oblique de 35 à 40° vers l'est par rapport aux directions GPS de la convergence [Talebian et Jackson, 2004].

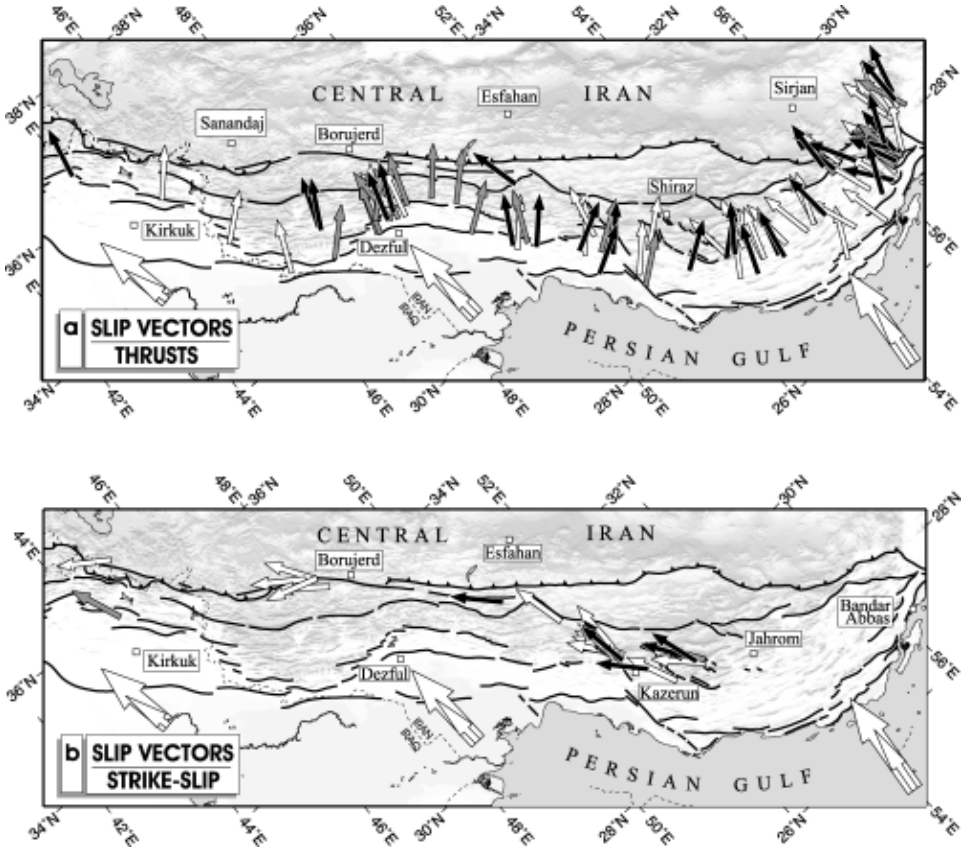


Figure B.25 : Vecteurs glissements co-sismiques des chevauchements (a) et des décrochements (b), d'après l'étude des mécanismes au foyer [Talebian et Jackson, 2004].

Plusieurs séismes importants accompagnés de rupture de surface ont été reportés le long de la MRF. L'événement majeur est le séisme de Dorud (Ms=7.4, 1909) (Figures B.23 et B.26). Il est associé à plus de 40 km de rupture cosismique [Tchalenko et Braud, 1974]. En 1958 et 1957, deux séismes de Ms = 6.7 et 6.8 se sont produits à l'ouest de Dorud (Figure B.25) [Tchalenko et Braud, 1974; Berberian et Yeats, 2001].

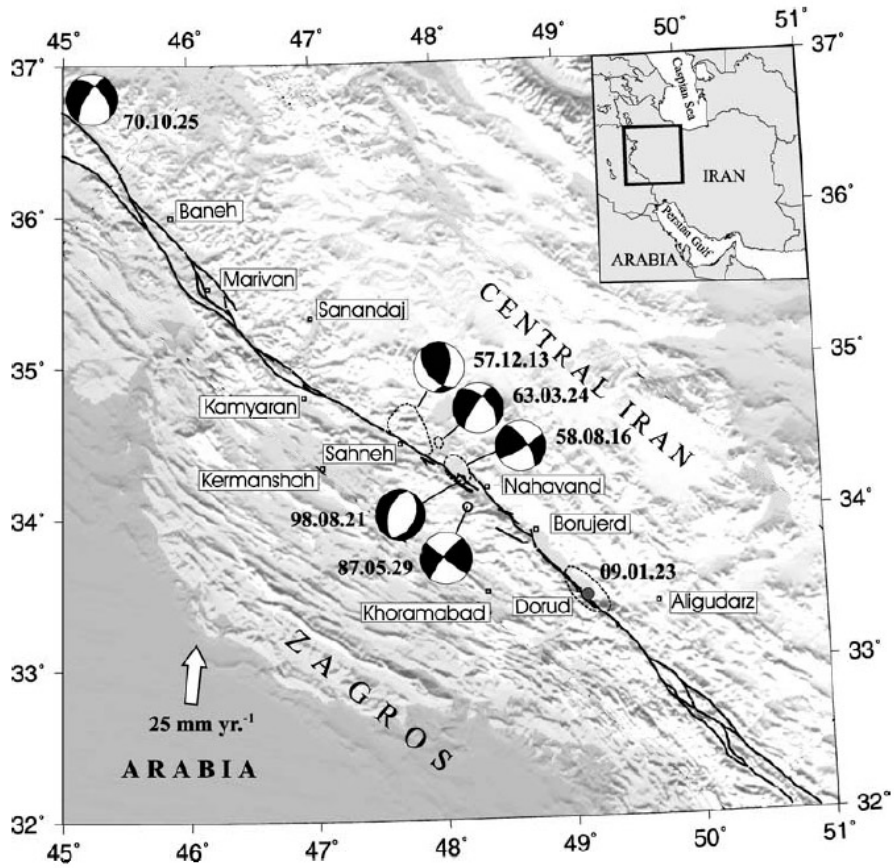


Figure B.26 : Carte de la Main Recent Fault entre 36°N et 32°N, des mécanismes au foyer associés et les régions des macroséismes de 1909, 1957, 1958 et 1963 soulignées par des lignes pointillées [d'après Talebian et Jackson, 2002]. La flèche blanche montre la direction de convergence Arabie-Eurasie à 34°N 42°E.

L'âge de la faille est estimé indirectement à 5-3 Ma [Talebian et Jackson, 2002]. Le décalage a été évalué de 10-15 km [Copley et Jackson, soumis] à une cinquantaine de kilomètres [Gidon et al. 1974a; Talebian et Jackson, 2002]. Les vitesses géologiques estimées varient de 10 à 17 mm/an [Talebian et Jackson, 2002; Bachmanov et al., 2004]. Ces vitesses sont mal contraintes d'un point de vue chronologique et sont drastiquement différentes des estimations géodésiques et des modèles de déformation dérivés attribuant une vitesse de 1-2mm/an à 4 +/-2 mm/an à la MRF pour un partitionnement complet de la convergence [Vernant et al., 2004a; Walpersdorf et al., soumis ; Vernant et Chery, soumis].

4.3.2. Les failles transverses obliques à la chaîne

Le Zagros occidental est affecté par de grandes failles transverses ; la faille dextre de Khanaqin de direction N-S limitant à l'est la région de Lorestan, la faille sénestre de Balarud de direction NE-SO, limitant à l'ouest la région de Dezful et la faille d'Izeh (ou d'Hendijan)

dextre de direction NNO-SSE (Figure B.22, tracé jaune) [Hessami et al., 2001b; Sherkati et Letouzey, 2004]. Les traces des failles ne sont pas visibles à la surface, elles sont seulement suggérées par la déflexion des plis.

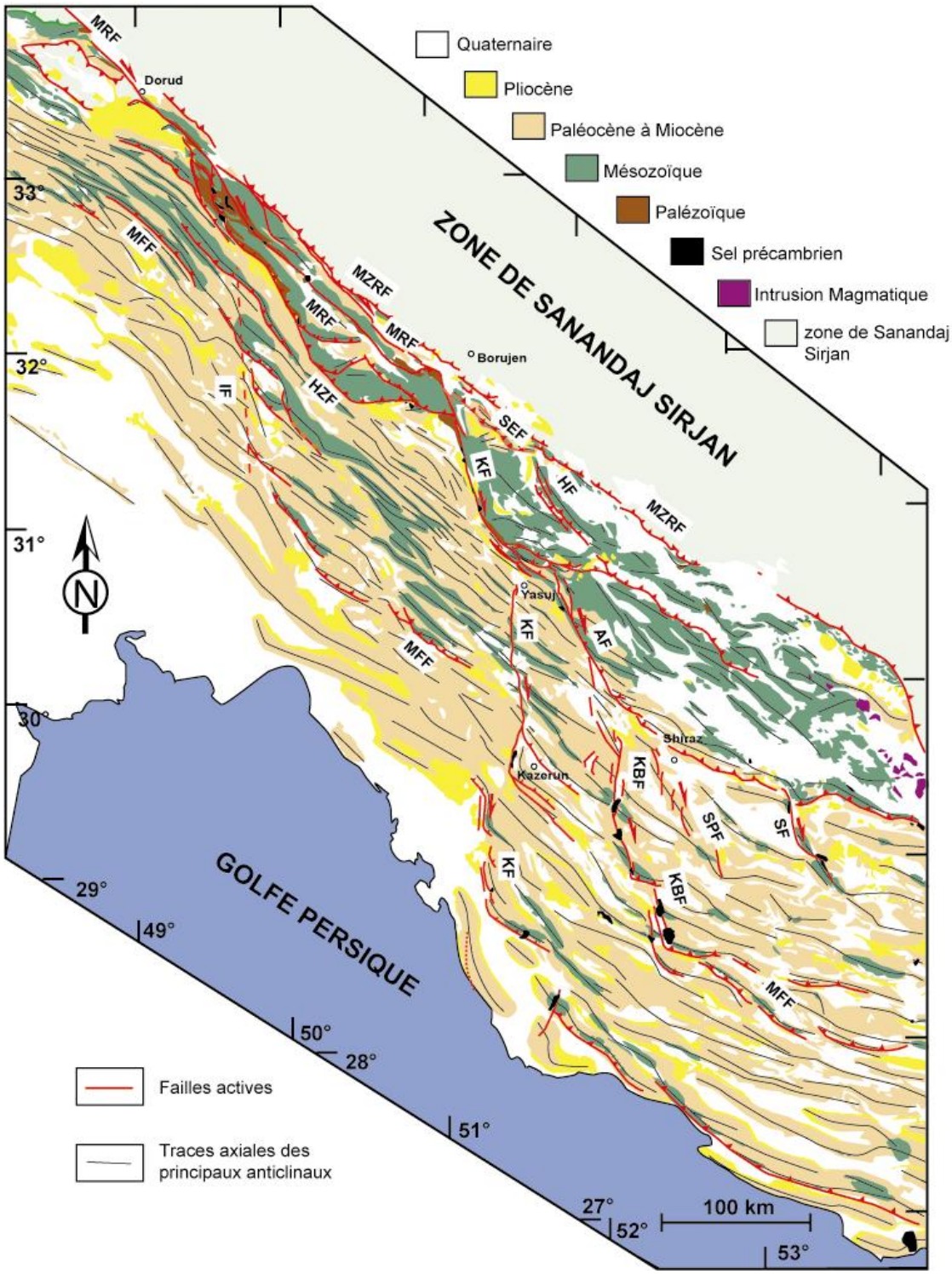


Figure B.27 : Schéma structural du Zagros central modifié d'après NIOC [1975] et NIOC [1977] et sur la base du présent travail. AF - Ardakan Fault; HF: Hanna Faut; HZF - High Zagros Fault; IF - Izeh Fault; KBF - Kareh-Bas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF -Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SF - Sarvestan Fault; SEF: Semirom Fault, SPF – Sabz-Pushan Fault.

Dans le Zagros central entre 50° et 53°E, les failles transverses sont plus nombreuses (Figures B.22 ; B.27). Contrairement aux failles transverses du Zagros oriental, elles recoupent certains plis et les décalent. D'après le décalage des axes de plis et les mécanismes au foyer déduits des études sismologiques, le régime tectonique de ces failles est décrochant dextre [Berberian, 1995; Hessami et al., 2001b] (Figures B.27 ; B.28).

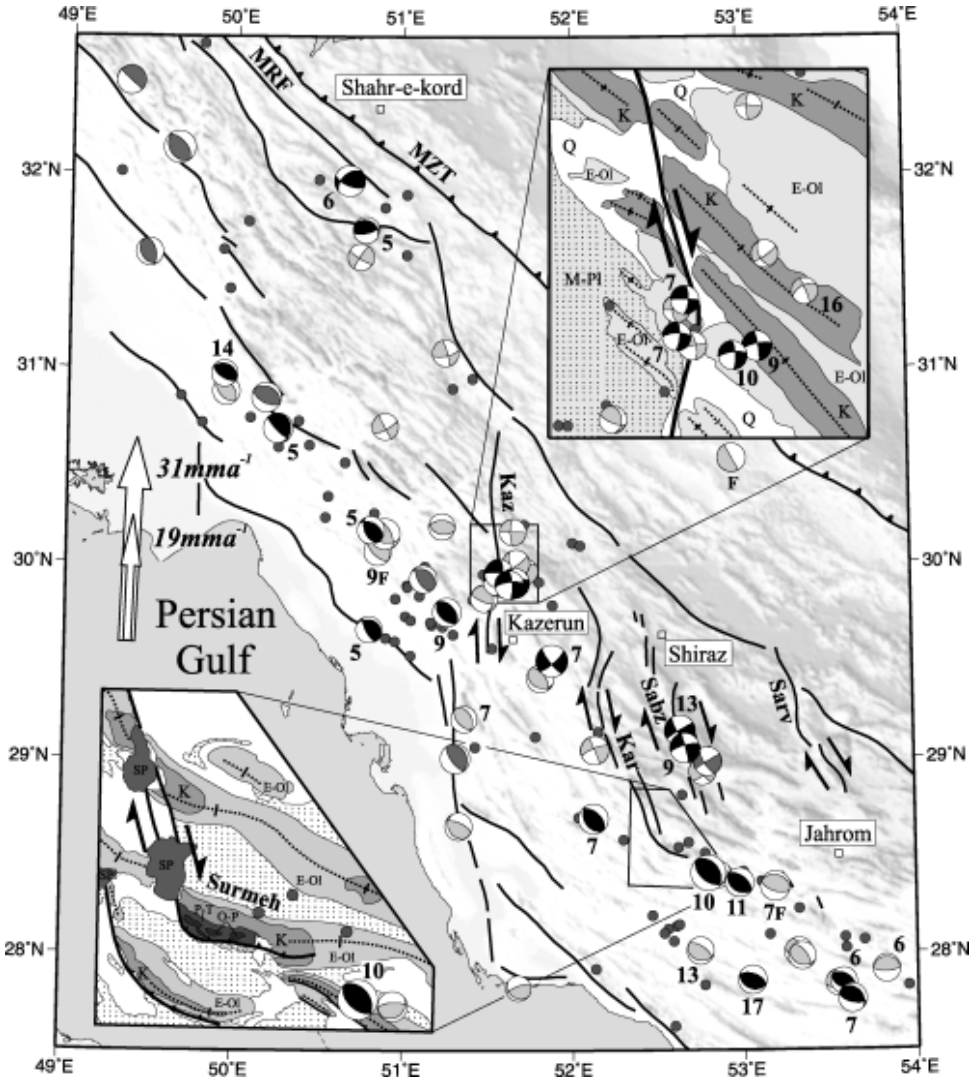


Figure B.28 : Mécanismes au foyer dans le Zagros central [Talebian et Jackson ; 2004]. Les mécanismes au foyer en noir ont été déterminés par les modélisations des ondes de volume à longues périodes [Talebian et Jackson ; 2004]. Les mécanismes au foyer gris foncés et gris clairs sont issus du catalogue CMT de Harvard. La profondeur de l'hypocentre des séismes est indiquée à coté des mécanismes au foyer. Kaz – Kazerun Fault ; Kar – Kareh-Bas Fault ; Sabz -Pushan Fault ; Sarv – Sarvestan Fault. L'insert montre la zone détaillée sur la faille de Kazerun et la faille de Kareh-Bas. SP ; diapir de sel, O-P : formations de l'Ordovicien au Permien, P-T : formations Permo-triasiques.

Cet ensemble de failles s'organise en éventail soulignant le flanc NO de l'Arc Fars (Figure B.22). Ces failles sont : la faille de Kazerun, la faille de Sémirom, la faille d'Ardakan, la faille Karebas, la faille de Sabz-Pushan, la faille de Sarvestan. La faille de Kazerun forme

la limite ouest du système en éventail. Elles sont héritées d'une phase tectonique néoprotérozoïque et ont fragmentées la marge Arabique à la fin du Cambrien lors du rifting de la Paléotethys (Figure B.9) [Talbot et Alavi, 1996].

Un système majeur de failles N-S marque la frontière orientale de la chaîne du Zagros. Il s'agit du système de faille de Minab-Zendan-Palami de 20 km de large et 250 km de long, connectant la chaîne du Zagros au prisme d'accrétion du Makran (Figure B.22). Il s'étend de la bordure nord du Zagros au Golfe Persique. Cinq segments de failles de direction N-NNO ont été identifiés [Regard et al., 2003]. Il permet d'accommoder et de transférer la convergence de la collision vers la subduction par une tectonique transpressive dextre sans partitionnement [Regard et al., 2003].

Des failles sénestres de direction NE à ENE ont été suspectées dans la partie est de l'arc Fars d'après la déflexion d'anticlinaux [Hessami et al, 2001b]. Mais aucun mécanisme au foyer indiquant une cinématique décrochante sénestre n'a permis de confirmer leur activité.

4.3.3. La faille de Kazerun

Elle s'étend sur plus de 300 km, de la bordure nord du Zagros jusqu'au Golfe Persique au sud. Elle infléchit, recoupe ou décale de façon dextre les anticlinaux (Figure B.27) [Falcon, 1969; Pattinson et Takin, 1971]. C'est une faille de socle soulignée par la carte aéro-magnétique du socle [Morris dans Motiei, 1995; Berberian, 1995]. Le linéament qu'on lui attribue sur cette carte se prolonge jusqu'à la péninsule du Qatar. Cette extension vers le sud a été préalablement suggérée par Falcon [1969, 1974]. Toutefois la faille ne présente pas d'activité au sud du front de la chaîne. L'activité sismique de la faille se concentre principalement dans sa partie centrale (figure B.28) [Berberian, 1981; Baker et al., 1993; Berberian, 1995; Talebian et Jackson, 2004].

D'après la stratigraphie des dépôts sédimentaires de part et d'autre de la faille, l'activité de la faille de Kazerun est polyphasée [Sepehr et Cosgrove, 2004; Sepehr et Cosgrove, 2005]. Au Cambrien, la faille limitait à l'ouest un bassin évaporitique majeur où s'est accumulée la Formation du sel Hormuz déposée sur le toit du socle. Elle a rejoué au milieu du Crétacé et au début du Crétacé Supérieur [Koop et Stoneley, 1982]. A la fin du Crétacé Supérieur jusqu'à l'Eocène, le bloc à l'est de la partie nord de la faille subside et permet au flysch éocène de se déposer. Cet événement est associé à la phase d'obduction. Au milieu du Miocène, la faille est responsable de variations latérales d'épaisseur faciès. A la fin

du Miocène, une partie de la faille de Kazerun semble jouer le rôle de rampe latérale de la MFF, et contrôle l'évolution du bassin d'avant pays sous la MFF [Sepehr, 2001; Sepehr et Cosgrove, 2005]. L'âge du début du mouvement latéral le long de la faille n'est pas connu.

Les décalages horizontaux cumulés estimés le long de la faille varient de 5 km d'après des décalages de plis [Pattinson et Takin, 1971] à 140 km d'après le décalage apparent du chevauchement « Main Frontal Fault » [Berberian, 1995]. Les premières estimations géologiques du taux de déplacement latéral varient de 4-5 mm/an (estimation basée sur un marqueur fin pliocène) [Bachmanov et al., 2004] à 14.5 mm/an (estimation basée sur un marqueur supposé être daté du Miocène inférieur) [Berberian, 1995]. La vitesse instantanée a été quantifiée par des mesures géodésiques locales à 2-4 mm/an [Walpersdorf et al. soumis].

5. Les relations entre la faille de Kazerun et la Main Recent Fault.

La Main Recent Fault suit la bordure nord du Zagros occidental, alors que la faille de Kazerun recoupe intégralement la chaîne dans sa partie centrale. La MRF, de direction NO-SE, est parallèle à l'allongement de l'orogène et aux structures compressives. Elle accommode la composante longitudinale du mouvement relatif des plaques Arabie-Eurasie, celui-ci étant oblique aux limites du système. La composante normale du mouvement est absorbée par les structures compressives longitudinales.

La KF, quand à elle, est de direction N-S. Elle est donc oblique à ces mêmes structures qu'elle flexure, recoupe et déplace ou relie. Cette différence d'orientation avec la MRF est d'abord liée au caractère hérité de la KF. Cette faille est en effet issue de la réactivation d'un ancien accident N-S du socle. La stratigraphie des dépôts sédimentaires de part et d'autre de cette faille révèle une histoire polyphasée depuis le Paléozoïque inférieur [Sepehr et Cosgrove, 2004]. En particulier, au Cambrien elle limitait à l'ouest le bassin salifère d'Hormuz. La position de la MRF le long de la suture semble aussi indiquer qu'elle s'est nucléée sur cette zone de faiblesse. La mise en place de la MRF est récente, c'est à dire d'âge pliocène [Talebian et Jackson, 2002]. Etant donné qu'elle partitionne la convergence oblique, l'activation de cette faille implique un changement du champ de contraintes régional et/ou des conditions limites de la collision [Allen et al., 2004].

La disposition relative, l'âge et la cinématique de ces deux grandes failles suscitent les questions suivantes :

- Pourquoi l'activation de la MRF est-elle aussi tardive alors que l'orientation et la vitesse de la convergence des plaques sont restées constantes depuis au moins 56 Ma [McQuarrie et al., 2003] ?
- Comment la MRF se termine-t-elle dans le Zagros oriental ? Quel type de terminaison permet d'accommoder son déplacement dans cette région ? Son déplacement est-il distribué sur une large zone, transféré sur d'autres structures, absorbé localement par des rotations de blocs localisés entre plusieurs segments ?
- Pourquoi la zone de suture a-t-elle été reprise en décrochement seulement dans la partie occidentale du Zagros ?
- Serait-ce une discontinuité préexistante dans le Zagros central oblique à la MRF qui intercepterait la faille et empêcherait la réactivation totale de la zone de suture en décrochement?

La localisation et l'histoire de la KF dans le Zagros central suggèrent que cette faille pourrait tenir le rôle de la discontinuité interceptant la MRF. Mais pour l'envisager, il faut préciser les relations spatiales et géométriques détaillées entre les deux failles, ce qui n'a pas encore été fait. La KF est considérée pour l'instant comme la rampe latérale ouest de la ceinture de plis-et-chevauchements de l'arc Fars impliquant la couverture [Berberian, 1995; Sepehr, 2001] et/ou comme une faille de socle dextre permettant d'accommoder la convergence par des rotations de blocs [Hessami et al., 2001b; Talebian and Jackson, 2004].

- Si la terminaison de la MRF coïncide avec la discontinuité crustale que représente la KF, qu'elle est la fonction de la KF dans le partitionnement de la convergence ?
- Quel changement cela impliquerait-il sur le taux de déplacement des trois zones de failles de la KF ?
- La présence du sel d'Hormuz au toit du socle influence-t-il la distribution du déplacement de la MRF dans le Zagros oriental ?
- Dans le socle, y-a-t-il des mouvements de blocs rigides latéraux (extrusion) ou en rotation associés à la cinématique MRF/KF ?
- Si le changement cinématique qu'implique la mise en place de la MRF a eu des répercutions sur la KF, est-il enregistré par la KF ?

Ce sont autant de questions qui ont permis d'orienter notre étude structurale et géomorphologique sur ces deux décrochements majeurs.

PARTIE C :
PARTITIONNEMENT DE LA CONVERGENCE OBLIQUE FIN TERTIAIRE DU ZAGROS

C. PARTITIONNEMENT DE LA CONVERGENCE OBLIQUE FIN TERTIAIRE DU ZAGROS

1. Introduction de l'étude structurale

1.1. Méthodologie de la localisation de la déformation et problématiques

L'étude présentée dans cette partie est une analyse structurale du Zagros central centrée sur la Main Recent Fault et la faille de Kazerun. Il sera question de caractériser la géométrie et la cinématique de ces décrochements, ainsi que leurs relations spatiales et temporelles avec les structures compressives de la chaîne depuis le début du Néogène supérieur. Ces données permettront de définir les modalités de mise en place de la « Main Recent Fault » et ses relations avec la faille de Kazerun. Ces résultats permettent de percevoir le rôle géodynamique de ces failles au sein de la ceinture de plis-et-chevauchements du Zagros et d'aboutir à un modèle d'évolution cinématique du Zagros central depuis la fin du Miocène.

1.1.1. Outils de la cartographie

Les images satellitaires sont des documents très appréciés lors d'études structurales, spécialement dans les régions arides ou semi arides comme la chaîne du Zagros. Les images SPOT apportent une résolution spatiale de 20 à 2.5 m et une résolution spectrale (jusqu'à 4 bandes) balayant une zone de 75km, adéquats pour la cartographie d'une surface d'étude moyenne (~5600 km^2). Des images Landsat 7 (2000) de résolution spatiale 14.5m et balayant une bande de 185 km complètent l'analyse. Elles sont téléchargeables sur le site [https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/]. Elles sont appropriées pour distinguer les lithologies et les figures structurales à petite échelle (grande longueur d'onde).

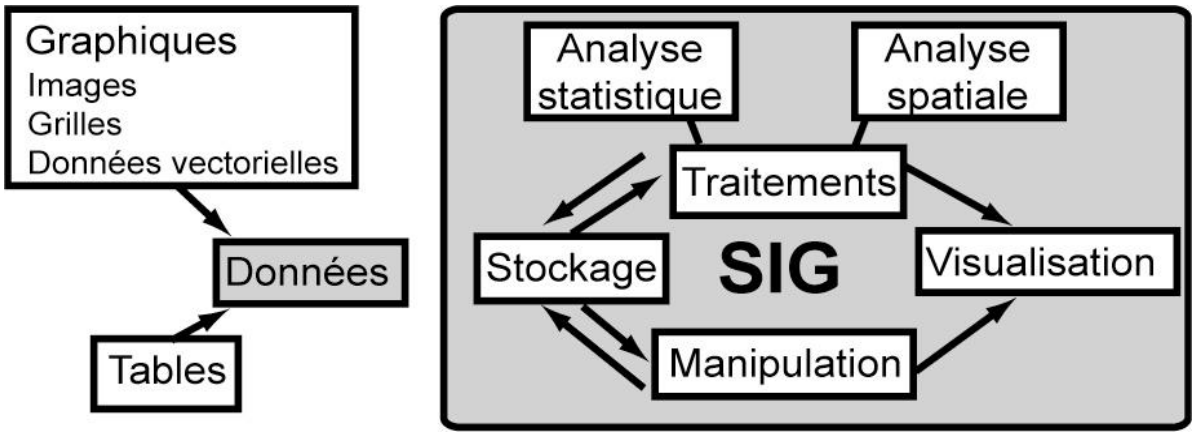


Figure C.1 : concept d'un Système d'information géographique (SIG).

Nous utilisons le logiciel ArcView version 9, afin de générer un SIG sur la zone d'étude. Les SIGs intègrent une technologie permettant d'analyser des images (carte topographique, image satellitaire…), de les géoréférencer, de créer des modèles statistiques ou de dessiner des cartes (Figure C.1). Ils permettent de rassembler, d'organiser et de combiner des informations de sources, d'échelles, de formes et de structures différentes. L'organisation des données est classiquement conçue en couches thématiques. Dans notre étude, le SIG regroupe des données diverses telle que les images satellitaires, les photos aériennes, les cartes topographiques, les fichiers vectoriels tels que la segmentation des failles et les modèles numériques de terrain [STRM (résolution de 80m) et GTOPO30 (résolution 1km)]. Ces derniers sont téléchargeables sur le site [ftp://e0mss21u.ecs.nasa.gov/srtm/].

1.1.2. Segmentation des failles actives

L'interprétation de ces documents et le travail de terrain ont permis d'établir la segmentation des failles actives étudiées afin de mieux caractériser sa géométrie et d'améliorer la détermination de l'aléa sismique. Ce travail consiste à cartographier précisément chaque segment, élément unitaire des systèmes de failles (voir partie A.1.1). Dans une première approche nous avons identifié les failles potentiellement actives en détectant, entres autres, les marqueurs qui caractérisent un paysage affecté par ces failles. Il s'agit d'escarpements prononcés de failles, de facettes triangulaires, de dépressions, de grabens et de décalages d'éléments géomorphologiques récents (cours d'eau, ravin, rides de pression, linéaments…). Les premières interprétations furent ensuite vérifiées sur le terrain.

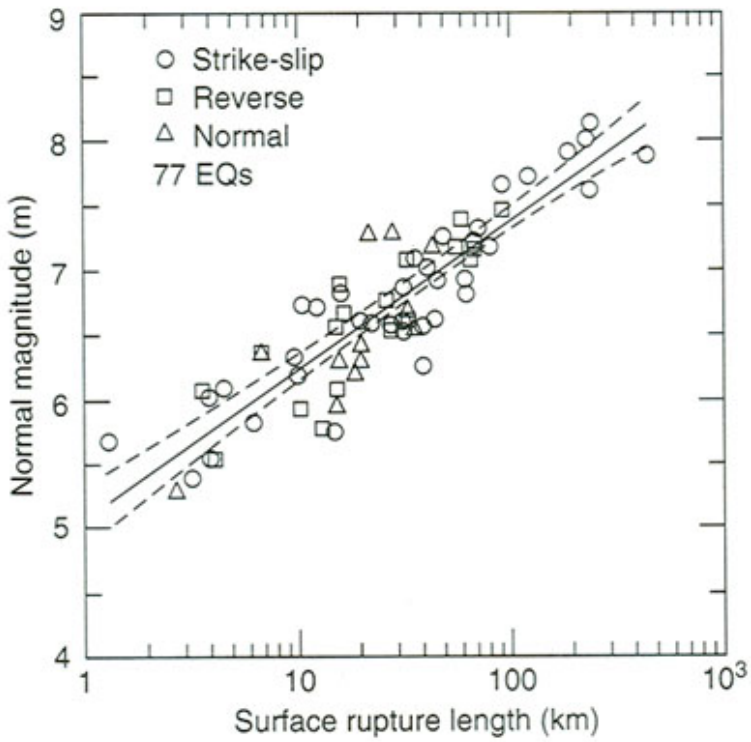


Figure C.2 : Relation entre la magnitude d'un séisme et la rupture de surface d'après Wells et Coppersmith [1994]. La ligne pleine est la ligne de régression et les lignes en tireté sont les barres d'erreurs à un niveau de confiance de 95%.

La carte de segmentation des failles est primordiale dans toutes études d'aléa sismique d'un système de failles actives. Elle se base sur la présence de discontinuités susceptibles de bloquer la propagation d'une rupture sismique. La magnitude du séisme est classiquement proportionnelle à la surface de rupture (réactivation de la faille). Le paramètre géométrique fondamental est la longueur de rupture assimilée généralement à la longueur totale du segment considéré (Figure C.2) [Wells et Coppersmith, 1994]. La notion d'échelle est très importante car on considère en général que seules les structures dont l'échelle est au minimum d'ordre kilométrique peuvent arrêter une rupture sismique. Dans le cadre de cette étude, nous avons publié en 2005 la carte de segmentation de la faille de Kazerun aux le journal «Comptes Rendus Géoscience », [Authemayou et al., 2005, vol 337,p 539-545] (Voir annexe).

1.1.3. Schéma structural

Dans le but d'appréhender l'évolution des systèmes de failles au cours de la collision, il fut entrepris de réaliser un schéma structural dans la région du Haut Zagros. La cartographie implique la nécessité d'examiner en détail les cartes géologiques et de combiner

ces observations avec les différentes images satellitaires géoréférencées, ainsi que de réaliser des coupes structurales transverses à la chaîne. Cette étude avait trois objectifs majeurs :

1- Identifier les structures capables d'accommoder la convergence oblique avant la mise en place de la MRF ;
2- Préciser l'age de cette faille par l'analyse des relations structurales et stratigraphiques des plis et des failles affectés par la MRF ;
3- Déterminer les liens entre cette faille majeure et les chevauchements du Zagros interne afin de discerner un mode de partitionnement entre ces différentes structures.

1.2. Méthodologie de la cinématique de faille

Dans le cadre de cette thèse, une partie du travail fut d'analyser la cinématique des failles, c'est-à-dire l'étude des mouvements des failles. Ces mouvements sont gouvernés par le ou les états de contraintes. Il existe des marqueurs du glissement directement observables et mesurables sur les miroirs de failles, i.e., des tectoglyphes (stries) qui représentent le vecteur glissement sur le plan de failles. Si l'enregistrement de ce mouvement se réalise sur une longue période de temps géologique, le champ de contraintes peut avoir varié et donc plusieurs phases tectoniques et donc plusieurs états de contraintes peuvent avoir été enregistrés. La coexistence de plusieurs familles de stries sur un même plan de faille, permet de discriminer ces différentes phases de déformation. L'analyse détaillée des relations entre les stries de différentes générations (exemple, recoupement de stries) permet d'établir une chronologie relative entre les glissements successifs. Les stries permettent de déterminer le tenseur de contraintes ayant entraîné la déformation par une méthode d'inversion [Carey, 1979 ; Mercier et Vergely, 1999].

1.2.1. Les contraintes

Les propriétés des matériaux impliquent que toute contrainte exercée en un point soit compensée par une contrainte opposée de même intensité et de même direction.

Le lieu géométrique des extrémités des vecteurs-contraintes pour toutes les surfaces S passant par P est une ellipsoïde qui a pour axes les trois axes principaux de la contrainte (Figure C.3). Il s'agit de $\sigma 1$ (grand axe de l'ellipsoïde), de $\sigma 2$ (axe intermédiaire de l'ellipsoïde) et de $\sigma 3$ (petit axe de l'ellipsoïde).

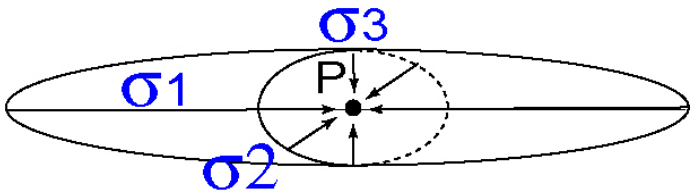


Figure C.3 : Ellipsoïde de contraintes.

Dans tout état de contrainte on peut définir une contrainte moyenne $\bar{\sigma}$ correspond à la partie hydrostatique du tenseur qui ne produit qu'un changement de volume de matériau : $\bar{\sigma}$ = 1/3 (σ1 + σ2 + σ3). La partie restante (σ - $\bar{\sigma}$) qui dévie de cette partie hydrostatique est appelée contrainte déviatorique ou déviateur des contraintes. C'est elle qui produit le changement de forme du matériau. Les trois valeurs principales de la contrainte déviatorique sont :

σ' 1= σ 1- $\bar{\sigma}$; σ' 2= σ 2- $\bar{\sigma}$; σ' 3= σ 3- $\bar{\sigma}$

En géologie structurale, σ' 1 est en compression et σ' 3 (>0) en traction (ou en extension) (<0) alors que σ'2 l'axe intermédiaire est soit compressif, soit extensif. Les contraintes déviatoriques caractérisent le tenseur des contraintes déviatoriques.

Lorsqu'une contrainte, représentée par le vecteur σ, est appliquée à une surface dS sur un point P, l'intensité de la contrainte varie avec l'orientation de la surface dS passant par le point P. Si le vecteur-contrainte σ est oblique à la surface dS, il peut se décomposer en une contrainte normale σN au plan S et une contrainte tangentielle dite cisaillante σS (noté souvent τ) projetée, i.e., résolue sur le plan S (FigureC.4).

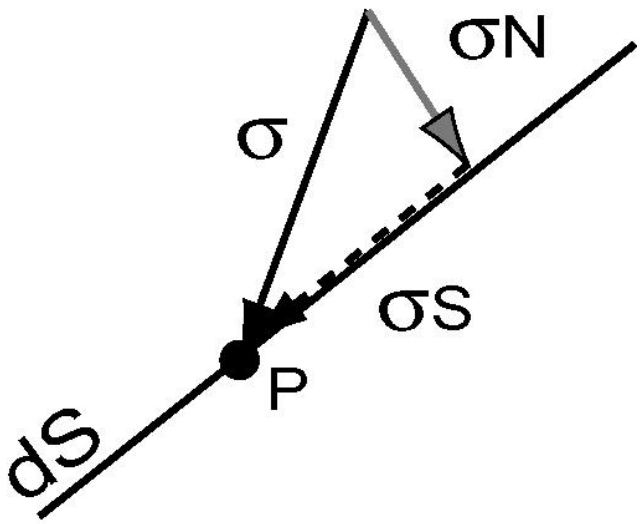


Figure C.4 : Contraintes appliquées sur un point P

1.2.2. La direction du glissement sur un plan de faiblesse préexistant

Dans un milieu rocheux préfracturé, on conçoit intuitivement que le glissement dépend de l'orientation du plan de faille préexistant par rapport aux directions de traction ou de compression. Plus précisément l'orientation de la normale ν de ce plan de faille par rapport au référentiel des directions principales de la contrainte est définie par 3 paramètres l, m et n qui sont les cosinus directeurs de la normale ν. Par ailleurs, nous avons vu que la contrainte déviatorique σ' est responsable du glissement sur chaque plan de faille. Plus précisément, on montre [Wallace, 1951, Bott, 1959] que ce glissement dépend d'un rapport dit le rapport de forme R, qui exprime la forme de l'ellipsoïde des contraintes et qui est construit sur les différences des valeurs principales du tenseur des contraintes déviatoriques tel que : R= (σ'2 – σ'1) / (σ'3 –σ'1)

R varie alors entre R=0 si σ'2= σ'1 et R=1 si σ'2= σ'3

D'après l'hypothèse de Bott-Wallace [Wallace, 1951, Bott, 1959] une strie sur un plan de faille reflète le mouvement effectué parallèlement à la direction de la contrainte cisaillante τ. Le pitch du vecteur-glissement S, c'est-à-dire l'angle entre l'horizontal du plan (azimuth) et la strie, dépend donc des 4 paramètres l, m, n et R et s'exprime par la relation :

$$\text{tg } \delta = \frac{n}{lm}\left[m^2 - \left(1 - n^2\right)R\right] \quad (1)$$

De façon générale, l'application d'un déviateur des contraintes T_0 à un plan de faille de normale ν (l,m,n), permet de calculer l'orientation de la contrainte σ appliquée au plan de faille et donc la valeur du pitch δ de la contrainte cisaillante τ résolue sur le plan de faille et suivant laquelle se produit le glissement [Mercier et Vergely, 1999].

$$\sigma = To\{\nu\} = \begin{pmatrix} \sigma'1 & \tau'12 & \tau'13 \\ \tau'21 & \sigma'2 & \tau'23 \\ \tau'31 & \tau'32 & \sigma'3 \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} l \\ m \\ n \end{pmatrix} \quad (2)$$

1.2.3. Principe de la méthode d'inversion numérique

Dans le cadre de cette thèse, nous avons appliqué la méthode d'inversion développée par E. Carey-Gailhardis et J. Mercier [Carey, 1979]. Cette méthode d'inversion repose sur un modèle mécanique simple ; on admet (1) que dans le corps rocheux analysé, l'événement tectonique responsable du mouvement des failles est caractérisé par un tenseur moyen de contrainte homogène ; (2) que le matériau a des propriétés physiques homogènes et isotropes

et que le glissement S sur le plan de faille se produit dans la direction et le sens de la contrainte tangentielle τk résolue sur le plan de failles ; (3) qu'il n'y a pas de déformation continue des blocs séparés par les failles, pas de rotation des plans de failles pendant la déformation et que les glissements sur les plans de failles sont indépendants et petits par rapport aux dimensions de la faille.

Le calcul n'est bien sûr applicable que pour une population de stries d'une même génération. Le principe de la méthode d'inversion numérique repose sur les propriétés du glissement sur un plan de faille préexistant exposées dans la partie 1.2.2. Il faut trouver un tenseur des contraintes déviatoriques T_0 tel que la contrainte cisaillante théorique τk qui permet de calculer sur une faille de normale νk en utilisant les relations [(1) et (2) de 1.2.2], soit la plus proche possible de la strie Sk mesurée sur la faille. Ceci doit être vrai sur l'ensemble des failles analysées et dont la somme des écarts (τk, Sk) entre les stries théoriques τk prévues par le calcul et les stries réelles Sk mesurées doit être la plus petite possible. Le calcul conduit donc à rechercher le déviateur To qui minimise une fonction telle que, par exemple :

$$F= \sum_{k=1}^{N} \cos^2(\tau k, Sk)$$

k étant le numéro de chacune des failles et N le nombre de failles. Pour chaque faille, l'écart (τk, Sk) devant tendre vers 0, $\cos^2$ (τk, Sk) doit tendre vers 1 et donc la fonction F doit tendre vers –N. Comme il y a 4 paramètres à déterminer (3 axes et un rapport de forme R de l'ellipsoïde de contraintes représentant le tenseur) pour résoudre ce problème, il faut avoir au minimum 4 failles striées indépendantes [Carey, 1979 ; Bellier et Zoback, 1995]. L'inversion donne deux résultats : l'orientation (Azimuth et plongement) des axes principaux des contraintes déviatoriques et le rapport R.

1.2.4. Interprétation des résultats :

La surface de la terre étant une surface libre, elle peut être considérée comme un plan principal ce qui implique que la contrainte verticale est une contrainte principale et les deux autres contraintes sont dans le plan horizontal. Chaque type de failles : inverse, décrochante, normale, sera lié à un mécanisme de déformation fragile correspondant à des états de contraintes différents; compressif, décrochant, extensif, respectivement. Il est défini par l'orientation des trois axes de contraintes σ1, σ2, σ3 dans l'espace (Figure C.5).

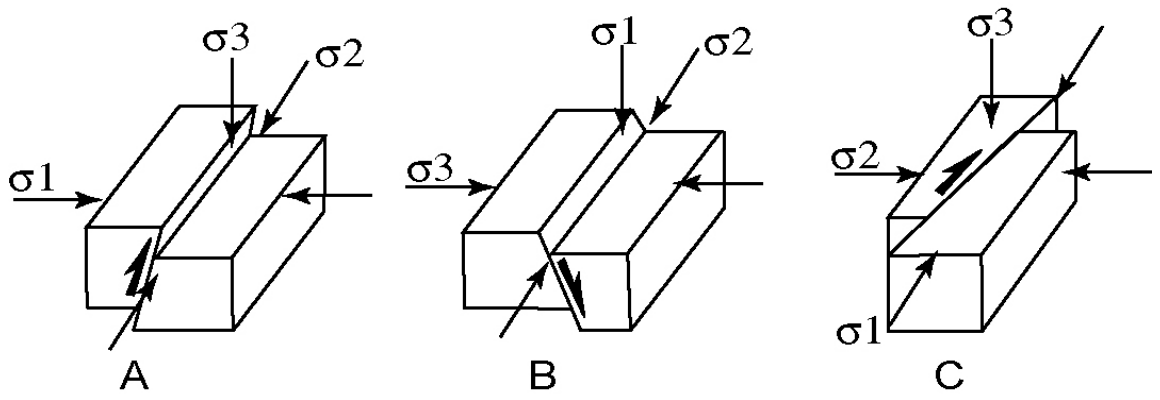


Figure C.5 : Principaux types de failles en fonction des directions théoriques des contraintes principales. (A) faille inverse ; (B) faille normale ; (C) faille décrochante.

La signification du rapport R dans l'interprétation des résultats de l'inversion est discutée dans Ritz et Taboada [1993] et Bellier et Zoback [1995]. Dans le contexte d'un régime décrochant où l'axe de contrainte principale vertical est σ2, un rapport R égale à 0 correspond à un état transitoire avec un régime extensif, et un rapport R égale à 1 correspond à un état transitoire avec un régime compressif. Lorsque le rapport R se rapproche de ces valeurs (0 et 1 ; i.e., régime transpressif et régime transtensif), il faut une fluctuation mineure dans la magnitude des contraintes pour aller d'un régime décrochant, à extensif ou à compressif.

Les résultats de ces méthodes sont parfois contestés par une partie de la communauté scientifique. Elle suggère que les stries sont parallèles à l'axe de déformation minimum et non la contrainte cisaillante sur le plan de glissement [Marret et Almendiger, 1991 ; Twiss et al., 1991]. Cependant, généralement le tenseur de contrainte et le tenseur de déformation sont coaxiaux [Gapais et al., 2000]. Cette divergence n'est donc pas pénalisante en terme d'interprétation géodynamique.

2. Article : LATE CENOZOIC PARTITIONING OF OBLIQUE PLATE CONVERGENCE IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

LATE CENOZOIC PARTITIONING OF OBLIQUE PLATE CONVERGENCE IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN)

Christine Authemayou*, Dominique Chardon[1], Olivier Bellier

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement
(UMR CNRS 6635), Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Zaman Malekzadeh, Esmaeil Shabanian[2], Mohammad Reza Abbassi

International Institute of Earthquake Engineering and Seismology,
Sholeh str., 8th Kohestan, Pasdaran, Tehran, I.R. Iran

Accepté le 6 février 2006 à Tectonics

* Corresponding author. Email: authemayou@cerege.fr; tel: 33 4 97 15 37, Fax: 33 4 42 97 15 59

1 Now at Institut de Recherche pour le Développement, UMR 161 - CEREGE, BP A5, 98848 Nouméa Cedex, New Caledonia

2 Now at Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (UMR CNRS 6635), Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Abstract

[1] The NW-trending Zagros fold-and-thrust belt is affected by two major dextral faults: (1) the NW-trending Main Recent Fault that accommodates partitioning of oblique convergence at the rear of the Western Zagros and (2) the N-trending Kazerun fault located in the Central Zagros. Combined structural and fault kinematics studies and SPOT images analysis allow documenting a Pliocene kinematic change accompanying fault pattern reorganisation that led to a modification in the accommodation of oblique convergence. Since the late Pliocene, distributed transpressional deformation operating at the rear of the belt became partitioned along the newly formed Main Recent Fault. This fault cuts through Early Pliocene nappes and transpressional structures by right-laterally reactivating high-angle thrusts. The southeastern termination of the Main Recent Fault connects to the northern termination of Kazerun Fault that consists in three fault zones ended by bent, orogen-parallel splay thrust faults. The Kazerun Fault, together with a series of N- to NNW-trending inherited basement strike-slip faults, define an orogen-scale fan shaped fault pattern pointing towards the Main Recent Fault - Kazerun Fault junction. This structural pattern allows slip from along the Main Recent Fault to become distributed by transfer to the longitudinal thrust faults and folds of the Zagros belt, the fan shaped fault pattern acting as a horse-tail termination of the Main Recent Fault.

1. Introduction

[2] The Zagros fold-and-thrust belt of Southern Iran, the longest and widest Mountain range of the Middle East Alpine orogen, currently undergoes right-oblique convergence (Figures 1 and 2). Although the structure of the Zagros results primarily from orogen-normal contraction leading to the propagation of southwest-verging thrusts and folds onto the Arabian platform, two large active strike-slip fault systems affect the belt. The first one, the dextral Main Recent fault (MRF) [*Tchalenko and Braud*, 1974] runs parallel to the belt close to the suture zone and can be traced almost continuously from the triple plate junction of easternmost Anatolia to c.a. 51°E (Figure 1) [*Talebian and Jackson*, 2002]. Together with the East and North Anatolian faults, the MRF contributes to the indentation of Eurasia in the Caucasus and anticlockwise rotation of the Arabian plate (Figure 1; [*Reilinger et al.*, 1997; *Talebian and Jackson*, 2002]). The MRF also accommodates the strike-slip component of the

partitioned motion of oblique plate convergence across the Zagros [*Talebian and Jackson*, 2002]. The southeastern termination of the MRF coincides with a series of N- to NNW-trending, dextral strike-slip faults disrupting the structures of the belt at a high angle [e.g., *Falcon*, 1969], the most prominent of these being the Kazerun fault (KF) (Figure 1).

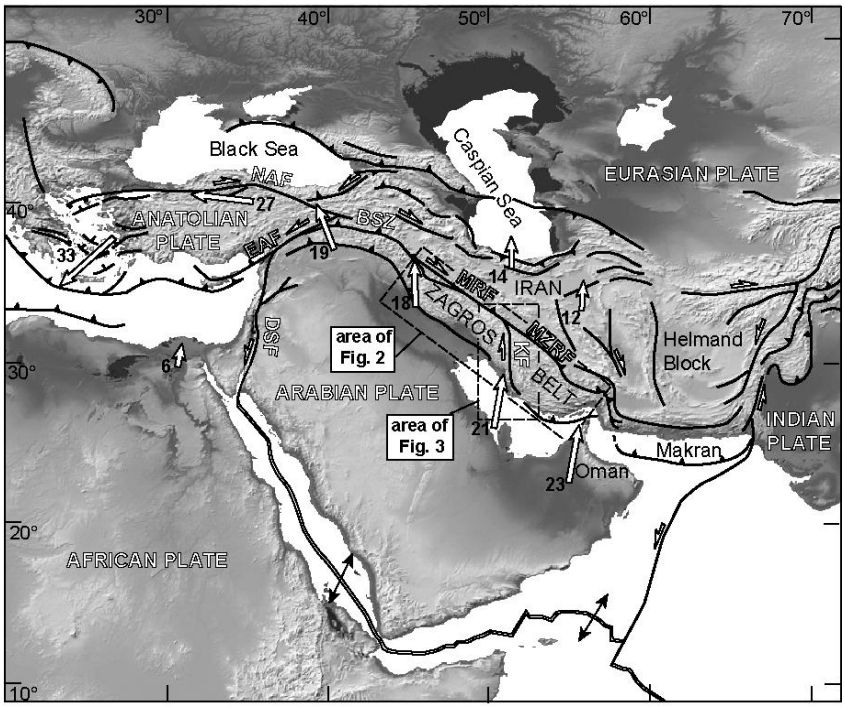


Figure 1 : Structural frame of the Alpine collision belt in the Middle East. BSZ – Bitlis Suture Zone; DSF – Dead Sea Fault; EAF – East Anatolian fault; KF – Kazerun fault; MRF – Main Recent fault; MZRF – Main Zagros reverse fault; NAF – North Anatolian fault. White arrows indicate velocity vectors with respect to stable Eurasia [*Reilinger et al.*, 1997; *Vernant et al.*, 2004]. Velocities are given in mm/yr.

[3] This paper is a contribution to the understanding of the tectonic significance of orogen-parallel and orogen-oblique strike-slip faults in collisional belts submitted to oblique plate convergence. More precisely, it aims at evaluating, in the case of the Zagros, the Late Cenozoic space and time relationships between building of the fold-and-thrust belt, on one hand, and the activity of the MRF and KF strike-slip fault systems, on another hand. This paper is an extension of an earlier synthetic work by *Authemayou et al.* [2005] that allowed documenting a connection between the MRF and KF, and suggesting slip transfer and distribution from the MRF to the thrust ramps of the Zagros belt through the activation of the KF and associated faults.

[4] The present contribution aims at (1) enlarging the area of investigation around the MRF, KF and associated faults, and (2) precising the mechanisms and age of the initiation of slip along the MRF and (3) evaluating the consequences of the activation of this fault on the

kinematic evolution of the fold-and-thrust belt, the KF and associated faults. It is based on an integrated study combining field structural analysis, compilation of existing geological maps and data, available seismological data, SPOT and LANDSAT satellite images analyses and extensive fault kinematics study provided by inversions of fault-slip data.

[5] We first present the results of a structural analysis and synthesis of the MRF and KF and related faults with respect to the surrounding folds and thrusts. This analysis, complemented by fault-slip data inversions, allows documenting a reorganization of the fault pattern at the onset of right-lateral slip along the MRF during Pliocene times. This reorganization accompanied a regional kinematic change from distributed transpression at the rear of the fold-and-thrust belt to partitioning of oblique plate convergence along the MRF.

2. Geological outline

2. 1. Structure

[6] The Zagros fold-and-thrust belt stretches from easternmost Turkey to the Oman Gulf (Figure 1). At first sight, it shows a series of large longitudinal folds affecting the Phanerozoic sedimentary sequence of the northeastern Arabian margin [e.g., *Stöcklin*, 1974; *Berberian and King*, 1981; *Koop and Stoneley,* 1982]. The Main Zagros reverse fault (MZRF) underlines the ophiolitic suture zone between the fold and thrust belt *sensus stricto* and the Sanandaj-Sirjan zone, a polyphase sedimentary / metamorphic complex making the southern margin of the Iranian plateau [*Stöcklin*, 1968, 1974; *Berberian and King*, 1981; *Agard et al.*, 2005] (Figure 2). Various segments of the MRF disrupt the MZRF [*Gidon et al.*, 1974a] (Figure 2).

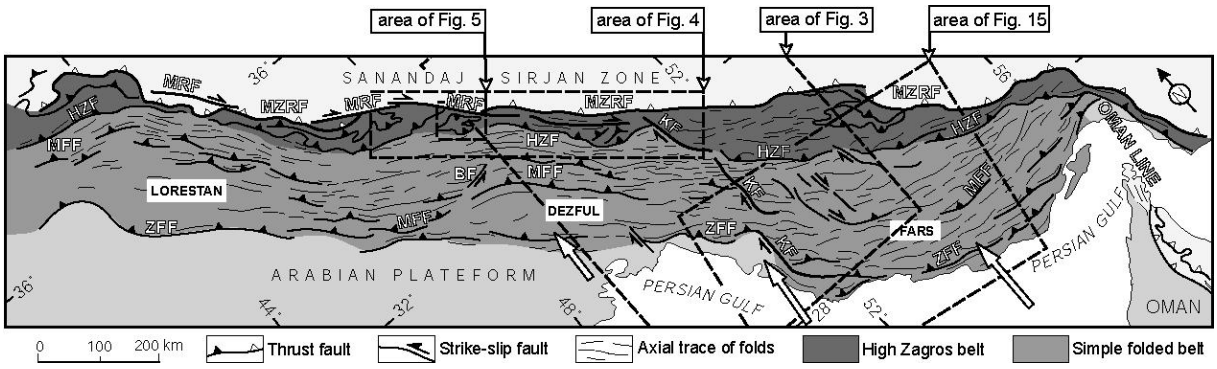


Figure 2 : Structural map of the Zagros fold-and-thrust belt [after *Berberian*, 1995; *Sherkati and Letouzey*, 2004]. Computed shortening rates across the belt [*Vernant et al.*, 2004] are shown. BF – Balarud Fault; ZFF – Zagros Frontal Fault. Lurestan, Dezful and Fars are subdivisions of the Simple folded belt [*Stocklin*, 1968; *Falcon*, 1974]. The map is located on Figure 1.

[7] The Zagros belt is divided in two main longitudinal structural domains: the High Zagros Belt and the Simple Folded Belt [*Stöcklin*, 1968] (Figure 2). The High Zagros Belt is a zone of high topography displaying numerous, steeply NE-dipping thrust faults and tectonic slices that exposes old sedimentary rocks (reaching lower Paleozoic levels). The Simple Folded Belt has a lower topography and relief. It is characterized by simple "Appalachian-type" longitudinal folds associated with a few major blind thrust faults [*Berberian*, 1995], such as the Main Frontal Fault and the Zagros Frontal Fault (Figure 2). Seismic activity in the Simple Folded Belt is relatively higher than in the High Zagros belt [*Talebian and Jackson*, 2004].

2. 2. Tectonic evolution

[8] The Zagros belt results from the closure of the Neo-Tethys ocean [e.g., *Haynes and Mc Quillian,* 1974] and subsequent collision of the Arabian plate and the Central Iran microcontinents, accreted to the Eurasian plate during the Mesozoic. Timing of the suturing is controversial. It is classically considered to be Late Cretaceous in age, i.e., the age of obduction [*Berberian and King*, 1981; *Alavi*, 1994]. A recent structural study indicates that final resorption of the oceanic domain took place slightly after 35 Ma [*Agard et al.*, 2005]. *Stoneley* [1981] had proposed that collision began in the Miocene i.e., after Oligocene collision along the Bitlis suture that took place further West [e.g., *Yilmaz*, 1993] (Figure 1). A reconstruction based on a global plate motion model by *Mc Quarrie et al.* [2003] suggests that collision started around 10 Ma ago.

[9] Several stratigraphic studies provide evidence for southwestward propagation of deformation in the Zagros since Eocene times [*Hessami et al.,* 2001a; *Sherkati and Letouzey*, 2004]. The front of the belt had reached today's trace of the Persian Gulf coast by the late Miocene [*Hessami et al.,* 2001a; *Homke et al.*, 2004]. Based on the regional progressive, syn-folding unconformity of the Upper Agha-Jari Formation of late Miocene to Early Pliocene age, and the abondance and wide distribution of clastic syn-orogenic sediments of Plio-Quaternary age throughout the Zagros (Bakhtiary Formation) the main regional shortening phase in the fold-and-thrust belt is believed to have taken place since the late Miocene and during the Pliocene [*Falcon,* 1974; *Haynes and Mc Quillian,* 1974; *Stoneley*, 1981; *Hessami et al.,* 2001a; *Sherkati and Letouzey*, 2004]. This compressional phase initiated after shortening deformation of the Anatolian-Iranian plateau decreased to become small to negligible by the end of the Miocene [e.g., *Koçyiğit et al*., 2001].

2. 3. Active deformation and major strike-slip faults

[10] GPS measurements indicate that the Arabian and Eurasian plates converge at 21 mm/yr in the vicinity of 50°E [e.g., *Vernant et al., 2004*] (Figure 1). This convergence rate increases eastward due to the fact that rotation pole of Arabia lies within the eastern Mediterranean region [*Jackson and McKenzie*, 1988]. Around 50°E, the Zagros records N- to NNE-trending shortening rate of about 7 ± 2 mm/yr [*Vernant et al*., 2004]. This direction is approximately 45° oblique to the strike of the northwestern Zagros and normal to the structural grain of the southeastern Zagros (Figure 2). Earthquake focal mechanisms [*Berberian*, 1995; *Jackson,* 1992; *Talebian and Jackson*, 2004] indicate that convergence obliquity is turned into reverse slip along longitudinal thrusts and into dextral strike-slip on the MRF. Nearly all earthquakes are confined to depths shallower than 20 km [*Talebian and Jackson,* 2004].

[11] Finite right-lateral offset along the MRF was estimated by *Gidon et al.* [1974a] to be c.a. 60 km in the Dorud region. Using the offset of an Upper Cretaceous ophiolitic unit and of the major drainage, *Talebian and Jackson* [2002] obtain a value of 50 km. Assuming right lateral slip along the MRF initiated 3 to 5 My ago, they derive a strike-slip rate of about 10 - 17 mm/yr. This is compatible with the estimate of 10 mm/yr of *Bachmanov et al*. [2004] based on the offset of a river valley incised into a surface of likely post-glacial age. GPS measurements suggest that present slip rate of the fault may be significantly slower (3 ± 2 mm/yr; [*Vernant et al.,* 2004]). Several large earthquakes have been reported along the MRF, the largest one of the last century being the 1909 Ms = 7.4 Dorud event [*Tchalenko and Braud*, 1974].

[12] The KF and associated N- to NNW-trending faults (Figure 3) are inherited from a Neoproterozoic tectonic phase [*Talbot and Alavi*, 1996; *Sepehr and Cosgrove*, 2005]. Activation of these faults probably occurred in the form of right-lateral transform faulting during Late Cambrian rifting of the Proto-Tethys and the initial stages of the Neo-Tethys rifting during the Permian [*Talbot and Alavi,* 1996] that resulted in segmentation of the Arabian margin. The KF is the longest of these faults and marks the northwestern boundary of the Fars arc (Figure 2). It stretches from the southeastern termination of the MRF, in the north, to the Persian Gulf, in the south (Figures 2 and 3). Since the Latest Precambrian, activation or reactivation of the KF is seen in the sedimentary record [*Sepehr and Cosgrove*, 2004; *Sepehr and Cosgrove*, 2005] as attested, for instance, by the almost exclusive occurrence of Hormuz salt within the Fars arc [*Talbot and Alavi*, 1996].

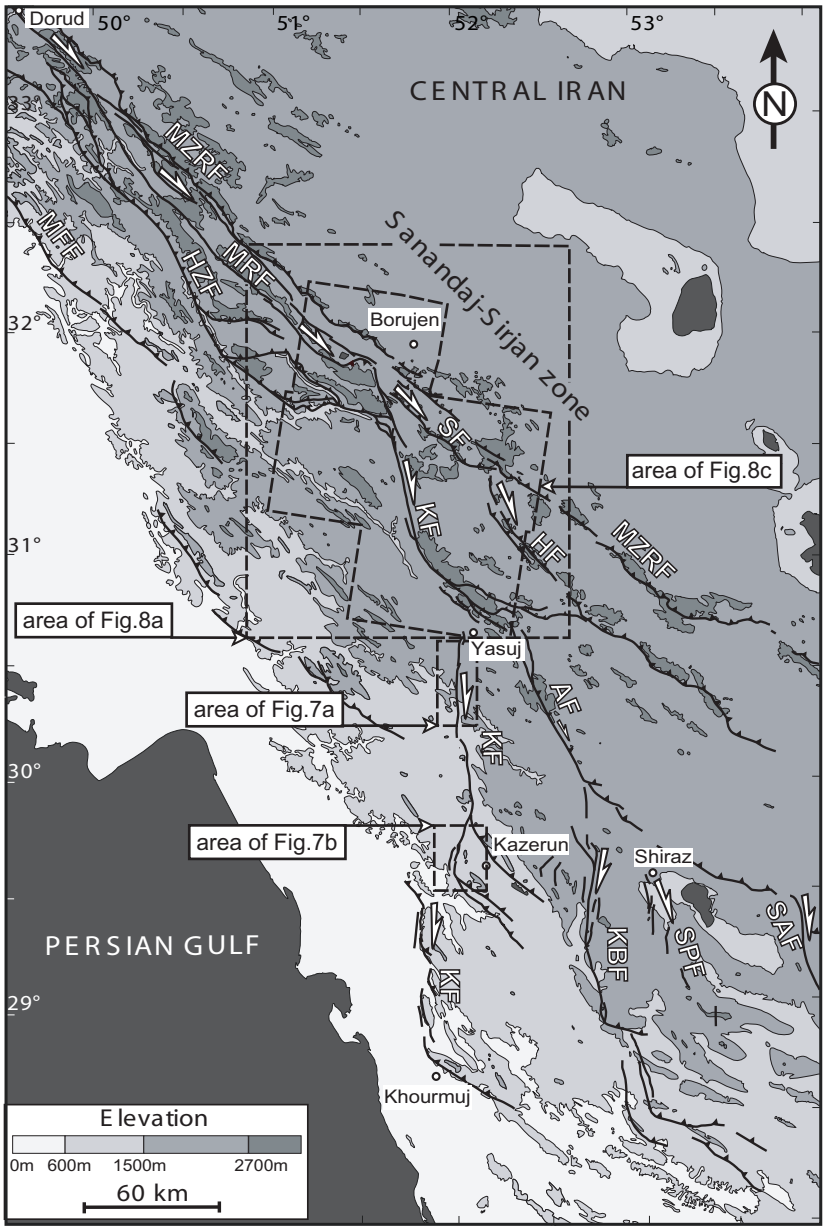


Figure 3 : Traces of active faults in the Central Zagros showing the southeastern part of the Main Recent Fault and the Kazerun Fault and associated faults (based on SPOT and LANDSAT images interpretation). AF - Ardakan Fault; HF - Hanna Fault; HZF - High Zagros Fault; KBF - Kareh-Bas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF - a part of the Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SAF - Sarvestan Fault; SF - Semirom Fault; SPF - SabzPushan Fault. Location on Figure 2.

[13] Geomorphic evidence and seismicity indicate that the KF and associated right-lateral strike-slip faults are active and affect both the cover and basement of the belt [*Baker et al.,* 1993; *Bachmanov et al.,* 2004]. Seismicity of the KF is particularly high along its central portion, where Holocene paleoearthquakes and I ≥ VIII events have been reported [*Berberian,* 1981; *Baker et al*., 1993; *Berberian,* 1995; *Bachmanov et al.,* 2004].

3. Fault pattern and structural analysis

3. 1. Main Recent Fault and High Zagros Belt

[14] We studied the relations between the MRF and other structures of the High Zagros Belt between c.a. 49 and 52°E (Figure 4). In the northwestern part of the study area, the MRF consists in 3 c.a. 100- to 130-km-long segments that slightly overlap in the vicinity of Sahneh and Borujerd, respectively (Figure 4). The southeasternmost segment (Dorud segment) splits around 49°30'E into two 180-km-long segments, 15 km apart. These two segments merge near to the southeastern termination of the MRF. In the map area of Figure 4, two structural domains are distinguished in the High Zagros Belt.

3. 1. 1. Domain 1

[15] In domain 1, the MRF cuts across two piled-up thrust sheets that are bounded by a Lower Miocene unconformity (Figure 4b) [*Braud*, 1970; *Mohajjel et al*., 2003; *Agard et al*., 2005]. The older nappe was emplaced from the Late Cretaceous to the Eocene [*Gidon et al*., 1974b]. During the Miocene and the Pliocene, a second-generation nappe (Figure 4b) was thrust upon the High Zagros towards the SW [*Gidon et al,* 1974c; *Agard et al*., 2005].

[16] South of Dorud, the nappe rests on Lower Pliocene conglomerates (Figures 4 and 5). Near the MRF, South-vergent thrusting took place along the E-W trending southern boundary of the nappe [*Gidon et al*., 1974c]. E-W to WSW-trending, southerly-verging ramp anticlines are also seen to affect the northeastern contact of the nappe and the Pliocene basin (Figures 4 and 5). The southern front of the nappe is sealed by upper Pliocene deposits (Figures 4 and 5), indicating southward nappe emplacement and folding had ceased in the Early Pliocene [*Gidon et al*., 1974c]. All these observations are consistent with pre-Late Pliocene nappe emplacement, syn- to post-nappe reverse faulting and folding having taking

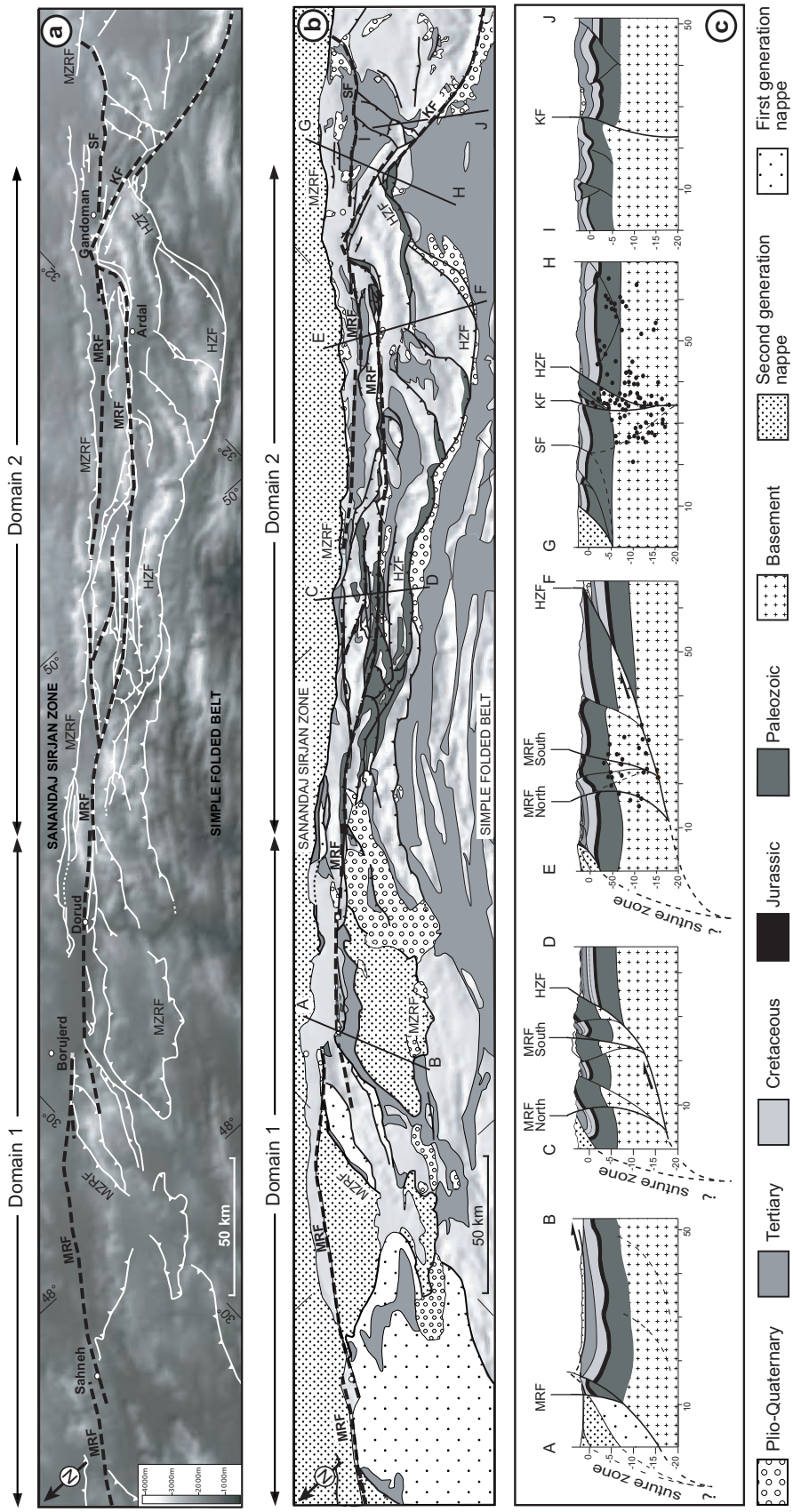


Figure 4 : Geology and structure of the High Zagros Belt between 47 and 51°E. (a) Fault pattern superimposed on SRTM90 digital topography. Dashed lines indicate the main active faults. (b) Geological map and (c) corresponding cross-sections (distances are in kilometers). Black dots are hypocenters relocated by Yamini-Fard et al. [submitted]. Based on SPOT and LANDSAT images interpretation, our field observations and a compilation of geological maps and previous works [Braud, 1970; Gidon et al, 1974a; Gidon et al., 1974b; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Hajmolla-ali et al., 1991; Zahedi et al., 1993; Berthier et al., 1974; Alavi et al., 1996; Sedaghat. et al., 1997; Sedaghat and Shaverdi, 1997; Hever, 1977; Sedaghat and Gharib, 1999, Sedaghat. et al., 1999; Ehsanbakhsh and Kermani, 1996].

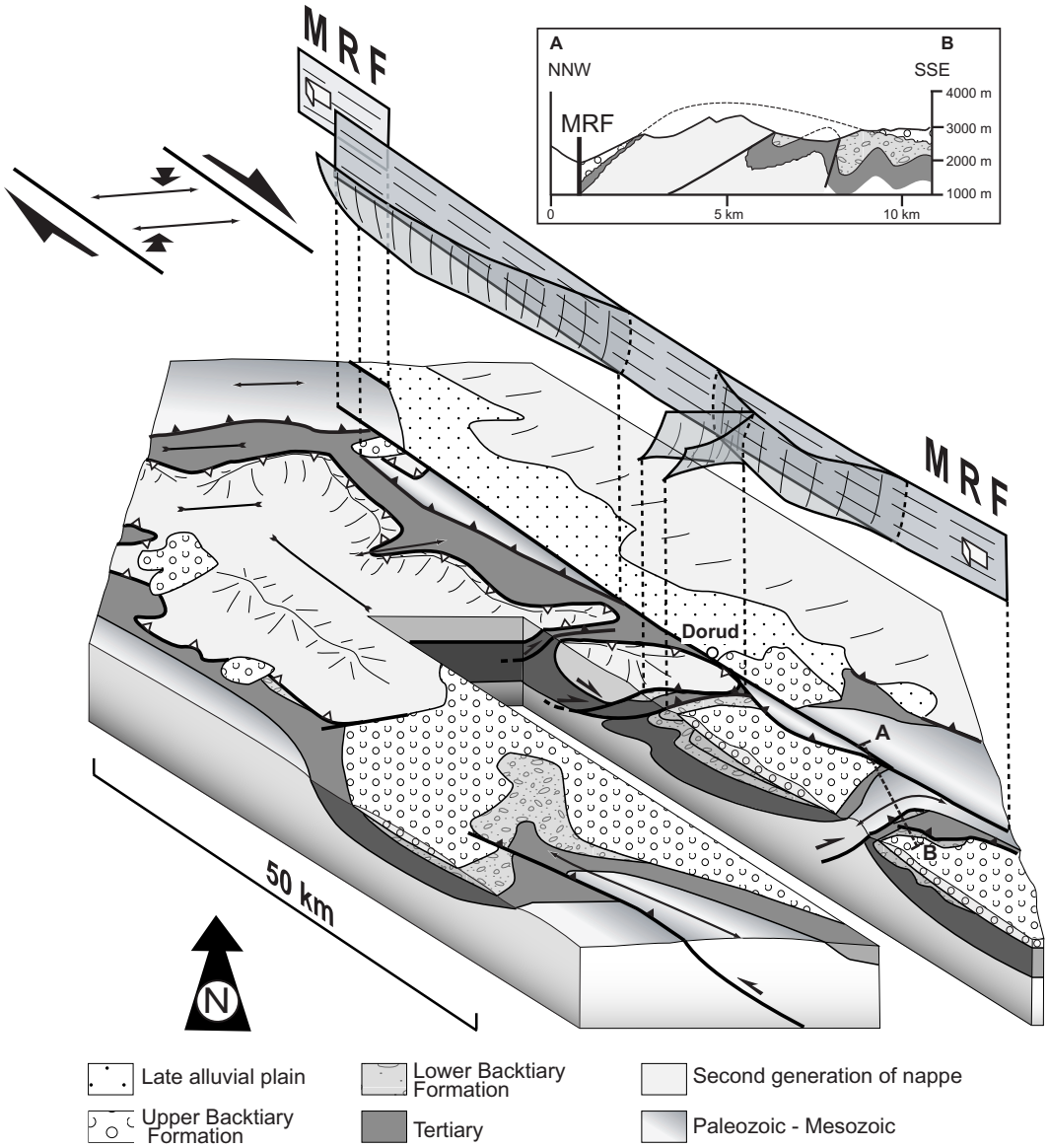


Figure 5 : Block diagram showing the structural relationships in the Dorud region, based on mapping by Gidon et al. [1974c] and the present work. Cross-section A-B is drawn after Berthier et al. [1974]. See discussion in the text.

place in response to N-S shortening over a 25-km-wide deformation belt running parallel to, and south of, the MRF (Figure 5).

[17] In the vicinity of Dorud, the thrust-fold system described above as well as the nappe is cut by a reverse fault running south of, and parallel to, the MRF. This reverse fault is in turn cut by the MRF (Figures 4 and 5). This indicates that slip along the MRF started in the Late Pliocene. Note that dextral movement along the MRF is consistent with the shortening direction recorded by the pre-Late Pliocene thrusts and folds described above.

3. 1. 2. Domain 2

[18] In domain 2, the clear-cut boundary between the Sanandaj-Sirjan zone and the High Zagros Belt is marked by the MZRF, whereas the southern front of the belt coincides with the HZF that runs from the area where the MRF splits towards the SE.

[19] The unconformity between the Eocene-Oligocene deposits and Upper Cretaceous sediments within domain 2 [*Zahedi et al*., 1993] indicates orogenic movements during the Paleocene, the period corresponding to early nappe emplacement documented in domain 1. During the Eocene, a foreland basin initiated at the front of the HZF [*Hessami et al.*, 2001a; *Sherkati and Letouzey*, 2004; *Sepehr and Cosgrove*, 2004] indicates that this thrust was already active at that time.

[20] The belt is cut by a series of imbricate high-angle thrusts trending N45°E to N135°E and that were active after the Eocene (Figure 4). Thrusts lying immediately to the south of the MZRF are SW-dipping, whereas thrusts are preferentially NE- to N-dipping closer to the HZF. Oblique, south verging thrusts are also seen SW of Ardal (Figure 4). This doubly-vergent high-angle thrust system located south of the MZRF and bounded to the SW by the HZF widens eastward and then gets thinner close to the KF. This belt has the characteristics of a right-lateral transpressional flower structure. The HZF has exhumed deeper rocks as old as Paleozoic in its hanging wall, suggesting the transpressional belt (Figure 4b) is asymmetrical. Backtiary Formation conglomerates, unconformable on the Eocene to Miocene folded deposits, are cut by the HZF and internal thrusts in the High Zagros Belt, indicating that these faults were still active and that the belt was still being thrust upon the Simple Folded Belt during the Pliocene (cross-section CD; Figure 4).

[21] The southern fault zone of the MRF reutilizes thrust faults of the transpressional belt. In the northwestern part of domain 2, it reactivated the main SW-verging thrust located within the belt whereas it mimics the NE-verging northeastern boundary thrust of the belt in the southeastern part of the domain. With the MRF, the HZF is the only fault showing

significant activity in the High Zagros. Microseismicity surveys [*Yamini-Fard*, 2003; *Yamini-Fard et al.*, submitted] indicate partitioning between the MRF and the HZF with depth (Figure 4, cross-section EF). Reverse-slip focal mechanisms are confined to depths greater than 14 km along a NE-dipping décollement, whereas dextral strike-slip focal mechanisms are recorded at shallower depths under the traces of the MRF. Map relations suggest that the décollement corresponds to the HZF (cross section EF; Figure 4).

3. 1. 3. Tectonic implications

[22] Within the High Zagros Belt, from Miocene to Early Pliocene times, while nappe emplacement and N-S shortening within a NW-trending shear belt was taking place around the future MRF in domain 1, a transpressional thrust belt was active in domain 2 (Figure 6). Although partitioning may already have operated along the trace of the future MRF, at least part of the strike-slip component of convergence in domain 1 must have been accommodated outside the High Zagros Belt, in the Sanandaj-Sirjan zone for instance [e.g., *Mohajjel* et al., 2000; *Agard* et al., 2005]. By the Early Late Pliocene, deformation became partitioned along the MRF that has cut through the nappes in domain 1 and right-laterally reactivated longitudinal faults of the transpressional belt (for the southwestern fault zone) and propagated south of the MZRF (for the northeastern fault zone) (Figure 6). Once cut by the MRF, the MZRF ceased to be active [*Gidon et al.*, 1974a]. The change from distributed to partitioned transpression in the High Zagros Belt led to the present-day configuration with the dextral strike-slip component of convergence being taken up by the southeasternmost portion of the MRF and orogen-normal component of convergence being accommodated by the HZF.

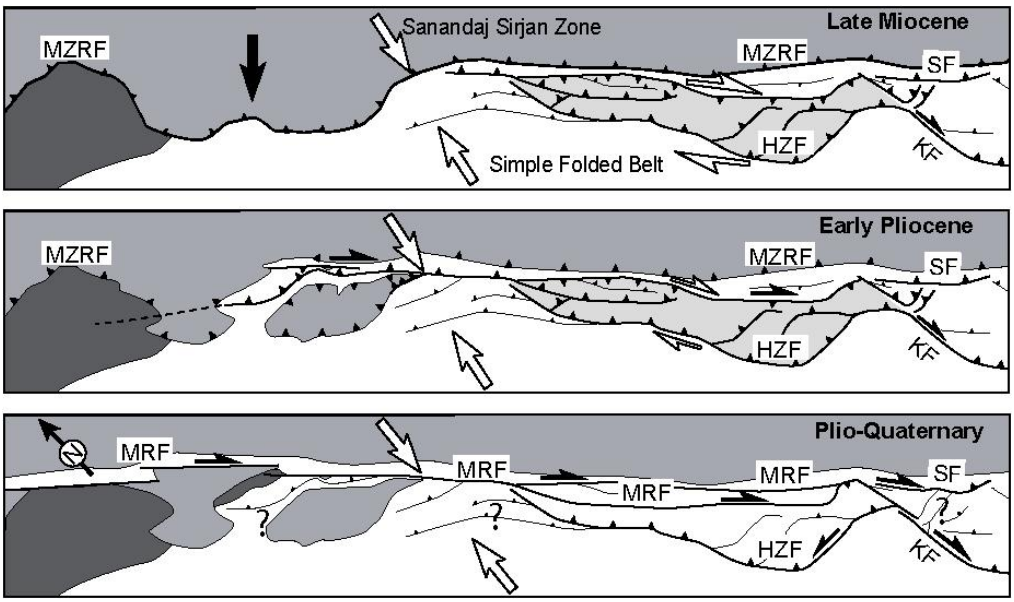


Figure 6 : Three-stage, Late Cenozoic evolution model of the High Zagros Belt. Plate convergence vectors (white arrows) are from *McQuarrie et al*. [2003] and *Vernant et al*. [2004]. Black arrow indicates the motion of the nappes. See discussion in the text.

3. 2. Kazerun Fault and related faults

3. 2. 1. Geometry

[23] The KF is made of three north-trending fault zones of equivalent length (~ 100-km-long) (Figure 3) [*Authemayou et al.*, 2005]. They have similar trace shapes with a general N170-180°E-trend and southern terminations bent towards SE strikes. Their terminations split as bend splays and are generally connected eastward to the NW-trending thrust and ramp anticlines. The forelimbs of these folds are systematically overturned close to the KF and/or their forelimb refolded into a knee fold, implying an increase in south verging reverse-slip and/or reactivation of the ramps towards the KF. SSW of Khormuj, bending of a large coastal anticline suggests the presence of a hidden, N-trending prolongation of the southern segment of the KF at least up to the coast.

3. 2. 2. Total lateral offset

[24] The lack of piercing points and the few fold offsets induced by the KF make it difficult to establish the precise accumulated offset along the KF. Previous estimates range from 5 km (fold offsets [*Pattinson and Takin*, 1971]) to 140 km (offset of the Zagros Frontal Fault [*Berberian*, 1995]; Figure 2). The later hypothesis is questionable as the Zagros Frontal Fault may not have originally been a continuous, rectilinear structure. A new attempt was conducted along the central Kazerun fault zone that exposes the clearest relations between the folds and the fault trace.

[25] On the northern part of the central fault zone (Figure 7a), anticline axial traces and bedding traces apparent offsets are of 1.2 to 9.2 km, providing that faulting post-dates folds with a initial NW trend. This range is in agreement with the 8.2 km of right-lateral offset derived from the restoration of the fold topography that may be correlated from either side of the fault segment (Figure 7a). The NNW-trending anticline associated with the southern thrust termination of the central fault zone is bent over a distance of 11.5 km against the N-trending fault; a piece of the fold is even shifted at least 12 km northward (Figure 7b). Considering a total length of 50- to 65 km and a NW original trend for the anticline (i.e., the fold trend away from the fault), the cumulative right-lateral fault displacement is of the order of 22-23 (case I) or 22-27 km (case II) depending on the relative timing of folding and strike-slip induced

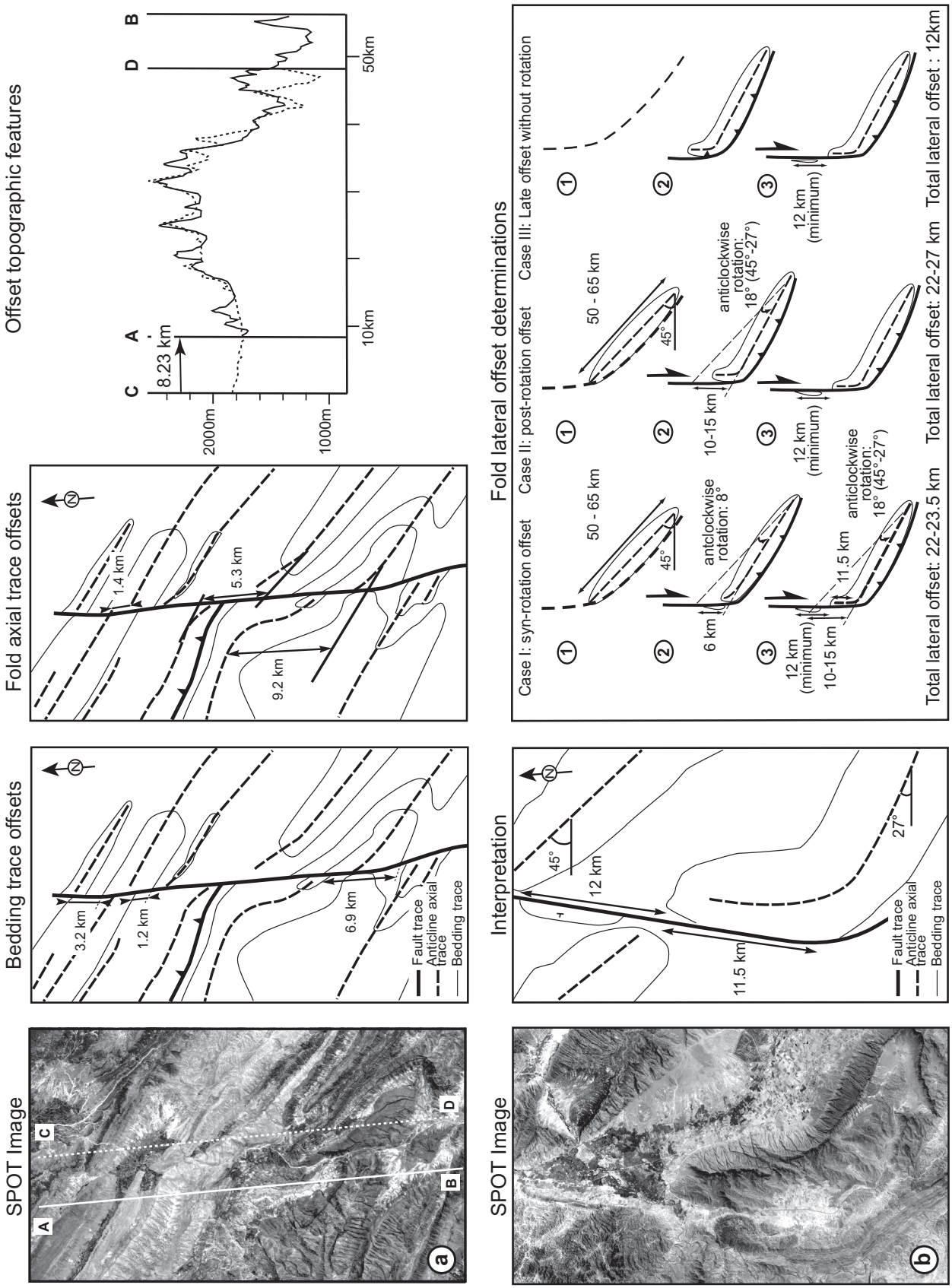


Figure 7 : Relations between folds and the Central Kazerun fault zone and lateral offsets determination. (a) Northern part of the fault zone; (b) southern part of the fault zone. In (a), the offset of the fold transversal topography on either side of the fault is obtained by restoring 8.2 km of right lateral displacement providing the best fit between topographic profiles A-B and CD.

anticlockwise rotation of the fold. If strike-slip is considered to post-date rotation and bending of the fold, the total horizontal offset is reduced to 12 km i.e., offset of the piece of the fold (case III Figure 7b).

[26] These results illustrate the difficulty to assess the total lateral offset of the fault due to the complex evolution of folding, especially in the vicinity of strike-slip fault segments. Contrasted fold evolution on either side of the KF is controlled by significant sedimentary facies changes [*Sherkati and Letouzey,* 2004], out-of-sequence reactivation, and the synchronicity of folding and strike-slip movements, suggesting an independent evolution of folds on either side of the fault. Nevertheless, the N- to NNW-trending strike-slip segments of the central KF appear to have acted as a dominantly transcurrent fault, along which a minimum of 8 km of right-lateral slip may be reasonably inferred.

3. 2. 3. Related faults

[27] Other N- to NNW-trending strike-slip faults in the Central Zagros define, together with the KF, an orogen-scale fan shaped fault pattern that points towards the southeastern termination of the MRF [*Authemayou et al*., 2005] (Figure 3). The faults have traces similar to that of the KF. They define a connected network of dominantly dextral strike-slip fault zones with orogen-parallel thrust fault terminations (Figure 3), northern or northwestern fault zone tips being systematically located in the close vicinity of a thrust termination.

3. 3. Northern tip of the Kazerun Fault in the High Zagros Belt

3. 3. 1. Fault/fold pattern

[28] The rectilinear MZRF marks the northern boundary of the interaction zone between the fan-shaped fault pattern, the MRF and the HZF (Figure 8). The northern Kazerun fault zone consists of two segments. The relay zone between these segments coincides with the area where the NW-trending HZF merges with the KF (Figure 8). At its southeastern tip, the MRF gives way through a narrow discontinuity to the NNW-trending northern Kazerun fault zone and to the NW-trending Semirom Fault that bound the fan-shaped fault pattern described above.

[29] These two faults define a wedge-shape structural domain (Figure 8b). The region close to the vertex of the wedge, NW of Semirom, displays a series of NE-trending, SE-verging thrusts and folds that are cut by the Semirom Fault (Figure 8a and 8b). These thrust

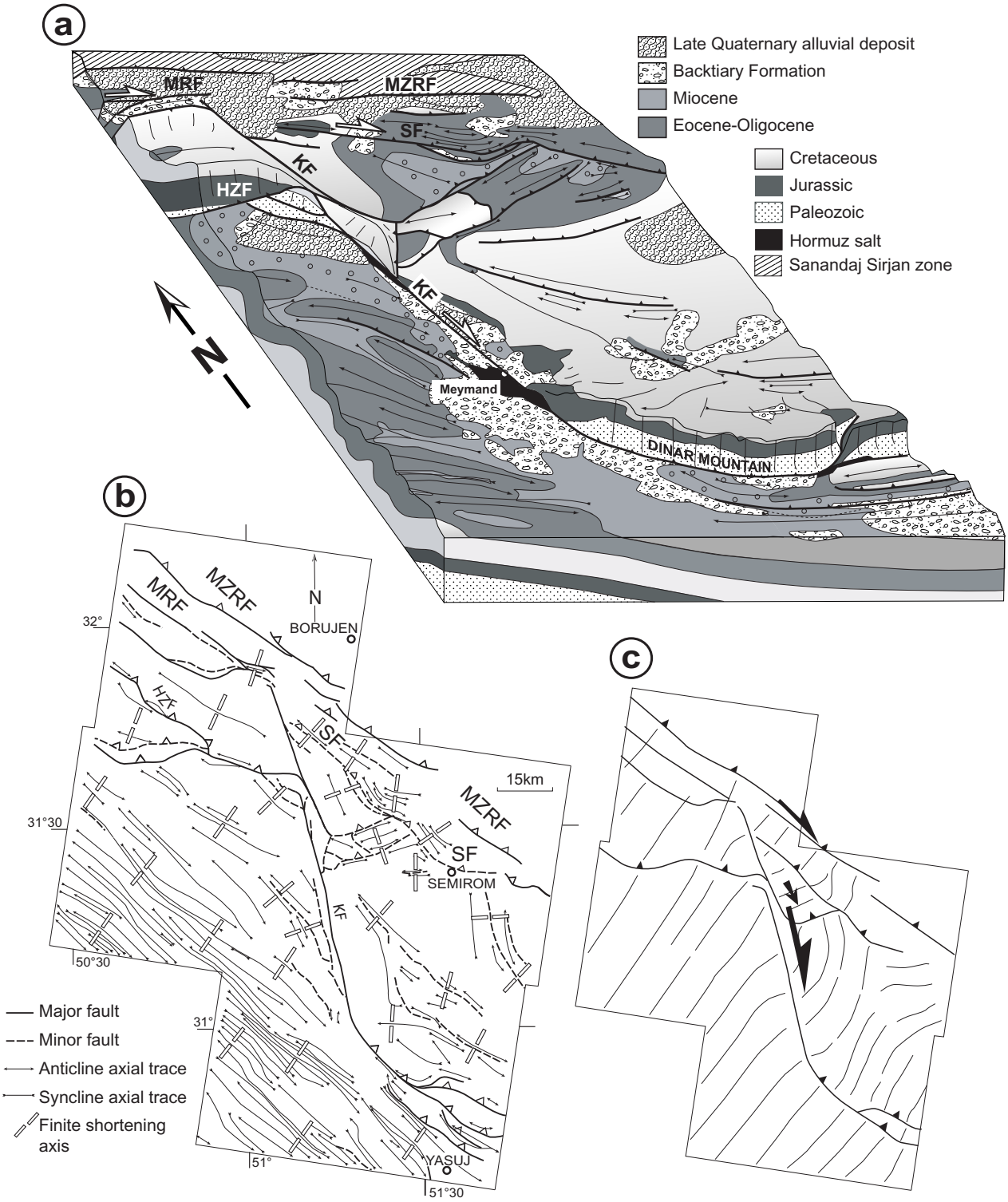


Figure 8 : Structural geology at the northern tip of the Kazerun Fault. (a) Geological block-diagram of the area. Circles in the Miocene indicate conglomeratic facies. (b) Structural map (located on Figure 3). (c) Finite shortening axis trajectories (deduced from fold axes) superimposed on the main structures (same frame as (b)). (b) and (c) are after Authemayou et al. [2005]. Based on SPOT images interpretation, our field observations and published geological maps [Alavi et al., 1996; Sedaghat. et al., 1997, Sedaghat and Shaverdi, 1997; Hever, 1977; Sedaghat and Gharib, 1999, Sedaghat et al., 1999; Ehsanbakhsh and Kermani, 1996].

faults are bent terminations of the northern segment of the northern KF. They have the same orientation as the ones described within the transpressional belt further West that connect the HZF (section 3.1.2; Figure 4). The southern part of the wedge shows dominantly orogen-parallel folds and minor faults that are deflected towards northern trends in the vicinity of the Semirom Fault (Figure 8b).

[30] Faults of the study area have been active since at least the Early Miocene. A Miocene foreland and/or piedmont basin developed against the Dinar thrust [e.g., *Stöcklin*, 1968; *Ricou*, 1976] (Figure 8a). SE-verging thrusts and folds of the wedge affect Miocene sediments. They are cut by the Semirom Fault that clearly affects Pliocene sediments (Figure 8a). Two focal mechanisms deduced from microseismicity indicate reverse faulting on E-W striking faults between the KF and the Semirom Fault, to the N of the SE-verging thrusts [*Yamini-Fard,* 2003*; Yamini-Fard et al*., in press]. The geological map (Figure 8a) also indicates syn- to post Pliocene activity of the northern KF. It also shows that the MZRF has been active during the Pliocene.

[31] As stated above, the MZRF ceased to be active after activation of the MRF. GPS measurements, our own field geomorphic observations and seismologic data further provide evidence for no significant present-day activity along this fault [*Berberian,* 1981; *Tatar et al.,* 2002; *Yamini-Fard,* 2003*; Yamini-Fard et al.,* in press]. The northern KF has a significant seismic activity with a concentration of earthquakes near the junction between the KF and the MRF, whereas little microseismic activity is reported on the Semirom Fault [*Yamini-Fard,* 2003*; Yamini-Fard et al*., in press] (Figure 4). Focal mechanisms indicate dominant dextral strike-slip faulting along the KF and the southern MRF segment [*Yamini-Fard,* 2003*; Yamini-Fard et al*., in press].

3. 3. 2. Tectonic implication

[32] The deformation pattern of the wedge structural domain is interpreted to result from the superimposition of SE-vergent thrusting / folding and dextral oblique thrusting (from along the Semirom Fault) onto orogen-parallel folds (Figure 8b). Southeastward thrusting on the NE-trending reverse faults, and on the Semirom Fault and strike-slip along the northernmost KF took place at least during the Miocene. Strike-slip along the KF already induced reverse dip-slip on the Dinar thrust at that time. The SE-verging thrusts have later been cut by the Semirom Fault while strike-slip faulting went on along the KF.

[33] The structural arrangement shown on Figure 8 further implies that the cumulated slip of the two strands of the MRF is transmitted to both the KF and Semirom Fault at least in

the present configuration [*Authemayou et al.,* 2005]. The Semirom Fault absorbs part of the slip from the MRF, whilst the Kazerun fault zone undergoes dominant right-lateral strike-slip and absorbs the remaining part of horizontal strike-slip from along the MRF.

[34] These relations suggest a fault pattern rearrangement of the interaction zone between the MRF and the KF similar to the one documented further to the NW in the High Zagros Belt (domains 1 and 2, section 3. 1). Indeed, orogen-oblique, SE-verging reverse faults that were activated at least partly together with the northern KF appear to have been abandoned after slip from along the MRF was absorbed by the Semirom Fault and the KF.

4. Fault kinematics and stress regime

[35] In order to constrain the kinematics and stress states along the faults both in space and time, we performed a fault kinematic analysis by inverting the fault-slip data (striations) into stress tensor representative of the fault populations. Inversions have been performed using the computer program derived from the numerical method of *Carey* [1979]. The principles, limitations and applications of the method and derived algotithms to various tectonic environments, especially in active settings, are discussed by Mercier et al. [1991] (and references therein) and Bellier and Zoback [1995] (see also *Zoback et al.,* [1989]; *Taboada et al*. [2000]; *Garcia et al.* [2002]; *Chang et al.* [2003]; *Siame et al.*[2005]).

[36] 33 sites distributed on the study area of Figure 3 have been selected for the fault kinematics analyses (Figures 9 and 10). Inversion results (Table 1) include the orientation of the principal stress axes of the computed stress tensor (σ_1, σ_2 and σ_3) and the stress ellipsoid shape parameter *R*, defined as $R = (\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1)$ and varying from 0 to 1 (see appendix).

4. 1. Modern stress field (Figures 9a and 10)

4. 1. 1. Main Recent Fault

[37] Inversions of fault-slip data along the MRF indicate a strike-slip regime with an N- to NNW-trending σ_1. Stress tensors determined within Paleozoic and Mesozoic rocks from sites 1 and 2 are remarkably consistent with the stress tensors deduced from inversion of data collected within Pliocene to Quaternary sediments at sites 2 and 4). These results may therefore be considered as representative of the recent stress regime on the fault. Only one

station along the MRF (site 5), close to its junction with the KF, records a thrust faulting regime, comparable to that recorded along the MZRF (sites 5 and 6).

Site	Latitude	Longitude	Age and rock type	σ_1		σ_2		σ_3		*R*
				Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	
1*	32°22.723’	50°11.683’	Permian dol.	188	0	20	90	278	0	0.15
2* (1)	32°01.871’	50°37.819’	Cretaceous lim.	178	0	88	0	306	90	0.27
2 (2a)	32°01.871’	50°37.819’	Cretaceous lim.	177	3	298	84	87	5	0.68
2 (2b)	32°01.871’	50°37.819’	Quaternary alluvial fan	193	2	296	82	103	8	0.60
3	32°11. 223’	50°43. 308’	Cretaceous ma.-lim.	359	17	266	10	146	70	0.92
4	31°57.157’	50°43.601’	Cambrian lim., Plio-Quaternary congl.	358	18	268	2	172	72	0.80
4*	31°57.157’	50°43.601’	Cambrian lim., Plio-Quaternary congl.	177	0	357	90	267	0	0.00
5	31°54. 941’	51°00. 007’	Plio-Quaternary congl.	10	10	279	2	176	79	0.07
6*	31°51. 648’	51°09. 873’	Cretaceous marl-lim., Plio-Quaternary congl.	209	0	119	0	311	90	0.28
7* (1)	31°45. 523’	51°05. 747’	Cretaceous marl-lim.	49	0	139	0	317	90	0.45
7* (2)	31°45. 523’	51°05. 747’	Cretaceous marl-lim.	38	0	206	90	308	0	0.02
8	31°31.746’	51°21.913’	Miocene congl. sandstone, marl	145	3	236	27	49	63	0.97
9*	31°24.108’	51°39.320’	Miocene conglomerate sand., marl	148	0	58	57	239	33	0.63
10	31°07. 457’	51°16. 288’	Jurassic dol.	216	11	100	66	311	21	0.48
11	31°06. 913’	51°12. 137’	Miocene red ma.	215	18	118	23	339	60	0.78
12	30°53. 676’	51°23. 014’	Plio-Quaternary congl.	210	8	83	76	302	11	0.37
13	30°42.571’	51°36.119’	Plio-Quaternary congl.	201	11	292	7	52	77	0.94
14,15 * (1)	30°27. 425’ 30°33. 002’	51°30 931’ 51°30. 578’	Oligocene dol.	219	0	129	0	315	90	0.07
14,15 * (2)	30°27. 425‘ 30°33. 002’	51°30 931’ 51°30. 578’	Oligocene dol.	208	0	117	88	298	2	0.99
16	30°30.103’	51°51.236’	Upper Cretaceous dol.	24	10	258	74	117	13	0.90
17	30°22. 818’	51°28. 998’	Upper Cretaceous lim.	31	10	300	4	189	80	0.96
18*	30°18. 719’	51°30. 147’	Upper Cretaceous lim.	206	0	115	90	296	0	0.93
19	30°02. 378’	51°32. 879’	Upper Cretaceous lim.	241	2	151	13	339	77	0.97
20	30°16. 467’	51°58. 430’	Upper Cretaceous lim., Oligocene dol.	206	3	337	85	116	4	0.65
21	30°15.110’	51°59.554’	Upper Cretaceous lim.	47	2	316	12	146	78	0.75
21*	30°15.110’	51°59.554’	Upper Cretaceous lim.	166	90	357	0	267	0	0.20
22	30°14.689’	51°58.898’	Plio-Quaternary congl.	53	25	233	65	143	0	0.35
23*	29°49. 261’	51°32. 738’	Oligocene dol., Quaternary congl.	221	0	131	89	311	1	0.98
24	29°46. 882’	51°31. 551’	Miocene dol. and ma.	224	6	105	78	315	10	0.11
25	29°45. 862’	51°31. 477’	Miocene dol. and ma.	224	18	98	61	321	22	0.80
26	29°41. 007’	51°38. 723’	Quaternary congl.	30	10	246	78	121	7	0.83
27	29°39.430’	51°58.467’	Oligocene dol.	137	90	36	0	306	0	0.81
28	29°29.336’	52°10.822’	Oligocene dol., Quaternary congl.	218	19	11	69	125	9	0.66
29*	29°28. 227’	51°16. 587’	Plio-Quaternary conglomerate	28	7	119	8	255	79	0.25
30	29°16. 403’	51°16. 747’	Oligocene dol., Quaternary congl.	205	7	53	82	295	4	0.51
31	28°57. 288’	52°14. 824’	Oligocene dol.	33	4	299	40	127	49	0.91
31*	28°57. 288’	52°14. 824’	Oligocene dol.	80	90	215	0	305	0	0.09
32	28°54. 570’	52°16. 458’	Oligocene dol.	50	3	319	20	148	70	0.49
33*	28°49.767’	52°24.008’	Oligocene dol.	198	0	101	90	288	0	0.81

Table 1 : Results of stress-tensor inversions from fault-slip data[a].

[a] Sites are located on Figure 9 and the corresponding strereograms on Figure 10. Numbers in brackets indicate relative chronology of distinct fault-slip data populations. Lithologies are abbreviated as follows: dol. – dolomite; lim. – limestone; congl. – conglomerate; ma. – marl; sand –sandstone. Asterisks indicate sites for which a fixed inversion method was used (see appendix for details).

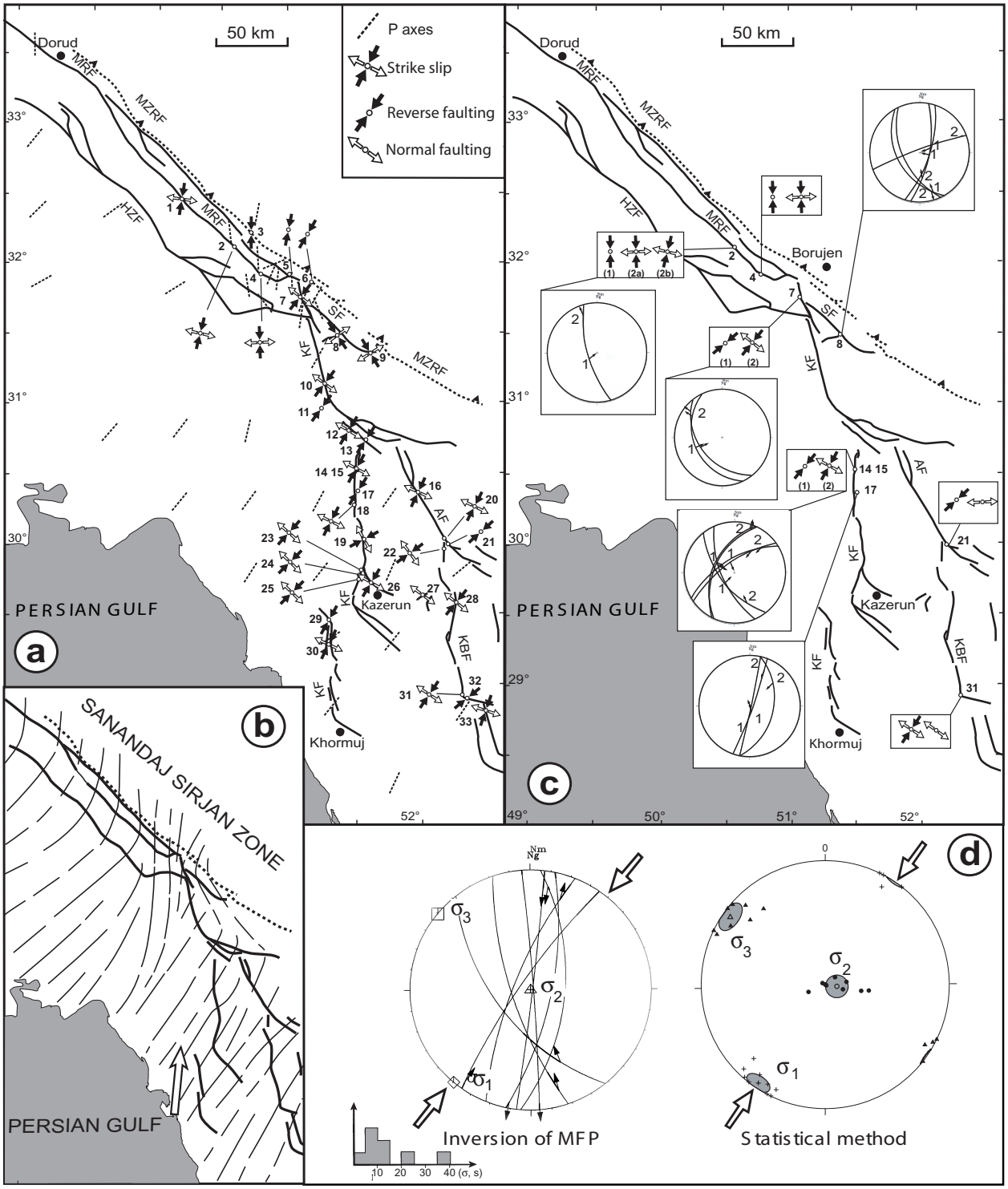
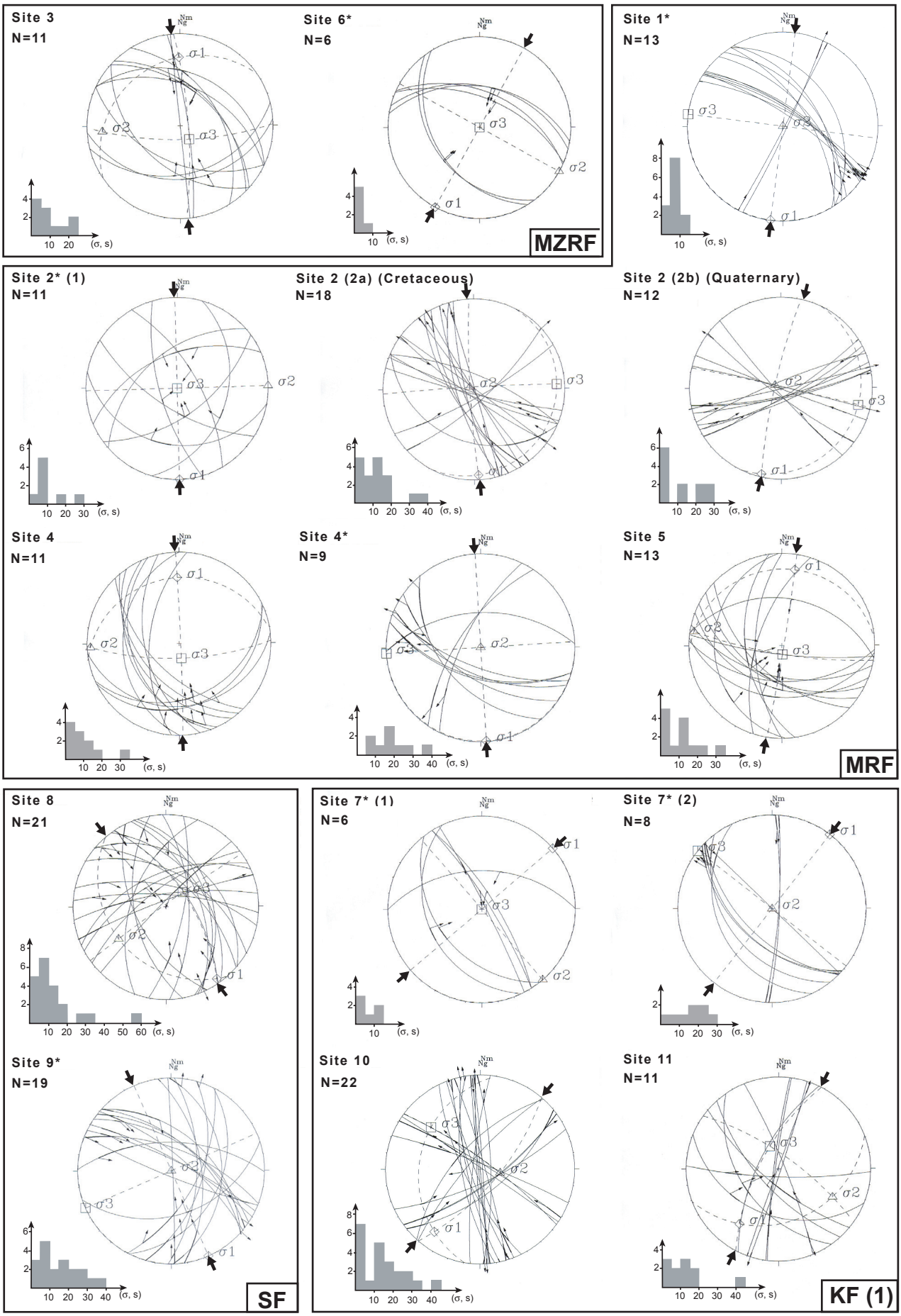
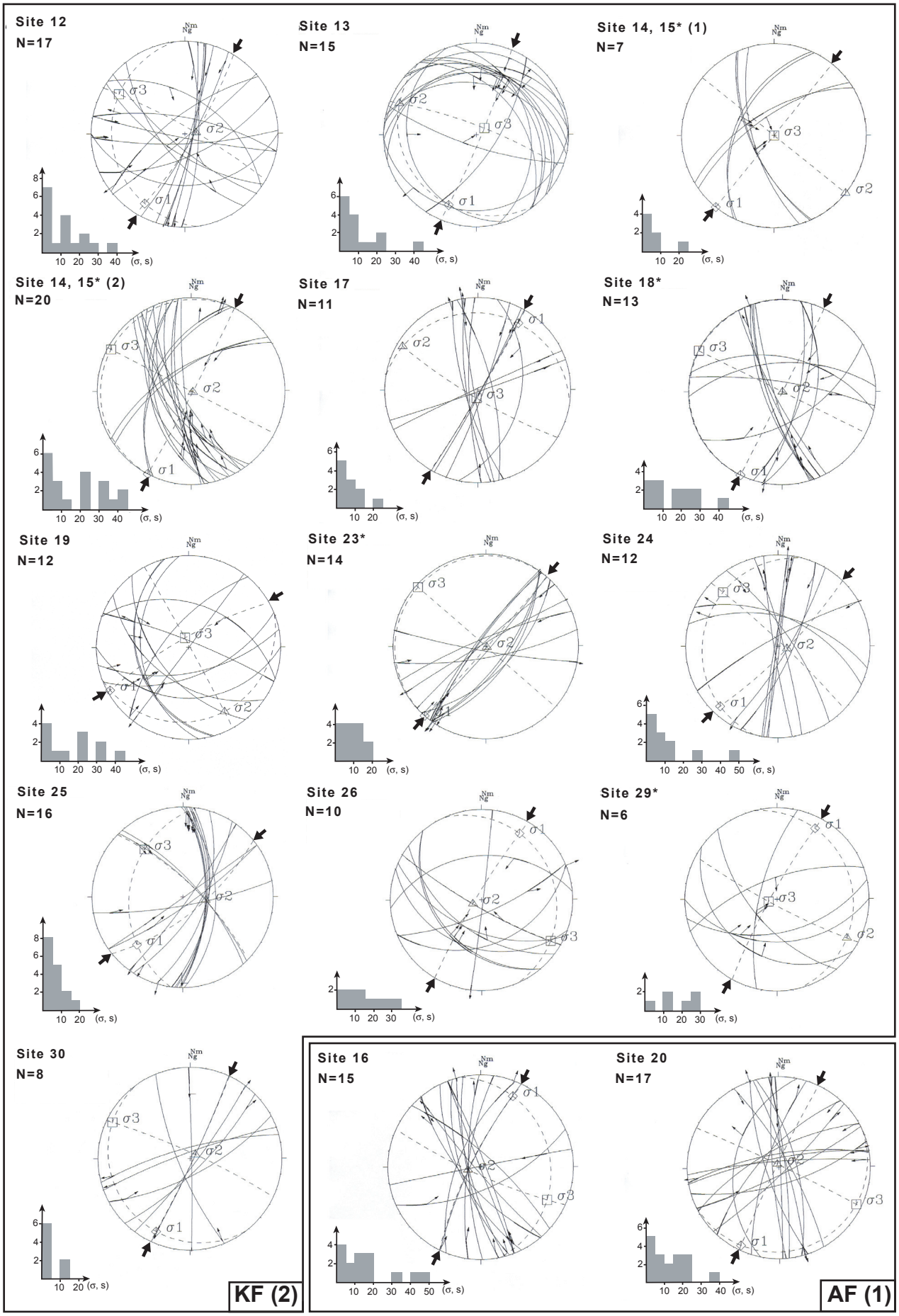


Figure 9 : Results of fault-slip data inversions on the faults of the study area. (a) Modern stress state results. The P axes deduced from local and teleseismic fault-plane solutions of earthquake focal mechanisms are compiled after Vannucci et al., [2004] and Yamini-Fard et al., [submitted]. (b) Present-day shortening axis trajectories. White arrow indicates convergence vector with respect to stable Eurasia [Vernant et al., 2004]. (c) Chronology of inversion results. Numbers in brackets indicate the relative chronology of fault-slip data sets. The orientation of the computed principal stress axes defined the stress regimes (i.e., reverse faulting (s 3 vertical); normal faulting (s 1 vertical) or strike-slip faulting (s 2 vertical); Table 1; Figure 10). Equal angle, lower hemisphere stereonets. Station numbers refer to Table 1. (d) Left: Inversion results for major fault planes striations measured along the Kazerun Fault. Right: Regionally significant mean stress axes computed from a statistical analysis of inversion results along the Kazerun fault (from sites 7(2), 10, 12, 14 & 15 (2), 20, 23-26, 30). Results are shown with their 95 % confidence cones (grey-shaded areas) using the McFadden's method computed with PMSTAT software [Enkin, 1995].


Site 3
N=11
Site 6*
N=6
MZRF
Site 1*
N=13
Site 2* (1)
N=11
Site 2 (2a) (Cretaceous)
N=18
Site 2 (2b) (Quaternary)
N=12
Site 4
N=11
Site 4*
N=9
Site 5
N=13
MRF
Site 8
N=21
Site 9*
N=19
SF
Site 7* (1)
N=6
Site 7* (2)
N=8
Site 10
N=22
Site 11
N=11
KF (1)
σ1
σ2
σ3
(σ, s)


Site 12
N=17
Site 13
N=15
Site 14, 15* (1)
N=7
Site 14, 15* (2)
N=20
Site 17
N=11
Site 18*
N=13
Site 19
N=12
Site 23*
N=14
Site 24
N=12
Site 25
N=16
Site 26
N=10
Site 29*
N=6
Site 30
N=8
KF (2)
Site 16
N=15
Site 20
N=17
AF (1)
σ1
σ2
σ3
(σ, s)

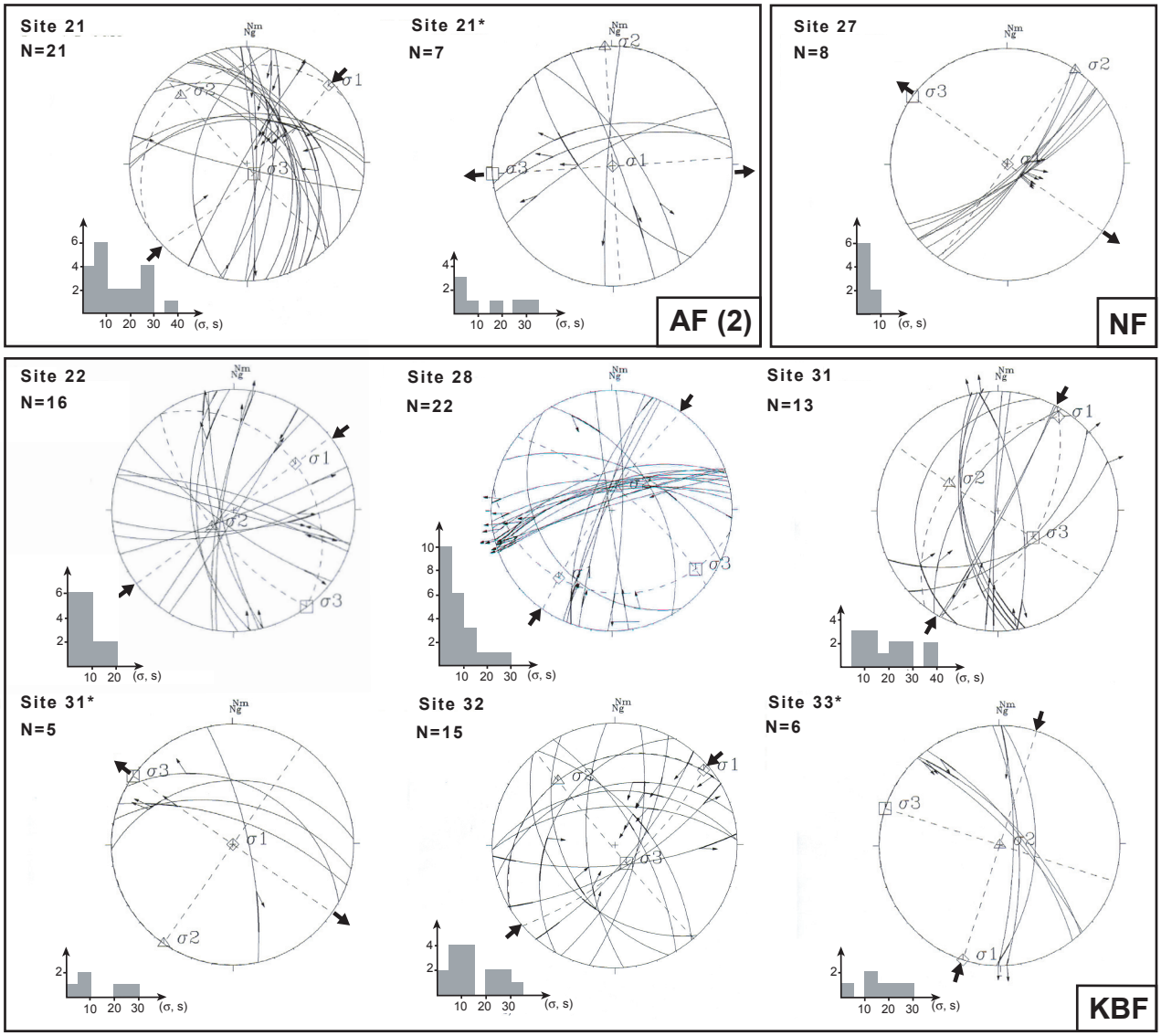


Figure 10 : Fault populations and inversion results of the study area (equal angle, lower hemisphere stereonets). Histograms show the angular deviation (in degree) between the striation (s) and the computed shear stress ( ) for each fault plane. Inversions are considered as very well constrained when 80% of the angular deviations are well clustered and below 20°. Asterisks indicate sites for which a fixed inversion method was used, with s 1 axis constrained in the horizontal plane (see appendix for details). Numbers in brackets indicate relative chronology of fault-slip data sets. Sites are numbered from NW to SE (Figure 9a) and are grouped by faults: MZRF - Main Zagros Reverse Fault; MRF - Main Recent Fault; SF - Semirom Fault; KF - Kazerun Fault; AF - Ardakan Fault; NF - normal faults of the basin located between the Kazerun and Kareh Bas Faults; KBF - Kareh Bas Fault.

4. 1. 2. Kazerun Fault

[38] All stress deviators indicate a consistent strike-slip regime all along the KF with a thrust-faulting regime around the bent splay fault zone terminations. In an attempt to further constrain the stress state associated with this strike-slip stress regime on a regional scale, we statistically computed mean principal stress axes from the inversion results on the KF (Figure 9d, left). The mean computed results are compared to the stress state deduced from inversion of the major representative plane slip data (MFP) selected from each site (Figure 9d, right). Both methods led to consistent results in agreement with a regionaly significant strike-slip stress regime (σ_2 vertical) characterized by a N35-40°E-trending σ_1.

4. 1. 3. Other faults

[39] Inversion of fault-slip data collected east of the KF within the fan-shaped fault pattern indicate a strike-slip regime characterized by N 18°E- to N 38°E-trending σ_1 and a thrust regime along bent thrust fault terminations. These results are consistent with the stress field from around the KF.

[40] Between Kazerun and the Kareh-Bas faults, inversion of fault-slip data from a NE-trending normal fault bounding an active pull-apart [e.g., *Bachmanov et al.,* 2004] yields a WNW-trending σ_3, consistent with stress tensors obtained on the neighbouring faults.

[41] Along the Semirom Fault, inversions of fault-slip data indicate a right lateral strike-slip regime associated with a NW-trending σ_1 and a *R* ratio close to 1 (Table 1). This differs from the NE-trending σ_1 characterizing the MRF, KF and related faults kinematics.

4. 1. 4. Comparison with earthquake focal mechanisms, summary

[42] In order to obtain a rough picture of the regional recent / current stress field, we have combined P axes deduced from focal mechanisms and the results of fault slip data inversions [e.g. *Chang et al.,* 2003]. P axes and maximum principal stress axes deduced from inversions are almost everywhere coaxial throughout the study area (Figure 9a). This, together with the fact that most of the fault-slip data inverted to produce the stress field shown in Figure 9a were measured in Plio-Quaternary sediments, reinforce the idea that the computed stress states are representative of the present-day stress field of the study area.

[43] Maximum horizontal stress trajectories are parallel and trend perpendicular to the orogenic trend within the Simple Folded Belt (Figure 9b). They acquire N-S trends along the MRF and NNE trends immediately east of the MRF tip. They trend to the NW in the High Zagros belt east of the MRF tip, the wedge area of Figure 8 being the main zone of

interference with an abrupt change in the stress directions (Figure 9b). The stress field is significantly perturbed along the MRF, consistent with partitioning taking place along that fault. Further interference at the southeastern tip of the MRF and at its junction with the fan-shaped fault pattern does not appear to extend into the Simple Folded Belt.

4. 2. Stress state changes

[44] We have distinguished and separated distinct families of striations for 8 of the 33 sites, compatible with two main slip episodes on the fault populations. The discrimination of striae belonging to the two sets has been conducted by combining field evidence for slip events cross-cutting relationships on the fault planes and numerical check between incompatible striae and/or with respect with a given stress state. The discrimination of well-defined, distinct families of striations permits to favour the stress regime change hypothesis instead of fault planes rotation. Along the MRF, KF and Semirom Fault, this approach led to the recognition of a thrust faulting regime predating the modern strike-slip regime described above, associated with the same directions of maximum principal stress axes.

4. 2. 1. Timing

[45] Temporal constraints come from along the MRF (Figure 9c, 10). At site 2, the MRF brings into contact Cretaceous limestones and Quaternary fan deposits. Fault-slip data analysis in the fan provides a single strike-slip regime that is part of the modern regional stress field (2b; Figures 9c; Figure 10). Inversions of two distinct sets of slip data in the limestones lead to an early thrust faulting regime (1; Figure 9c; Figure 10), and a younger strike-slip regime comparable in directions with the one obtained in the fan deposits (2a Figure 9c; Figure 10). At site 4, the MRF separates Paleozoic rocks from Plio-Quaternary conglomerates into which the fan deposits considered above are stepped (Figure 10). Processing of two distinct families of striations measured in the fault breccia leads to the same results as the ones obtained in the limestones (Figure 9c). These results indicate that the change in the stress regime recorded along the MRF took place during the Pliocene as the earlier thrust fault regime is not recorded in the Quaternary fan deposits.

4. 2. 2. Extensional stress states

[46] Along the Kareh-Bas and Ardakan faults, inversions of a distinct data set indicate an extensional regime with a NW- to W-trending σ_3. This is consistent with the NW-trending

σ_3 recorded around the pull apart between the KF and the Kareh-Bas Fault (Figure 9a, 10). Considering the lack of relative chronology criteria on one hand and the good agreement in the σ_3 directions of the strike-slip and normal stress regimes on the other hand, they may be considered as contemporaneous and representative of the modern regional stress field.

5. Discussion

[47] The present work provides evidence for a reorganisation of the fault pattern and kinematic framework of the fold-and-thrust belt during the Pliocene. This change is due to the activation of the MRF at the rear of the fold-and-thrust belt that resulted in a change from dominantly transpressional to partitioned strike-slip deformation in the High Zagros Belt and the abandonment of the MZRF. The onset of slip along the MRF is interpreted to have been accompanied by the regional stress regime change from dominantly thrust-slip to right-lateral strike-slip documented along the main transcurent faults of the Central Zagros. Within the current kinematic framework, the KF accommodates part of the slip transferred from the MRF and acts as a lateral ramp at the same time. Prior to the activation of the MRF, the KF was most likely already a lateral ramp [*Sepehr and Cosgrove*, 2005].

5. 1. Kinematic model

[48] The relations between the MRF, KF and Semirom Faults and the folds and thrusts of the High Zagros Belt further suggest that a large part of the right-lateral slip from along the MRF is transmitted to the regional fan-shaped fault pattern [*Authemayou et al.*, 2005] since the Pliocene kinematic change documented here. We have interpreted this fault pattern to reflect distribution of slip from along the MRF to the fold-and-thrust belt through the thrust terminations of the strike-slip faults of the fan (Figure 11). The Hormuz salt Formation assisted slip distribution throughout the belt and permitted the southward migration of the Zagros front, acting as a low-resistance boundary that allowed the extrusion-like process through the fault-shaped pattern produced by transfer of orogen-parallel slip of the MRF to the belt.

[49] Deformation within the fan-shaped fault pattern results from the combination of the effects of right lateral strike-slip along the N- to NW- trending basement faults of the fan and decoupling along the salt detachment layer. On a large-scale, the western limb of the Fars

arc undergoes right-lateral shearing (strengthened by the dextral motion along the faults of the fan) inducing overall clockwise rotation and fold-parallel stretching (Figure 11). This is due to a stronger coupling at the base of the sedimentary pile towards the NW, i.e., the Hormuz salt Formation vanishes against the KF [e.g., *Molinaro et al.*, 2005a]. Stretching, previously suggested by *Baker et al*. [1993] and *Talebian and Jackson* [2004] is attested by the extensional stress states derived from fault-slip data analyses (Figure 9).

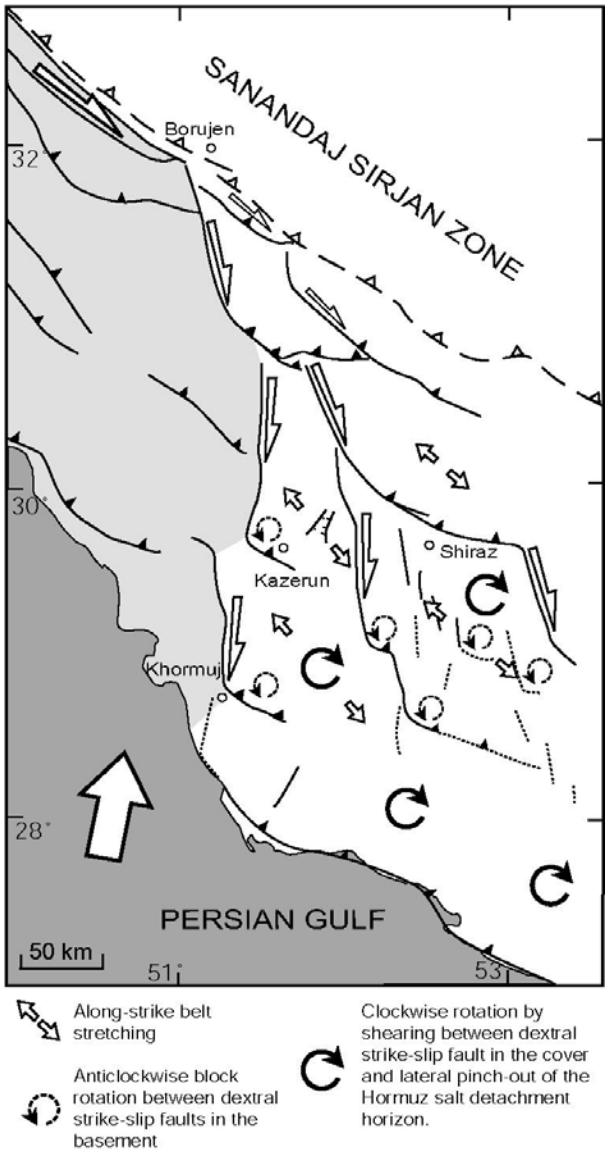


Figure 11 : Synthetic kinematic model of the fault system distributing slip of the Main Recent Fault to the Zagros fold-and-thrust belt modified after *Authemayou et al*. [2005]. Dash lines indicate buried faults [after *Tatar et al*., 2003 and *Blanc et al.*, 2003]. Various rotations about vertical axes and stretching directions are also shown.

[50] Paleomagnetically-derived clockwise rotations along the faults of the fan have been reported [*Aubourg, et al*., 2004; *Bakhtari et al.*, 1998]. Nevertheless, anticlockwise rotations of the blocks bounded by these same faults should also be considered [*Hessami et*

al., 2001b; *Blanc et al*., 2003; *Talebian and Jackson* 2004]. Indeed, westward increase in reverse displacement on the ramp anticlines in the vicinity of the strike-slip segments of the KF, including the KF thrust fault zone terminations, suggests anticlockwise rotations of the folds and associated ramps (Figures 7, 11) [*Bayasgalan et al*., 1999]. Furthermore, throughout the northwestern part of the Fars Arc, a number of anticline axial trace segments are also left-laterally deflected towards E-W strikes in the vicinity of the N-trending dextral strike-slip faults (our own unpublished data 2005). This indicates that anticlockwise rotations have taken place at least locally along the faults or near fault terminations of the fan.

5. 2. Specificity of the fault pattern

[51] The geometry of the fan-shaped fault pattern and its geometrical and kinematic relationships with the southeastern portion of the MRF suggest the KF and associated faults are second-order faults arranged as a horse-tail like termination of the MRF [*Authemayou et al.*, 2005]. The kinematic pattern described here however differs from the ones classically documented at the terminations of large strike-slip fault systems [*Bayasgalan et al*., 1999] as clockwise rotations have taken place within this dextral strike-slip fault termination. This is due to lateral and vertical decoupling introduced by the Hormuz evaporites within the fold-and-thrust belt. Indeed, clockwise rotation was produced in the cover by a regional dextral shear zone nucleated along the northwestern margin of the salt basin. The combination of (1) vertical decoupling between the cover and its basement and (2) activation of the N- to NW-trending faults (that are old inherited basement faults) and (3) detachment and fault-propagation folding further complicated the rotation pattern within the fault termination zone.

[52] This strike-slip fault termination is consistent with the MRF having propagated southeastward within the High Zagros Belt (possibly from the Blitis suture zone) until attaining the KF and the Hormuz evaporites. Propagation did not proceed onward because slip from along the MRF became absorbed by the fan-shaped fault pattern and facilitated by decoupling along the salt detachment layer, acting as an almost free boundary allowing south- to southeastward spreading onto the Arabian platform and stretching of the sedimentary cover together with the activation of the basement right-lateral strike-slip faults and thrusts. Note that most of the faults of the fan, given their orientation with respect to the plate convergence vector, were already active before the activation of the MRF and that the total offset of c.a. 50 km along that fault represents only a small part of the cumulative displacement of the strike-slip faults and thrusts of the northwestern limb of the Fars Arc.

5. 3. Slip rate on the Main Recent Fault

[53] Maximum slip rate along the MRF deduced from GPS measurements would be of 4 ± 2.5 mm/yr providing the fault achieves complete partitioning of the 4 - 7 ± 2 mm/yr of N-trending shortening across the western Zagros [*Vernant et al*., 2004]. This is not in agreement with the initiation of the MRF in the Pliocene (3 – 5 Ma) [*Talebian and Jackson*, 2002; present work] and a cumulative lateral slip of 50 km along that fault, leading to a long-term slip rate of 10 – 17 mm/yr [*Talebian and Jackson,* 2002]. There may be three causes to this, keeping in mind that they may have combined to concur to an apparently lower slip rate on the MRF. Firstly, if the cumulative right-lateral offset on the MRF is correct, horizontal slip may still have taken place on the precursor faults to the MRF or in the vicinity of the future MRF between the Late Cretaceous (age of the Ophiolite body used as an offset marker [*Talebian and Jackson,* 2002]) and the Pliocene, during dominantly transpressive deformation in the High Zagros. Secondly, the age of the Baktiari Formation that is crucial for pining down the age of the MRF (Figure 5) is underestimated because it is diachronous at the scale of the belt and may therefore need chronostratigraphic refining at least in the studied area of the High Zagros. Finally, there is a possibility that the slip rate of the MRF has decreased or dropped since the Pliocene. Further work is therefore required to assess the slip rate of the MRF in the Quaternary by looking at the displacement of dated Quaternary geomorphic features.

5. 4. Tectonic cause(s) and consequences of kinematic change

[54] Our fault kinematics analysis is in agreement with the results of *Regard et al.* [2004] who documented a regional change from reverse- to transpressional faulting pattern in the southeasternmost Zagros that they inferred to be Pliocene in age. This kinematic change may also be linked to the transition from thin-skinned- to thick-skinned and out-of-sequence thrusting recognized in the eastern Zagros and that would also be Pliocene age [*Molinaro et al.,* 2005a].

[55] A change in the convergence obliquity may not be invoked to explain the onset of partitioning along the MRF because the convergence vector has remained relatively stable over the last 80 Ma [*Savostin et al*., 1986; *Mc Quarrie et al.*, 2003; *Vernant et al*, 2004]. *Talebian and Jackson* [2002] attributed this event to the reorganisation of the Arabia-Eurasia collision at 5 ± 2 Ma [*Westaway,* 1994, *Allen et al.*, 2004]. This event is attested by rapid

uplifting of the Alborz Mountains [*Axen et al.,* 2001], an increase of the south Caspian Sea subsidence [*Allen et al.,* 2002], the onset of spreading in the Red sea [*Joffe and Garfunkel,* 1987], and the final closure of marginal basins that formed central Iran [*Berberian and King*, 1981; *McCall,* 1996].

[56] For *Westaway* [2003], this would have been the large variation of sea level during the Messinian salinity crisis that may have changed the state of stress in the eastern Mediterranean region. But for *Allen et al.* [2004], the cause for this reorganization would be the shift of crustal shortening away from the thicker crustal region of Turkey-Iranian plateau and Greater Caucasus that would have acquired increased buoyancy forces. The cause for this shift is debated. *Molinaro et al*., [2005b] suggested the downgoing Arabian lithospheric slab break-off and consecutive thermal uplift of the Iranian plateau could be the cause of the involvement of basement fault activity. Slab detachment, by increasing the coupling between the two plates, could further favor partitioning along a newly formed fault such as the MRF. Furthermore, deformation along the MRF could be localized by a thermally softened zone under the suture zone due to the slab break-off that would have increased the regional geothermal gradient.

[57] Surface waveform tomography [e.g. *Maggi and Priestley*, 2005] and lithospheric-scale geometric modeling [*Molinaro et al*., 2005b] suggest the presence of a thin lithosphere and warm upper mantle beneath the Zagros suture zone and the Turkish-Iranian plateau. These results, together with the lack of seismic evidence for active subduction beneath the Iranian plateau [*Talebian and Jackson*, 2004], support the removal of the mantle lithosphere generally associated with slab break-off.

[58] By combining geological observations and analog modeling, *Faccenna et al.* [submitted] have shown that collision reorganization could result from slab break-off. They propose that slab break-off triggered the change in the kinematic regime in Turkey implying the acquisition of a coherent plate motion with the onset of more steady state westward tectonic escape of the Anatolian plate during Early Pliocene [*Reilinger et al*., 1997] associated with westward propagation of the Northern Anatolian Fault and formation of the current main strand of the East Anatolian Fault in the Early Pliocene (~5Ma) and Late Early Pliocene (~3Ma), respectively [e.g., *Sarağlu et al.,* 1992; *Bozkurt*, 200; *Şengör et al.*, 2005]. Contemporaneously, a change in both the faulting regime, basin type and deformation pattern (from folding and thrusting to strike-slip faulting) occurs in the vicinity of the Eastern Anatolia triple junction (Figure 1) [*Koçyiğit et al*., 2001].

[59] A potential symmetric effect may be envisaged with southeastward propagation of the MRF accompanying propagation of the Blitis suture zone slab break-off to the Southeast, at the time of initiation of slip along the North Anatolian Fault. Setting-up of complete partitioning along the MRF could have occurred at the time of formation of the East Anatolian Fault, accompanied with the Late Pliocene kinematic change. The current regional stress regime was incipient during the Late Pliocene and became fully active afterwards.

6. Conclusion

[60] The present analysis provides constraints on the kinematic reconstruction of a key-region for the understanding of the accommodation of the Eurasia-Arabia oblique convergence. A two-step kinematics scenario is proposed involving the transition from a distributed transpressional regime located at the rear of the Zagros fold-and-thrust belt, to partitioning of oblique convergence along the newly formed MRF.

[61] Until the Early Pliocene, deformation was accommodated through a c.a. 50-km-wide transpressional belt (i.e., the High Zagros Belt) with high angle imbricate thrust faults. Later in the Pliocene, the strike-slip partitioned motion of oblique plate convergence became achieved by strike-slip along the MRF. Since that time, slip from along the MRF is transmitted and distributed southeastward into the thrusts and folds of the Zagros through a fan-shaped fault network made of the KF and associated faults. This fault system corresponds to as an orogen-scale horse-tail, strike-slip fault termination of the MRF. The youth of the MRF may suggest that this current fault configuration represents a transient step of the southeastward propagation of the MRF.

Acknowledgements

[62] This work was funded by the Intérieur de la Terre Dyeti program (INSU-CNRS, France), a CNRS sabbatical fellowship to D. Chardon, and the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (Iran). We thank D. Hatzfeld and M.G. Ashtyani for supervising the program and M. Mokhtari for support and administrative assistance. SPOT images (© CNES) were provided thanks to the ISIS program support. We thank J. Jackson, J-F. Ritz, K. Hessami and D. Hatzfeld for fruitful discussions and suggestions along the course of this work. We thank C. Faccenna and F. Yamini-Fard for making their recent manuscripts

available to us in advance of publication. The paper benefited from helpful reviews by C. Andronicos, J. Jackson, and J. Vergés.

Appendix: Methodology of inversion of fault plane populations

[63] The inversion method assumes that the striation (*s*) occurs in the direction of the resolved shear stress (the tangential stress, i.e. the projection of the applied stress on the fault plane) on each fault plane, the fault plane being the pre-existing fracture. Inversion computes a mean best-fitting deviatoric stress tensor from a set of striated faults by minimizing the angular deviation between a predicted slip-vector (maximum shear, τ) and the observed striation (*s*) [*Carey,* 1979; *Angelier,* 1984; *Mercier et al.,* 1991]. The method supposes that rigid block displacements are independent. Inversion results include the orientation (azimuth and plunge) of the principal stress axes of a mean deviatoric stress tensor as well as a stress ellipsoid shape parameter $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$, where σ_1, σ_2 and σ_3, correspond to the compressional, intermediate and extensional principal stress axes, respectively.

[64] In a strike-slip regime, the $R = 0$ end-member corresponds to a stress state transitional to normal faulting (transtensional regime; σ_2 or σ_1 vertical and σ_2 close to σ_1 in magnitude); whereas the $R = 1$ end-member represents a stress state transitional to thrust faulting (transpressional regime; σ_2 or σ_3 vertical and σ_2 close to σ_3 in magnitude). For R values close to 0 or to 1, the near-transitional (i.e., near uniaxial when $0.85<R<1$ and $0<R<0.15$) stress states require only minor fluctuation of stress magnitudes to go from a strike-slip to a compressional regime or extensional regime, respectively. Thus, such regimes are characterised by mixed modes of faulting: dip-, oblique- and strike-slip.

[65] Inversion results are generally considered reliable if 80 % of the angular deviations between τ and s are less than 20°. Ideal sets of data contain faults dipping in two directions with distinct strike directions. For poorly distributed fault sets (e.g. data sets that contain faults with few distinct strike directions and few dipping in both directions) a “fixed” inversion is used [*Bellier and Zoback,* 1995], in which the principal stress axes are fixed to lie in horizontal and vertical planes. In that case, only two independent fault sets are sufficient to compute a solution. The computed horizontal stress orientations from the fixed inversion are generally within 5-10° of the stress axes obtained from standard inversion although the fixed inversion results may be characterized by unstable and unconstrained R values. In the present case, many of the fixed inversions yield results similar to that of standard inversion of higher quality data sets on the same fault zone (Figures 9 and 10).

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.

Alavi, M. (1994), Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics, 229*, 211-238.

Alavi, M., I. Nayai, M. Yousefi, M. E. Segaghat, and B. Hanzepour (1996), Geological map of Iran, Borujen sheet, scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Allen, M. B., S. Jones, A. Ismail-Zadeh, M. D. Simmons, and L. Anderson (2002), Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the south Caspian Basin, *Geology*, *30*, 775-778.

Allen, M. B., J. Jackson, and R. Walker (2004), Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, *23*, TC200810.1029/2003TC001530.

Angelier, J. (1984), Tectonics analysis of slip data sets, *J. Geophys. Res*., *89*, 5835-5848.

Aubourg, C., B. Smith, H. Bakhtari, N. Guya, A. Eshragui, S. Lallemant, J. -C. Guezou, M. Molinaro, X. Braud, and S. Delaunay (2004), Post-Miocene shortening direction pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, *383*, 17-40.

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

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

Bachmanov, D. M., V. G. Trifonov, Kh. T. Hessami, A. I. Kozhurin, T. P. Ivanova, E. A. Rogozhin, M. C. Hademi, and F. H. Jamali (2004), Active faults in the Zagros and Central Iran, *Tectonophysics*, *380*, 221-241.

Baker, C., J. Jackson, and K. Priestley (1993), Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt, *Geophys. J. Int.*, *115*, 41-61.

Bakhtari, R. H., D. Frizon de Lamotte, C. Aubourg, and J. Hassanzadeh (1998), Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran), *Tectonophysics*, *284*, 299-316.

Bayasgalan, A., J. Jackson, J. -F. Ritz, and S. Carretier (1999), Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance, *Tectonics*, *18*, 394-411.

Bellier, O., and M. Zoback (1995), Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western basin and Range province, USA, *Tectonics*, *14*, 564-593.

Berberian, M. (1981), Active faulting and tectonics of Iran, in *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, *Geodyn. Ser.,* vol. 3, edited by H. K. Gupta and F. M. Delany, pp. 33-69, AGU, Washington.

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

Berberian, M., and G. C. P. King (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, *18*, 210-285.

Berthier, F., J. P. Billiault, B. Halbronn, and P. Maurizot (1974), Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros Central), Ph.D. thesis, 181 pp., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Blanc, E. J. -P., M. B. Allen, S. Inger, and H. Hassani (2003), Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *J. Geol. Soc. London*, *160*, 401-412.

Bozkurt, E. (2001), Neotectonics of Turkey - a syntesis, *Geodin. Acta*, *14*, 3-30.

Braud, J. (1970), Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *271*, 1241-1244.

Carey, E. (1979), Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, *21*, 57-66.

Chang, C. -P., T. –Y. Chang, J. Angelier, H. Kao, J. –C. Lee, and S. –B. Yu (2003), Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *214*, 115-127.

Ehsanbakhsh Kermani, M. H. (1996), Geological quadralange map of Iran, Ardal sheet (NO.6153), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Enkin, R. J. (1995), A computer Program Package for Analyis and Presentation of Paleomagnetic data-PMSTAT, Pac. Geosci., Cent., Geol. Surv. Can., Sydney, B. C., Canada.

Faccenna, C., O. Bellier, J. Martinod, C. Piromallo, and V. Regard, Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, submitted.

Falcon, N. L. (1969), Problem of the relationship between surface structures and deep displacement illustrated by the Zagros range, in *Time and Place in Orogeny*, edited by P. E. Kent, G. E. Satterwaite, and A. M. Spencer, *Geol. Soc. Spec. Publ., 3*, 9-22.

Falcon, N. L. (1974), Southern Iran: Zagros mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, edited by A. M. Spencer, *Geol. Soc. Spec. Publ., 4*, 199-211.

Garcia. S., J. Angelier, F. Bergerat, and C. Homberg (2002), Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanims: the Husavk-Flatey Fault zone, Iceland, *Tectonophysics*, *344*, 157-174.

Gidon, M., F. Berthier, J. -P. Billiault, B. Halbronn, and P. Maurizot (1974a), 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.

Gidon, M., F. Berthier, J. -P. Billiault, B. Halbronn, and P. Maurizot (1974b), Sur quelques caractères de la tectonique néocrétacée dans la région de Borudjerd (Zagros oriental, Iran), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *278*, 577-580.

Gidon, M., F. Berthier, J. -P. Billiault, B. Halbronn, and P. Maurizot (1974c), Charriage et mouvements synsédimentaires tertiaires dans la région de Borudjerd (Zagros, Iran), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *278*, 421-424.

Hajmolla-ali, A., M. Hosseini, M. B. Farhadian and E. Sedaghat (1991), Geological map of Iran, Borujen sheet (NO.5757), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Haynes, S. J., and H. McQuillan (1974), Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 739-744.

Hessami, K., H. A. Koyi, C. J. Talbot, H. Tabasi, and E. Shabanian (2001a), Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains, *J. Geol. Soc. London*, *158*, 969-981.

Hessami, K., H. A. Koyi, and C. J. Talbot (2001b), The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Petrol. Geol.*, *24*, 5-28.

Hever, H. J. (1977), Geological map of Iran, Behbehan-Gachsaran sheet (NO20511), scale 1:250,000, Natl. Iran. Oil Co., Tehran.

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

Jackson, J. A. (1992), Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, *97*, 12471-12479.

Jackson. J. A., and D. P. McKenzie (1988), The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *93*, 45-73.

Joffe, S., and Z. Garfunkel (1987), Plate kinematics of the circum Red Sea; a re-evaluation, *Tectonophysics*, *141*, 5-22.

Koçyiğit, A., A. Yilmaz, S. Adamia, and S. Kulosshvili (2001), Neotectonics of East Anatolian Platean (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodin. Acta*, *14*, 177-195.

Koop, W. J., and R. Stoneley (1982), Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to recent, *Philos. Trans. R. Soc. London*, *A305*, 149-168.

Maggi, A., and K. Priestley (2005), Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, *160*, 1068-1080.

McCall, G. J. H. (1996), The inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and associated microcontinents, *Geotectonics*, *29*, 490-499.

McQuarrie, N., J. M. Stock, C. Verdel, and B. P. Wernicke (2003), Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, doi: 10.1029/2003GL017992.

Mercier, J. -L., E. Carey-Gailhardis, and M. Sébrier (1991), Paleostress determinations from fault kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the central Andes, *Philos. Trans. R. Soc. London*, *337*, 41-52.

Mohajjel, M., and C. L. Fergusson (2000), Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Struct. Geol.*, *22*, 1125-1139.

Mohajjel, M., C. L. Fergusson, and M. R. Sahandi (2003), Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Asian Earth Sci.*, *21*, 397-412.

Molinaro, M., P. Letrumy, J. -C. Guezou, D. Frizon de Lamotte, and S. A. Eshraghi (2005a), The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics, 24*, TC3007, doi:10.1029/2004TC001633.

Molinaro, M., H. Zeyen, and X. Laurencin (2005b), Lithospheric structure underneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: Recent slab break-off?, *Terra Nova*, *17*, 1-6.

Pattinson, R., and M. Takin (1971), Geological significance of the Dezful embayement boundaries, Natl. Iran. Oil Co., Report 1166 (unpublished).

Reilinger, R. E., S. C. McClusky, M. B. Oral, R. W. King, M. N. Toksoz, A. A. Barka, I. Kinik, O. Lenk, and I. Sanli (1997), Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, *102*, 9983-9999.

Regard, V., O. Bellier, J. -C. Thomas, M. R. Abbassi, J. L. Mercier, E. Shabanian, K. Feghhi, and S. Soleymani (2004), The 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*, TC4007, doi:10.1029/2003TC001599.

Ricou, L.E., (1976), Evolution structurale des Zagrides, la région clef de Neyriz (Zagros Iranien), *Mem. Soc. Geol. Fr.*, *55*, 1-140.

Sarağlu, F., Ö. Emre, and I. Kuşçu (1992), The East Anatolian Fault of Turkey, *Ann. Tectonicae*, *6*, 125-199.

Savostin, L. A., J. -C. Sibuet, L. P. Zanenshain, X. LePichon, and M. –J. Roulet (1986), Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, *123*, 1-35.

Sedaghat, M. E., and T. Shaverdi (1997), Geological map of Iran, Sisakht sheet (NO.6251), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Sedaghat, M. E., M. Usefi, E. Kavari, and I. Navai (1997), Geological map of Iran, Borujen sheet (NO.6253), scale 1:100,000, Geol. Surv. Min. Expl., Tehran.

Sedaghat, M. E., F. Gharib, and T. Shaverdi (1999), Geological map of Iran, Semirom sheet (NO.6352), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Sedaghat, M. E and F. Gharib (1999), Geological map of Iran, Dena sheet (NO.6948), scale 1:100,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Şengör, A. M. C., O. Tüysüz, C. İmren, M. Sakinç, H. Eyidoğan, N. Görür, X. Le Pichon, and C. Rangin (2005), The North Anatolian Fault: A new Look, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 37-112.

Sepehr, M., and J.W. Cosgrove (2004), Structural framework of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran, *Mar. Petr. Geol.*, *21*, 829-843.

Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2005), Role of the Kazerun Fault zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, *24*, TC5005, doi:10.29/2004TC001725.

Siame L. L., O. Bellier, M. Sébrier, and M. Araujo (2005), Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S–33°S), *Tectonics*, *24*, TC5003, doi:10.1029/2005TC001787.

Sherkati, S., and J. Letouzey (2004), Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Mar. Petr. Geol.*, *21*, 535-554.

Stöcklin, J. (1968), Structural history and tectonics of Iran. A review, *AAPG Bull.*, *52*, 1229-1258.

Stöcklin, J. (1974), Possible ancient continental margins in Iran, in *The Geology of Continental Margins,* edited by C. A. Burke and C. L. Drake, pp. 873-877, Springer-Verlag, New York.

Stoneley, R. (1981), The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution southern Tethys, *J. R. Soc. London*, *138*, 509-526.

Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, P. Hervé, H. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera (2000), Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, *19*, 787-813.

Talbot, C. J., and M. Alavi (1996), The past of a future syntaxis across the Zagros, in *Salt Tectonics*, edited by G. I. Alsop, D. J. Blundell and I. Davison, *Geol. Soc. Spec. Publ., 100*, 89-110.

Talebian, M., and J. Jackson (2002), Offset on the Main Recent Fault of the 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.

Tatar, M., D. Haztfeld, J. Martinod, A. Walpersdorf, M. Ghafori-Ashtiany, and J. Chéry (2002), The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1927-1930.

Tatar, M., D. Haztfeld, and M. Ghafori-Ashtiany (2003), Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, *156*, 255-266.

Tchalenko, J. S., and J. Braud (1974), Seismicity and structure of Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. Trans. R. Soc. London*, *277*, 1-25.

Vannucci, G., S. Pondrelli, A. Argnani, A. Morelli, P. Gasperini, and E. Boschi (2004), An Atlas of Mediterranean seismicity, *Ann. Geophys.*, *47*, 247-326.

Vernant, P., F. Nilforoushan, D. Haztfeld, M. Abassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiany, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chéry (2004), Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, *157*, 381-398.

Westaway, R., (1994), Present-day kinematics of the Middle-East and Eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12071-12090.

Westaway, R., (2003), Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated, *Turk. J. Earth Sci.*, *12*, 5-46.

Yilmaz, Y. (1993), New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *105*, 251-271.

Yamini-Fard, F., (2003), Sismotectonique et structure lithosphérique de 2 zones de transition dans le Zagros (Iran) : la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun, Ph.D. thesis, pp. 208, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Yamini-Fard, F., D. Hatzfeld, M. Tatar, and M. Mokhtari, Microseismicity on the Kazerun fault system (Iran): evidence of a strike-slip shear zone and a thick crust, in press in *Geophys. J. Int.*

Zahedi, M., M. Rahmati Ilkhchi, and J. Vaezipour (1993), Geological map of Iran, Shahrekord sheet (NO.E8), scale 1:250,000, Geol. Surv. of Iran, Tehran.

Zoback, M. L., M. D. Zoback, J. Adams, M. Assumpção, S. Bell, E. A. Bergman, P. Blümling, N. R. Brereton, D. Denham, J. Ding, K. Fuchs, N. Gay, S. Gregersen, H. K. Gupta, A. Gvishiani, K. Jacob, R. Klein, P. Knoll, M. Magee, J. L. Mercier, B. Müller, C., Paquin, K. Rajendran, O. Stephansson, G. Suarez, M. Suter, A. Udias, Z. H. Xu, and M., Zhizhin (1989) Global patterns of tectonic stress, *Nature*, *341*, 291-298.

PARTIE D :
TECTONIQUE ACTIVE SUR LES FAILLES DECROCHANTES MAJEURES DU ZAGROS

D. TECTONIQUE ACTIVE SUR LES FAILLES DECROCHANTES MAJEURES DU ZAGROS

L'étude structurale et cinématique de la MRF et des failles décrochantes du Zagros central combinée à l'analyse des images SPOT ont permis de documenter une réorganisation de la déformation dans le Zagros associée à la mise en place de la Main Recent Fault (MRF). Depuis la fin du Pliocène, la déformation transpressive agissant à l'arrière de la chaîne s'est partitionnée le long de la MRF nouvellement formée. La terminaison SE de la MRF s'est connectée à la terminaison nord de la KF. La KF, associée aux failles décrochantes localisées dans le Zagros central, définissent un éventail de failles, à l'échelle de l'orogène, ouvert vers le SE. Par l'intermédiaire de ces failles, le déplacement de la MRF est distribué vers l'est sur les plis et les chevauchements du Zagros oriental.

Cette partie s'attache maintenant à quantifier l'activité de ces failles. Pour y parvenir, nous allons estimer le taux de déplacement horizontal pour la période du Néogène récent sur la partie SE de la MRF, la KF et la faille de Karehbas. La détermination de ce paramètre demande d'identifier des décalages tectoniques de dépôts « quaternaires », de définir leur âge afin d'en déduire le taux de déplacement. Les vitesses horizontales obtenues seront intégrées dans la problématique de la géodynamique du Zagros et de l'accommodation de la convergence Arabie/Eurasie. Le taux de déplacement horizontal sur la MRF apporte une réponse sur le degré de partitionnement de la convergence oblique. Les vitesses horizontales le long des trois zones de failles de la KF et le long de la faille de Karehbas permettent de distinguer comment le déplacement de la MRF se répartit sur le système de failles en éventail du Zagros central. Afin de préciser cette distribution, les décalages finis horizontaux cartographiés sur les différentes failles seront analysés.

Par la suite, l'âge de la MRF pourra être calculé en combinant la vitesse résultante avec le décalage fini déduit de précédentes études [Talebian et Jackson, 2002]. De la même façon, le début du régime décrochant de la KF et de la faille de Karehbas va pouvoir être daté. Ces âges vont permettre d'établir la chronologie de l'initiation du mouvement horizontal le long des failles décrochantes du Zagros. Cette chronologie sera intégrée dans le modèle d'évolution de la terminaison SE de la MRF et de la connexion avec les failles en éventail du Zagros central.

1. Calcul du taux de déplacement le long des failles

Le taux de déplacement le long d'une faille est calculé à partir du déplacement relatif « d » de marqueurs observés de part et d'autre de la faille et du temps « t » nécessaire pour réaliser ce décalage (v= d/t) ; les marqueurs utilisés dans notre étude sont géomorphologiques ou géologiques. Dans un premier temps, nous rappellerons les caractéristiques des principaux marqueurs, et nous exposerons, dans un deuxième temps, les méthodes de détermination des rejets (décalage des marqueurs « d »). Nous terminerons cette partie méthodologique par la présentation rapide des méthodes de datation de ces marqueurs qui vont permettre d'obtenir le paramètre temps « t », i.e., de contraindre la chronologie des déplacements.

1.1. Les marqueurs géomorphologiques

1.1.1. Les différents types de marqueurs

Les marqueurs du rejet de part et d'autre de la faille sont de plusieurs types. Les premiers sont des marqueurs linéaires tels que le réseau de drainage, le tracé des crêtes, les limites de formations géologiques… Le réseau de drainage est très souvent utilisé mais l'âge de sa mise en place est souvent difficile à déterminer. Des corrélations doivent être faites avec des marqueurs géomorphologiques surfaciques datés qui présentent le même décalage sur un même segment de faille. Les marqueurs surfaciques sont généralement les surfaces d'abandon des terrasses alluviales, des cônes de déjection et des glacis. Les cônes sont également des marqueurs volumiques par leur géométrie tridimensionnelle conique. La troisième dimension peut être utilisée afin de quantifier le rejet vrai (composante verticale/ composante horizontale). Nous allons maintenant nous appesantir sur un certain nombre de marqueurs géomorphologiques utilisés au cours de cette étude de manière plus approfondie. Leurs caractéristiques géomorphologiques apportent des indices sur l'âge des dépôts et sur le contexte climatique de leur mise en place.

1.1.2. Les terrasses

Les terrasses sont visibles dans le paysage par le replat qu'elles forment sur les versants d'une vallée fluviale ou d'une plaine alluviale. Elles représentent une empreinte de la position

de l'ancien lit majeur. La surface d'une terrasse a été abandonnée par l'enfoncement progressif de la rivière. Les terrasses associées à une séquence épaisse de sédiments alluviaux reflètent une période longue où le flux de transport et le pouvoir érosif du système de drainage sont faibles. Elle est abandonnée lorsque la rivière rentre dans une phase de dégradation (incision). Ces terrasses sont marquées en surface par une enveloppe topographique plus ou moins plane qui constitue la surface d'abandon. Cette enveloppe est utilisée en tectonique active en tant que marqueur de surface car elle fossilise la période de dépôt.

Des changements climatiques, eustatiques et tectoniques engendrent l'abandon de la terrasse [Tricart, 1947; Bourdier, 1958; Schumm, 1986; Bull, 1991]. En effet, ces trois facteurs provoquent un déséquilibre du système. Par conséquent, la rivière va alluvionner ou creuser afin de préserver son profil d'équilibre représentant l'état stable du système. La participation des facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques en un point donné de la vallée reste souvent délicate à évaluer. En effet, sous leur action, les systèmes fluviaux présentent des réponses complexes se traduisant par des alternances de creusement et d'alluvionnement qui varient dans le temps et dans l'espace. Mais en générale, l'aggradation de terrasse épaisse est typiquement associée à des événements climatiques majeurs [Bull, 1990]. Dans les régions Alpines, les terrasses avales peuvent être corrélées à des moraines en amont indiquant l'avancée maximale des glaciers [e.g., Gabert, 1984]. Dans une région qui a subi les mêmes conditions climatiques, les terrasses pourront être corrélées et datées.

1.1.3. Les cônes alluviaux

Les cônes alluviaux sont définis comme des dépôts de drainage étendus et de faible pente dont la géométrie forme un éventail ouvert ou semi-conique (Figure D.1) [e.g., Nilsen, 1982]. Ils sont localisés dans les régions à relief. Ce relief est rapidement dénudé pour apporter le matériel constituant le cône. Celui-ci a été déposé par un drainage torrentiel dans un lieu où la puissance du flux décroît soudainement et provoque une baisse de l'efficacité de transport et donc, le dépôt des sédiments [Fisher et Brown, 1972]. C'est pourquoi on observe généralement des cônes au niveau de l'ouverture d'une vallée étroite intra-montagneuse sur une plaine, ou sur une large vallée. L'intersection entre le cône et la vallée source en amont définit l'apex du cône (Figure D.1). Les pentes et les directions de transport rayonnent à partir de ce point. Les dépôts des cônes sont plus épisodiques que ceux des terrasses et en plus du processus de chenalisation, des types variés de flux de masse gravitaire non chenalisé tendent à dominer le dépôt (Figure D.1) [Bull, 1977].

Les cônes peuvent se mettre en place très rapidement (quelques milliers d'années) à la faveur d'extrêmes climatiques, à savoir une augmentation importante de la pluviométrie, lors des transitions glaciation/déglaciation [e.g., Siame et al., 2001]. Cette transition permet la mobilisation des sédiments produits sur les versants durant les périodes froides. La large production de fragments lithiques qu'ils émettent est maximum dans les régions montagneuses en contexte aride, semi-aride ou périglaciaire car la végétation est faible à inexistante, les pentes des vallons sont raides, et les pluies sont intenses [e.g., Rust, 1979]. Ces facteurs impliquent, à l'époque des pluies, des flux gravitaires catastrophiques [e.g., Bull, 1977]. Les cônes de contexte tropical humide sont moins communs car le climat induit une érosion chimique plutôt que mécanique et la végétation stabilise les pentes [e.g., Rust, 1979]. Afin de distinguer les cônes périglaciaires des cônes de climats semi-arides, on peut, d'une part, analyser le gradient de pente qui serait plus fort dans le cas de cônes périglaciaires [Ryder, 1971]. D'autre part, les dépôts de flux masse gravitaire ou de débris seraient plus abondants dans des cônes formés dans le contexte semi-aride [Nilsen, 1982].

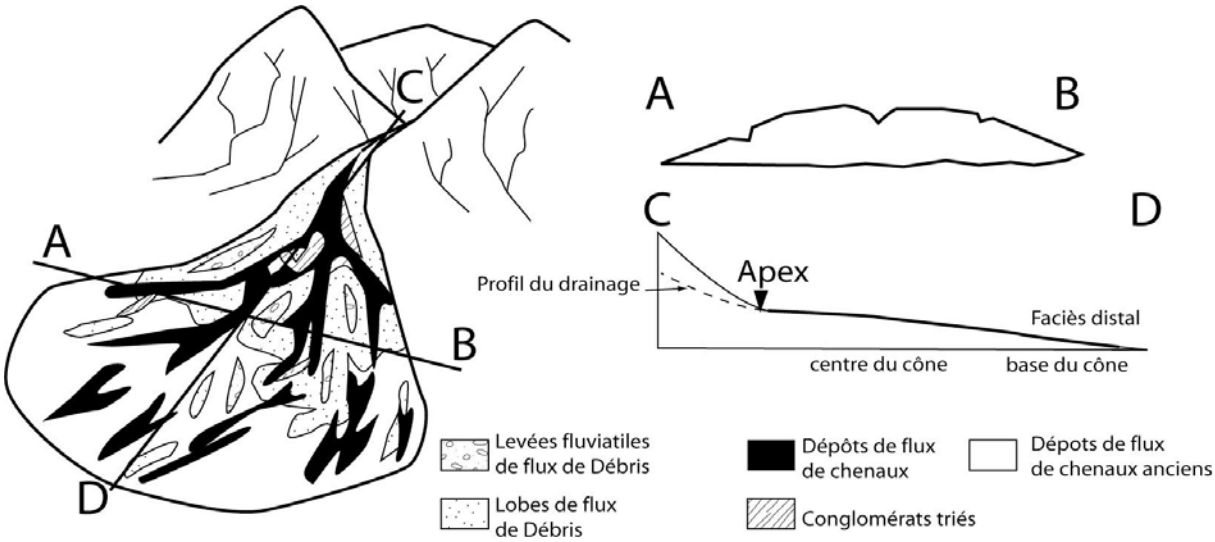


Figure D.1 : Schéma d'un cône alluvial de régions semi-arides, profils et distribution des faciès sédimentaires, modifié d'après Spearing [1975].

1.1.4. Les calcrètes

Les calcrètes sont des concrétionnements de carbonate au sommet de formations superficielles moulant le relief [Reeves, 1976; Goudie 1983; Vogt, 1984; Milnes, 1992]. Les calcrètes sont principalement confinées dans les zones où la précipitation est inférieure à 700mm, dans les régions actuellement arides ou semi-arides. Leur présence suggère une très

faible sédimentation ou une stabilisation de la surface [Goudie, 1983]. Plus rarement, elles sont reconnues sous des climats plus froids [Vogt, 1977; Strong et al., 1992]. Elles sont donc souvent utilisées en tant qu'indicateurs paléoclimatiques.

Plusieurs hypothèses existent quand à leur mode de formation [Goudie, 1983; Vogt, 1984]. Elles furent interprétées comme une conséquence de remontée des solutions capillaires du sol par évaporation sous climat aride. La deuxième origine serait sédimentaire avec la mise en solution d'anciens carbonates par des pluies abondantes, puis le transport de la solution et sa re-précipitation dans une période sèche [Crocker, 1946; Gile et al, 1966; Reeves, 1970]. L'essor de la pédologie a permis d'envisager ces croûtes calcaires comme des horizons alluviaux des sols des régions semi-arides [Nahon, 1991]. D'autres sources ont identifiées, soit biologique [Klappa, 1979; Philips, 1987], soit éolienne [Gile et al., 1966], soit hydrogéologique au niveau de nappe phréatique.

La calcrète peut se former sur des périodes plus ou moins longues, d'une centaine d'années pour une fine croûte superficielle [Pustovoytov, 2003] à plus de 250000 ans pour des croûtes matures épaisses métriques composées de différents faciès [Machette, 1985]. Ces dernières se forment par accrétions périodiques résultant de changements climatiques dans une longue période de temps [Gile et al., 1966]. La période de formation a été calculée avec la méthode de datation U/Th pour des calcrêtes matures de 2 à 3 mètres d'épaisseur du sud de l'Espagne [Candy et al., 2004]. Les résultats montrent qu'il faut 31 à 71 ka pour former la carapace de la calcrète et 69 et 121 ka pour atteindre le stade mature.

Lorsque les calcrètes moulent la surface d'un cône, elles ont un fort impact sur la géomorphologie du cône. Elles contrôlent le degré d'induration, l'aplanissement et la future préservation [Lattman, 1973]. Elles entraînent généralement une induration remarquable des surfaces qu'elles moulent. Des taux d'érosion faibles de l'ordre de 1 à 2 cm / 10^{-3} an ont été calculés par les déséquilibres U/Th dans les sols carbonatés de la région de Palmyre en Syrie [Hillaire-Marcel et al., 1990; Ghabel et al., 1990]. L'induration de la surface peut prévenir de l'érosion latérale du chenal. Plusieurs études révèlent que les calcrètes localisées à la surface de cônes/glacis se sont formées durant les derniers stades d'activités des cônes [Alonso-Zarza et al., 1998; Andreani, 2004].

1.1.5. Les glacis

Le terme désigne en géomorphologie une surface d'aplanissement peu inclinée dont le processus de formation est étalé sur une longue période de temps permettant une érosion

progressive des bassins amonts et une morphogenèse lente de la surface. Les glacis sont généralement associés à un climat subhumide à semi-aride (courte et forte saison des pluies et saison sèche très longue) [Büdel, 1982].

Il en existe deux types. Le premier est un glacis de colluvion ou de pente. C'est un pédiment dont la surface est étalée et légèrement inclinée. Il se forme par l'érosion mécanique des reliefs et la redistribution des produits de cette érosion sur le piedmont de ces reliefs. L'épandage est assuré par des coulées torrentielles, des réseaux de drainages anastomosés et du colluvionnement. Le deuxième type est un glacis d'ablation. Son façonnement implique l'aplanissement d'un substratum ou d'une formation à caractère zonale sans déposition afin d'acquérir une surface d'érosion à pente douce. Généralement le marqueur géomorphologique observé est constitué en amont d'un glacis d'ablation et en aval d'un glacis de dépôt qui forme une surface continue de pente douce et légèrement concave.

1.2. Détermination du décalage tectonique

La mesure nécessite l'existence d'un objet repère horizontal sur la faille décrochante faisant un angle fort avec la faille et décalé par celle-ci. Le déplacement relatif de cet objet est défini comme le rejet d'une faille. Cette étude se focalisant sur les systèmes de failles décrochantes dans le Zagros, la majorité des décalages tectoniques analysés sont des décalages latéraux de cônes alluviaux et de réseaux hydrographiques. Cependant, une composante verticale a parfois été détectée et quantifiée par l'utilisation de carte topographique ou de mesure de profil par GPS cinématique différentiel.

1.2.1. Les décalages horizontaux affectant les cônes alluviaux

Au cours de l'étude, plusieurs types de décalages horizontaux impliquant des cônes alluviaux et des drainages ont été analysés. Le premier concerne seulement le cône alluvial. La faille décrochante traverse et décale le cône (Figure D.2 A). Une première méthode d'estimation du décalage tectonique consiste à déterminer la distance entre les bordures de cônes décalées de part et d'autre de la faille (Figure D.2 A). Cependant ces bordures sont généralement longées par un réseau de drainage. Le drainage érodant le contour initial du cône, le décalage tectonique ne peut pas être estimé que si celui-ci est largement supérieur à la largeur de divagation du cours d'eau.

Une autre méthode utilise la forme conique en trois dimensions du cône. La position des apex décalés sur des profils parallèles et de part et d'autre de la faille reflète le décalage de la faille [Regard et al., 2005]. Cette méthode est utilisable pour des décalages au minimum supérieurs à la précision de la position de l'apex sur les profils (Figure D.2 A).

Dans le cas où ni la forme tridimensionnelle du cône, ni ses limites ne peuvent être utilisées, la quantification se fera indirectement par l'utilisation du drainage décalé incisant la surface du cône (Figure D.2 A). L'incision étant postérieure à l'abandon de la surface du cône, le décalage obtenu sera un décalage minimum du cône (d ≤ D, Figure D.2 A).

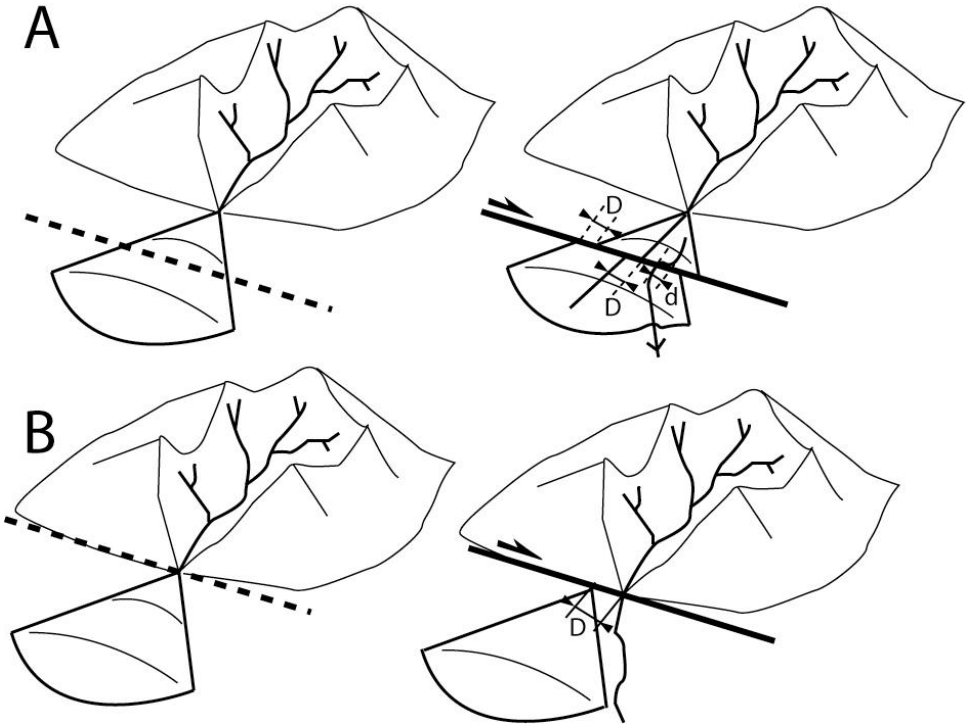


Figure D.2 : Cône décalé horizontalement pas une faille. (A) Décalage affectant le cône ; (B) décalage de l'apex du cône par rapport à son bassin d'alimentation. D : décalage tectonique du cône ; d : décalage du réseau de drainage.

Un autre type de décalage concerne simultanément le cône alluvial et sa vallée source. La faille passe alors au niveau de l'apex du cône. Pendant le mouvement, le cône est déconnecté de sa vallée source (Figure D.2 B). Cette situation est courante car les failles bordent généralement le relief. Le décalage tectonique est la distance entre l'exutoire de la vallée amont et l'apex du cône (Figure D.2 B).

1.2.2. Les décalages horizontaux du réseau hydrographique

Les failles décrochantes ont un impact majeur sur le réseau hydrographique en le décalant latéralement au cours du temps [Wallace, 1967]. Mais les cours d'eau doivent être

utilisés avec précaution car ceux ne sont pas des repères passifs comme les terrasses ou les cônes alluviaux. Un cours d'eau important ayant une dynamique forte peut effacer une partie du décalage. Il est donc plus judicieux de sélectionner de petit cours d'eau très encaissés dans la topographie. Lorsque la quantité de décalage est inférieure à l'espacement des cours d'eau, les rivières sont généralement seulement déviées et forment une déflexion (géométrie en genoux) au passage de la faille. Le décalage observé correspond au décalage réel (Figure D.3 A).

Mais les décalages peuvent parfois ne pas refléter le mouvement de la faille. Ce sont des décalages apparents. La moitié jusqu'au deux tiers des drainages traversant une faille décrochante peuvent ne pas présenter de décalage clair. 75% de l'autre moitié sont défléchis dans le sens du mouvement de la faille [Gaudemer et al., 1989].

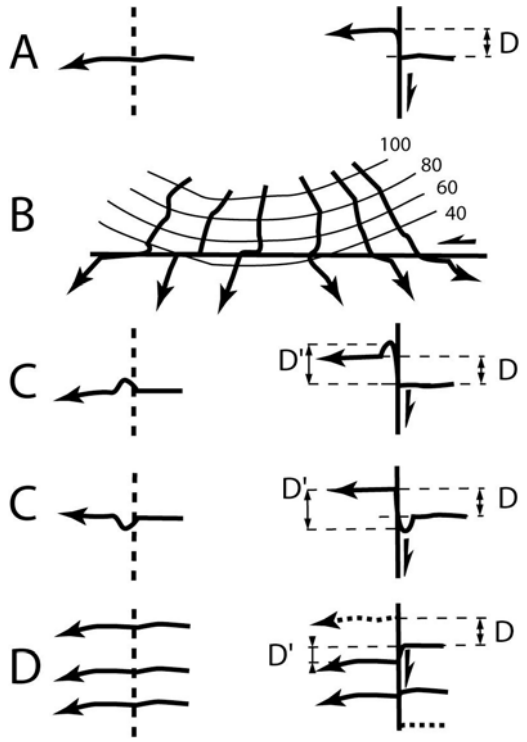


Figure D.3 : Différents types de décalage de rivières par une faille décrochante modifié d'après Gaudemer et al. [1989] et Huang [1993]. D = décalage tectonique ; D'=décalage apparent. (A) décalage simple ; (B) effet de la topographie sur les décalages de rivières ; (C) décalages formés postérieurement à une inflexion de la rivière au passage de la faille ; (D) phénomène de capture.

Dans le cas où le décalage apparent est compatible avec le sens du mouvement de la faille, les rivières majeures ont un décalage apparent souvent plus grand que ceux des petits drainages. De nombreuses études ont montrées qu'il existait une corrélation linéaire entre le décalage apparent et la longueur de drain en amont de la faille [e.g., Gaudemer et al., 1989]. En effet, l'érosion régressive du drainage et un déplacement horizontal constant de la faille

impliquent respectivement, que la longueur du drain amont et le rejet tectonique augmentent proportionnellement au temps. Cependant, ce n'est pas toujours le cas lorsque le décalage observé n'est pas le décalage réel ou lorsque l'extension du drain en amont de la faille est limitée par la morphologie du relief. L'érosion régressive qui produit l'allongement du drain vers l'amont peut être restreint par la topographie et les limites des bassins versants. Ce fut le cas dans notre étude, où les hautes montagnes du Haut Zagros longées par la Main Recent Fault ne permettent pas un développement important du réseau hydrographique sauf pour les drains majeurs qui recoupent les reliefs.

Les décalages apparents sont généralement expliqués (1) par les effets de la topographie (Figure D.3 B), (2) par la déflexion initiale du réseau au passage de la faille favorisée par la présence d'une zone de faiblesse (roche broyée, cataclase…) (Figure D.3 C), (3) ou par un processus de capture qui reflète l'union d'un chenal en amont de la faille avec un autre chenal en aval lorsqu'ils deviennent alignés par le mouvement latéral [Gaudemer et al. 1989; Huang, 1993] (Figure D.3). Il est favorisé si le déplacement de la faille est supérieur à l'écart moyen entre chaque cours d'eau [Peltzer et al., 1988]. Etant donné que les pentes raides des flancs de montagnes maintiennent des drainages peu espacés, ce contexte géographique sera favorable au phénomène de capture.

Cependant la hiérarchie et l'espacement irrégulier des cours d'eau de taille et d'incision variées, préservés de part et d'autre de la faille, peuvent être utilisés pour restaurer la géométrie initiale du réseau hydrographique avant les épisodes de captures. La restauration est réalisée à partir de supports comme les images satellites ou les cartes topographiques. Elle consiste à faire un rétro-déplacement le long de la faille jusqu'à obtenir une bonne corrélation du réseau amont/aval [Replumaz et al., 2001]. On obtient par ce procédé le décalage fini enregistré par le réseau.

1.2.3. Les décalages verticaux

Les pentes des cônes alluviaux ou des terrasses sont généralement constantes localement. Le passage d'une faille dont le mouvement à une composante verticale crée une rupture dans la continuité de leur pente formant un ressaut topographique. Le décalage en vertical peut alors être estimé par la réalisation de profils topographiques perpendiculaires au tracé de la faille. Selon l'ampleur du mouvement, les profils ont été effectués sur la carte topographique pour les rejets importants (dizaines de mètres) ou à l'aide d'un GPS cinématique sur le terrain pour les rejets faibles (métriques).

Principe du GPS cinématique

Le GPS cinématique demande deux récepteurs. Nous avons utilisé un système de deux récepteurs Trimble PRO XRS. Le premier est fixe et sert de base au second, mobile. Les deux récepteurs enregistrent leur position à partir d'au moins quatre satellites avec un temps d'acquisition minimum (1 seconde pour nos travaux). Le traitement des données à partir du logiciel Pathfinder Office® permet d'évaluer la position dans un référentiel terrestre de la base et la position du mobile par rapport à la base.

L'utilisation du GPS cinématique au cours de notre étude nous a permis d'acquérir un nombre important de points avec une bonne précision relative entre chaque point. Pour une distance entre les deux récepteurs inférieure à 3 kilomètres la précision est de quelques centimètres. Cette précision s'explique par le fait que la position relative d'un récepteur par rapport à l'autre peut s'affranchir de la plupart des erreurs qu'ils ont en communs. Ce système est adéquat pour la mesure précise de la topographie.

Mesure du décalage vertical

Théoriquement les pentes à l'amont et à l'aval de la faille inverse recoupant la surface d'une terrasse sont parallèles. La distance verticale entre les deux pentes exprime le décalage vertical [Avouac et Tapponnier, 1993; Gaudemer et al., 1995; Regard et al., 2005]. Des précautions sont à prendre lorsqu'il s'agit de la surface d'un cône dont le profil caractéristique dans le sens de la pente est courbe. Pour garder la même pente de part et d'autre de la faille, il faut mesurer les pentes sur une distance assez courte tout en prenant garde au phénomène de diffusion affectant la morphologie du ressaut topographique [Hsu et Pelletier, 2004], aux dépôts de pente résultant, et au rebond. Ces trois effets minimisent le décalage vertical.

1.3. Les méthodes de datations des marqueurs

Afin de calculer la vitesse de la faille, après avoir quantifier le décalage tectonique, nous avons daté les surfaces géomorphologiques décalées en utilisant deux méthodes de datation absolues. Les méthodes de datation sont présentées en détail en annexe. La première, appliquée pour tous les sites sélectionnés, est la datation cosmogénique ^{36}Cl. Les méthodes de datation utilisant les cosmonucléides sont les seules qui permettent de dater l'âge d'abandon d'une surface géomorphologique étant donné qu'elles permettent de quantifier le temps

d'exposition de cette surface au rayonnement cosmique. La deuxième méthode fut employée sur un site « test » parallèlement à la méthode ^{36}Cl. Elle est fondée sur les rapports des éléments radioactifs U/Th dans les carbonates détritiques. Elle fut utilisée sur la calcrète recouvrant la surface d'un cône. Cette méthode ne date pas la fin de la mise en place du cône, mais la formation de la calcrète à sa surface qui peut être synchrone ou postérieure à l'abandon du cône [Alonso-Zarza et al., 1998]. La combinaison de ces deux méthodes de datation est tentative inédite dans le domaine de la géologie. Elle permettrait d'apporter de nouvelles contraintes sur les âges d'exposition des surfaces d'abandon d'objets géomorphologiques tels que les cônes alluviaux.

2. Article: Quaternary rates of strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt

QUATERNARY RATES OF STRIKE-SLIP PARTITIONING IN THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT

Christine Authemayou [A] *, Olivier Bellier[A], Dominique Chardon[A 1], Lucilla Benedetti[A],

Zaman Malekzadeh[B], Christelle Claude[A], Bernard Angeletti[A],

Esmaeil Shabanian[B 2], Robert C Finkel [C],

Mohammad Reza Abbassi [B]

A : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (UMR CNRS 6635), Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

B: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Sholeh str., 8th Kohestan, Pasdaran, Tehran, I.R. Iran

C: Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National laboratory, L-206, 7000 Eadt Ave, Livermore, CA 94550, USA

To be submitted to *Journal of Geophysical Research*

* Corresponding author. Email: authemayou@cerege.fr; tel: 33 4 97 15 37, Fax: 33 4 42 97 15 59

1 Now at Institut de Recherche pour le Développement, UMR 161 - CEREGE, BP A5, 98848 Nouméa Cedex, New Caledonia

2 Now at Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (UMR CNRS 6635), Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Abstract

[1] In southern Iran, the NW-trending Zagros fold-and-thrust belt undergoes right-oblique convergence between Arabia and Eurasia. At the rear of the northwestern part of the belt, the NW-trending dextral Main Recent Fault accommodates partitioning of the oblique convergence. In the central Zagros, this fault connects to the northern termination of the N-trending dextral Kazerun Fault, affecting the entire width of the belt. Slip rates have been estimated on these two faults from lateral offsets of streams, fans and terraces, *in situ* cosmogenic ^{36}Cl exposure ages of cobbles sampled on the surface of these geomorphic features, as well a U-Th dating of calcretes cementing the cobbles. This study provides a mean slip rate of 5-7 mm/yr over the last 140-ka on the Main Recent fault implying a complete partitioning of the convergence along this fault. Horizontal slip rates along the Kazerun Fault are of 4 mm/yr for its northern strand, 2.5 - 3 mm/yr for the central fault zone and negligible for its southern fault zone. These results are consistent with southward distribution of the slip from along the Main Recent Fault to the longitudinal thrusts and folds of the fold-and-thrust belt through the Kazerun Fault, with a decrease of slip from the southeastern tip of the Main Recent Fault towards the southeastern termination of the Kazerun fault.

KEYWORDS: Iran; Zagros; Main Recent fault, Kazerun fault, strike-slip partitioning, active tectonics, fault slip rate, ^{36}Cl cosmogenic nuclide dating

1. Introduction

[2] The Zagros fold-and-thrust belt results from the collision between Arabia and Eurasia (Figure 1). The plate convergence vector has an N- to NNE-trending direction, approximately 45° oblique to the general trend of the western and central Zagros and normal to the trend of the eastern Zagros [e.g., *Vernant et al*., 2004a] (Figure 2). The accommodation mode of convergence therefore varies along the belt strike [*Talebian and Jackson,* 2004], due to the along strike convergence obliquity change.

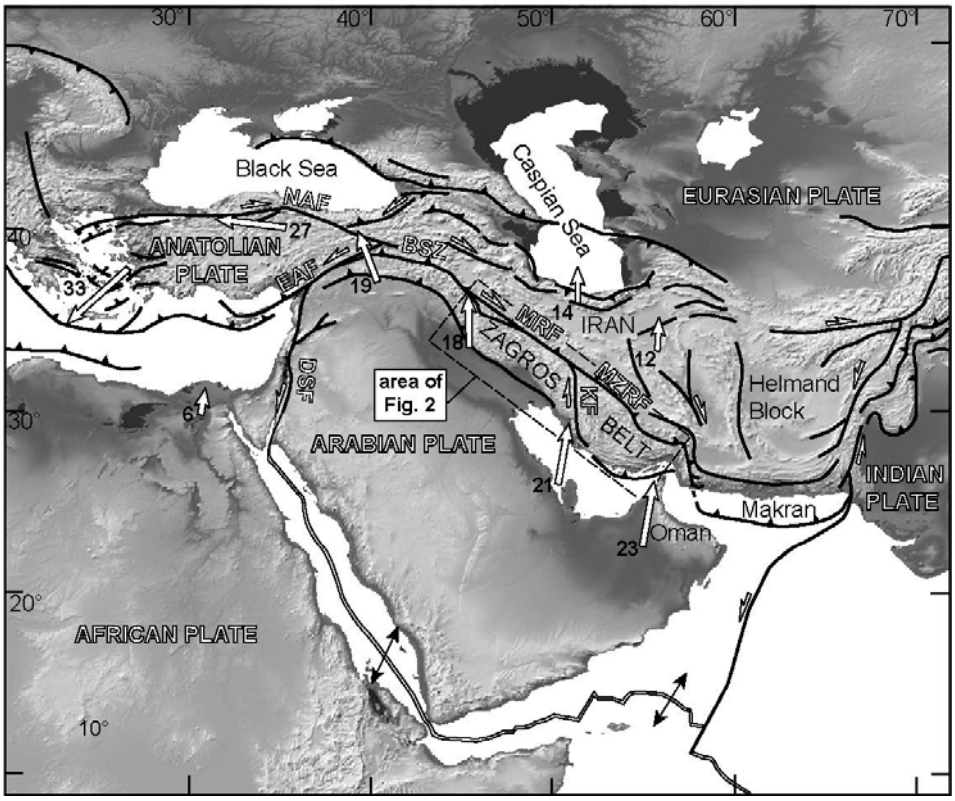


Figure 1 : Structural frame of the Alpine collision belt in the Middle East. BSZ – Bitlis Suture Zone; DSF – Dead Sea Fault; EAF – East Anatolian fault; KF – Kazerun fault; MRF – Main Recent fault; MZRF – Main Zagros reverse fault; NAF – North Anatolian fault. White arrows indicate velocity vectors with respect to stable Eurasia [*Reilinger et al.*, 1997; *Vernant et al.*, 2004a]. Velocities are given in mm/yr.

[3] The transition from oblique (western Zagros) to pure shortening (eastern Zagros) occurs in the vicinity of the connection between two major right-lateral strike-slip faults that play a first-order role in the strike-slip partitioning of oblique convergence in the Middle-East collision belt. These are the NW-trending Main Recent Fault (MRF), forming the northern boundary of the western Zagros, and the N-trending Kazerun Fault (KF) that cuts across the entire width of the belt (Figure 2) [*Authemayou et al.*, 2005].

[4] Geodetically- and long-term, geologically derived slip rates on the MRF range from 1-2 to 17 mm/yr [*Talebian and Jackson*, 2002; *Bachmanov et al.*,2004; *Vernant et Chéry*, submitted; *Walpersdorf et al.,* submitted]. Besides the fact that instantaneous and long term slip rates are integrated over drastically different time windows, this wide range of values is due to the imprecision regarding the age of initiation of slip on the fault (for long term slip rates) [*Authemayou et al.,* submitted], on the one hand, and to the degree of partitioning ascribed to the fault in accommodating geodetically measured across-strike shortening rates of the fold-and-thrust belt, on the other hand [*Vernant et Chéry*, submitted; *Authemayou et al.,* submitted]. If geologically derived slip rate on the KF has not yet been

rigorously determined, recent GPS measurements suggest c.a. 2 mm/yr of right lateral displacement on that fault [*Walpersdorf et al.,* submitted].

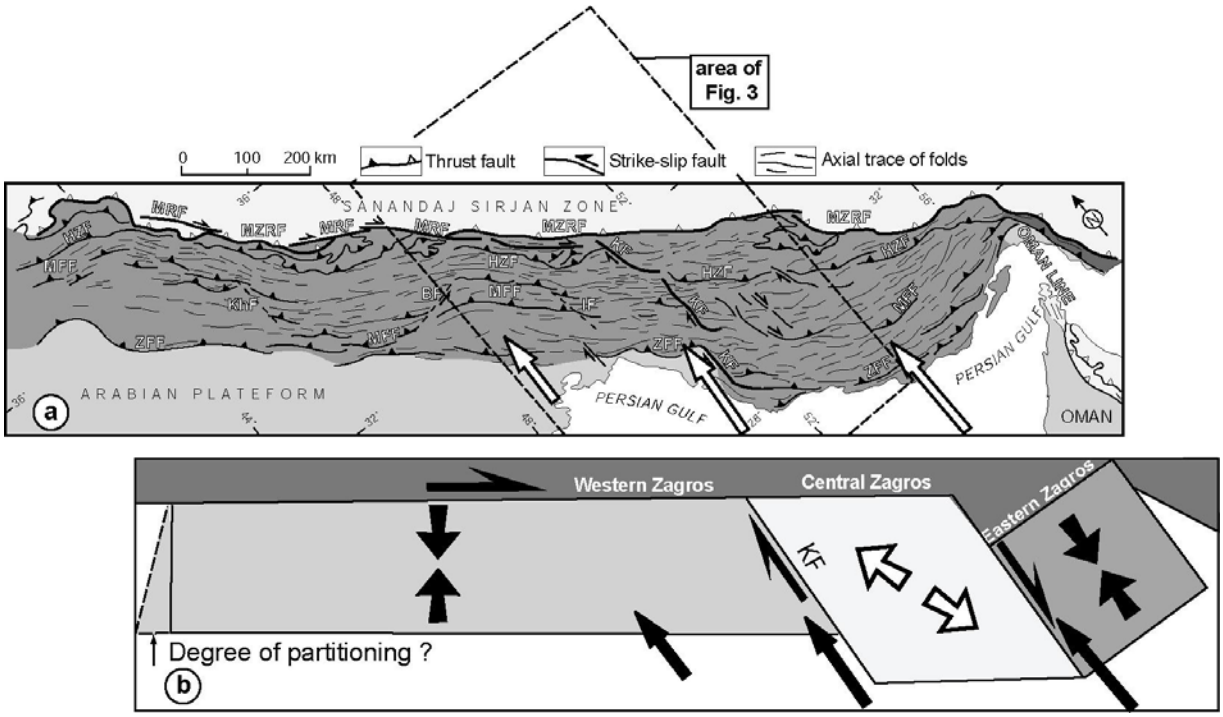


Figure 2 : (a) Structural map of the Zagros fold-and-thrust belt [after *Berberian*, 1995]. Computed shortening rates across the belt [*Vernant et al.*, 2004a] are shown. BF – Balarud Fault; IF – Izeh Fault; KhF – Khanaqin Fault; ZFF – Zagros Frontal Fault. [*Stocklin*, 1968; *Falcon*, 1974]. The map is located on Figure 1. (b) Synthetic scheme of the three deformation domains of the Zagros fold-and-thrust belt [after *Talebian and Jackson*, 2004].

[5] The aim of the present paper is to precise the slip rates on the southeastern strands of the MRF (between 49 and 52°E) and along each fault zone of the KF over an intermediate time scale (i.e., the Late Quaternary). The slip rates were determined combining the tectonic offset of geomorphic features such as stream channels, alluvial terraces and fans with their abandonment ages, which were estimated using cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating complemented with U/Th dating of carbonate concretions of the abandonment surfaces. The results allow constraining slip rates integrated over the past 140 Ka. Slip rates are of 5-7 mm/yr on the MRF and decrease on the KF from 4 mm/yr on its northern fault zone to 2.5 – 3 mm/yr on its central fault zone to become negligible on its southern fault zone. Compared to GPS data, these results require complete partitioning of oblique plate convergence across the Western Zagros along the MRF. The N-S decrease in the slip rate on the KF is also consistent with slip from along the MRF being transmitted to the KF and subsequently to the thrust ramps and folds of the belt through the thrust terminations of the various strands of that fault.

2. Seismotectonic setting

2. 1. The Zagros fold-and-thrust belt

[6] The NW-trending Zagros fold-and-thrust belt results from the collision between the Arabian plate and the Central Iran micro continents accreted onto the Eurasian plate during the Meso-Cenozoic [*Falcon*, 1969, 1974; *Haynes and McQuillian*, 1974; *Stöckin*, 1974; *Berberian and King*, 1981]. The northeastern boundary of the belt is marked by the suture zone that coincides with a major thrust, the Main Zagros Reverse Fault (MZRF), which is presently inactive (Figure 2) [*Berberian and King*, 1981; *Jackson and Mc Kenzie*, 1984; *Tatar et al*., 2002; *Yamini-fard*, 2003, in press]. GPS measurements indicate that Arabian and Eurasian plates converge with an N- to NNE-trending direction [e.g., *Vernant et al.*, 2004a]. The geodetically determined shortening rate varies across the Zagros from 4.5 ± 2 mm/yr in the northwest to 9 ± 2 mm/yr to the southeast. This variation results from the anticlockwise rotation of the Arabian plate [*Jackson and McKenzie*, 1988; *Vernant et al*., 2004a]. Two main strike slip faults cut the thrust belt. The Main Recent Fault (MRF) is one of the major right-lateral faults of the middle-east alpine collision belt than runs from eastern Anatolia to c.a. 51°E, parallel to the Zagros suture zone (Figure 2) [*Talebian and Jackson* 2002]. The Kazerun fault (KF) is a N-S trending right-lateral fault that cuts the entire width of the Zagros belt in the vicinity of 51°E [*Authemayou et al*., submitted, and references therein].

2. 2. The Main Recent Fault

[7] The MRF may be seen as a southeastern extension of the North Anatolian Fault [*Ricou et al.*, 1977; *Jackson and McKenzie*, 1984] although the MRF and the North Anatolian Fault are separated by major discontinuities south of the Caucasus [*Talebian and Jackson*, 2002] (Figure 1). The MRF runs parallel to and locally cuts across the MZRF. At its southern termination, the MRF branches on to the KF, which stretches from the southeastern tip of the MRF to the Persian Gulf [*Authemayou et al*., 2005].

[8] The MRF, which has caused major historical earthquakes (e.g., the 1909 Ms 7.4 Dorud event; *Tchalenko and Braud* [1974], *Berberian and Yeats* [2001]), has been shown to record a long-term to active dextral strike-slip regime, on the basis of fault-slip data analysis, tectonic geomorphology and earthquake focal mechanisms [*Berberian*, 1995; *Talebian and*

Jackson, 2002; *Bachmanov et al*., 2004; *Authemayou et al*., 2005; *Yamini-Fard et al*., 2003, in press].

[9] Southwest of the MRF, thrust faults have co-seismic slip vectors normal to the structural trend of the belt [*Talebian and Jackson*, 2004]. This, together with the fact that the focal mechanisms from along the MRF are purely strike-slip, suggests that oblique convergence is completely partitioned along the MRF [*Talebian and Jackson*, 2004] at least over the instrumental area. However, the amount of horizontal displacement and slip rate on the MRF are controversial. *Talebian and Jackson* [2002] have documented 50 km-long cumulated horizontal offset along the MRF. Assuming that the MRF formed about 3-5 Myr ago, they calculated an integrated slip rate of 10 - 17 mm/yr on the fault. They correlate the formation of the MRF with the onset of the major shortening phase documented in the Zagros [*Stocklin*, 1968; *Falcon*, 1974; *Stoneley*, 1981] as well as with a regional re-organisation of the Middle East collision zone [e.g., *Allen et al*., 2004]. On the basis of a geological compilation, *Authemayou et al.* [submitted] proposed an early Pliocene age for the onset of right-lateral slip along the MRF. Indeed, the fault cuts across faults and folds that were active during the Lower Baktiary Formation sedimentation, this formation being considered as Lower Pliocene in age [*James and Wynd*, 1965; *Authemayou et al.,* submitted].

[10] By assuming the 10 - 15-km of right-lateral displacement of early Pliocene pull-apart basins, Co*pley and Jackson* [Submitted] derive a slip rate of 2-5 mm/yr along the MRF close to its northwestern termination. Considering the offset of river valleys incised into a planation surface of supposedly post-glacial age (age on which they have not direct control) *Bachmanov et al*. [2004] have derived a 10 mm/yr slip rate for the MRF around 49°E (Figure 3).

[11] Instantaneous slip rate along the MRF deduced from GPS measurements [*Vernant et al*., 2004a] would be of 5 ± 1.5 mm/yr if the fault is considered to achieve complete partitioning of the 7 ± 2 mm/yr of N-S shortening measured around 50°E. Based on local GPS network surveys, *Walpersdorf et al*. [submitted] suggest a cumulated 4 - 6 mm/yr of right-lateral strike-slip across the whole eastern Zagros. Mechanical modelling of the regional GPS velocity field integrating rheological stratification of the lithosphere and various strength of the MRF would suggest a slip rate of 1 to 2 mm/yr on the MRF [*Vernant et al.*, 2004a; *Vernant et al.*, submitted].

2. 3. The Kazerun Fault

[12] The KF bounds to the west a set of transverse-oblique right-lateral strike-slip faults that are arranged into a fan-shaped fault pattern [*Authemayou et al*., 2005, submitted]. To the east of this fault pattern, the direction of the folds and the MZRF varies from NW- to W- trending (Figure 2).

[13] The KF is made of three N-trending fault zones with southern termination bent towards SE strike [*Authemayou et al*., 2005, Submitted]. These terminations connect to the NW-trending thrusts and ramp anticlines of the eastern Zagros. The deformation front of the Zagros is shifted 100 km southward to the east to the fault.

[14] Seismicity of the KF concentrates along its central part [*Baker et al*., 1993; *Berberian*, 1995; *Talebian and Jackson*, 2004], where at least two Holocene paleoearthquakes have been documented [*Bachmanov et al*., 2004]. I≥VIII historical events have also been reported on the central fault zone, which have repeatedly destroyed the Royal city of Bishâpur near Kazerun (in 266, and until the 10th century) [*Berberian and Tchalenko*, 1976].

[15] Estimated cumulated offset and derived slip rates along the KF are poorly constrained due to the lack of piercing points [*Authemayou et al.,* submitted, and references therein]. The 140 km of apparent offset of a major reverse fault across the KF was used by *Berberian* [1995] to compute a slip rate of 14.5 mm/yr since the early Miocene. However, this thrust is not necessarily the same synchronous structure on either side of the KF or may even be an originally bent structure. Based on local GPS network, *Walpersdorf et al*. [submitted] suggest a cumulated 6 ±2 mm/yr inferred across the whole N-trending right-lateral strike-slip fault system of the central Zagros and 2 mm/yr restricted to the KF. Along the southern fault zone, several paleoearthquakes with a dip-slip component were documented by *Bachmanov et al.* [2004], although these authors propose a right lateral slip rate of 4 -5 mm/yr based on the bending of a Late Pliocene anticline.

2. 4. Regional kinematic pattern

[16] Fault Kinematics analyses, seismicity and morphotectonic evidence indicate that the KF and associated faults of the fan shaped pattern are active right-lateral strike-slip structures that affect both the sedimentary cover and its basement [*Baker et al*., 1993; *Bachmanov et al*., 2004; *Authemayou et al*., 2005, submitted]. Displacements on the fan shaped fault pattern induce fold shearing, rotations and stretching [*Hessami et al*., 2001a;

Tatar et al., 2002; *Blanc et al*., 2004; *Talebian and Jackson*, 2004; *Authemayou et al.*, submitted].

[17] Integrated kinematic and morphotectonic analysis of the MRF, KF and associated faults led *Authemayou et al*. [2005, submitted] to propose that the fan shaped fault pattern including the KF distributes slip from along the MRF towards the interior of the Zagros fold-and-thrust belt. This would be achieved through the connection between the MRF and the KF and the bent thrust terminations of each strike-slip fault zone of the KF and associated faults. Such a kinematic model requires that slip rate along the KF should nearly equate that of the MRF slip rate for he northern KF and that the KF slip rate decrease southward because of the transfer of strike-slip to the thrust ramps of the belt. On of the aims of the present analysis is to document / test this model.

3. Materials and methods

3. 1. Tectonic geomorphology

[18] Active fault traces of the MRF and KF were investigated by field mapping and 1: 50,000-scale topographic maps (with contour intervals of 20 m) analysis, which complemented the interpretation and analysis of 10 and 5-m resolution SPOT images,15-m resolution LANDSAT images, and the SRTM-90 digital elevation model. Typical tectonic landforms associated with active strike-slip faulting, such as deflected or offset stream channels, offset ridges, offset alluvial fans and terraces, and fault scarps, are recognized along the MRF and the KF. Alluvial fans and terraces displaced by the faults and/or the distorted/offset drainage carved into these features after their abandonment have been used to evaluate horizontal offsets of the two faults at several locations.

3. 2. ^{36}Cl exposure dating

[19] To derive a lateral slip rate on the MRF and the KF , we have determined in situ-produced ^{36}Cl exposure age of the carbonate boulders sampled on the surfaces of offseted fans or terraces. In carbonate rocks, in situ ^{36}Cl is produced primarily by interaction of cosmic rays neutrons and muons with Ca and Cl. Although production by thermal and epithermal neutrons from Cl is maximum at 20-50 cm depth, the total production rate can be described as an exponential decrease with depth with in situ ^{36}Cl that mostly accumulated at the surface

[*Gosse and Phillips*, 2001]. The accumulation of a cosmogenic nuclide in a rock at the surface with time follow this equation :

$$N(t) = N(0)e^{-\lambda t} + \frac{P}{\lambda + \varepsilon\mu}(1 - e^{-(\lambda+\varepsilon\mu)t})$$

where N(t) is the concentration at time t (yr), P is the surface production rate (atom/g/yr), λ is the decay constant of the radioactive nuclide (2.303 10^{-6} yr^{-1}), ε is the erosion rate (cm/yr), μ is the absorption coefficient (cm^{-1}), equal to ρ/L, where ρ is the density of the sampled rock (2.7 g/cm^3 for carbonate rocks), and L is the absorption mean free path for interacting cosmic secondary particles in the rock (160 g/cm^2). N(0) is the inheritance component.

[20] After separation of the cobbles from the surrounding calcrete, the samples were grinded, leached and chlorine was chemically extracted by precipitation of silver chloride. While the chemistry was done in CEREGE, the ^{36}Cl and chloride concentration in the carbonate was determined for all samples by isotope dilution accelerator mass spectrometry at the Lawrence Livermore National Laboratory CAMS facility. Blanks were two orders of magnitude lower than the samples and replicates were within less than 5% similar.

[21] Surface exposure ages were calculated using ^{36}Cl production rates from calcium and chlorine of *Stone et al*. [1998] for all relevant pathways. Other published production rates [*Swanson and Caffee*, 2001 and other references there in] are higher than the *Stone et al*. [1998] value and would lead to younger ages (by about 20%). Those production rate were calculated at our site latitude and altitude using *Lal* [1991] coefficients. The exposure ages presented in Table 1 include analysis and processing errors, as well as error on *Stone et al.* [1998] production rate.

[22] We have sampled mainly on the zone least incised by streams at the middle of ridges and far enough from the fan apex to avoid younger deposits. The samples were taken on the calcrete surface, this ensures a stable surface since the concretion stage.

[23] We make the assumption of negligible erosional loss because we have no constraints on the erosion rate. But this assumption is also in agreement with the low erosion rates of the order of 0.01 to 0.02 mm/yr estimated by Th/U disequilibria analyses in carbonate-rich soils of central Syria, in a semi-arid environment comparable to that of the Zagros [*Hillaire-Marcel et al.*, 1990; *Ghabel et al.*, 1990]. With this assumption, ^{36}Cl cosmogenic dating is interpreted to give a minimum surface exposure age [*Cerling and Craig*, 1994]. The presence of calcrete cementing the surface of several of the fans (sites 4, 7 and

9a), together with the well preserved shape of the envelop of the fans further argues for a limited to negligible rate of erosion of their abandonment surfaces. Consequently, surface exposure ages can reasonably be taken as reflecting the minimum abandonment age of the surface of the fans /terraces.

3. 3. U-Th dating of capping calcretes

[24] We have used the U-series isochron technique for dating the authigenic carbonate fraction of the calcrete containing the pebbles analysed for ^{36}Cl. Samples are assumed to contain coeval authigenic carbonate fraction [*Bichoff and Fitzpatrick*, 1991]. The isochrone technique is the most appropriate U-series method for dating surficial carbonates because it corrects the data for detrital contamination. Statistical summaries of the fit of the isochrone to the dataset indicate whether the carbonate has remained closed to losses or gains in U/Th and, therefore, whether the derived date is reliable [*Bischoff and Fitzpatrick*, 1991; *Ludwig and Titterington*, 1994].

4. Determination of slip rates on the Main Recent Fault

[25] We have investigated three main strands of the southeastern part of the MRF between 49 and 52°E, referred to as the northwestern, northeastern and southwestern fault zones (Figure 3). The northwestern fault zone marks the single trace of the MRF passing through Dorud. This fault zone splits towards the SE around 49°30'E into the northeastern and southwestern fault zones (Figure 3). These two fault zones in turn merge around 51°E in the vicinity of the junction between the MRF and the KF.

4. 1. Northeastern fault zone (site 4)

4. 1. 1. Tectonic geomorphology

[26] At site 4 (Figures 3 and 4) the northeastern fault zone crosscuts several alluvial fans. The surface of the studied fan is capped by a 80-cm-thick calcrete (Figure 4c). The carbonate matrix contains numerous millimetre-scale detrital grains and wraps centimetric to metric-scale limestone pebbles. The duricrusted fan surface is incised by by 10- to 25-m-deep stream channels. Fault displacement has produced an escarpment in the fan's surface and is

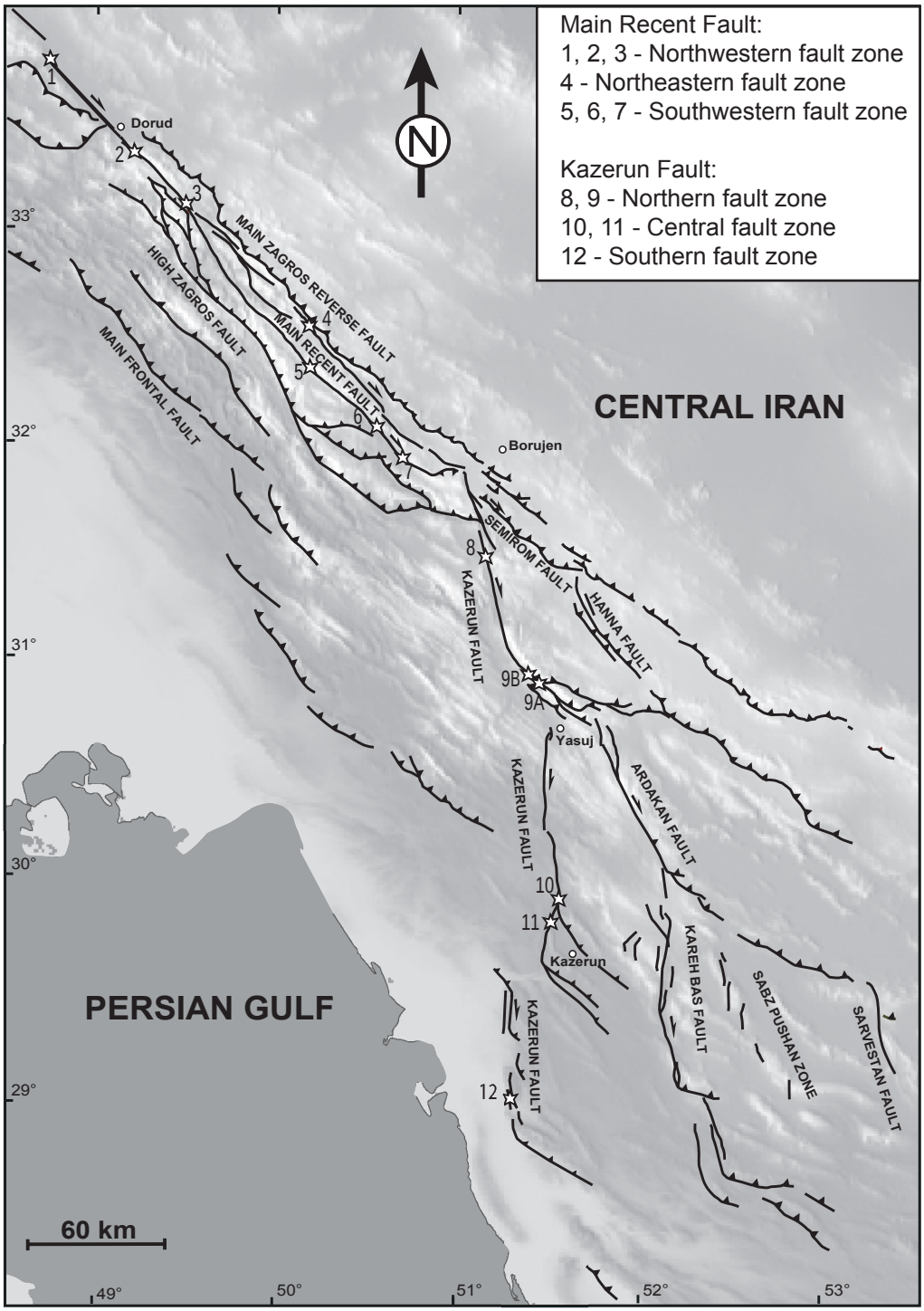


Figure 3 : Traces of active faults in the Central Zagros with geomorphic sites of this study on the GTOPO 30 digital elevation model. Stars designate study sites.

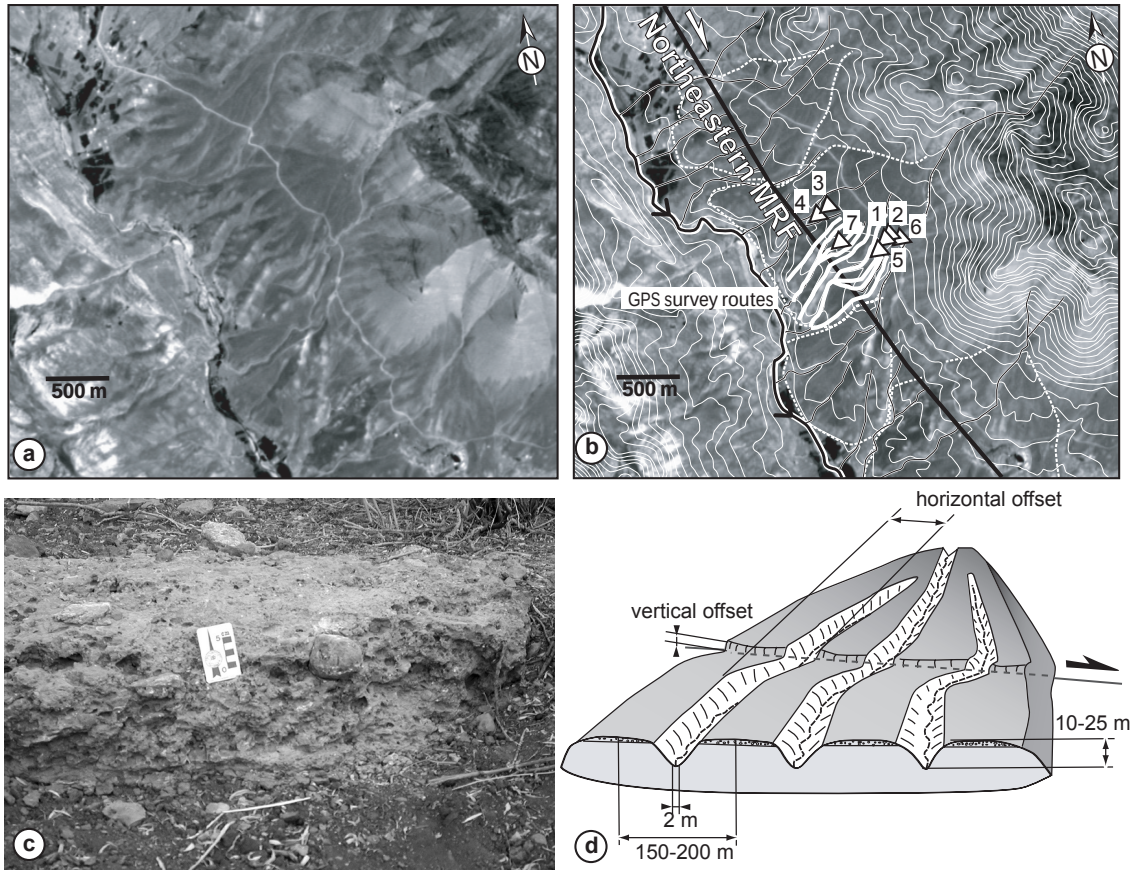


Figure 4 : (a) SPOT satellite image of the northeastern fault zone of the MRF at site 4. (b) Same image with elevation contours, the drainage pattern (black lines), and the active fault trace and the boundaries of the studied fan (white dashed lines). GPS survey routes are shown by white lines, and locations of the geochronological samples are shown by triangles (sample numbers refer to Table 1). (c) View of the calcrete topping the fan deposits. (d) 3D schematic view of the offset streams incised in the fan.

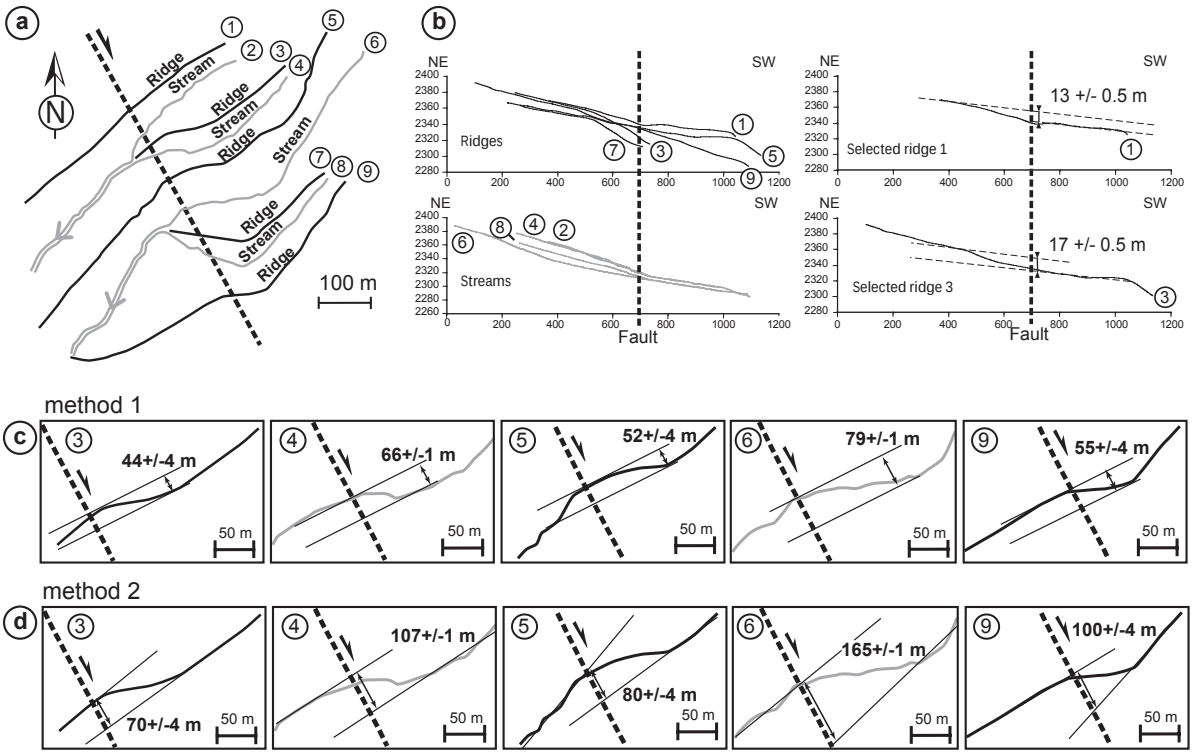


Figure 5 : (a) Map view of the differential GPS survey along the ridges and streams at site 4 (numbers refer to profiles used for offset measurement). (b) Topographic profiles of streams and ridges projected on a section perpendicular to the fault trace (see text for comments). (c) Lateral offset measurements by using method 1. (d) Lateral offset measurements by using method 2. The resolution of the map, and the derived ridge / channel offsets along the fault depends on the precision in locating the channel beds and ridge's crests in the field. The uncertainty in locating the channel beds and ridge's crests is estimated at 2 and 4 m, respectively.

visible in the lateral distortion of the channels (Figure 4b,d). We have undertaken differential GPS surveys to map the traces of the channel beds and intervening ridges (Figure 5a). Horizontal stream offsets were measured from the map and vertical offsets were measured from profiles perpendicular to the fault scarp (Figure 5).

[27] Two methods have been used to estimate the horizontal offset (Figure 5c, d). The first one uses the two inflexion points created by the offset. The horizontal offset is the distance between these two points projected onto the fault trace (Figure 5c). The second one uses the asymptotes of the upstream and the downstream on both sides of the fault that are projected onto the fault trace, offsets being measured along the fault's strike (Figure 5d). Cumulative lateral stream offset ranges from 40 to 80 m with a mean offset of 58.9 m (first method), and from 66 to 167 m with a mean offset of 104.5 m (second method) (Table 2).

[28] The topographic vertical offsets of the crest of the two main ridges that crosses the fault trace (Figure 5b) is of 13 and 17 m. Interestingly, stream channel profiles (Figure 5b) display a systematic inflection point above the fault trace, attesting to the syn- to post-incision movement along the fault. This also allows to locate the fault trace more precisely.

4. 1. 2. Dating

[29] We collected seven pebbles embedded in the capping calcrete of the fan for ^{36}Cl exposure dating (Figure 4b). Shielding by the surrounding topography was measured in the field and found to be negligible. Exposure ages range between 41 ± 5 ka and 143 ± 16 ka (Figure 6, Table 1). A group of age can be discerned between 41 ± 5 ka and 62 ± 7 ka and two samples give older ages (Figure 6a). We plotted the sum of the Gaussian age probability distributions for all dated samples [*Lowel*, 1995], expressed as [*Taylor*, 1997]:

$$Psum(t) = \sum_i e^{-(t-ai)^2/2\sigma i^2} / \sigma i\sqrt{2\pi}$$

where t is time, ai is the exposure age of sample i and $2\sigma i$ the reported error (Figure 6b). The curve shows distinct peaks corresponding to the clustering of age inferred from simple inspection of the data. This representation may be used to eliminate the two oldest samples as outliers.

[30] These two samples could contain inherited ^{36}Cl (inducing older exposure ages) associated with the cosmic ray exposure before the deposit. However, as the rather small catchment basin area of the fan implies short transport time and little along-stream storage, the probability of inheritance is low. The gain of ^{36}Cl could come from post-depositional neutron thermal and epithermal flux that induces ^{36}Cl production increase. This flux is

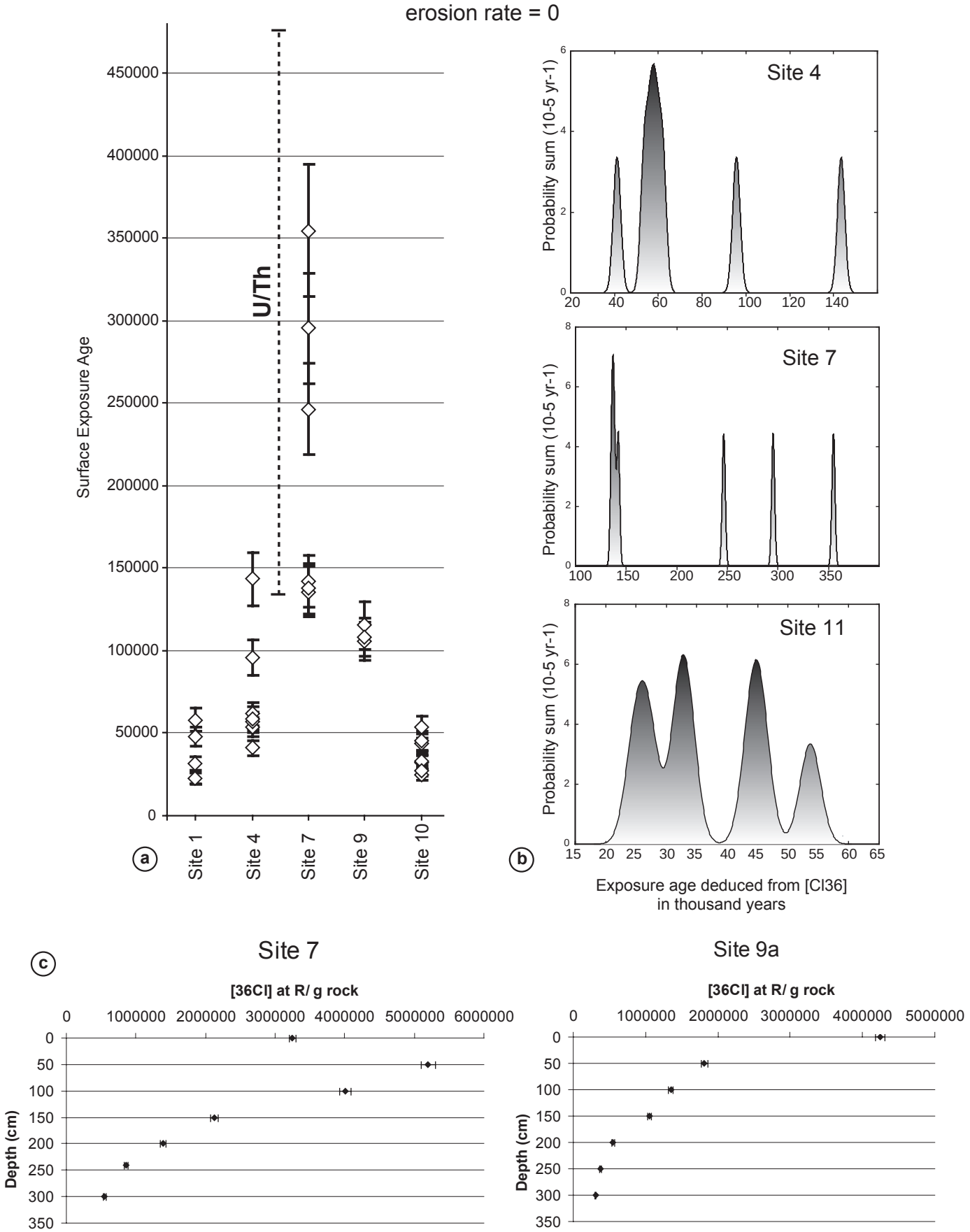


Figure 6 : (a) Exposure ages of samples for each site, with corresponding error bars calculated with the assumption of a denudation rate negligible. The vertical bar indicates the age of the calcrete measured by U/Th dating. (b) Age probability sums curves for sites 4, 7 and 11 (see discussion in the text). (c) Profiles of ^{36}Cl concentration with depth at site 7 and site 9a (sample have been collected every 50 cm).

favoured by a snow cover or if the pebbles are buried tens to 50-cm-deep. Indeed, this depth is the location of the neutron thermal peak [*Bierman*, 1994; *Liu et al*., 1994]. The last hypothesis may apply to sample 1 (Table 1) that was sampled at 15-cm-depth. With an elevation of c.a. 2400-m, site 4 is covered by snow every winter. Thus statistical results (Figure 6b) favour a fan exposure age between 41 ka and 62 ka as the excess of ^{36}Cl production rate for the other pebbles is independent from the exposure time.

Site	Altitude (m)	Latitude (°N)	Sample	Ca dissolved (g)	Cl (ppm)	^{36}Cl [10^5 atoms (g rock)$^{-1}$]	Production [atoms (g rock)$^{-1}$ yr^{-1}]	Age (10^3yr)
site 4	2390	32,56	1	9,79	32	74,28 ± 0,85	60,79 ± 6,08	143 ± 16
site 4	2389	32,56	2	12,04	26	74,86 ± 0,85	87,19 ± 8,72	96 ± 11
site 4	2380	32,56	3	12,61	24	50,58 ± 0,63	100,28 ± 10,03	54 ± 6
site 4	2370	32,56	4	12,82	48	51,91 ± 0,59	97,79 ± 9,78	57 ± 6
site 4	2385	32,56	5	11,41	23	52,26 ± 0,67	90,55 ± 9,05	62 ± 7
site 4	2383	32,56	6	11,13	28	34,55 ± 0,50	88,03 ± 8,80	41 ± 5
site 4	2370	32,56	7	10,69	27	41,33 ± 0,61	75,02 ± 7,50	59 ± 7
site 7	2063	31,92	8	11,13	53	81,26 ± 0,97	67,04 ± 6,70	142 ± 16
site 7	2080	31,92	9	7,56	265	151,24 ± 1,83	62,39 ± 6,24	355 ± 40
site 7	2078	31,92	10	12,13	51	83,12 ± 0,90	71,29 ± 7,13	136 ±15
site 7	2090	31,92	11	7,21	296	153,55 ± 1,96	71,66 ± 7,17	295 ± 33
site 7	2078	31,92	12	13,56	67	102,44 ± 1,17	86,75 ± 8,68	138 ± 15
site 7	2080	31,92	13	6,70	213	107,87 ± 1,33	57,35 ± 5,73	247 ± 28
site 1	1520	33,74	14	11,45	34	12,11 ± 0,50	56,19 ± 5,62	22 ± 3
site 1	1520	33,74	15	13,02	37	31,71 ± 0,50	58,22 ± 5,82	58 ± 7
site 1	1520	33,74	16	11,83	48	23,75 ± 0,41	52,14 ± 5,21	48 ± 6
site 1	1520	33,74	17	15,35	29	16,03 ± 0,60	53,29 ± 5,33	31 ± 4
site 9a	2110	30,84	18	12,17	36	66,63 ± 0,72	70,91 ± 7,09	106 ± 12
site 9a	2105	30,84	19	12,71	23	69,16 ± 0,17	68,25 ± 6,83	115 ± 14
site 9a	2100	30,84	20	12,23	51	74,16 ± 0,58	77,27 ± 7,73	108 ± 12
site 10	993	29,88	21	13,01	101	12,30 ± 0,32	39,78 ± 3,98	32 ± 4
site 10	993	29,88	22	13,31	88	16,50 ± 0,41	39,38 ± 3,94	44 ± 6
site 10	978	29,88	23	9,61	321	13,51 ± 0,33	42,02 ± 4,20	33 ± 4
site 10	964	29,88	24	11,86	83	9,01 ± 0,21	37,19 ± 3,72	25 ± 3
site 10	966	29,88	25	12,14	172	18,73± 0,37	43,36 ± 4,34	45 ± 5
site 10	968	29,88	26	11,85	213	24,61± 4,33	48,72 ± 4,87	54 ± 6
site 10	973	29,88	27	12,81	54	9,90± 0,21	37,64 ± 3,76	27 ± 3

Table 1 : ^{36}Cl calculated surface abandonment ages with site characteristics. The assumption of negligible erosion implies a calculated minimum boundary for surface exposure ages [Cerling and Craig, 1994]. The minimum exposures ages have been calculated using ^{36}Cl production rates from calcium of *Stone et al*. [1998] with altitude- and latitude dependant coefficients of *Lal* [1991]. Scaling factors for ^{36}Cl production by neutrons and muons were calculated at each site (see [Stone, 1996; Stone, 1998] and references therein). Calcium content in each sample was measured by ICP at CEREGE. ^{36}Cl measurements were standardized relative to NIST ^{36}Cl standard.

4. 1. 3. Slip rates

[31] We combined the stream / ridge offset along the fault with the ^{36}Cl exposure ages of the fan retained above to compute a slip rate on the fault. Slip rates range from 0.6 to 2.0 mm/yr with the first offset measurement method, and from 1.1 to 4.1 mm/yr using the second method. As the offset streams incise the fan and the exposure ages come from the pre-incision abandonment surface of the fan, the result therefore provides a minimum slip rate for the fault.

Fault	Site	method	min horiz offset (m)	max horiz offset (m)	Exposure age range		min slip rate (mm/yr)	max slip rate (mm/yr)
					min age (yr)	max age (yr)		
MRF								
MRF NE	4	1	40	48	41000	62000	0,6	1,2
			65	67			1,0	1,6
			48	56			0,8	1,4
			78	80			1,3	2,0
			51	56			0,8	1,4
	4	2	66	74	41000	62000	1,1	1,8
			106	108			1,7	2,6
			76	84			1,2	2,0
			164	167			2,6	4,1
			96	104			1,5	2,5
MRF SE	7		640	660	136000	142000	4,5	4,9
MRF W	1		200	260	22000	58000	3,4	11,8
	3		730	780	136000	142000	5,1	5,7
MRF SE + MRF NE							5.5	6.1
							6.2	6.7
KF								
Northern fault zone	8		530	570	136000	142000	3,7	4,2
	9b		280	330	106000	115000	2,4	3,1
Central fault zone	11		50	70	25000	33000	1,5	2,8
			60	80			1,8	3,2
			65	85			2,0	3,4
			80	100			2,4	4,0
			70	90			2,1	3,6
			60	80			1,8	3,2
			60	80			1,8	3,2
			90	110			2,7	4,4
			85	105			2,6	4,2
Southern fault zone	12		0	0			0,0	0,0

Table 2 : Horizontal tectonic offsets and corresponding slip rate estimates along the Main Recent Fault and the Kazerun Fault. The minimum and maximum horizontal offsets for each geomorphic marker takes into account the errors inherent to the differential GPS measurements and the offset measurement. Minimum and maximum exposure ages are the bounds to the range of ^{36}Cl ages deduced for each site from the statistical results shown in Figure 6. They are used to calculate the slip rate. These values are given considering negligible erosion rates.

[32] A mean centred slip rate of 1.0 – 1.2 mm/yr is derived from the individual slip rates using the first offset measurement method (Table 2; Figure 7a). With the second method, mean centred slip rate range from 1.7 to 1.8 mm/yr (Table 2; Figure 7b). This estimate technique of the slip rate supposes that streams have the same age and thus record the same offset. Stream 4 was excluded for computing the mean centred slip rates range. This large apparent stream offset may indeed result from the presence of an early inflection of its course before the onset of slip on the fault.

[33] Combining the vertical topographic offsets (Figure 5b) with the exposure ages leads to vertical slip rates of 0.2 to 0.4 mm/yr. This points to a slight transpressionnal component of Late Quaternary slip on the northeastern fault zone, which may be explained by its 150°E strike that deviates from the general N135°E trend of the MRF.

4. 2. Southwestern fault zone

4. 2. 1. Offset of alluvial fans' feeder valleys

[34] At site 7, the fault zone cuts across upstream watershed basins of two large alluvial fans (Figure 8a). The surface of the fans is capped by an at least 50-cm-thick calcrete that allowed relatively good preservation of the original surface envelop despite their dissection (e.g., the 80-m-deep canyon across the eastern fan; Figure 8e).

[35] The two fans are considered as contemporaneous on the basis of their size, topography, dissection, and the material they contain. Furthermore, the two fans have comparable transversal topographic profiles (Figure 8e) and do no show evidence for diachronous emplacement such as cut-and-fill structures. Field observations further indicate similar morphologies for the two fans, with the same order and pattern of minor incision and a duricrusted surface (Figure 8d). The absence of a major canyon across the western fan may be explained by the small size of the watershed basin that has been brought by faulting against the apex of that fan (Figure 8a,b).

[36] The southwestern fault zone is seen to displace right-laterally the source stream channel of the eastern fan. It also displaces the apex of the western fan from its source valley by 650 ±10 m (Figure 8b, c), suggesting this offset postdates fan emplacement.

4. 2. 2. Offset of streams (sites 5 and 6)

[37] To the east of site 7 along the southwestern fault zone, sites 5 and 6 (Figure 3) show minor steep (~30°) stream network incising the SW-facing fault scarp (Figure 9). Right-

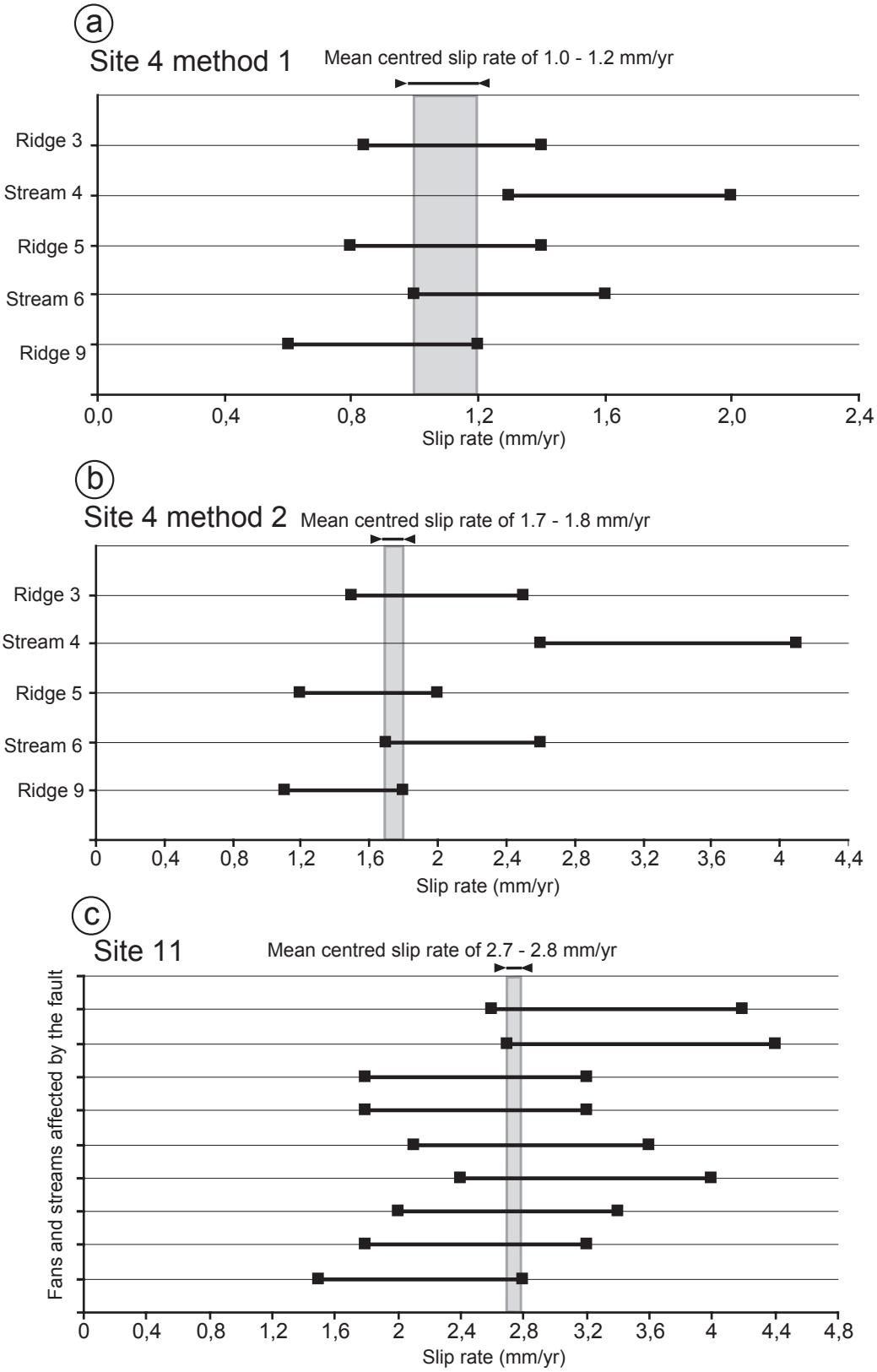


Figure 7 : Slip rates determined at site 4 (a) with the first offset measurement method and (b) with the second offset measurement method, and (c) at site 10. Mean centred slip rates are also shown. See Table 2 for data.

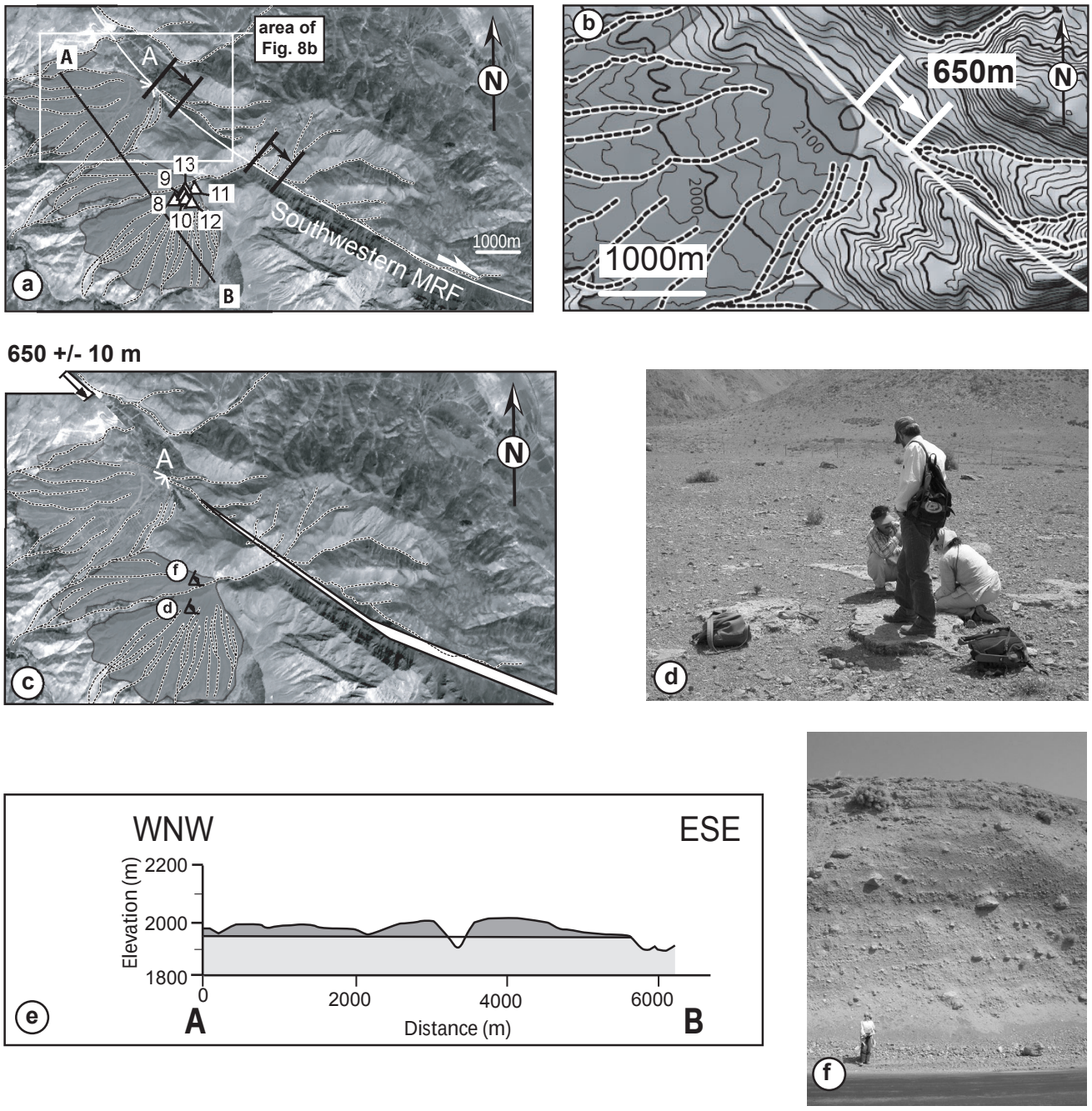


Figure 8 : Morphotectonics of site 7 on the southeastern fault zone of the MRF. (a) 5-m resolution SPOT image showing the two alluvial fans, their relations to the fault, their drainage pattern, and 36Cl sample locations. The 650-m-offset of the apexes with respect to their feeder valley are shown. (b) Topography and shaded relief map of the apex of the western fan (contours are 20 m). (c) 650-m restoration of dextral slip. (d) View of the sampled calcrete surface of the eastern fan (located on Fig 8c). (e) Vertical cross section AB located in the Fig. 8a. (f) Photograph of outcrop in the western fan (located on Fig. 8c)

lateral offsets are observed but the amount of offset differs and some channels come to abut against the escarpment (Figure 9). It means that streams have been affected by capture and abandonment along the fault. Most of these apparent stream offsets should therefore reflect a minimum post-incision offset of the streams. However, the hierarchy and irregular spacing of streams of various sizes and entrenchments, which can be preserved on either side of the fault, may be used to restore the network's initial geometry. Indeed, the spacing pattern of the upstream channels should generally remain correlated to that of the downstream channels especially if the channels are entrenched as it is the case for the streams of this study.

[38] We have removed the effects of the fault motion by calculating the backward motion of the fault that removes the kinks of streams by finding acceptable fits between the downstream and upstream channels. Since the apparent offsets are variable, cancelling some of them does not providing satisfactory restoration of the entire drainage. The best qualitative fit of the drainage network however is obtained by sliding the northwestern side of the fault 600 ± 20 m northeastward for site 5 (Figure 9a) and 650 ± 20 m for site 6 (Figure 9b).

[39] For site 5, we used the isolated stream offset indicated on Figure 9a by dashed line that discards a passive capture process. For site 6, we used the largest apparent stream offset of 650 ± 20 m (Figure 9b). After reconstruction, no large abandoned downstream channel or dammed upstream channels remains. The amount of offsets of sites 5 and 6 agrees with the one of site 7. Such homogenous offset found along 70 km-long fault trace indicates that fan emplacement and drainage formation likely result from a climate-driven episode.

4. 2. 3. Dating and regional correlations

[40] We have sampled the eastern alluvial fan at site 7 for ^{36}Cl surface exposure dating (Figure 6). Unfortunately, human induced reworking of the surface of the western fan prevented appropriate sampling. One distinguishes a group of three samples around 136 - 142 ka (Figure 6b, Table 1). Three other samples lie well over this group with ages between 247 - 355 ka.

[41] A depth profile has been sampled in this fan in order to estimate both the erosion rate and the exposure age of the alluvial surface through modelling of the measured decrease with depth of in-situ produced ^{36}Cl concentration using an inversion method (Figure 6c) [*Phillips et al.,* 2003; *Siame et al.,* 2004]. Unfortunately, this could not be done because the apparent age calculated with the depth-profiling technique is around twice times younger than the exposure surface ages. This could be due to the fact that this profile was sampled in a pre-existing excavation implying that the top of the profile is prone to erosional degradation. The

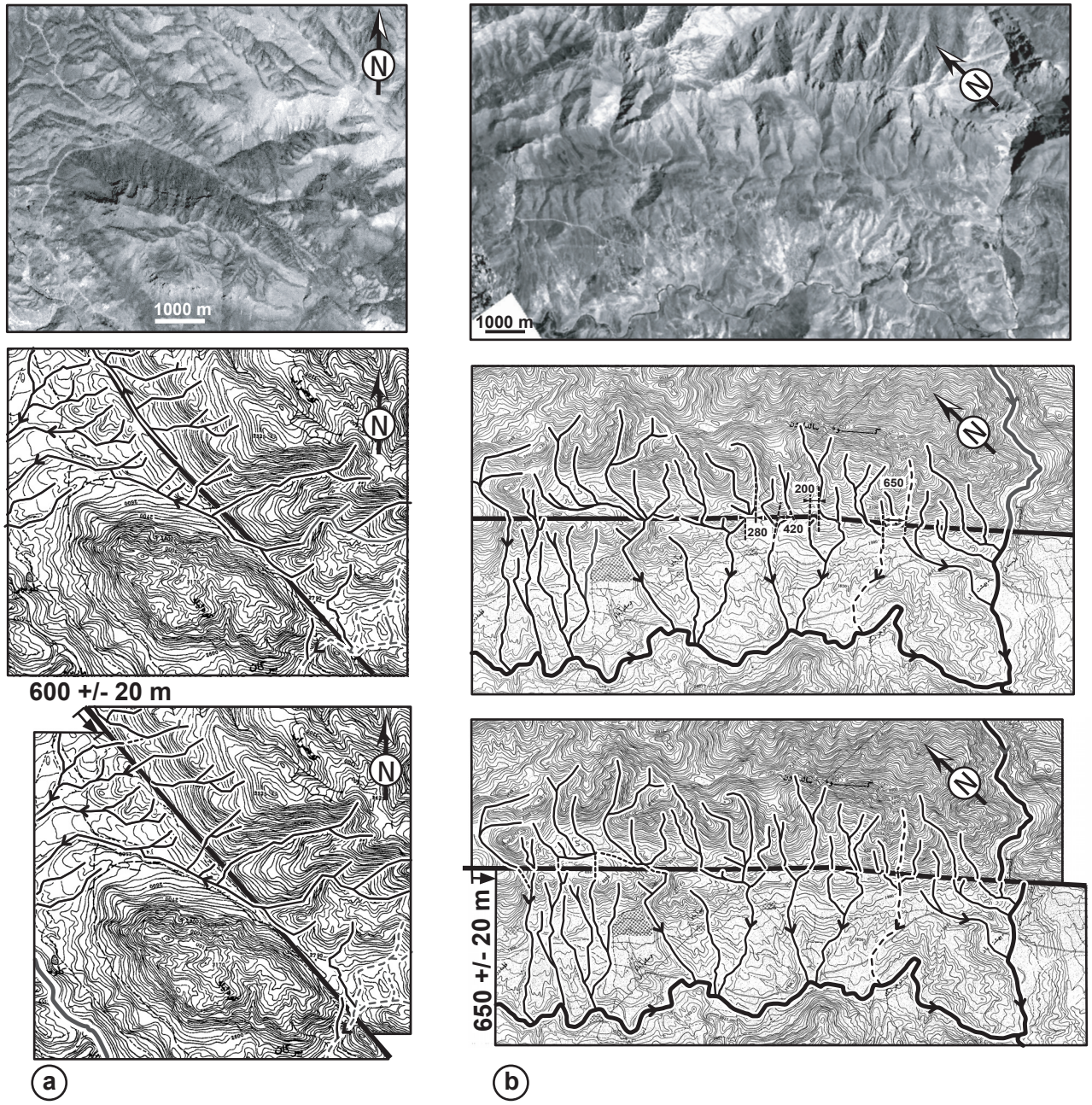


Figure 9 : Tectonic geomorphology, stream offsets and restoration of slip along the southeastern fault zone of the MRF at sites 5 (a) and 6 (b). Top: 10-m resolution SPOT satellite image. Middle: corresponding topographic map with the mapped stream channels. Bottom: restoration of right-lateral offsets of the stream channels.
Dashed lines show the stream channels used to make the reconstruction of the drainage pattern. Topography is after the topographic map of Iran at 1/50,000 scale. Contours are 20 m. See Figure 3 for location of sites 5 and 6.

depth is underestimated. However, ^{36}Cl concentration forms an exponential curve with the depth. This means that the surface is stable and homogeneous since fan emplacement. Furthermore, as the profile reaches a negligible ^{36}Cl concentration at depth, there is no significant inheritance (exposure before deposition) in pebbles that are now exposed at the surface.

[42] Thus, we must consider, as for site 4, that the three older samples have undergone post-depositional thermal and epithermal neutron flux due to inhomogeneous snow cover, little cobble remobilization or burial [*Bierman*, 1994; *Liu et al.*, 1994], especially because these pebbles have high natural chlorine concentration having induced a high ^{36}Cl production (Table 1). Consequently, as the ^{36}Cl production rate is independent from the exposure time, statistical results (Figure 6b) favour a fan exposure age between 136 ka and 142 ka indicated by the three well-clustered sample ages.

[43] We have used the U-series isochron technique for dating the authigenic carbonate fraction of the calcrete embedding the pebbles analysed for ^{36}Cl. For the calcrete of site 7, it is possible to place a best-fit isochron through the dataset to produce a low-constraint age of 307 ± 170 ka. The lower boundary (137 ka) U/Th age is in agreement with the main group of ^{36}Cl exposure ages obtained on the pebbles (Figure 6a). The other ^{36}Cl exposure ages (247 to 355 ka) lie within the error of the isochron. The consistency between the results of the two different methods further supports the hypothesis of a negligible erosion rate to calculate the ^{36}Cl exposure ages.

[44] Calcrete formation is classically and generally ascribed to relatively dry climate periods. Fan materials show gentle stratification without sedimentological sorting features of clasts and metric boulders in a sandy to silty matrix (Figure 8f). These deposits can be viewed as debris-flow deposits that characterize fans in semi-arid region [*Nilsen*, 1982]. The lack of moraine and glacial morphology of the valleys of the study area [*Oberlander*, 1965] and the low fan surface slope gradient further suggest that the fans at site 7 are not humid-glacial fans [*Ryder*, 1971].

[45] These fans compare to a primitive deposit of regional extension described in the Makran prism (Figure 8) that juxposes the Zagros fold-and-thrust belt to the Southeast. Geological, geomorphic and archeological data [*Dufaure et al.*, 1977; Regard et al., 2005] indicate a Mid Pleistocene age for this deposit, during a humid period corresponding to the worldwild deglaciation between isotopic stages 6 and 5e, and before the onset of the last interglacial (~125 ±20ka) [*Imbrie et al.*, 1990]. This rather dry period between 120-140 ka is recorded, among others, by composit oxygen isotope record derived from speleothems at

Pequiin and Soreq caves in Israel [*Bar-Matthiews et al*., 2003] and from speleothems at Hoti Cave in Northern Oman [*Fleitmann et al*., 2003]. The first site was undergoing the influence of the Mediterranean climate at that time, whereas, contemporaneously, the second site saw the intertropical convergence zone moving north into the Arabian Peninsula at the time the Indian monsoon reached northern Oman [*Burns et al*., 2001].

[46] These considerations, together with the fact that fan emplacement at site 7 took place before 121 – 158 ka ago and witnessed arid climate around 140 ka, strengthen the assumption that fans of site 7 emplaced during the warming event recognized around 120-140 ka [*Imbrie et al*., 1990]. As a way of consequence, offset stream channels at sites 5 and 6 may be related to that same climatic episode. Indeed, these offset stream networks mark a regional incision phase of upper piedmont catchments that may correlate with the fan emplacement episode. Although the entrenchment of these networks may relate to the post-fan emplacement dissection phase seen at site 7, their offset is still usable to calculate a minimum lateral slip rate on the fault zone. This regional correlation is further supported by the fact that the drainage offset at sites 5 and 6 is comparable to that measured at the apex of fans at site 7.

4. 2. 4. Slip rate

[47] Considering the minimum fan abandonment age between 121 and 158 ka and fan apexes' offsets of 650 ± 10 m at site 7 yields to a slip rate ranging from 4.5 to 4.9 mm/yr (Table 2). This minimum slip rate range would be similar to that derived from the offset streams at sites 5 and 6 providing these streams are the same or slightly younger than fan at site 7.

4. 3. Nortwestern fault zone

4. 3. 1. Offset in the Dorud terrace (site 1)

[48] The Dorud depression is bounded to the SW by the northwestern fault zone, which marks the single trace of the MRF in this region (Figure 3). At site 1, the fault trace is marked by a 20-m-high, NE-facing scarp cutting through an alluvial terrace of regional extent (Figure 10a). This terrace that is itself stepped into an older alluvial fan (Figure 10b), was emplaced by the major longitudinal river of the Dorud depression. A tributary to that major river, flowing from the SW and incised into the alluvial terrace is displaced right-laterally by the northwestern fault zone along the scarp. The amount of the horizontal offset of the right bank is of 250 ± 10 m and the horizontal river offset is of 210 ± 10 m (Figure 10a).

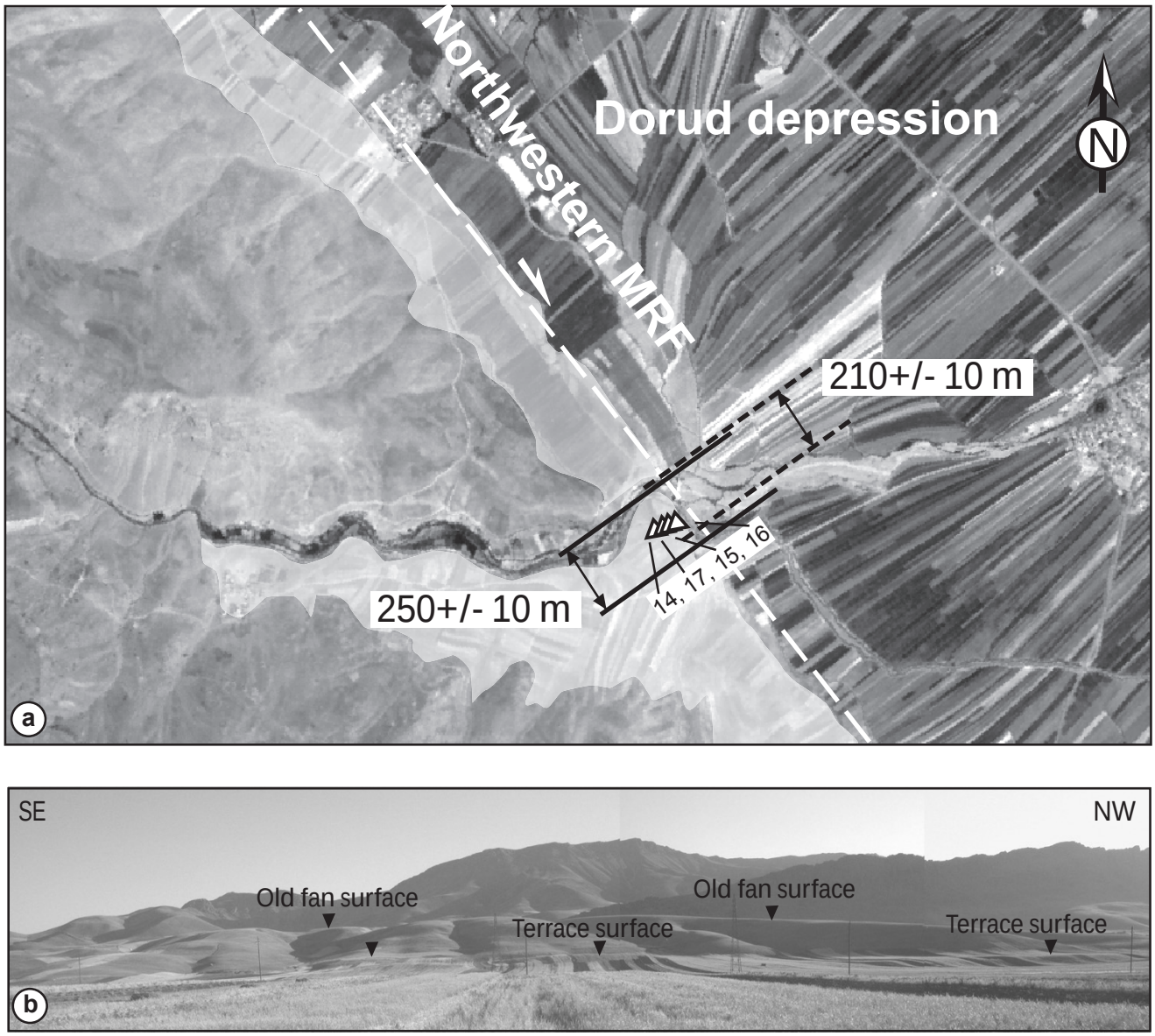


Figure 10 : (a) 5-m resolution SPOT satellite image of site 1 along the southwestern edge of the Dorud depression. The northwestern fault zone of the MRF is shown by the thick dashed line, the alluvial terrace is shown by the light grey surface. Right-lateral offset of the stream is shown by the black dashed lines and offset of the right bank by black solid lines. 36Cl sample locations are shown by triangles (numbers refer to Table 1). (b) SW-facing view of the terrace associated to the fault scarp of 20m-high and it bounding escarpment.

4. 3. 2. Dating of the Dorud terrace

[49] Four limestone pebbles have been analysed on the terrace surface for ^{36}Cl exposure dating (Figure 10a). The minimum exposure ages range from 22 to 58 ka if we assume that the denudation rate is negligible (Figure 6, Table 1). The fan abandonment age is therefore rather poorly constrained.

[50] The two oldest surface minimum exposure ages (58 ± 7 ka and 48 ± 6 ka) are consistent with peak exposure age of the site 4 (Figure 6a,b) and dating of archeological remains on the same terrace level on another branch of the drainage near Khorramabad, a city located 65 km SSW of Dorud. They are from Mousterian (Middle Palaeothic) industry with radiocarbon ages of 40, 46.9 and 50.6 ka [*Vita-Finzi*, 1962]. However, these ages are old and were not calibrated. Nevertheless, this depositional period between 40 and 50 ka BP is recognized in the regional record as, for instance, in the Makran area [*Salanville*, 1992, *Regard et al*., 2005].

[51] The youngest surface exposure ages of site 1 (31 ± 4 ka, 22 ± 3 ka) can be correlated with a rather humid period around 22-30 ka BP also defined in the region of Makran [*Sanlaville*, 1992; *Regard et al*., 2005]. Thus, the dispersion of the exposure ages of the terrace surface at site 1 may reflect successive emplacement episodes of distinct cobble populations.

4. 3. 3. Stream offset (sites 2 and 3)

[52] Sites 2 and 3 are located to the SE of Dorud along the trace of the northwestern fault zone within an intramountainous area. At site 2, the MRF crosscuts a large watershed basin and displaces right-laterally the channel network of that basin by 770 ± 10 m (Figure 11a).

[53] Further to the SE, at site 3, minor streams flow northeastward across the fault scarp. They make a drainage network incised into a wide piedmont spreading deposits (Figure 11b). Two main streams are right-laterally deflected along the fault zone. These streams were used to restore 750 ± 20 m of lateral slip on the fault zone (Figure 11b).

4. 3. 4. Site correlation

[54] The age of the deposits into which the deflected drainage is carved at site 3 is unknown. The abandonment surface of this piedmont deposit that may be seen as a megafan is well consolidated and largely incised (canyons may be more than 100-m-deep), suggesting it is relatively old. This type of deposit share several similarities with the old fans (site 7)

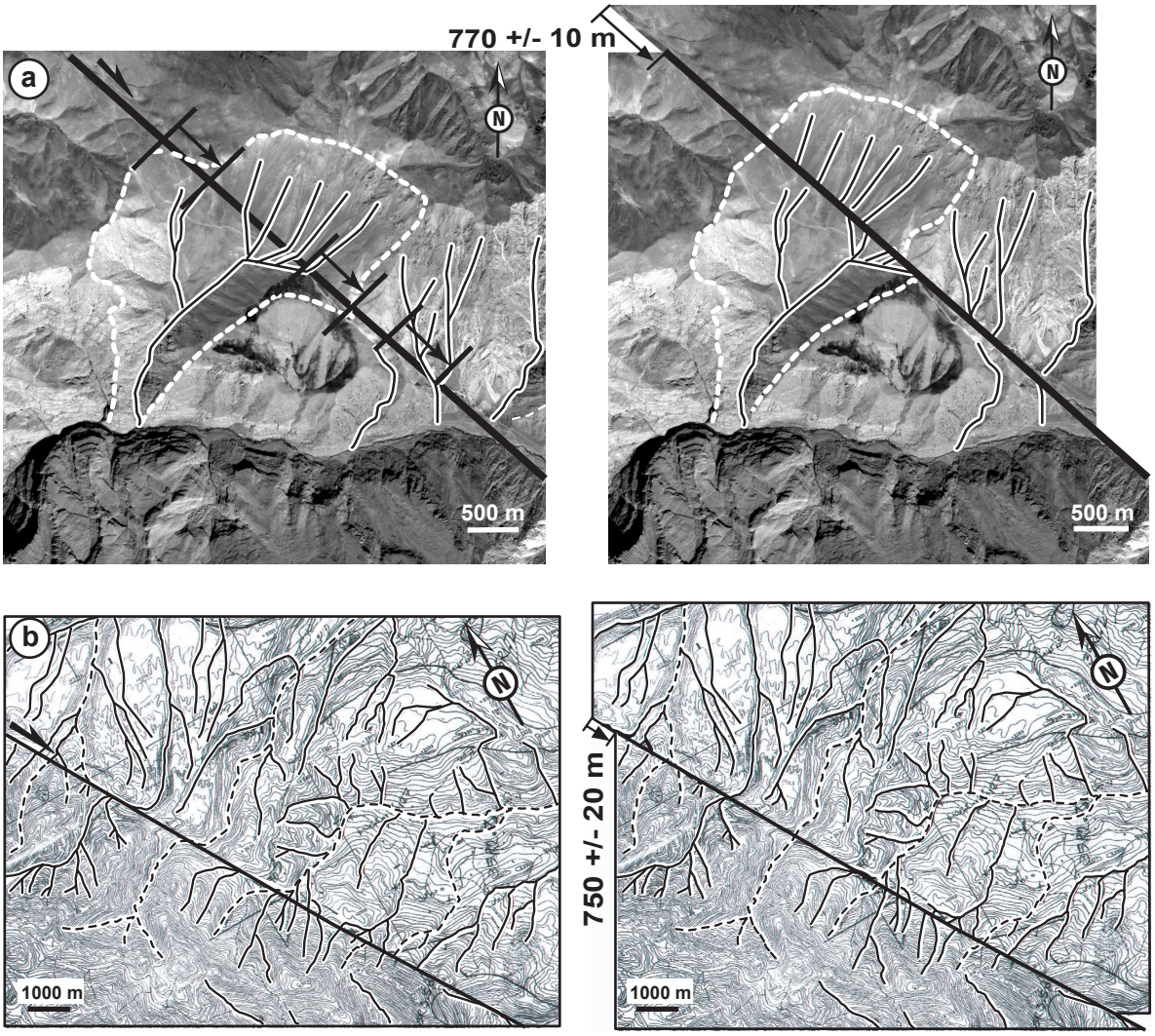


Figure 11 : (a) Spot satellite image of the site 2 indicating drainage basin affected by the northwestern fault zone of the MRF. Spot image cut and slid back to 770 ±10 m. (b) The topographic map (from 1/50000 Iran maps) of site 3 that indicates the western fault zone of the MRF (Black line) crossing a large detrital deposits (located on the NW of the topographic map) and affecting the drainage pattern and the topographic map cut and slid to 750 ±20 m. The dashed lines indicate the stream channels used to make the reconstruction of the drainage pattern.

mapped along the southwestern fault zone (Figure 8), especially regarding the thickness, spread, slope, incision pattern, and surface rugosity. Considering (1) the absence of individualized alluvial fans in the region of site 3, (2) the exclusive characteristics of these deposits both at site 3 and 7, and (3) the fact that sites 3 and 7 are less than 200 km apart, the megafan deposits of site 3 would be laterally equivalent to the old fans adjoining the southwestern fault zone at site 7. These deposits would be the markers of a major, regional sheetflood episode around 120 – 140 ka in the Zagros fold-and-thrust belt (section 4.2.3). If this assumption is correct, the deflected drainage that is incised in the megafan (site 3 and, by extension, site 2) would be related to the aftermath of this climatic episode. The abandonment age of the megafan would however still provide an upper bound to the installation of this drainage network, at least at site 3.

4. 3. 5. Slip rate

[55] Considering the full range of ^{36}Cl exposure ages of the Dorud terrace (22 - 58 ka), and the error in estimating the range of lateral offset of the river course at site 1 allows computing a slip rate of 3.4 to 11.8 mm/yr for the northwestern fault zone (Table 2). The combination of stream offsets at site 3 (770 ± 10 m to 750 ± 20 m) and the minimum fan abandonment age derived at site 7 (121 – 158 ka, see above section) would yield to a minimum slip rate of 5.1 - 5.7 mm/yr for the northwestern fault zone (Table 2).

4. 4. Summary

[56] By using the assumption of a negligible denudation rate, the sum of the fault slip rates estimated on the northeastern (site 4) and southwestern fault zones (sites 5, 6, 7), leads to minimum right-lateral slip rates of 5.5 mm/yr to 6.1 mm/yr (method 1 at site 4) and of 6.2 to 6.7 mm/yr (method 2 at site 4) on the MRF since the Late Pleistocene (Table 2). Minimum slip rates determined on the unique trace of the MRF in the northwestern part of the study area (i.e., northwestern fault zone) are comprised between 5.1 - 5.7 mm/yr (sites 2 and 3) and 3.4 - 11.8 mm/yr (site 1) and are compatible with the summation of the slip rates on the northeastern and southwestern fault zones (Table 2). Given the better time constraints provided by geochronological dating at sites 4 and 7, slip rate along the MRF is more likely to be confined between 5.5 mm/yr to 6.1 mm/yr (method 1 at site 4) and of 6.2 to 6.7 mm/yr (method 2 at site 4) (Table 2).

5. Determination of slip rates along the Kazerun Fault

5.1. Northern fault zone

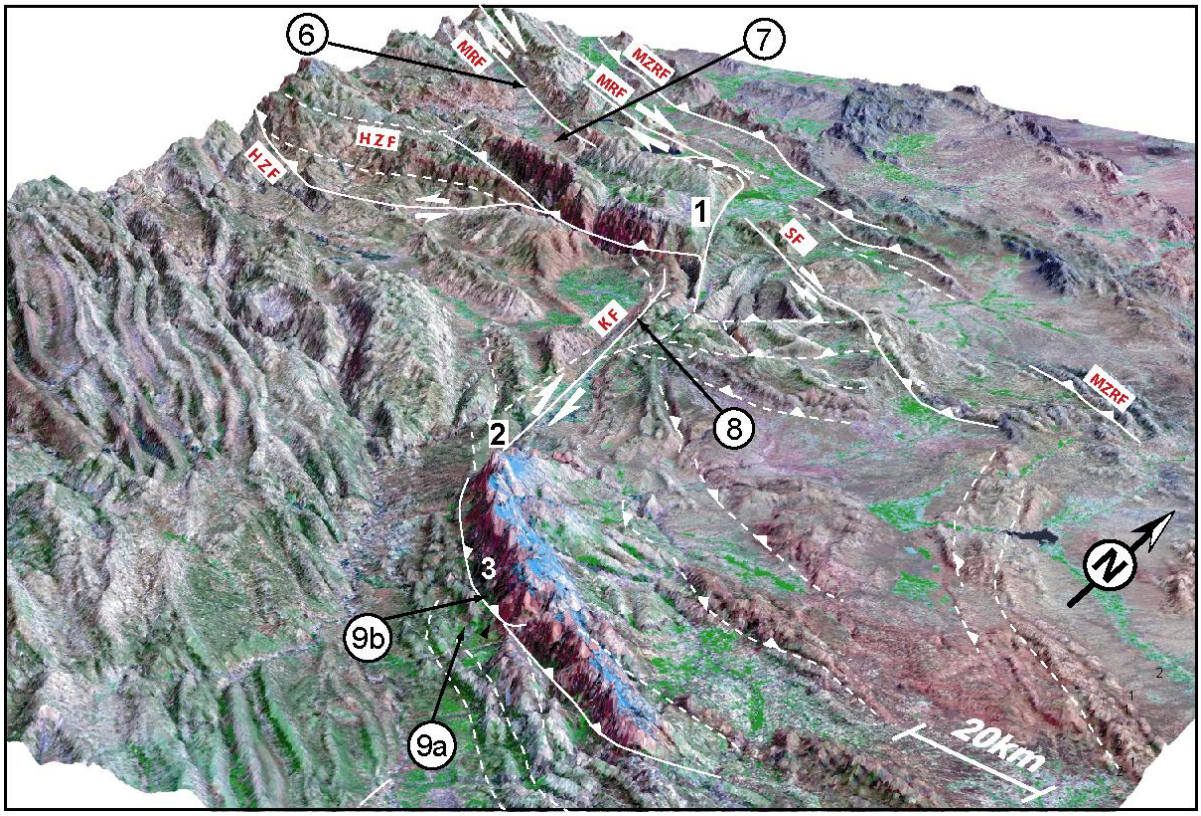


Figure 12 : 3D-view, looking towards the NNW, of the interference zone between the Main Recent Fault (MRF), the Kazerun Fault (KF) and the Main Zagros Reverse Fault (MZRF). Digital topography (SRTM 90 DEM) is covered by the Landsat TM image. Site locations are shown. Segment nomenclature along the northern fault zone of the Kazerun Fault: 1 – Northern segment; 2 – central segment; 3 – southern segment.

[57] The northern fault zone of the KF is made of three segments (Figure 12). Its southern termination is bent towards NW trends. This bent termination is a major thrust fault bounding to the south the Dinar mountain range that culminates at 4409 m (Figure 12).

5. 1. 1. Stream offset along the central segment (site 8)

[58] Site 8 is located on the trace of central segment that trends N 170°E (Figures 3 and 12). The active fault trace is underlined by several right-lateral offsets of minor stream channels (Figure 13). Restoration of 550 ± 20 m of dextral displacement is required to realign the streams.

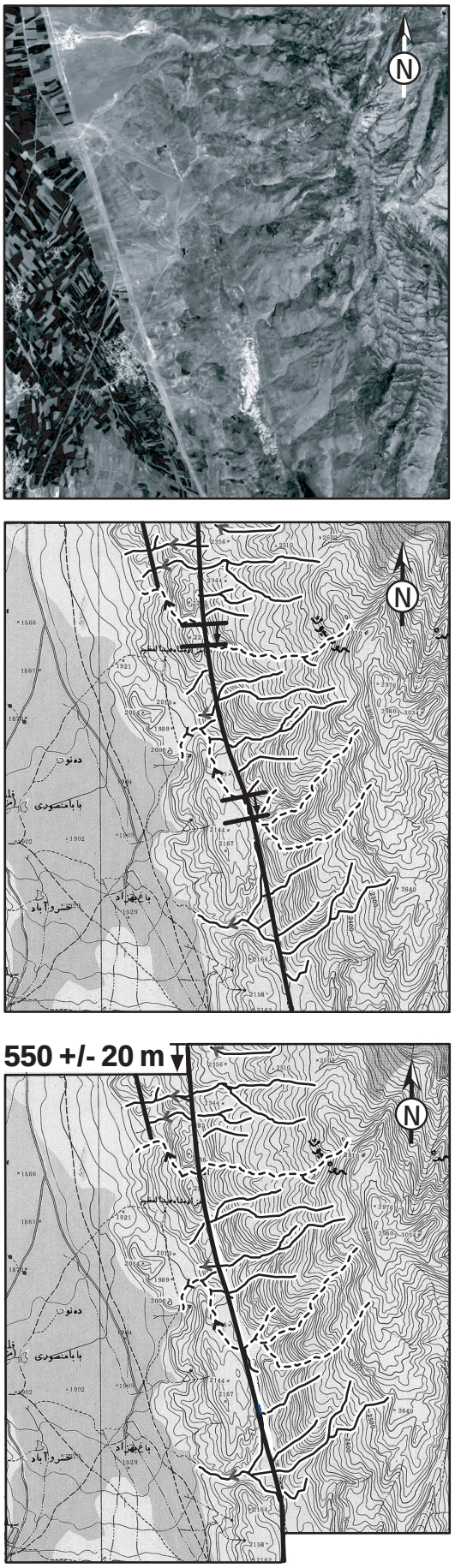


Figure 13 : Tectonic geomorphology and stream offsets along the central segment of the northern fault zone of the Kazerun Fault at site 8. Top: 5-m resolution SPOT satellite image; middle: topography and mapped stream network (from 1:50,000 topographic map of Iran, contours are 20 m); bottom: restoration of 550 m of right-lateral slip. Dashed lines indicate stream channels used to constrain the reconstruction of the drainage pattern. Site 8 is located on Figures 3 and 12.

5. 1. 2. Fan offset on the southern segment (site 9)

[59] Sites 9a and 9b are located along the trace of the southern segment (Figure 12). They expose the relations between a group of large fan-terraces emplaced on the southern piedmont of the Dinar Range and the various traces of the southern segment (Figure 14).

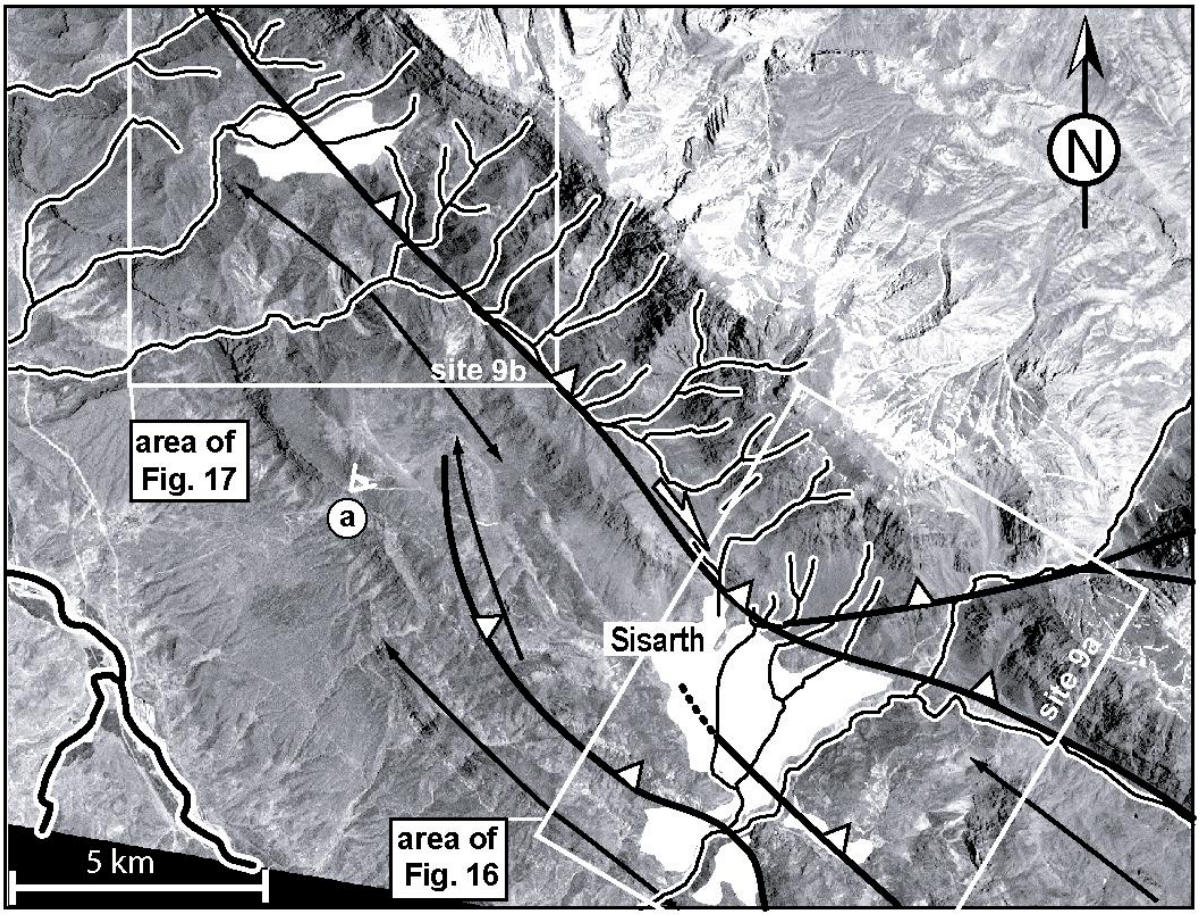


Figure 14 : Morphotectonic environment of Sites 9a and 9b along the southern segment of the northern Kazerun fault zone on a 15-m resolution LANDSAT image (See Figure 3 for location). Fault traces are in black. The studied fan-terraces are in white.

[60] In the vicinity of Sisarth (site 9a), a large fan terraces is affected by two strands of the fault zone (Figure 15a). The surface of the fan-terrace lies at least 140 m above the modern streambed. It is capped by a calcrete that has preserved the fan from erosion. Field observations and differential GPS surveys provide evidence for folding of the fan-terrace above the two fault strands (Figures 15b and 15c). The cumulated vertical offset of the fan surface by the two faults is of c.a. 57 m (Figure 15c).

[61] Site 9b, located 15 km to the NW of site 9a, the relict of a fan-terrace having the same position on the piedmont as that of the Sisarth fan-terrace (site 9a), is seen to be offset by the main fault trace that could not be studied at site 9a (Figures 15 and 16). The fan-terrace

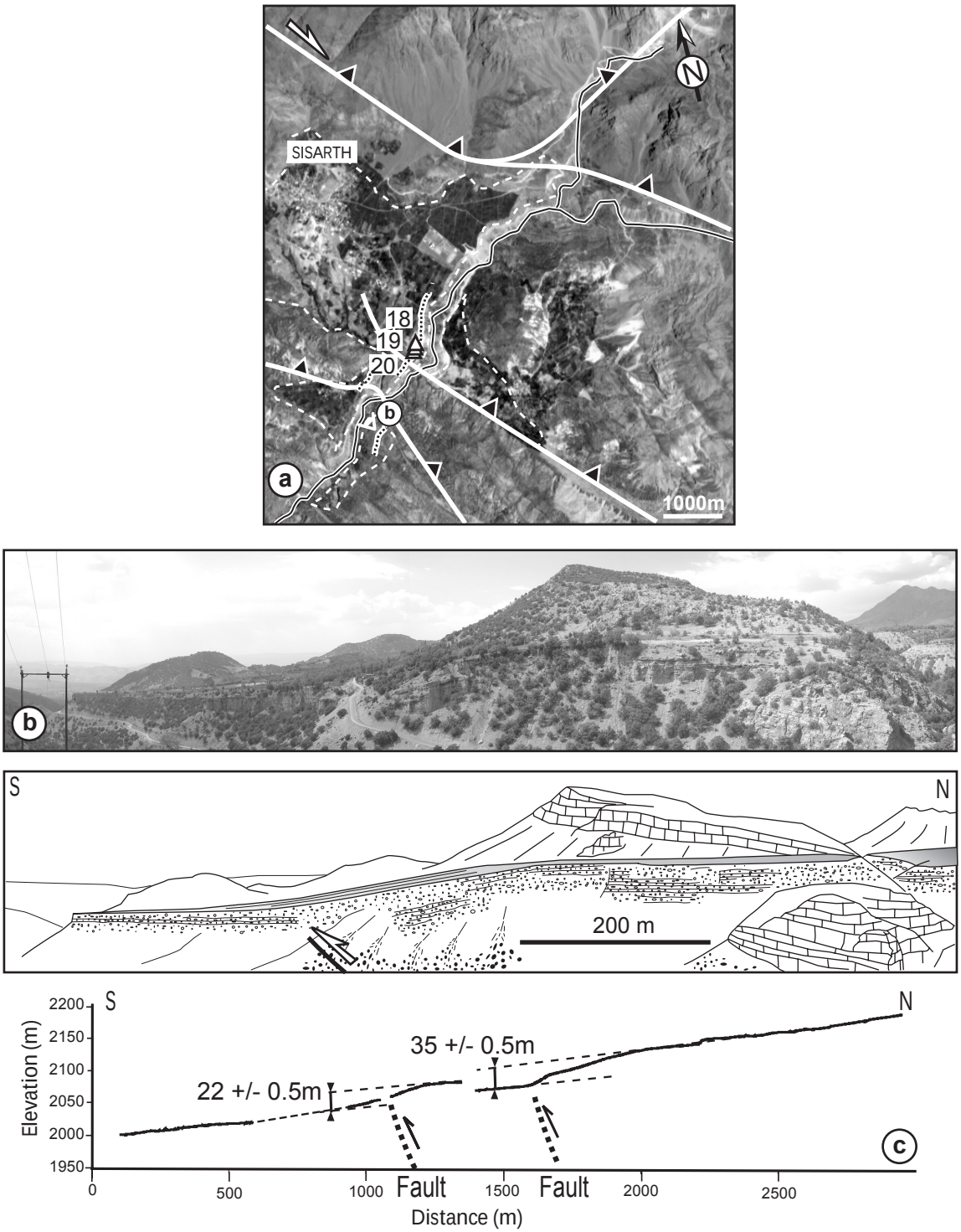


Figure 15 : (a) 15-m resolution LANDSAT satellite image of the site 9a. The boundary of the fan-terrace is shown by the white dotted line. Differential GPS survey routes are shown in black dotted line. Triangles are the locations of ^{36}Cl samples. (b) West looking view and interpretative sketch of the anticline developed above the southern fault. (c) Topographic profile of the fan-terrace surface (located on Figure 15a).

is both vertical and horizontally displaced by the fault (Figure 16a, b). The right-lateral component of offset is of 280 – 330 m whilst its vertical component is of 40 ± 10 m (Figure 16c).

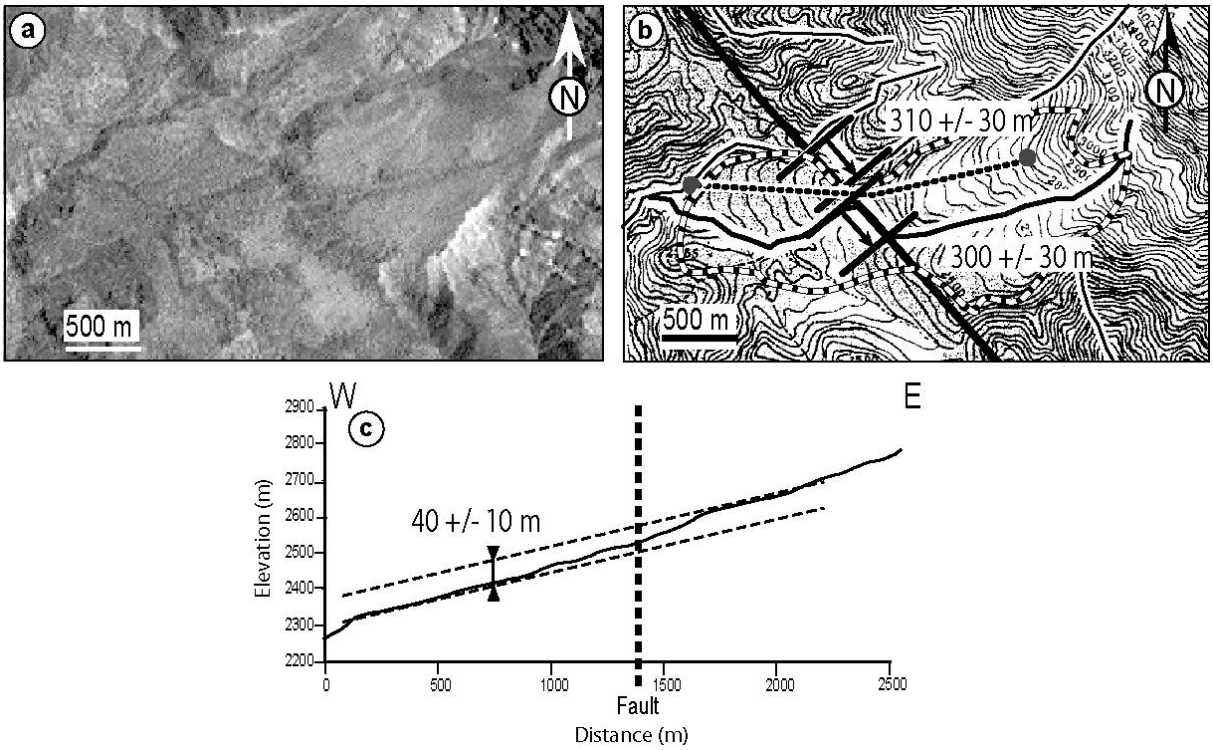


Figure 16 : (a) 15-m resolution LANDSAT satellite image of site 9b. (b) Geological interpretation and topography of (a) (after 1/50,000 scale map of Iran, contours are 20 m). Fan-terrace boundaries are shown by black lines. The topographic profile is shown in black dotted line, the stream and fan lateral offsets are shown by black lines. Horizontal offsets were measured on 15-m resolution LANDSAT image. (c) Topographic profile based on the contours on map (b) (located on Figure 16b).

5. 1. 3. Dating

[62] The surface of the Sisarth fan-terrace (Site 9a) was sampled at three locations for ^{36}Cl exposure dating (Figure 15a). By assuming negligible denudation rates, the exposure ages are well clustered and range from 106 ± 12 ka to 115 ± 14 ka (Figure 6, Table 1). A depth profile has been sampled on the fan-terrace in a pre-existing excavation as for site 7 (Figure 6c). The shape of the profile is quasi-exponential but age estimated by the depth-profiling technique is lower than the surface exposure ages. The potential erosion of the top of the profile can explain the discrepancy between the surface exposure ages and the age deduced from the profile. However, the exponential curve attests to a homogeneous and single fan exposure history. The offset fan-terrace from site 9b, that is not accessible, is tentatively correlated with the Sisarth fan/terrace, based on their comparable geomorphic positions, proximity, incision pattern, and surface appearance and rugosity (Figure 14).

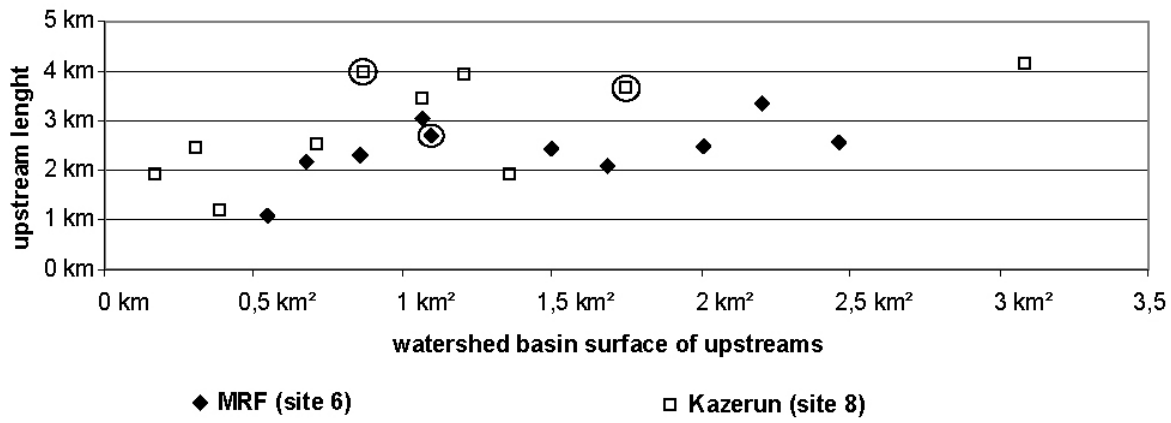


Figure 17 : Upstream length versus upstream watershed basin surface area of each offset stream channel at sites 6 and 8 along the Main Recent Fault and the Kazerun fault. Circled symbols are the streams that were used to constrain the lateral offset and slip restoration (streams in dashed lines on Figures 9 and 13).

[63] The age of entrenchment of the offset stream network at site 8 is not known. Chronological constraints may however be obtained from site 7 that is the closest location where we could date geomorphic features (abandonment age of the calcrete-capped fan at 120 - 140 ka). We have suggested, on the basis of the same amount of tectonic displacement and their proximity, that the drainage pattern at site 6 (Figure 9) could have formed essentially at the time the dated fans at site 7 was emplaced, or slightly after (section 4. 2. 3). In order to test whether the offset drainage network at site 8 correlates with that of site 6, we compared the morphometric characteristics of these two drainage networks by using 80-m resolution SRTM digital elevation model. The upstream length of the drains is plotted against the area of the drainage basin for each stream (*Hack* [1957]; Figure 17). The good correlation between the geomorphic indices at both sites (especially for the streams specifically selected for defining the restoration) suggests that the two drainage networks are contemporaneous. Offset stream at site 8 may therefore be considered to be 136 - 142 ka old; i.e., during or after the same regional humid climatic episode already suggested for the emplacement of the fans at site 7 (see section 4. 2. 3).

5. 1. 4. Slip rates

[64] The 280 to 330 m of post fan-terrace right-lateral slip offset (site 9b) combined with fan exposure age of 106 – 115 ka (site 9a) leads to a minimum right-lateral slip rate of 2.4 – 3.1 mm/yr for the main fault (Table 2). 550 ±20 m of stream offsets on the site 8

combined with the exposure ages at site 7 yields to a slip rate of 3.7 - 4.2 mm/yr for the N-trending part of the southern segment (Table 2).

[65] The summation of cumulative vertical component of post-fan displacement on the three studied faults at sites 9a and 9b (86 – 108 m), combined with the same age range would lead to a vertical displacement rate of 0.7 – 1.0 mm/yr.

[66] The potential southeastward decrease in the right-lateral slip rate along the southern segment from site 8 to site 9b may be explained by the fact that at least part of the horizontal motion on the main fault strands becomes achieved by dip-slip along the other strands of the fault such as the ones affecting the fan at site 9a (Figure 15), as well as well as along the main fault strand, as documented at site 9b.

5. 2. Central fault zone

5. 2. 1. Alluvial fan and stream offset (site 11 and 10)

[67] At site 11 (Figure 3), two generations of Quaternary sedimentary deposits are crosscut by the fault zone (Figure 18). An early pediment that can reach 70 m in thickness overlies the entire piedmont. It is made of poorly consolidated, reworked regolith rich in evaporitic concretions. Younger small alluvial fans were emplaced onto the surface of the pediment. These fans are made of dark silts that are intensively cultivated (Figure 18). The fans' apexes generally coincide with the fault trace, suggesting these fans were emplaced after significant slip activity of the fault has been shaping the old pediment surface.

[68] The southernmost fault trace is underlined by a scarp about 2-m-high that is seen to affect the surface of the pediment just north of the Day Lami village (Figure 18c). The freshness of the scarp suggests it results from a late Holocene earthquake or from a succession of late Holocene earthquakes. Paleosismicity trench located at 29° 45.952' and 51° 31.541' E in the close vicinity of the village provide evidence for at least two paleoearthquakes during Holocene [*Bachmanov et al*., 2004].

[69] Three orders of right-lateral geomorphic offsets may be recognized along the fault traces at site 11 (Figure 18b). The systematic asymmetry/dragging of the old drainage pattern entrenched in the pediment suggests offsets between 480 and 530 m. Along the two northern segments mapped on Figure 18, apparent lateral offsets of large drains are of the order of 200 – 300 m. Smaller, systematic geomorphic offsets are recognized between the apexes of the second-generation fans and their feeder source valleys or across the younger

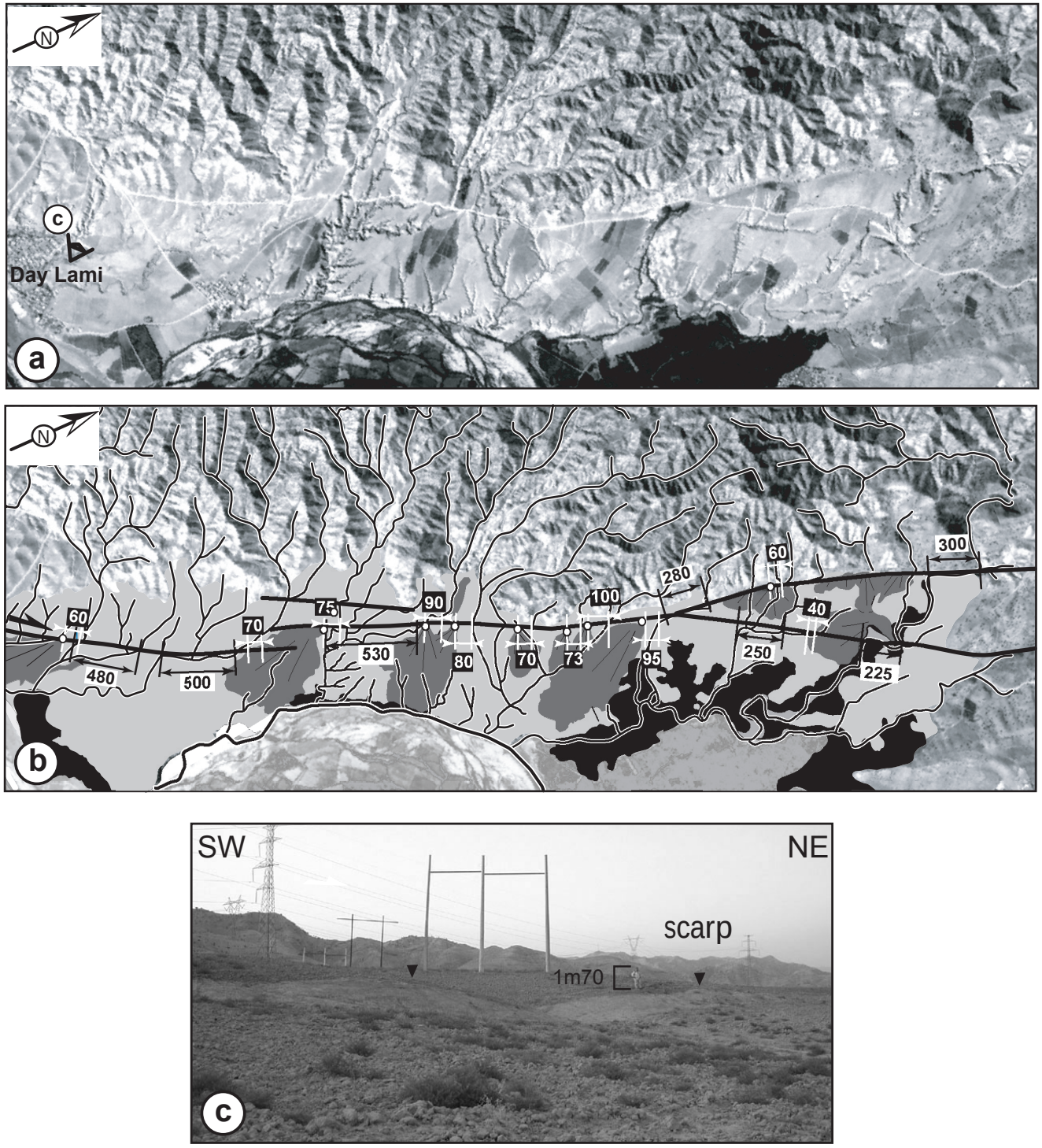


Figure 18 : Morphotectonics of site 11 along the central Kazerun fault. (a) 5-m resolution SPOT satellite image. (b) Quaternary geology and fault traces of area mapped in (a). The early pediment deposits are shown in light grey and the younger alluvial fans in dark grey. Younger alluvial terraces are in black. Circles indicate the apexes of the second-generation fans. Measured geomorphic offsets are in meters. (c) View of the east-facing co-seismic scarp near Day Lami village (located on Figure 18a).

fans themselves. These offsets are comprised between c.a. 60 and 100 m (Figure 18b; Table 2).

[70] The absence of *in situ* preserved pebbles at the surface of the old pediment and the younger fans prevent ^{36}Cl surface exposure dating. However, the two fans emplaced on the same piedmont slope deposits 10 km further to the north (site 10; Figure 3) may be seen as laterally equivalent to the younger fans from site 11 (Figure 19). These fans are made of coarse-grained, highly heterogeneous debris-flow deposits, mainly made of limestone pebbles and boulders. The apexes of the fans lie against the single trace of the fault zone. Field observations regarding the fans' materials and morphological relations, as well as the transverse topography of the deposits suggest that the two fans are contemporaneous (Figure 19c).

[71] Stream channels incised into the surface of the southern fan are right-laterally displaced by the fault (Figure 19b), with offsets comparable to that were measured at the apexes of the younger fans at site 11 (Figure 18b), of the order of 60 – 90 m. The geomorphic position of the fans at site 10 (against the fault trace and above the abandonment surface of the old pediment) could suggest that they are contemporaneous with the younger fans at site 11. In that case, the difference in the alluviums in the two contexts (silts in the South and cobbles in the North) would be explained by the difference in the nature of the geological substrate of the two drainage basins that have fed the fans. At site 11, bedrock is exclusively made of evaporites and marls whereas at site 10, bedrock is in part made of limestones [*MacLeod and Majedi*, 1972]. Furthermore, the equivalent offset of the minor, post-fan stream channels along the fault at both site indicate that the abandonment age of the fans at site 10 provides a maximum bound for the age of entrenchment of the minor stream network and therefore be used to compute a minimum slip rate on the fault. This is why exposure dating of the surface of the fans at site 10 has been undertaken.

5. 2. 2. Dating (site 10)

[72] The fan surface being unconsolidated, we have sampled large boulders (≥1 m wide) that are not likely to have been subjected to post-alluvial transport and that may reflect the surface abandonment age with negligible denudation since then. Ages range from 25 ± 3 ka to 53 ± 6 ka (Figure 6, Table 1). The dispersion of the exposure ages could reflect successive emplacement episodes of distinct cobble populations. However, this age range overlap with that obtained at site 4 and may therefore relate to the same paleoclimatic episode. The curve of age probability sums of site 10 shows two exposure age peaks ranging

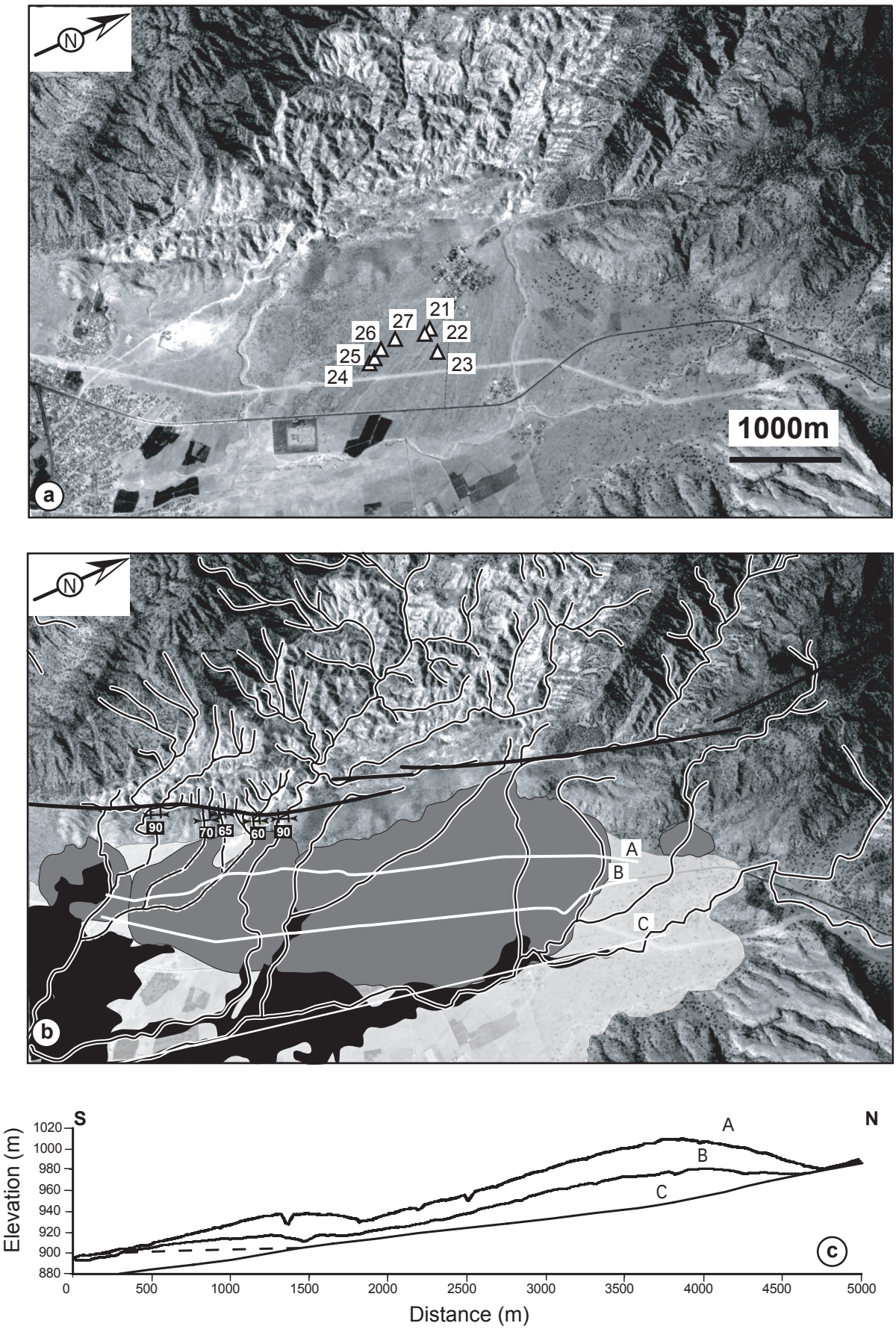


Figure 19 : (a) SPOT satellite image of the site 10 indicating the central fault zone of the KF crossing fans. Triangles with numbers (inferring to the Table 1) localize the samples for 36Cl dating. (b) The central fault zone is indicated in black lines, the two young fans are in dark grey. The old fan underneath is shown in light grey. Minor stream offset are indicated with black arrows and white numbers give the value of each offset. Black surface is the alluvial plain. The three cross sections (A, B, C) are localised with white lines. (c) Vertical profiles (A, B, C) on the fan deposits.

from 25 to 33 ka and two older scattered peaks between 44 and 54 ka (Figure 6b), suggesting the fan surface abandonment age ranges between 25 and 33 ka.

5. 2. 3. Slip rate

[73] Slip rates combining minor stream/fan offsets at site 11 with the exposure age range obtained on the fans at site 10 are comprised between 1.5 and 4.4 mm/yr. A mean centred slip rate of 2.7 – 2.8 mm/yr is derived from these individual slip rates (Table 2; Figure 7c).

5. 3. Southern fault zone

[74] The southern fault zone consists in several segments making the western boundaries of anticlines arranged in an en echelon pattern (Figure 3). Two of the N-trending segments of the southern fault zone are associated with parallel segments emerging c.a. 2 km to the west within the piedmont of the anticlines (Figure 3). With the exception of a few pressure ridges, aerial photographs and SPOT satellite images analysis does not reveal apparent lateral distortion or offsets of geomorphic features along those fault segments.

[75] At site 12, two of the westernmost segments are however clearly seen to affect Quaternary deposits (Figure 20). Analysis of topographic maps and satellite images reveals drainage reversal on both sides of the western segment suggesting westward tilt of the coastal plain surface as a consequence of west-side-up slip along the fault. This fault bounds to the west a longitudinal depression in which alluvial fans were emplaced towards the west against the fault ramp that marks the eastern boundary of the depression. Evidence for dominant dip-slip movements along this part of the southern fault zone is also shown paleoseismological data collected by *Bachmanov et al*. [2004] as well as from earthquake focal mechanisms [*Talebian and Jackson, 2004*].

5. 4. Summary

[76] There appears to be a southward decrease in the right-lateral slip rates along the Kazerun fault. Indeed, slip rate of the northern fault zone lie between 3.7 and 4.2 mm/yr and between 2.7 and 2.8 mm/yr for the central fault zone. Lateral slip rate along the southern fault zone is limited to negligible but shows a significant component of late Quaternary dip-slip.

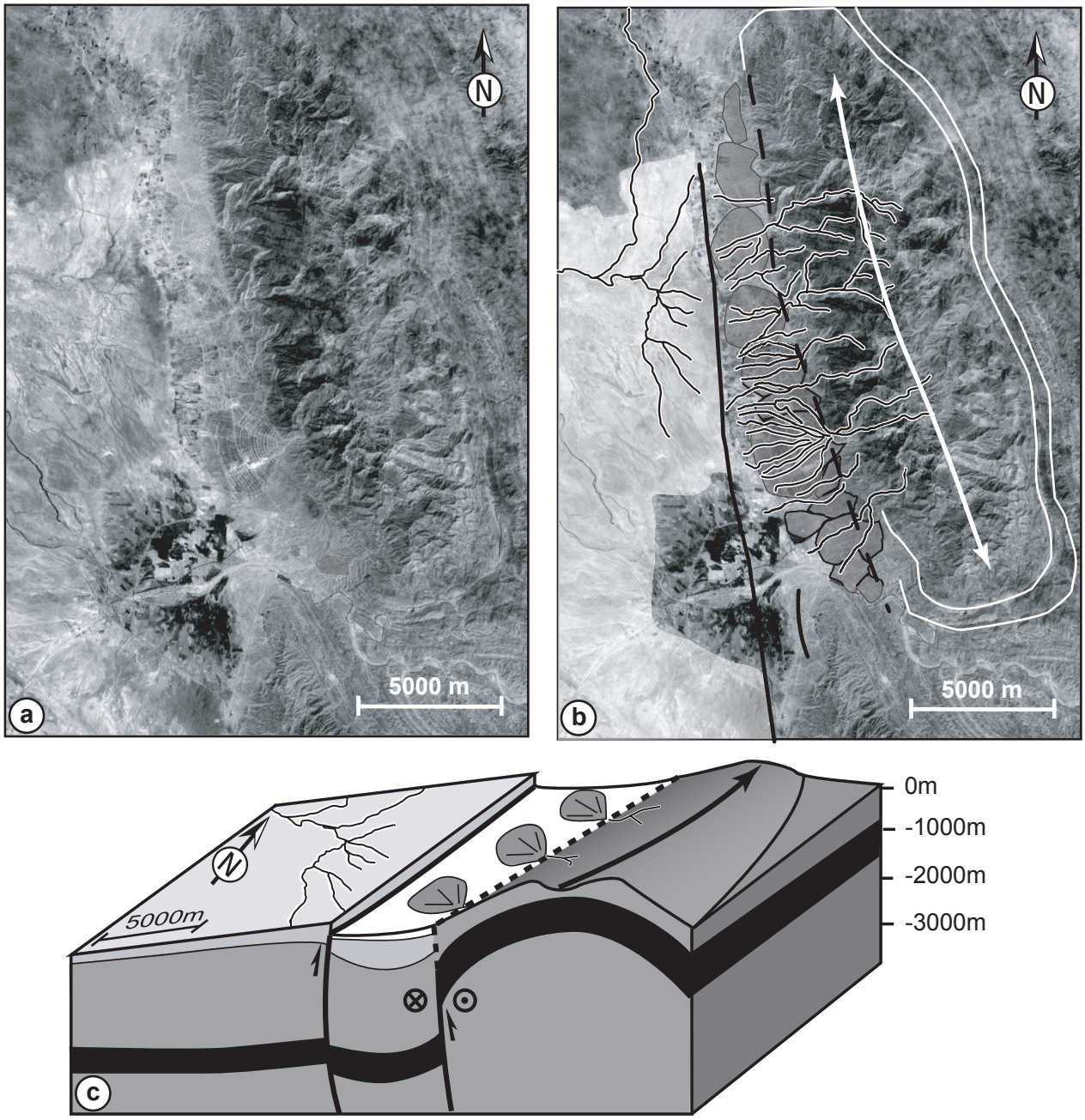


Figure 20 : Tectonic geomorphology of site 12 on the southern fault zone of the Kazerun Fault. (a) 15-m resolution LANDSAT satellite image. (b) fault traces and Quaternary geology. The tilted Quaternary surface is shown in light grey. Fans are in dark grey. Fans are not seen to be affected by the eastern ramp. (c) Interpretative block diagram.

6. Discussion

6. 1. Main Recent Fault

[77] The present analysis indicates that late Quaternary slip rate on the MRF is of 6.1 ± 0.6 mm/yr. This result is consistent with that given by GPS measurements, which suggest a right-lateral strike slip rate across the whole central Zagros between 4 and 6 mm/yr (Figure 21a) [*Walpersdorf et al*., submitted]. This further suggests instantaneous shear deformation of the fold-and-thrust belt reflects an interseismic period along the MRF [*Walpersdorf et al*., submitted]. Considering an N-trending instantaneous shortening rate of 7 ± 2 mm/yr in our study area and complete partitioning of the convergence along the MRF, the maximum slip rate on the MRF should range between 3.5 and 6.4 mm/yr [*Vernant et al*., 2004a] (Figure 21a). Our results, together with the GPS data, suggest the hypothesis of complete partitioning along the MRF is valid.

[78] Modelling of the GPS shortening rates by distributed transpression across the width of the fold-and-thrust belt would lead to a slip rate of 1 to 2 mm/yr on the MRF [*Vernant and Chéry*., submitted]. Clearly, our results, by providing the first direct constraint on the slip rate on the MRF over the Late Quaternary, imply significant partitioning along that fault.

[79] Our results suggest a slip rate on the MRF that is significantly lower than that of 10 – 17 mm/yr obtained by *Talebian and Jackson* [2002] based on the 50-km offset of a late Cretaceous ophiolitic body and an inferred age of 3 – 5 Ma for the initiation of slip on the MRF. However, the time constraint on the formation of the MRF is rather poor, due to the lack of detailed chronostratigraphy of the clastic sediments (lower Baktiary Formation near Dorud) being deposited at the time the fault formed [*Authemayou et al.,* submitted]. Assuming the 50 km of cumulated lateral offset is correct, and using the slip rate of 6.1 ± 0.6 mm/yr obtained by the present study, an age of 7.5 – 9 Ma may be ascribed to the lower Baktiary Formation, which would mean an early late Miocene age for the formation of the MRF.

[80] The recent estimate of 10 – 15 km of cumulated right-lateral offset on the northwestern part of the MRF by *Copley and Jackson* [submitted] may be underestimated. Indeed, it is based on the offset of two pull-apart basins that may have formed after a significant amount of right-lateral slip has been achieved by that fault. This offset may also reflect northwestward longitudinal decrease of slip on the MRF due to the anticlockwise

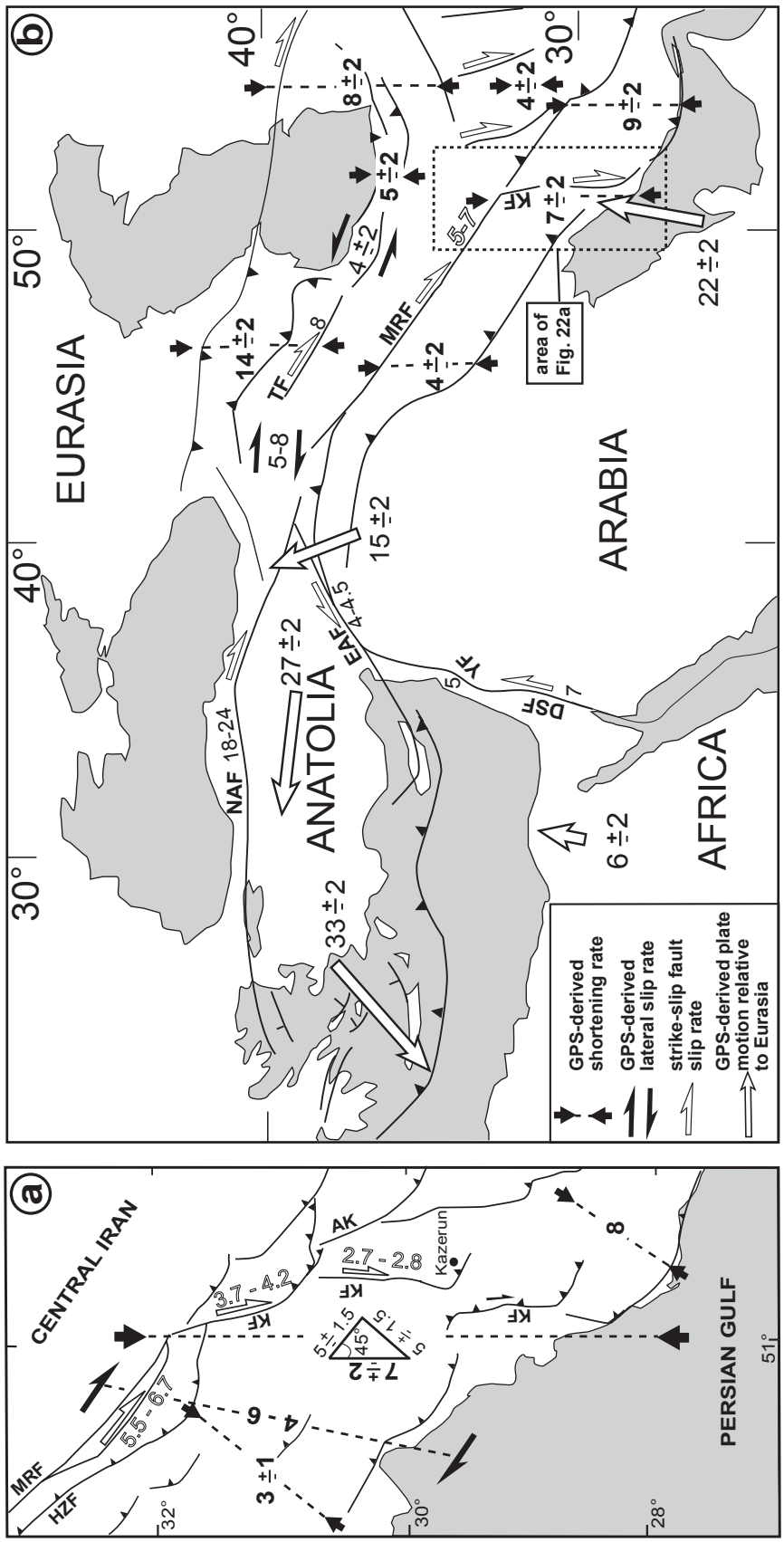


Figure 21 : (a) Active deformation and slip rates (in mm/yr) in the Central Zagros. Slip rates on the Main recent Fault and Kazerun Fault are from the present study. (b) Active deformation and slip rates of the major faults of the Middle-East region. Lateral fault slip rates are either deduced from GPS data, late Quaternary dated offsets as well as long-term geological offsets [sources: Reilinger et al., 1997; Vernant et al., 2004a, Vernant et al., 2004b; Hubert-Ferrari et al., 2003; McClusky et al., 2000; Westaway, 2003; Daëron et al., 2004; Garfunkel et al., 1981; Masson et al., submitted; Walpersdorf et al., submitted]. Fault abbreviations: AK - Ardakan Fault; DSF - Dead Sea Fault; EAF - East Anatolian Fault; HZF - High Zagros Fault; KF - Kazerun Fault; MRF - Main Recent Fault; NAF - North Anatolian Fault; TF - Tabriz Fault; YF - Yammôuneh Fault.

rotation of Arabia or the diachroneous activation and /or propagation of the fault that is more than 800-km long.

[81] The discrepancy between long-term slip rate (10 – 17 mm/yr; *Talebian and Jackson* [2002]) and late Quaternary slip rate (6.1 ± 0.6 mm/yr; present work) along the southeastern MRF may be due to a drop or a decrease in the slip rate of the fault between 5 Ma and the late Quaternary. This decrease would be difficult to reconcile with a consistent and homogeneous plate convergence rate over the last 56 Ma [e.g., *McQuarrie*, 2003]. Instead, considering southeastward propagation of the MRF that would have been stopped by the pre-existing, N-S trending KF [A*uthemayou et al.*, submitted] may explain the slowing down of the MRF by the buttress effect of the KF [e.g., *Beck et al.*, 1993] event though part of the slip from along the MRF became transmitted to the KF.

6. 2. Kazerun Fault

[82] The right-lateral slip rates obtained for the present work (ranging from 4.2 mm/yr on the northern fault zone to 2.7 mm/yr on the central fault zone and negligible on the southern fault zone) may not be incompatible the integrated 2 mm/yr of lateral slip rate determined by *Walpersdorf et al*. [submitted] using GPS techniques.

[83] Given the Geometrical link between the MRF and the KF, on the one hand, and the late Quaternary right-lateral slip rates we have determined on these faults, one may infer that up to 75 % of the slip on the MRF is absorbed by the northernmost strand of the KF. The southward / longitudinal decrease in the right-lateral slip rate along the KF is due to the fact that part of that slip is progressively absorbed by the bent thrust termination of each fault zones of the KF. The dominant Late Quaternary reverse slip motion along the southern fault zone of the KF that acts as the front of the southeastern Zagros reflects a lateral fault ramp mechanism. The en echelon arrangement of the segments of the southern fault zone further suggests southward propagation of the deformation front [e.g., *Hessami et al*., 2001b; *Sepehr and Cosgrove*, 2005].

[84] Prior to its present-day strike-slip regime, the KF was most likely already a lateral ramp [*Authemayou et al.,* 2005]. Combining the 2.7 - 2.8 mm/yr slip rate along the central fault zone with the finite lateral offset of 8 km determined along the same fault zone by *Authemayou et al*. [submitted] would yield to an age of 2.9 – 3 Ma for the onset of dominant strike-slip on the KF. This age is younger than that of the MRF that ranges between 5 and 9 Ma ([*Talebian and Jackson*, 2002]; present study), supporting our interpretation

[*Authemayou et al.,* submitted] that the KF was reactivated after, and as a consequence of the formation of the MRF.

6. 3. Active tectonics model

[85] West of the KF, the plate convergence rate of 7 ± 2 mm/yr [*Vernant et al.,* 2004a] trending at 45° to the orogenic trend may be decomposed in two vectors of 5 ± 1.5 mm/yr each (Figure 21a). Given our present knowledge of the earthquake focal mechanisms in the area [*Talebian and Jackson,* 2004] suggesting complete partitioning along the MRF to the West of the KF, we relate the longitudinal component to active slip along the MRF and the normal component to distributed dip-slip, orogen-normal thrusting in the fold-and-thrust belt. GPS data indicate that 3 ± 1 mm/yr of shortening is absorbed between the High Zagros Fault (HZF) and the coast [*Walpersdorf et al*., submitted], suggesting the remaining part of the 5 ± 1.5 mm/yr of shortening may be absorbed between the MRF and the HZF.

[86] East of the KF, most of the 8 mm/yr of instantaneous shortening is accommodated close to the Persian Gulf [*Walpersdorf et al*., submitted] (Figure 21a), indicating active shortening strain localization close the frontal part of the fold-and-thrust belt. This is also interpreted to reflect strain accumulation induced by the southern bent terminations of the fan-shaped strike-slip fault pattern that transfers slip from the MRF to the folds and thrusts of the belt [*Authemayou et al.,* 2005] especially between the KF and the Ardakan Fault (Figure 21a) and towards the frontal part of the belt. To the southeast of the fan shaped fault pattern, in the absence of major strike-slip faults, the N-S overall shortening rate of 9 ± 2 mm/yr [*Vernant et al.,* 2004] is likely to be absorbed on the longitudinal thrust faults and folds across the entire fold-and-thrust belt (Figure 21b).

[87] On a regional scale, the late Quaternary slip rate we have determined on the southeastern MRF is consistent with the overall right –lateral strike-slip rate of 5 - 8 mm/yr measured in Northwestern Iran from GPS data by *Vernant et al.* [2004a], and slightly lower than the GPS-derived right-lateral slip rate on Tabriz fault (~8 mm/yr) [*Masson et al.*, submitted] (Figure 21b). The fact that the Tabriz fault and the dextral shear zone of Northwestern Iran achieve a significant amount of right-lateral strike-slip faulting to the North and Northwest of the northwestern MRF would be in agreement with the relatively small finite lateral offset of 10 – 15 km measured on that fault close to its northwestern termination [*Copley and Jackson*, submitted].

[88] Even if the MRF may be seen as a southeastern extension of the North Anatolian Fault (NAF), the MRF slip rate is 2 to 4 times smaller that of the NAF [*Mc Clusky et al.,* 2000; *Hubert-Ferrari,* 2003] (Figure 21b). This is due to the westward tectonic escape of Anatolia enhanced by the slab retreat at the Hellenic subduction zone that acts as a free boundary [*Reilinger et al*., 1997]. Still, at the other end of the fault system, the fan shaped fault pattern making the termination of the MRF in Southeastern Iran accommodates further propagation of the deformation front of the Zagros, which is at least partly enabled by the Cambrian salt décollement layer that underlies the sedimentary cover to the east of the KF [*Authemayou et al.,* submitted].

[89] If, as suggested by the present study, the age of the MRF were 7 - 9 Ma, the initiation of lateral slip on the NAF and MRF would be synchronous. Indeed, tectono-stratigraphic arguments and numerical modelling suggest that the NAF formed in the Middle or Late Miocene [*Hubert-Ferrari et al.*, 2003; *Sengör et al*., 2005]. Westward propagation of the NAF and formation of the current main strand of the East Anatolian Fault (EAF) occured in the Early Pliocene (~5 Ma) and Late Early Pliocene (~3 Ma), respectively [e.g., *Sarağlu et al.,* 1992; *Sengör et al*., 2005]. One may therefore tentatively relate the initiation of dominantly right-lateral slip on the KF at c.a. 3 Ma (age suggested by the present analysis) to the final setting up of the NAF and EAF. The definitive acquisition of strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt by transfer of slip from the MRF to the KF must be seen as an effect of the regional reorganization of the Arabia-Eurasia collision that is inferred to have taken place at 5 ± 2 Ma by *Allen et al.* [2004].

7. Conclusion

[90] The present study provides a mean Late Quaternary slip rate of 5-7 mm/yr on the Main Recent fault. Late Quaternary right-lateral slip rates along the Kazerun Fault are around 4 mm/yr for its northern strand, 2.5 - 3 mm/yr for the central fault zone and negligible for its southern fault zone. These results are consistent with southward distribution of the slip from along the Main Recent Fault to the longitudinal thrusts and folds of the fold-and-thrust belt through the Kazerun Fault and associated faults, with a decrease of slip from the southeastern tip of the Main Recent Fault towards the southeastern termination of the Kazerun Fault.

[91] By taking into account available GPS data indicating convergence rate of 7 ± 2 mm/yr with an obliquity of 45° with respect to the trend of the belt [*Vernant et al.*, 2004a],

our results suggest complete strike-slip partitioning of plate convergence in the Zagros on the Main Recent Fault. Combining the late Quaternary slip rates obtained here with cumulated lateral offsets along the faults allows constraining the age of the initiation of right-lateral slip on these structures. They are consistent with the formation and southeastward propagation of the Main Recent Fault during the Late Miocene and subsequent junction of this fault with the Kazerun Fault that got reactivated since then in the Pliocene, at a time the NAF and EAF initiated and developed. The Kazerun and associated faults form the horsetail termination of the MRF and may be seen, to a certain extent, as marking a southeasternmost boundary of the fault system that accommodates indentation of Eurasia in the Caucasus.

Acknowledgments:

[92] This work was supported by a cooperative research program between the CNRS (France) and the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES, Iran), supervised by D. Hatzfeld and M. G. Ashtyani. We thank the IIEES for fieldwork assistance and M. Mokhtari for support and administrative assistance. Funding was provided by the Intérieur de la Terre and Dyeti programs (INSU-CNRS), the IIEES, and a CNRS sabbatical fellowship to D. Chardon. SPOT images were provided thanks to the ISIS program. We thank D. Bourlès, R. Braucher, J. Jackson, A. Walpersdorf, D. Hatzfeld, L. Palumbo and J. P. Ambrosi for fruitful discussions and help during the course of this work.

References

Allen, M. B., J. Jackson, and R. Walker (2004), Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, *23*, TC200810.1029/2003TC001530.

Authemayou, C., O. Bellier, D. Chardon, Z. Malekzade, and M. Abbassi (2005), Active partitioning between strike-slip and thrust faulting in the Zagros fold-and-thrust belt (Southern Iran), *C.R. Geoscience, 337*, 539-545.

Authemayou, C., D. Chardon, O. Bellier, Z. Malekzade, E. Shabanian, and M. Abbassi, Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), *Tectonics*, submitted.

Bachmanov, D. M., V. G. Trifonov, Kh. T. Hessami, A. I. Kozhurin, T. P. Ivanova, E. A. Rogozhin, M. C. Hademi, and F. H. Jamali (2004), Active faults in the Zagros and Central Iran, *Tectonophysics*, *380*, 221-241.

Baker, C., J. Jackson, and K. Priestley (1993), Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt, *Geophys. J. Int.*, *115*, 41-61.

Bar-Matthews, M., A. Ayalon, M. Gilmour, A. Matthews, and C. J. Hawkesworth (2003), Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *67*, 3181-3199.

Beck, M. E., C. Rojas, and J. Cembrano (1993), On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems, *Geology*, *21*, 755-758.

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

Berberian, M., and J. Tchalenko (1976), Earthquakes of the southern Zagros (Iran): Bushehr region, *Geol. Surv. of Iran Mem.*, *39*, 343-370.

Berberian, M., and G. C. P. King (1981), Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, *18*, 210-285.

Berberian, M., and R. S. Yeats (2001), Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, *J. Struct. Geol.*, *23*, 563-584.

Bierman, P. R. (1994), Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13885-13896.

Bischoff, J., and J. A. Fitzpatrick (1991), U-series dating of impure carbonates: an isochron technique using total-sample dissolution, *Geochim. Cosmochim. Acta, 55*, 543-554.

Blanc, E. J. -P., M. B. Allen, S. Inger, and H. Hassani (2003), Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *J. Geol. Soc. London*, *160*, 401-412.

Burns, S. J., D. Fleitmann, A. Matter, U. Neff, and M. Augusto (2001), Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods, *Geology, 29*, 623-626.

Cerling, T. E., and H. Craig (1994), Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes, *Ann. Res. Earth Planet. Sci., 22*, 273-317.

Copley, A., and J. Jackson, Active Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, submitted.

Daëron, M., L. Benedetti, P. Tapponnier, A. Sursock, and R. C. Finkel (1994), Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammoûneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ^{36}Cl dating of offset limestone-clast fans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *227*, 105-119.

Dawson, A. G. (1992), Ice Age Earth : Late Quaternary Geology and Climate,293 pp, Routledge, New York.

Dufaure, J. J., C. Thibault, M. H. Kadjar, and J. L. Mercier (1977), La zone de faille de Zendan (Iran du Sud-Est): I-Géomorphologie et stratigraphie du Quaternaire, in *Reun. Ann. Sci. Terre*. 7.1.1.

Falcon, N. L. (1969), Problem of the relationship between surface structures and deep displacement illustrated by the Zagros range, in *Time and Place in Orogeny*, edited by P. E. Kent, G. E. Satterwaite, and A. M. Spencer, *Geol. Soc. Spec. Publ., 3*, 9-22.

Falcon, N. L. (1974), Southern Iran: Zagros mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, edited by A. M. Spencer, *Geol. Soc. Spec. Publ., 4*, 199-211.

Fleitmann, D., S. J. Burns, U. Neff, A. Mangini, and A. Matter (2003), Changing moisture sources over the last 330 000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems, *Quat. Res.*, *60*, 223-232.

Garfunkel, Z., I. Zak, and R. Freund (1981), Active faulting of the Dead Sea Rift, *Tectonophysics*, *80*, 1-26.

Gaudemer, Y., P. Tapponnier, B. Meyer, G. Peltzer, S. Guo, Z. Chen, H. Dai, and I. Cifuentes (1995), Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a linked, active faults, in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the « Tianzhu gap », on the western Haiyuan Fault, Gansu (China), *Geophys. J. Int., 120*, 599-645.

Ghaleb, B., C. Hillaire-Marcel, C. Causse, C. Gariepy, and S. Vallieres (1990), Fractionation and recycling of U and Th isotopes in a semi-arid endoreic depression of central Syria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *54*, 1025-1035.

Hack, J. T. (1957), Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, *294 B*, 45-94.

Haynes, S. J., and H. McQuillan (1974), Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 739-744.

Hessami, K., H. A. Koyi, and C. J. Talbot (2001a), The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Petrol. Geol.*, *24*, 5-28.

Hessami, K., H. A. Koyi, C. J. Talbot, H. Tabasi, and E. Shabanian (2001b), Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros mountains, *J. Geol. Soc. London*, *158*, 969-981.

Hillaire-Marcel, C., S. Vallières, B. Ghaleb, and J. –C. Mareschal (1990), Déséquilibres Th/U dans les sols carbonatés en climat subaride ; estimation des flux d'uranium et vitesse d'érosion. Le cas du bassin de Palmyre (Syrie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *311*, 223-238.

Hubert-Ferrari, A., G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, and P. Tapponnier (2003), Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophys. J. Int.*, *153*, 11-132.

Imbrie, J., A. McIntyre, and A. C. Mix (1990), Oceanic response to orbital forcing in the Late Quaternary: observational and experimental strategies, in *Climate and geosciences, a challenge for science and society in the 21st century*, edited by Berger, A., Schneider, S. H. and Duplessy, J. -C. D., Reidel Publishing Company.

Jackson, J., and D. P. McKenzie (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *77*, 185-264.

Jackson. J. A., and D. P. McKenzie (1988), The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *93*, 45-73.

James, G. A., and J. G. Wynd (1965), Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, *AAPG Bull.*, *49*, 2162-2245.

Lal, D. (1991), Cosmic ray labelling of erosion surfaces : in situ nuclide production 13 rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *104*, 424-439.

Liu, B., F. M. Phillips, J. T. Fabryka-Martin, M. M. Fowler, and W. D. Stone (1994), Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms, 1. Effects of the thermal neutron distribution, *Water Res. Ress.*, *30*, 3115-3125.

Lowel, T. V. (1995), The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from Miami sublobe, Ohio, ISA, *Quat. Sci. Rev.*, *14*, 85-99.

Ludwig, K. R., and D. M. Titterington (1994), Calculation of ^{230}Th isochrones, ages, and errors, *Geochim. Cosmochim. Acta, 58*, 5031-5042.

MacLeod, J. H., and M. Majedi (1972), Geological map of Iran, Kazerun sheet (NO.20846), scale 1:100,000, *Natl. Iran. Oil Co.*, Tehran.

Masson, F., S. Vangorp, J. Chéry, Y. Djamour, M. Tatar, F. Tavakoli, H. Nankali, and P. Vernant, Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin, *Earth Planet. Sci. Lett.,* submitted.

McClusky, S. M., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kasten, G. Kekelidze, R. W. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzimis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reillinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tealeb, M. N. Toksöv, and G. Veis (2000), Global Positioning System constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5695-5719.

McQuarrie, N., J. M. Stock, C. Verdel, and B.P. Wernicke (2003), Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, doi: 10.1029/2003GL017992.

Nilsen, T. H. (1982), Alluvial fan deposits, in *Sandstone depositional environments*, edited by Scholle, P. A. and D. Spearing, *AAPG Mem.*, *31*, 49-86.

Oberlander, T. (1965), The Zagros stream, A new interpretation of Transverse Drainage in an Orogenic Zone, *Syracuse Geographical Series*, No.1, 1-168.

Peltzer, G., and P. Tapponnier (1998), Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during India-Asia collision: An experimental approach, *J. Geophys. Res., 93*, 15085-15117.

Phillips, F. M., J. P. Ayarbe, J. Bruce, J. Harrison, and D. Elmore (2003), Dating rupture using cosmogenic nuclides and scarp morphology, *Earth Planet. Sci. Lett*., *215*, 203-218.

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 and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran), *Geophys. J. Int.*, *160,* 1-25.

Reilinger. R. E., S. C. McClusky, M. B. Oral, R. W. King, M. N. Toksoz, A. A. Barka, I. Kinik, O. Lenk, and I. Sanli (1997), Global positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, *102*, 9983-9999.

Ricou, L. E., J. Braud, and J. H. Bruhnn (1977), Le Zagros, *Mem. H. Sér. Soc. Géol. Fr.*, *8,* 33-52.

Ryder, J. M. (1971), The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvials fans in south-central British Columbia, *Can. J. Earth Sci.*, *8*, 279-298.

Salanville, P. (1992), Changements climatiques dans la péninsule Arabique durant le Pléistocène Supérieur et l'Holocène, *Paléorient, 18*, 5-26.

Saraglũ, F., Ö. Emre, and I. Kuşçu (1992), The East Anatolian Fault of Turkey, *Ann. Tectonicae, 6*, 125-199.

Şengör, A. M. C., O. Tüysüz, C. İmren, M. Sakinç, H. Eyidoğan, N. Görür, X. Le Pichon, and C. Rangin (2005), The North Anatolian Fault: A new Look, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, *33*, 37-112.

Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2005), Role of the Kazerun Fault zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, *24*, TC5005, doi:10.29/2004TC001725.

Siame, L., O. Bellier, R. Braucher, M. Sébrier, M. Cuhing, D. Bourlès, B. Hamelin, E. Baroux, B. De Voogd, G. Raisbeck, and F. Yiou (2004), Local erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *7010*, 1-20.

Stöcklin, J. (1968), Structural history and tectonics of Iran. A review, *AAPG Bull.*, *52*, 1229-1258.

Stöcklin, J. (1974), Possible ancient continental margins in Iran, in *The Geology of Continental Margins,* edited by C. A. Burke and C. L. Drake, pp. 873-877, Springer-Verlag, New York.

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

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

Stoneley, R. (1981), The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution southern Tethys, *J. Roy. Soc. London*, *138*, 509-526.

Swanson, T. W., and M. L. Caffee (2001), Determination of ^{36}Cl production rates derived from the well-dated deglaciation surfaces of Whidbey and Fidalgo Islands, Washington, *Quat. Res.*, *56*, 366-382.

Talbot, C. J., and M. Alavi (1996), The past of a future syntaxis across the Zagros, in *Salt Tectonics*, edited by G. I. Alsop, D. J. Blundell and I. Davison, *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, *100*, 89-110.

Talebian, M., and J. Jackson (2002), Offset on the Main Recent Fault of the 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.

Tatar, M., D. Haztfeld, J. Martinod, A. Walpersdorf, M. Ghafori-Ashtiany, and J. Chéry (2002), The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1927, doi:10. 1029/2002GL015427.

Taylor, J. R. (1997), An Introduction to Error Analysis, The Study of Uncertainties in Physical Measurements, second edition, University Science Books, Sausalito, CA.

Tchalenko, J. S., and J. Braud (1974), Seismicity and structure of Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. Trans. R. Soc. London*, *277*, 1-25.

Vernant, P., F. Nilforoushan, D. Haztfeld, M. Abassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiany, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chéry (2004a), Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int*., *157*, 381-398.

Vernant, P., F. Nilforoushan, J. Chéry, R. Bayer, Y. Djamour, F. Masson, H. Nankali, J. -F. Ritz, M. Sedighi, and F. Tavakoli (2004b), Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth Planet. Sci. Lett*., *223*, 117-185.

Vernant, P., and J. Chéry, Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran, submitted.

Vita Finzi, C. (1962), Late Quaternary alluvial chronology of Iran, *Geologische Rundshau, 58*, 951-973.

Walpersdorf, A., D. Hatzfeld, H. Nankali, F. Tavakoli, F. Nilforoushan, M. Tatar, P. Vernant, J. Chery, and F. Masson, Comparison of the North and Central Zagros present day formation observed by GPS, submitted.

Westaway, R. W. C. (2003), Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated, *Turk. J. Earth. Sci*., 12, 5-46.

Yamini-Fard, F. (2003), Sismotectonique et structure lithosphérique de deux zones de Ph.D. thesis, pp. 208, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Yamini-Fard, F., D. Hatzfeld, M. Tatar, and M. Mokhtari, Microseismicity on the Kazerun fault system (Iran): evidence of a strike-slip shear zone and a thick crust, in press in *Geophys. J. Int.*

3. Compléments morphotectoniques

L'analyse géomorphologique le long de la MRF et de la KF a permis de caractériser plusieurs ordres de grandeur dans les décalages tectoniques du réseau de drainage. Le chapitre D.2 présente l'analyse de décalages mineurs (entre 70 et 760 m). Ils sont associés à des cônes qui ont été datés afin de quantifier le taux de déplacement de la faille sur une échelle temporelle au maximum de 140000 ans. Cette vitesse est représentative de la cinématique actuelle mais intègre plusieurs cycles sismiques. Elle se différencie donc des vitesses GPS instantanées qui demandent à connaître le stade du cycle sismique considéré de la faille (en général intersismique). Cependant la vitesse « quaternaire » n'est valable que pour une période récente postérieure à l'objet décalé qui a permis de l'estimer (140000 ans).

La première partie de ces compléments présente une étude qui a pour but de déterminer si les vitesses établies sur les deux zones de failles de la MRF sont stables sur une période de temps plus grande que 140000 ans. Cette analyse se base sur deux décalages horizontaux plurikilométriques de rivières majeures observés sur les deux zones de failles de la MRF.

La deuxième partie de ces compléments présente une étude dont l'intérêt est plus méthodologique que régional. Elle a permis d'identifier trois types de décalages tectoniques de même valeur sur un même site. L'étude de ces rejets révèle que l'initiation de leur enregistrement par un réseau de drainage correspond à l'amorce d'une phase d'incision régionale.

Enfin, une troisième partie expose une étude géomorphologique sur la faille de Karehbas dont le but est de déterminer la vitesse horizontale de cette faille. L'étude est complétée par la caractérisation de ses relations spatiales et géométriques avec la faille d'Ardakan. Les résultats vont permettre de replacer la faille de Karehbas dans la problématique du rôle des failles décrochantes du Zagros central dans l'accommodation de la convergence.

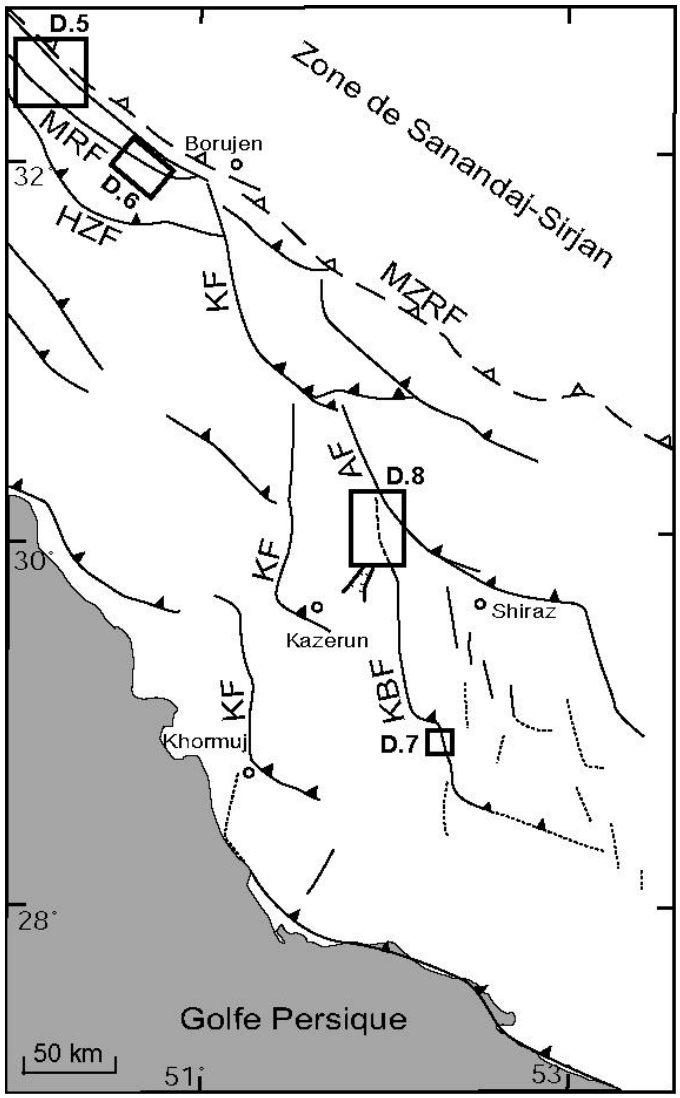


Figure D.4 : Localisation des différents sites de cette analyse géomorphologique complémentaire.

3.1. Décalage de drains au travers des deux zones de failles de la Main Recent Fault

La région située entre le site 4 et le site 5 sur les deux zones de failles de la MRF (chapitre D.2) est traversée par deux rivières majeures (Figure D.5 localisée sur la Figure D.4). La première, au nord, est la Rivière Zayendeh et la deuxième, au sud, est la Rivière Kurang. La Rivière Zayendeh recoupe la zone de failles NE de la MRF et est décalée horizontalement en dextre de 4.3 km (Figure D.5a). Elle s'écoule vers le nord-est en direction des grandes dépressions de la zone de Sanandaj-Sirjan (Figure D.5a). C'est l'unique rivière du Zagros qui possède un tel sens d'écoulement, les autres rivières drainant toutes vers le sud, c.à.d., vers le Golfe Persique.

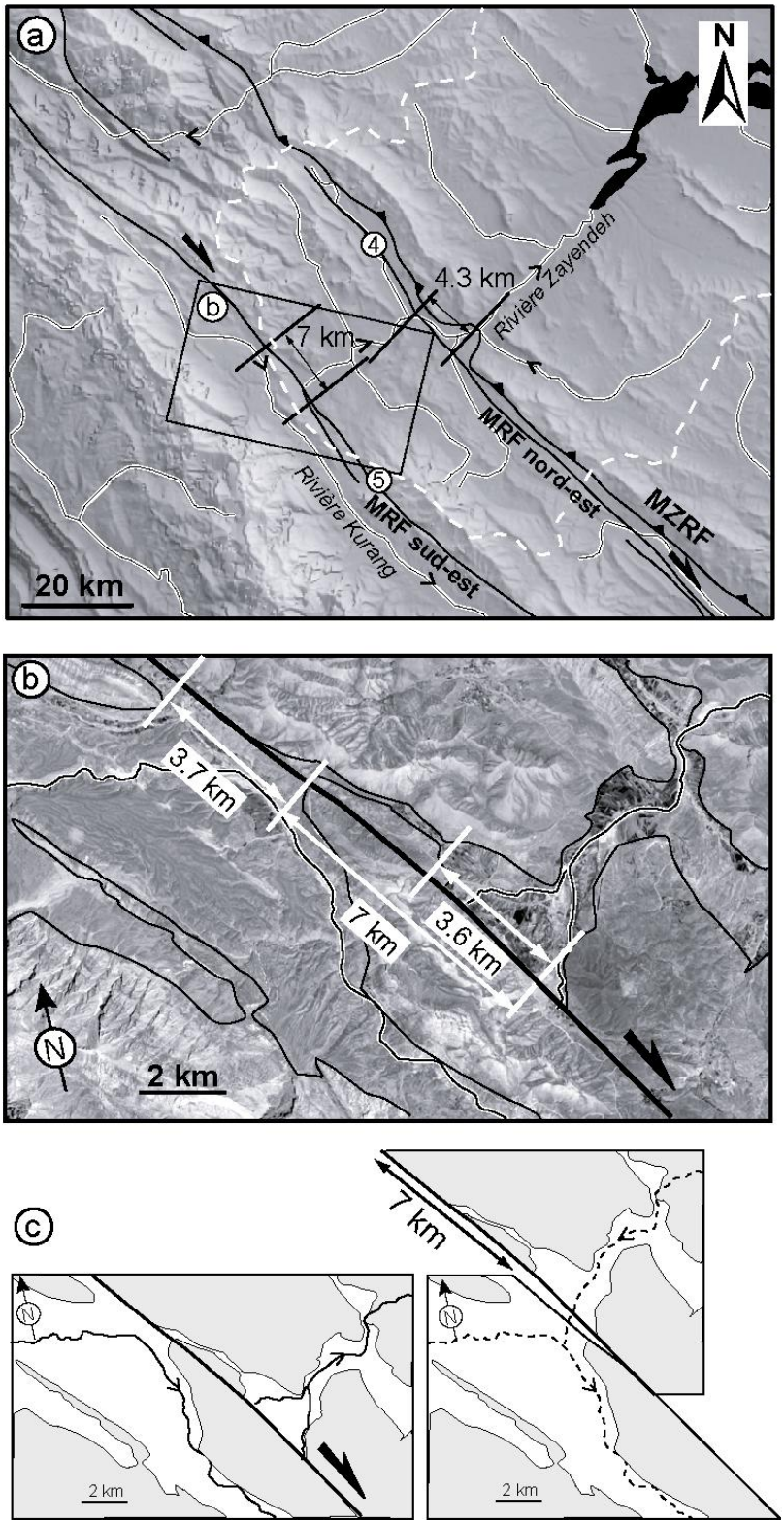


Figure D.5 : Analyse géomorphologique de la région du site 4 et du site 5 sur les zones de failles de la MRF. (a) Relief ombré présentant la Rivière Zayendeh et la Rivière Kurang et leur décalage. Le site 4 et 5 sont localisés. Les pointillés blancs soulignent le bassin versant de la Rivière Zayendeh. (MZRF : Main Zagros Reverse Fault). (b) Zoom de la vallée source de la Rivière Zayendeh sur l'image satellite SPOT. Les flèches blanches indiquent la largeur de cette vallée et de l'espacement entre deux reliefs longeant la zone de failles SE de la MRF. Les traits noirs délimitent le substratum rocheux des dépôts quaternaires. (c) Reconstitution de 7 km de rétro-déplacement le long de la zone de failles SE de la MRF afin de faire correspondre les deux rivières.

La source de la Rivière Zayendeh est remarquable car elle se situe dans une vallée large de 3.6 km, de pente faible qui se ferme brusquement au niveau de la zone de faille SE de la MRF (Figure D.5b). Une étude géomorphologique du réseau hydrographique du Zagros indique que le sens d'écoulement de la Rivière Zayendeh s'est inversé après capture dans la zone de Sanandaj-Sirjan [Oberlander, 1965]. Antérieurement à cet événement, le drain s'écoulait vers le SO. L'auteur suggère qu'il devait être tributaire de la Rivière Kurang. Ce qui n'est pas possible de nos jours étant donné le relief séparant les deux rivières (Figure D.5b). Cependant, il est intéressant de constater que ce relief qui longe la zone de failles SE de la MRF est interrompu vers le NO sur 3.7 kilomètres (Figure D.5b). Cette distance est équivalente à la largeur de la vallée source de la Rivière Zayendeh. Par conséquent, si on translate le compartiment NE de la faille vers le NO sur une distance de 7 km afin de juxtaposer l'interruption du relief au SO de la faille et la vallée au NE de la faille, la Rivière Zayendeh ne trouve plus d'obstacles pour se connecter à la Rivière Kurang (Figure D.5c).

Cette configuration suggère que l'inversion du sens d'écoulement a été favorisée par la séparation des deux rivières produite par le mouvement de la zone de failles SE de la MRF. L'âge de cet événement correspond au temps écoulé durant lequel cette zone de failles a généré un déplacement de 7 kilomètres. D'après la maturité du drainage et la dimension plurikilométrique des rejets, les décalages tectoniques de 4.3 et 7 km sont plus anciens que les décalages de 70 à 760 m utilisés pour estimer la vitesse des deux zones de failles. Par conséquent, si les deux décalages se sont initiés simultanément et si le taux de déplacement pour chaque zone de failles est resté stable, le rapport des décalages devrait être identique au rapport des vitesses des zones de failles calculées dans le chapitre D.2.

Le rejet sur la zone de failles SE de la MRF est 1.6 fois plus grand que le rejet de la zone de failles NE de la MRF. La vitesse quaternaire sur la zone de failles SE de la MRF est de 2.5 à 4.9 fois plus rapide que celle de la zone de faille NE de la MRF. Le rapport des décalages est donc plus faible que le rapport des vitesses. Cette différence de rapport suggère que soit les vitesses des failles ont variées depuis l'initiation simultanée des décalages, soit que l'initiation des décalages est asynchrone. Dans le cas de la deuxième hypothèse, on peut supposer que le décalage direct de la Rivière Zayendeh sur la zone de failles NE de la MRF a débuté avant le décalage associé à la zone de failles SE de la MRF et par conséquent avant l'inversion du sens d'écoulement de la Rivière Zayendeh.

Cette hypothèse est crédible car elle implique que le mouvement le long de la zone de failles NE de la MRF débute avant l'inversion du sens d'écoulement de la Rivière Zayendeh. Hors si on suppose que la vitesse de la zone de failles SE de la MRF est restée constante

depuis, et qu'on combine cette vitesse avec les 7 km de décalage, l'inversion du sens d'écoulement de la rivière s'est produit entre 1.4 et 1.6 Ma. Cet age est effectivement plus récent que la mise en place de la MRF au Miocène supérieur (chapitre D.2).

3.2. Décalages kilométriques de drains sur la zone de failles SE de la Main Recent Fault

L'étude de la zone de failles SE de la MRF révèle des décalages horizontaux kilométriques du drainage dans trois contextes différents. La vallée source décalée de 1300 ±10 m alimentant le cône oriental du site 6 en est un premier exemple (Figure D.6a localisée sur la Figure D.4). Ce décalage est plus grand que celui du cône de même génération à l'ouest, déconnecté de sa vallée source d'une distance de 650 ±10 m (Figure D.6a). Ces valeurs sont en relation avec la taille du bassin versant alimentant ces dépôts. En effet, la surface du bassin associé au cône ouest est 6.3 fois plus petite que celle du bassin du cône est (Figure D.6a), alors que la surface du cône ouest est 1.4 fois plus réduite que celle du cône est. Cette différence implique que le grand bassin versant du cône ouest s'est développé antérieurement au bassin du cône est. Le déplacement fini résultant de 1300 m est deux fois élevé que le décalage de 650 m du cône occidental, ce qui implique que le bassin du cône ouest a enregistré le mouvement de la faille deux fois plus longtemps.

Sur le même site, on observe un décalage tectonique de même amplitude affectant un drainage capturé à l'ouest de ces cônes. Il s'agit du drain associé aux lacs localisés au NE de la faille (Figure D.6a). Au passage de ce drain, la MRF dévie son cours selon une direction NO parallèlement à l'accident (Figure D.6a, b). Le drainage longe la faille alors sur plus de six kilomètres avant de se réorienter selon une direction SO. L'analyse des cartes topographiques ainsi que les observations de terrain ont permis de montrer que ce cours d'eau a été capturé (Figure D.6a). Son drain aval initial abandonné borde le coté ouest du cône occidental (Figure D.6a). Ce drainage incise fortement le flanc NE de la vallée et est interrompu au niveau de la faille par une zone de roches broyées. Au-delà de cette zone, le drainage amont capturé s'écoule vers le NE. La topographie de cette zone argumente l'hypothèse d'une capture car il n'existe pas de relief significatif entre le drainage amont et le drainage aval déconnecté (Figure D.6b). La distance de 1350 ±10m entre la zone de capture et le point d'inflexion occidental du drain amont, représente un décalage tectonique (Figure D.6a).

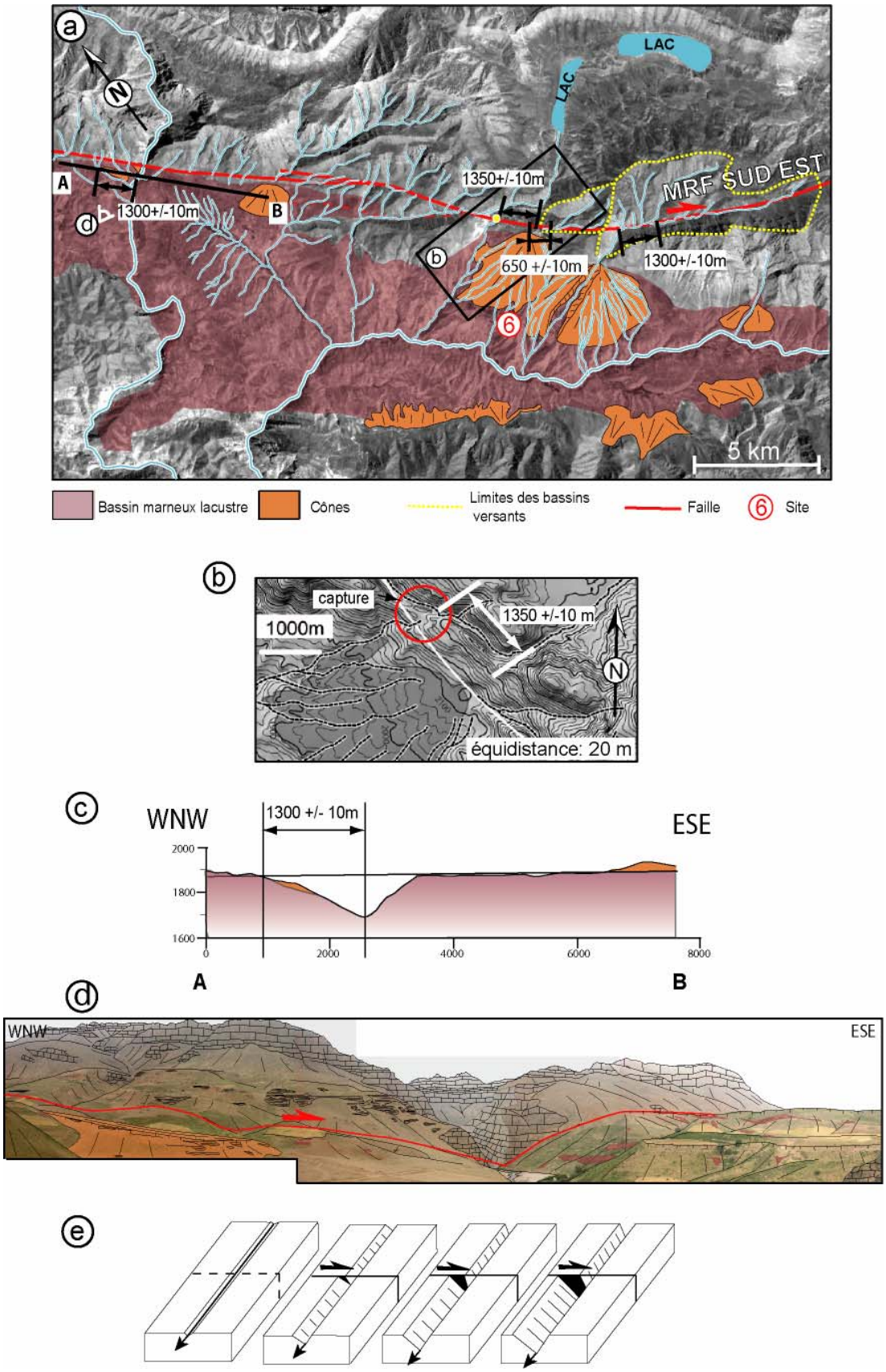


Figure D.6 : Décalages tectoniques de l'ordre de 1300 m des drainages sur la zone de failles sud-est de la MRF. (a) Cadre géomorphologique de la zone d'étude présenté sur une image SPOT. (b) Topographie de la zone de capture. (c) Coupe topographique AB de la vallée étudiée. Elle est localisée sur la Figure D.6a. Les différentes couleurs

représentent les dépôts quaternaires décrits dans Figure D.6a. (d) Vue NNE de la rivière au passage de la faille et son interprétation. (e) Schéma d'évolution d'une rivière incisant deux compartiments séparés par une faille dextre au cours du coulissage.

On retrouve indirectement la même quantité de déplacement horizontal affectant la rivière majeure de la partie ouest de la zone (Figure D.6a). Au SO de la faille, une rivière incise profondément (100 m de profondeur) une série sédimentaire lacustre qui s'est sédimentée dans un bassin intramontagneux (Figure D.6a). La surface d'abandon de ce dépôt est bien préservée (Figure D.6c) et c'est dans celle-ci que s'est incisée la rivière. Le drainage est caractérisé par une asymétrie de la vallée à l'aval de la faille. Le profil de la rivière parallèle à la faille est marqué par un versant en pente douce (4° de pente) pour la rive droite (NO) et un versant très abrupte plongeant vers le drain actuel sur la rive gauche (SE). La distance entre le haut du versant NO (ligne d'intersection entre la surface d'abandon et le point haut) et le drain actuel est de 1300m (Figure D.6c). Cette asymétrie peut être interprétée comme d'origine tectonique. En effet, la rivière étant un drainage principal de la région, sa dynamique érosive est telle que le drain a gardé sa trajectoire NE-SO malgré le déplacement relatif des deux compartiments de la faille. En revanche, la rivière a incisé progressivement et latéralement les marnes tendres du bassin intramontagneux, générant une asymétrie dans le profil transversal de la vallée (Figure D.6e). Puisque la rivière a progressivement érodée latéralement la surface du bassin au cours du décalage, l'âge d'abandon de la surface peut être considéré comme équivalent à celui du rejet tectonique. Par conséquent, l'enregistrement du déplacement de la faille par le réseau hydrographique a débuté lors de l'initiation d'une phase d'incision majeure impliquant l'abandon de la surface des dépôts lacustres.

3.3. Tectonique active sur la faille de Karehbas

3.3.1. Cône décalé par la faille de Karehbas et estimation de la vitesse de faille

L'activité récente de la faille de Karehbas se traduit par le décalage tectonique horizontal de drainages et d'un cône. Le cône se situe sur la zone sud de la faille de Karehbas (Figure D.7 localisée sur la Figure D.4). La faille passant au pied de l'escarpement, l'apex du cône est décalé horizontalement de sa vallée source de 170 ±20 m (D.7a, b, c). Ce dépôt non daté peut être corrélé avec les cônes datés de la zone de failles centrale de Kazerun (chapitre D.2, site 10, Figure 19). Leur morphologie est semblable, la surface des cônes est très peu

incisée et sa surface n'est pas scellée par une calcrète contrairement aux cônes étudiés le long de la MRF. Cette corrélation permet, en combinant l'âge du cône du site 10 (25 ka et 33 ka) et le décalage du cône de Karehbas de 170 ±20 m, de déterminer une vitesse pour la faille de Karehbas comprise entre 4.5 et 7.6 mm/an (~5.5 ±2 mm/an). Ces vitesses sont rapides, elles impliquent que la faille de Karehbas a un rôle non négligeable dans l'accommodation de la déformation du Zagros.

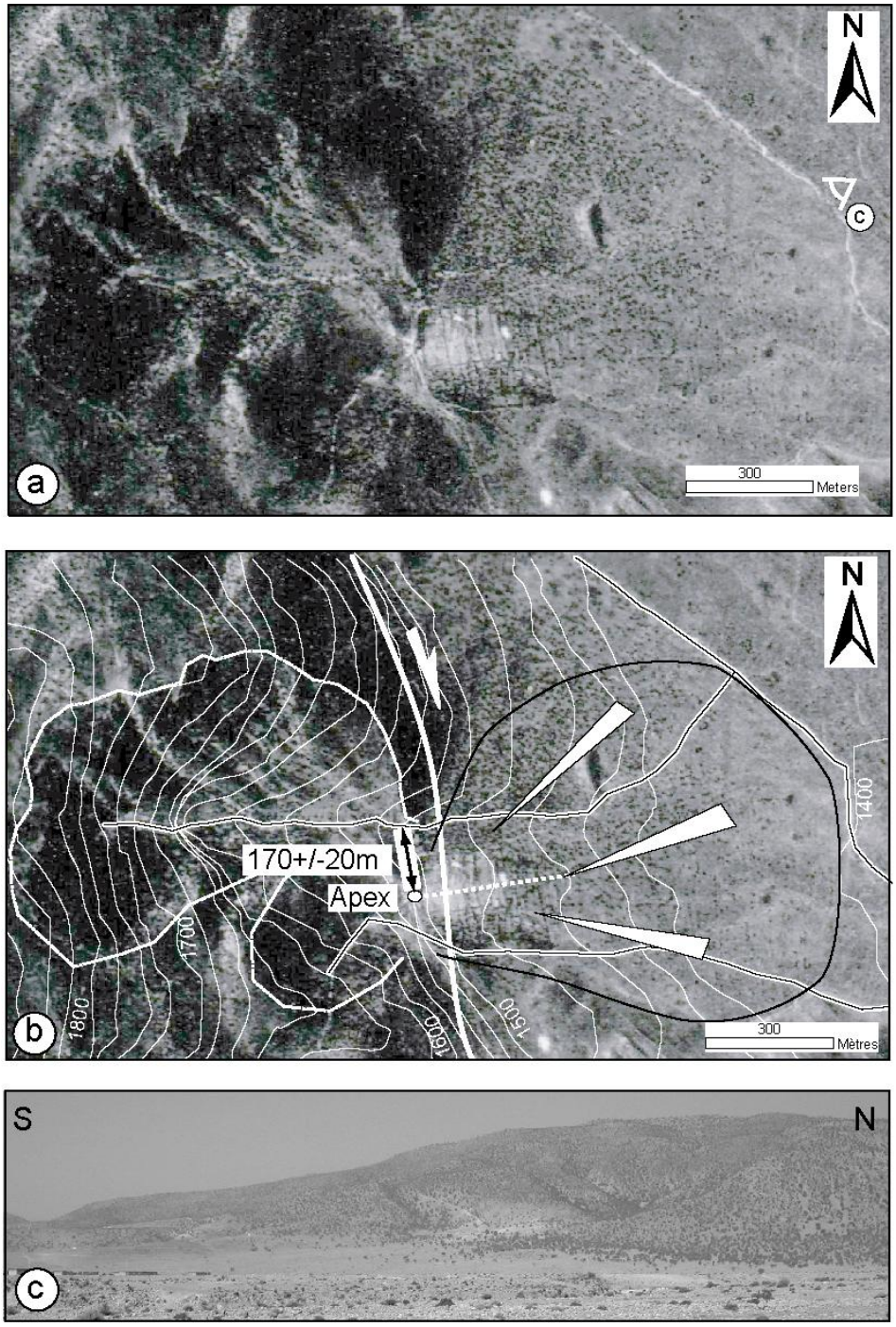


Figure D.7 : Cône alluvial décalé par la faille de Karehbas. (a) Photo aérienne du cône et de sa vallée source. (b) Interprétation de la photo aérienne supperposée aux courbes de niveaux. Les pointillés blancs indiquent la limite du bassin versant. (c) Vue du cône et de sa vallée source.

3.3.2. Connexion entre la faille de Karehbas et la faille d'Ardakan

La zone localisée entre la faille d'Ardakan au nord et la faille de Karehbas au sud, est caractérisée par une grande dépression (Figure D.8 localisée sur la Figure D.4). Il s'agit d'un paléo-lac de 731 km^2 constitué de deux sous bassins (Figure D.8). Cette superficie fait de lui un objet géomorphologique d'extension régionale. L'épaisseur minimum de ces dépôts est d'une centaine de mètres. La série lacustre est essentiellement limoneuse alimentée par des apports détritiques. D'après la carte des pentes, la partie sud du lac est très incisée tandis que la partie nord du lac est mieux préservée (Figure D.8). Cette dernière forme une vaste surface plane étendue assimilable à la surface d'abandon de dépôts (Figures D.8, D.9). Les deux parties du lac sont séparées par un seuil, armé par une barre rocheuse de calcaires oligocènes large de 4 km et longue de 40 km (Figure D.8).

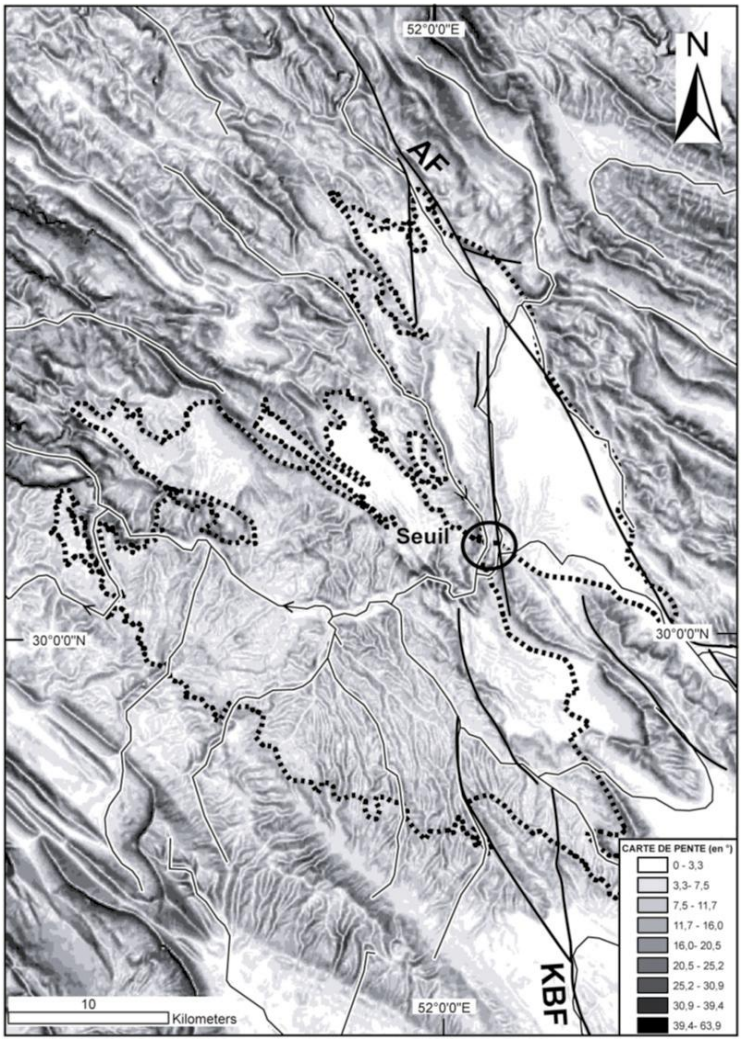


Figure D.8 : Paléo-lac affecté par des segments de failles connectant la faille d'Ardakan au nord, de la faille de Karehbas au sud sur la carte des pentes réalisée à partir du MNT SRTM 90. Les traits pointillés indiquent le contour du lac. Les traits pleins représentent

les failles. Le seuil est indiqué par un cercle. AF : faille d'Ardakan ; KBF : faille de Karehbas.

Des segments de failles semblent passer au travers de ce lac entre la faille d'Ardakan au nord, et la faille de Karebas au sud (Figure D.8). Ils suivent des drainages linéaires d'orientation NS, de même direction que les failles décrochantes de cette région (Figure D.8). Un premier segment a été observé au niveau de la partie nord du lac dans le prolongement de la faille d'Ardakan. La microtectonique réalisée sur ce segment dans la Formation Bakhtiari d'âge pliocène indique un régime décrochant (chapitre C.2, site 22, Figure 9). Un autre segment passant par le seuil affecte la barre rocheuse de calcaires oligocènes et les dépôts lacustres (Figure D.10).

Ces segments de failles reconnus au sein de cet ancien lac forment la connexion entre la faille d'Ardakan et la faille de Karehbas. Cependant la barre oligocène au niveau du seuil ne semble pas être significativement décalée. Par conséquent, il est possible que la mise en place de ces segments de failles soit récente ou que les dépôts lacustres dissimulent le rejet.

Figure D.9 : Photo montrant la surface d'abandon plane ainsi que sa forte incision.

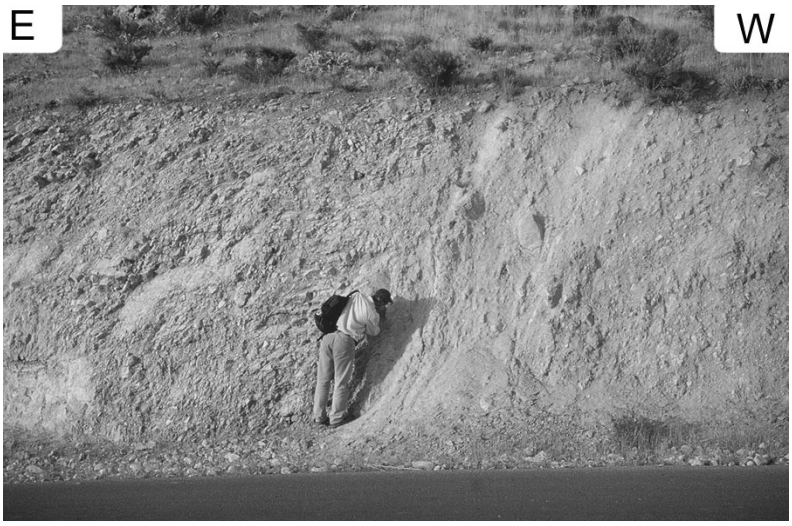


Figure D.10 : Photo de l'affleurement de roches affectées par le segment de faille passant par le seuil.

3.4. Conclusions

L'étude de la Rivière Zayendeh et de la Rivière Kurang recoupées par les deux zones de failles de la MRF, n'a pu aboutir à indiquer si les vitesses quaternaires des deux zones de failles respectives pouvaient être applicables pour un âge supérieur à celui de la mise en place des objets décalés qui a permis de les estimer (140000 ans). En effet, la corrélation entre les décalages observés associés aux deux zones de failles de la MRF n'est pas réalisable car les décalages ne seraient pas synchrones. Par contre, cette étude a pu mettre en évidence une inversion du sens d'écoulement de la Rivière Zayendeh entre 1.4 et 1.6 Ma.

Un autre complément de l'analyse morphotectonique sur la MRF, cette fois-ci méthodologique, décrit trois types de rejets observés le long de la MRF de même valeur. Les deux premiers sont classiques, ils impliquent une inflexion d'un drain au passage de la faille et un phénomène de capture. Par contre, le troisième n'est pas un décalage apparent du drain à la surface, mais il s'observe par une asymétrie dans le profil transversal de la vallée. Il correspond à la migration d'une rivière à fort taux d'incision au cours du déplacement le long de la faille. Ce phénomène a déjà été observé au Tibet sur la faille d'Altyn Tagh [Ding et al., 2004]. Dans le cas de notre étude, ce processus a été favorisé par la faible compétence des marnes du bassin intramontagneux incisé par la rivière. Ce rejet correspondant aux deux premiers en quantité de déplacement, permet de faire une corrélation entre l'enregistrement d'un décalage par un réseau de drainage majeur et l'amorce d'une phase d'incision régionale.

Enfin, l'analyse d'un cône décalé en dextre le long de la faille de Karehbas a permis d'estimer une vitesse de mouvement horizontal entre 4.5 et 7.6 mm/an. Ce taux de déplacement impliquerait une activité décrochante de la faille non négligeable au sein du système de failles transverses du Zagros central. D'après l'analyse morphostructurale des dépôts d'un paléo-lac régional situé entre la faille de Karehbas et la faille d'Ardakan, ces deux failles semblent être connectée. Cette connexion favorise le transfert du déplacement de la MRF sur ces failles appartenant à la terminaison SE orogénique en queue de cheval de la MRF [Authemayou et al., 2005]. La faille de Karehbas se situant au SE de ce système et sa terminaison sud étant courbée et chevauchante, elle implique la localisation non négligeable du raccourcissement au front de la chaîne.

4. Déplacement horizontal fini et âge d'initiation de ce déplacement

Les objectifs de l'analyse tectonique présentée dans cette partie sont de déterminer le déplacement fini horizontal pour chaque zone de failles décrochantes de notre étude, et d'estimer l'âge d'initiation du mouvement décrochant le long de trois d'entres elles : la MRF, la KF et la faille de Karehbas. Ce sont des paramètres clefs qui permettront, d'une part, de contraindre le développement de chaque faille décrochante dans l'histoire géodynamique de la chaîne du Zagros, et d'autre part, d'évaluer leur rôle respectif dans la distribution du mouvement de la MRF vers le Zagros oriental, ces failles représentant la terminaison SE orogénique de la MRF.

Le calcul de l'âge d'initiation du mouvement décrochant va être réalisé en combinant le déplacement fini horizontal mesuré sur la faille et la vitesse quaternaire de cette même faille déterminée par l'analyse morphotectonique (chapitre D.2 et D.3). Le déplacement fini intègre généralement une période géologique longue car il s'agit du déplacement horizontal cumulé depuis que la faille est devenue décrochante. Afin de le déterminer, on utilise des marqueurs géologiques décalés par la faille tels que des unités géologiques ou des structures (plis, failles anciennes…). Ces marqueurs doivent être antérieurs à l'initiation du mouvement de la faille qui les recoupe. Par contre, comme nous l'avons vu précédemment, la vitesse géomorphologique n'est valable que sur une période de temps courte. Par conséquent, pour obtenir l'âge d'initiation du mouvement décrochant sur les failles, il faut présumer que le taux de déplacement horizontal soit resté constant depuis l'initiation du mouvement décrochant.

Faille	Décalage fini horizontal (en km)	Vitesse horizontale (mm/an)		AGE (en Ma)	
		min	max	min	max
MRF	50	5,5	6,7	7,5	9,1
KF Nord	13	3,7	4,2	3,1	3,5
KF Centrale	8,2	2,7	2,8	2,9	3.0
KF Sud	~0		~0		?
Karebas	7	4,5	7,6	0,9	1,6
Ardakan	11	?	?	?	?
Semirom	2	?	?	?	?
Sabz-Pushan	6	?	?	?	?

Tableau D. 1 : Décalage cumulé depuis l'initiation du mouvement horizontal le long de la faille, vitesse quaternaire long-terme de la faille et âge de cette initiation. MRF : Main Recent Fault ; KF : faille de Kazerun.

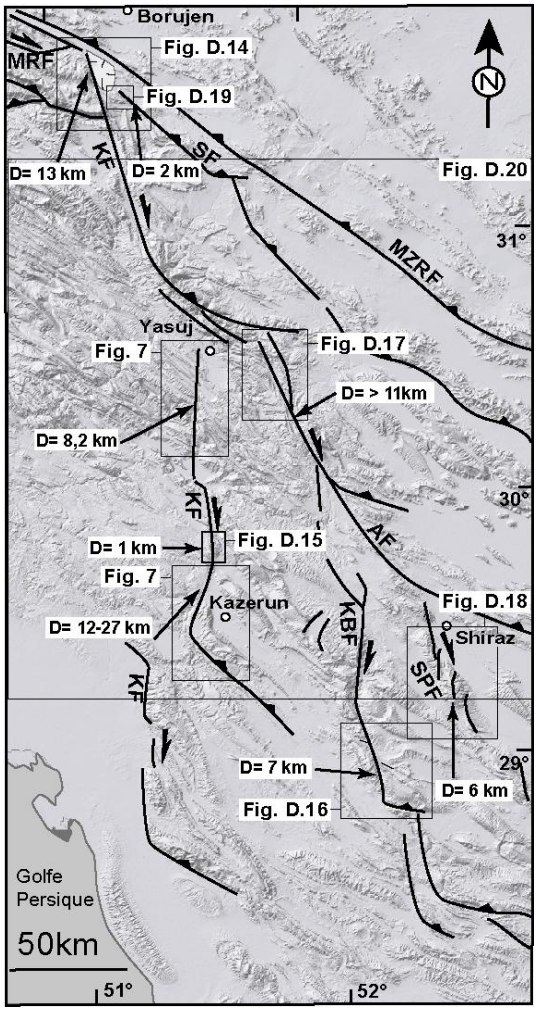


Figure D.11 : Synthèse des décalages géologiques cumulés (D) estimés depuis l'initiation du mouvement décrochant le long de chaque zone de failles superposée au relief ombré. La zone en gris clair indique la dépression située à la terminaison nord de la KF. AF - Ardakan Fault; HF: Hanna Faut; HZF - High Zagros Fault; IF - Izeh Fault; KBF - Karehbas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF -Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SF - Sarvestan Fault; SEF: Semirom Fault, SPF – Sabz-Pushan Fault.

4.1. Calcul de l'âge d'initiation du mouvement décrochant sur les failles

4.1.1. La Main Recent fault

Déplacement fini

Le déplacement cumulé a été évalué à 10-15 km sur la terminaison NO de la MRF [Copley et Jackson, soumis]. Cette longueur représente la dimension de deux bassins extensifs

situés à l'extrémité courbée de deux segments (le déplacement horizontal le long de ces segments induit l'ouverture des bassins) (Figure D.12).

Dans la zone centrale de la MRF, le déplacement total a été estimé à une cinquantaine de kilomètres d'après le décalage d'ophiolites mise en place au Crétacé supérieur et le décalage de rivières majeures (Figure D.13) [Gidon et al. 1974a; Talebian et Jackson, 2002].

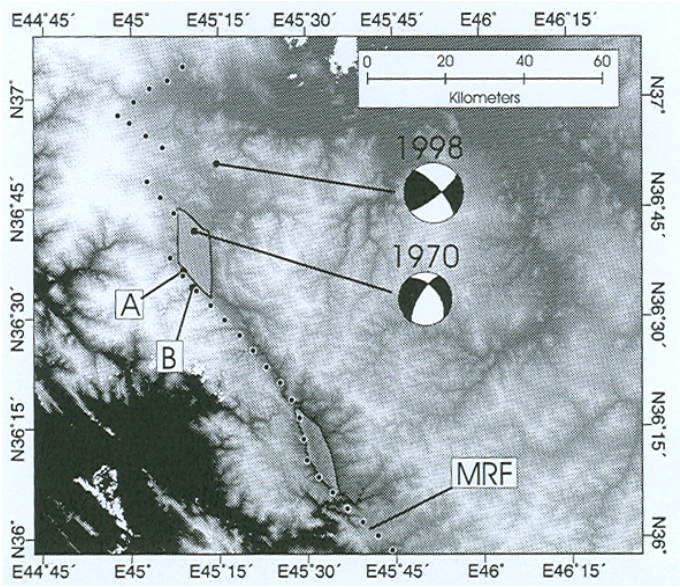


Figure D.12 : Terminaison NO de la Main Recent Fault (MRF) associée à deux bassins extensifs (surface grisée) [d'après Copley et Jackson, soumis].

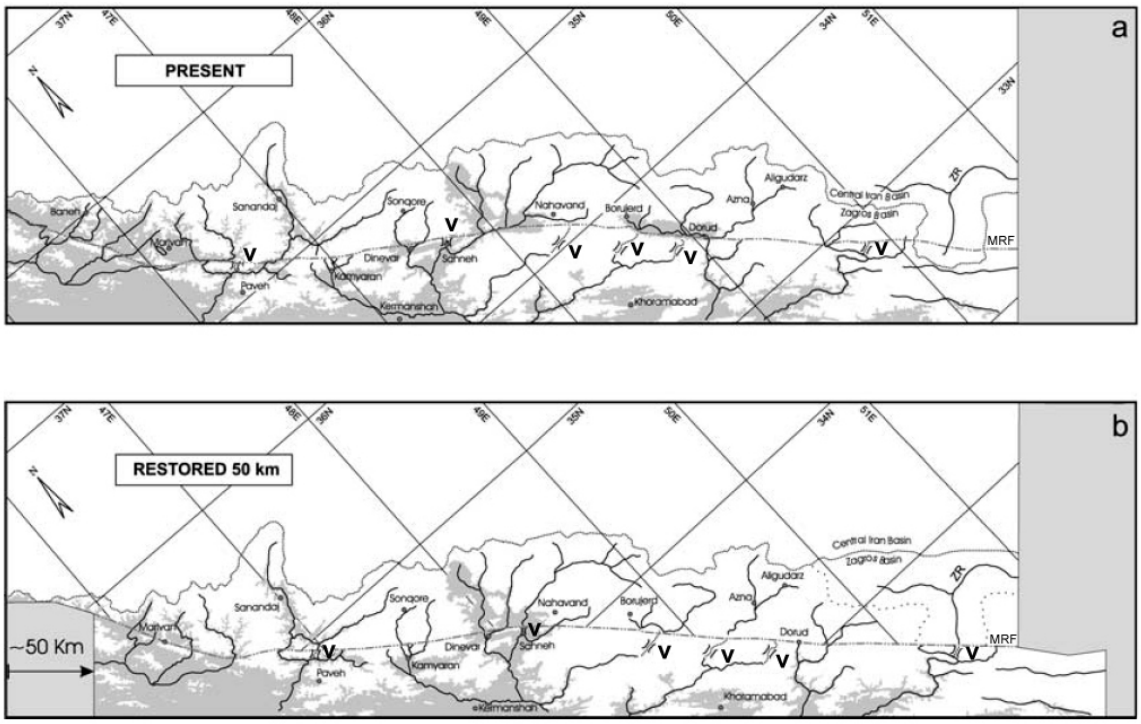


Figure D.13 : Carte des drainages le long de la MRF actuelle. (a) et après restauration du décalage de 50 km (b) [d'après Talebian et Jackson, 2002]. Le symbole V correspond aux vallées sèches. La ligne grise est la ligne de partage des eaux. ZR : Rivière Zayandeh. MRF : Main Recent Faut.

La variation du déplacement fini de la MRF de 10-15 à 50 km peut s'expliquer par la position spécifique de chaque zone d'étude. A l'approche d'une terminaison de faille, le déplacement cumulé décroît généralement par distribution du mouvement sur différents segments. De plus, la propagation potentielle de la faille induirait un mouvement plus récent sur ces terminaisons. Par conséquent le décalage fini le long de la partie centrale d'une faille est généralement plus grand qu'au niveau des terminaisons.

Age de la Main Recent Fault

L'âge de la MRF est estimé en combinant le décalage fini et l'intervalle de vitesses quaternaires présentées dans le chapitre D.2. Le décalage fini utilisé est celui de 50 km car il a été déterminé, entres autres, sur notre zone d'étude par Talebian et Jackson [2002]. En outre, il semble être bien contraint par le nombre élevé de correspondances entre les réseaux de drainage majeur de part et d'autre de la faille (17 rivières sur une distance de 500 km) obtenu après avoir translaté le compartiment NE de la MRF de 50 km vers le NO (Figure D.13). L'âge de mise en place de la MRF résultant varie de 7.5 Ma à 9.1 Ma (Tableau D.1).

4.1.2. La faille de Kazerun

Déplacement fini

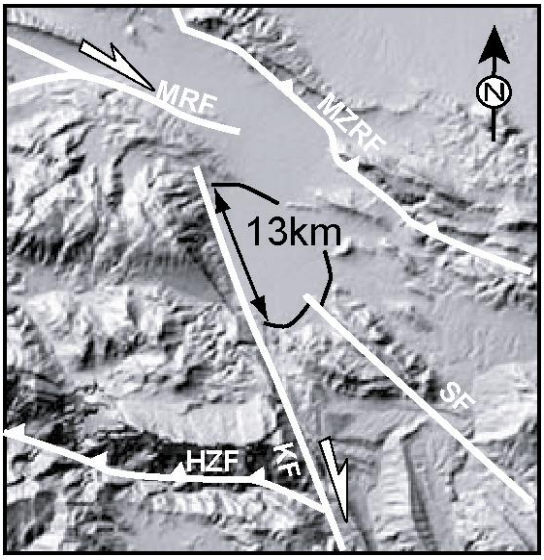


Figure D.14 : Dépression au nord de la faille de Kazerun formée par le mouvement dextre de la faille et le déplacement vers le SE du bloc situé entre la faille de Kazerun (KF) et la Main Zagros Reverse Fault (MZRF) (Relief ombré STRM90). HZF : High Zagros Fault, MRF : Main Recent Fault.

Le décalage fini a été estimé dans cette étude pour chaque zone de failles de Kazerun. Les travaux antérieurs indiquent des décalages entre 10 km et 140 km sur la partie sud de la KF [Berberian, 1995 ; Bachmanov et al., 2004].

Au nord du bloc limité à l'est par la zone de failles nord de Kazerun, et à l'ouest par la Main Zagros Reverse Fault, on observe une dépression bordant la faille de Kazerun sur 13 km (Figure D.14, localisée sur la Figure D.11). Si on considère que la dépression s'est formée en conséquence du déplacement vers le SE de ce bloc, cette distance constituerait le décalage horizontal fini de la zone de failles nord de Kazerun.

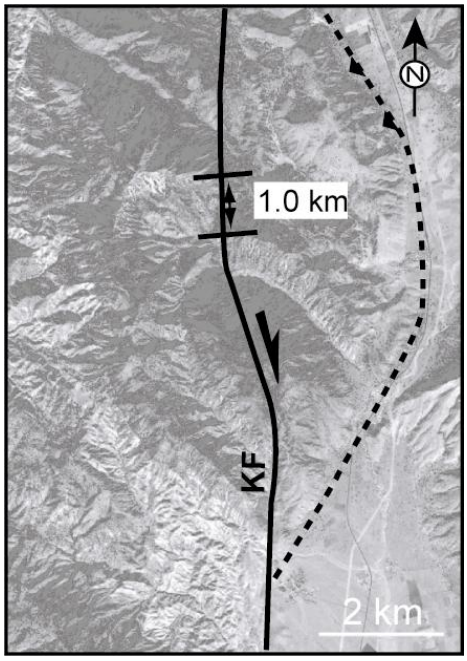


Figure D.15 : Décalage d'un anticlinal le long du segment central de la zone de failles centrale de Kazerun (KF) (image satellite SPOT). Le segment en pointillé est un segment ancien désormais inactif.

Sur la zone de failles centrale de Kazerun, des déplacements horizontaux finis ont été estimés pour les trois segments principaux qui la constituent. Du nord au sud, on obtient des décalages de 8.2 km, 1 km et de 12 à 27 km, respectivement (Figure D.14). Le rejet de 1 km est déduit d'un anticlinal décalé par le segment central (Figure D.15). Il n'est pas représentatif du déplacement fini car la faille recoupe un ancien segment de la KF (Figure D.15). Le décalage de 12 à 27 km du segment sud est déterminé à partir de plusieurs scénarios d'après la distorsion d'un anticlinal et le décalage dextre d'une partie de ce pli (Figure. 7, chapitre C.2). Le rejet de 8.2 km peut être considéré comme le déplacement fini le mieux contraint car cette estimation se base sur une simple translation de 8.2 km vers le sud du compartiment ouest de la faille permettant de corréler correctement deux coupes topographiques de part et d'autre de la KF (Figure 7 chapitre C.2).

Aucun déplacement horizontal significatif n'a pu être estimé sur la zone de faille sud de Kazerun. Les marqueurs observés affectés par la faille ne semblent avoir subit qu'un déplacement vertical.

Age de l'initiation du mouvement décrochant

La faille de Kazerun est une faille de socle héritée, qui a connu de multiples réactivations depuis le Précambrien [Sepehr. 2001]. Suite à la collision, la faille de Kazerun est caractérisée par deux régimes tectoniques successifs.

La KF s'est d'abord mise en place en tant que rampe latérale de l'arc Fars. Des données stratigraphiques et l'étude de la cinématique de failles (chapitre C.2), indiquent qu'elle fonctionnait en faille inverse à l'Eocène pour la zone de failles nord et au Miocène inférieur pour la zone de failles centrale [Hessami et al., 2001a; Sepehr, 2001; Sepehr et Cosgrove, 2005].

La cinématique de failles sur la KF indique un régime de contraintes actuel décrochant. Un âge d'initiation du mouvement décrochant est estimé sur chaque zone de failles de Kazerun à partir du déplacement fini cartographié et des vitesses quaternaires calculées dans le chapitre D.2 :

- Pour la zone de failles nord de Kazerun, il a été estimé à partir du décalage de 13 km et des vitesses quaternaires estimées à partir du site 8 (Figure 13, chapitre D.2). L'âge de la faille se situe entre 3.1 et 3.5 Ma.

- Pour la zone de failles centrale de Kazerun, le décalage fini de 8.2 km combiné aux vitesses déduites du site 10 (Figure 19, chapitre D.2) implique une initiation du mouvement décrochant entre 2.9 et 3.0 Ma.

- La carte de propagation de front de déformation réalisée à partir d'indices tectono-sédimentaires par Hessami et al. [2001a] suggère que la rampe latérale que représente la zone de failles sud de Kazerun s'est mise en place au Miocène moyen.

4.1.3. La faille de Karehbas

Déplacement fini

Un décalage horizontal a pu être estimé le long de la faille au niveau d'un pli découpé en son centre et décalé par la faille (Figure D.16 localisée sur la Figure D.11). Les repères

permettant de quantifier le déplacement sont les traces des bancs de même âge situés de part et d'autre de la faille. Pour ne pas cartographier un décalage apparent, les points repères sont de même altitude et localisés sur des bancs de même pendage. Le décalage estimé est de 7 km (Figure D.16).

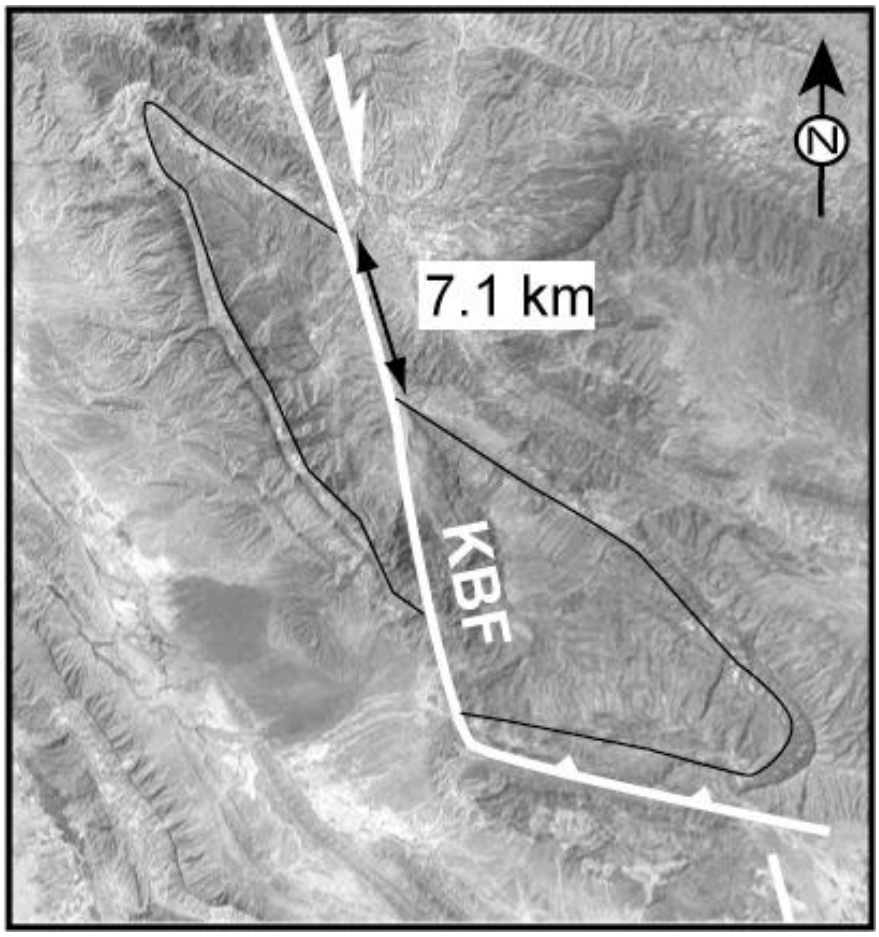


Figure D.16 : Anticlinal décalé par la faille de Karehbas (image SPOT). KBF : faille de Karehbas.

Age de l'initiation du mouvement décrochant

Le décalage de 7 km a été combiné avec les vitesses quaternaires déduites pour la faille à partir d'un cône décalé décrit dans le chapitre D.3 afin de calculer l'âge de l'initiation du mouvement horizontal sur la faille de Karehbas. Cela suppose que le pli décalé s'est formé avant le début du régime décrochant sur la faille. Si la faille s'était déplacée horizontalement pendant la formation du pli, celui-ci n'aurait probablement pas cette symétrie remarquable de part et d'autre de la faille (Figure D.16). Par conséquent l'hypothèse du calcul est envisageable. Les vitesses obtenues sont comprises entre 2.5 et 8.6 mm/an, l'âge résultant varie de 0.9 à 1.6 Ma (Tableau D.1).

4.2. Déplacement horizontal fini des failles d'Ardakan, Sabz-Pushan et Semirom

4.2.1. La faille d'Ardakan

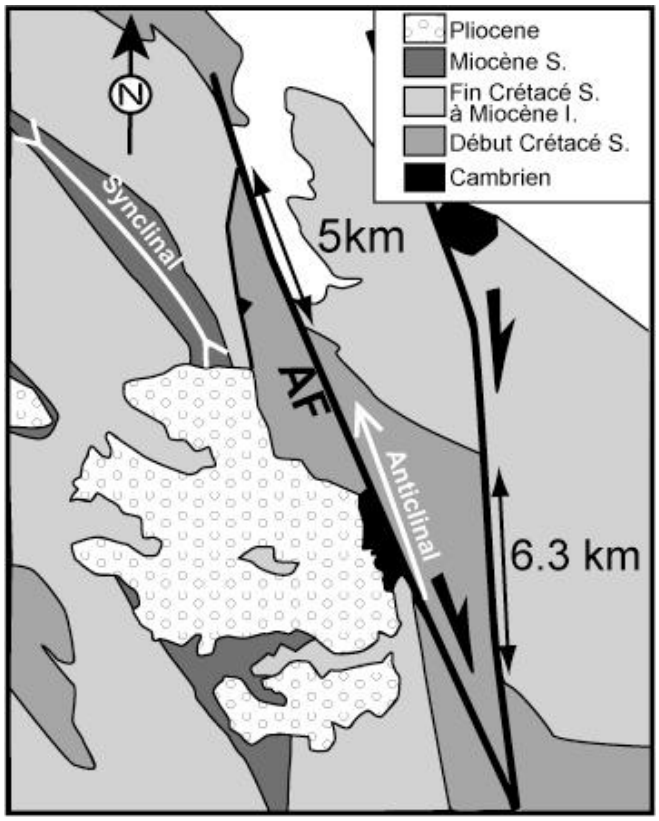


Figure D.17 : Schéma structural de la terminaison nord de la faille d'Ardakan (AF).

La partie nord de la faille d'Ardakan se compose de deux segments qui se rejoignent vers le SE. La cartographie des terrains recoupés par ces segments a permis d'évaluer un déplacement cumulé horizontal pour chacun d'entre eux (Figure D.17). Le segment oriental décale en dextre le contact entre les formations d'âge début Crétacé supérieur et celles d'âge fin Crétacé supérieur à Miocène inférieur sur une distance de 6.3 km (Figure D.17). Le segment occidental décale ce même repère de 5 km. Cependant à l'est de ce segment, ce repère n'est plus un contact stratigraphique mais un chevauchement (Figure D.17). Considérant que la formation transportée par ce chevauchement provient de la même formation à l'est du segment occidental, le déplacement horizontal fini de ce segment est au minimum de 5 km (Figure D.17). Par conséquent, si l'on additionne les rejets estimés pour les deux segments de la faille d'Ardakan, le déplacement horizontal cumulé sur la zone de faille est d'au moins 11 km.

4.2.2. La faille de Sabz-Pushan

La faille de Sabz-Pushan se situe à l'est de la faille de Karehbas et au sud de la terminaison méridionale de la faille d'Ardakan (Figure D.18 localisé sur la Figure D.11). Ses segments présentent un agencement en échelon. Ils affectent un anticlinal de 50 km de long. Le segment nord se localise à l'ouest de la ville de Shiraz (Figure D.18). Le pli est recoupé et déplacé en dextre par chacun de ces segments. Le rejet en dextre de l'enveloppe NE de l'anticlinal a été mesuré approximativement à 6 km (Figure D.18).

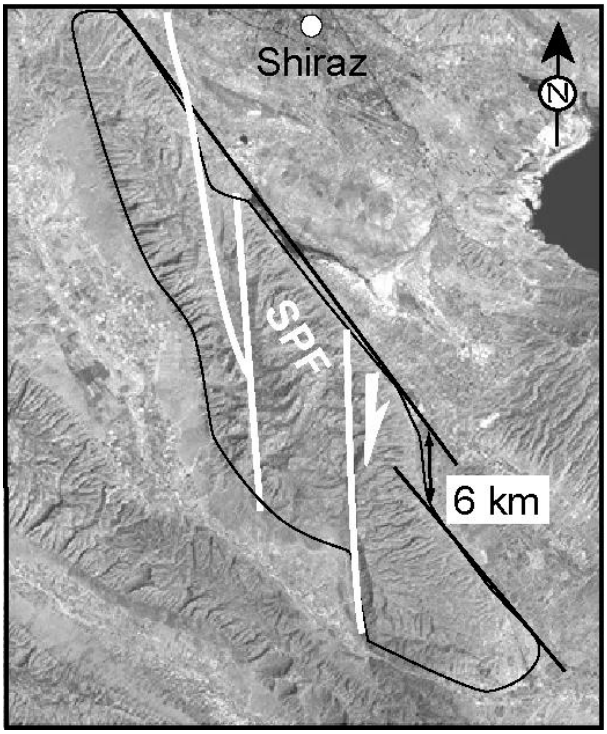


Figure D.18 : Anticlinal découpé et décalé par la faille de Sabz-Pushan (SPF) (image SPOT).

4.2.3. La faille de Semirom

La faille de Semirom se localise à l'est de la zone de failles nord de Kazerun (Figure D.11). Son orientation est proche de celle des chevauchements longitudinaux. Cependant, l'analyse microtectonique indique une seule cinématique oblique (décrochante-inverse). Afin d'estimer le décalage produit par la composante décrochante du mouvement, nous avons analysé un anticlinal traversé longitudinalement par la faille. Le pli est décalé en dextre par celle-ci. Le rejet horizontal de bancs verticaux au cœur du pli est estimé à 2 km (Figure D.19).

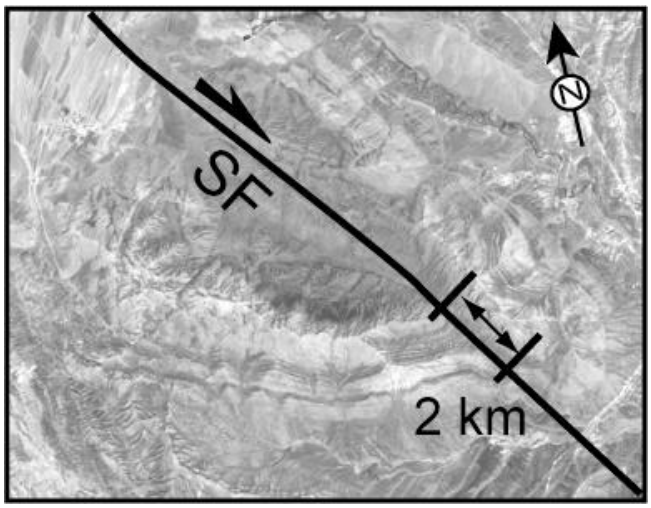


Figure D.19 : Décalage d'un anticlinal par la faille de Semirom (SF) (image SPOT).

4.3. Discussion

4.3.1. La mise en place de la Main Recent Fault

D'après la vitesse quaternaire et le déplacement fini estimés le long de la MRF, l'âge de sa mise en place se situe entre 7.5 et 9.1 Ma, c'est-à-dire, dans le Miocène supérieur. Cet âge est significatif si la vitesse est restée constante depuis cet événement. Les études antérieures convergeaient toutes vers un âge pliocène sur des arguments tectonostratigraphiques [Authemayou et al, soumis] et/ou géodynamiques [Talebian et Jackson, 2002]. Cette période correspond à une augmentation du taux de raccourcissement associé au plissement dans le Zagros [e.g., Falcon, 1974] qui s'accorderait à une période de réorganisation de la déformation régionale à l'échelle du Moyen Orient à 5 ±2 Ma [e.g., Allen et al., 2004; Regard et al., 2003; 2005].

Les contraintes temporelles de ce changement dans la chaîne du Zagros ne sont pas étayées et reposent essentiellement sur l'âge de la Formation Bakhtiari. Cette formation conglomératique synorogénique peut être diachrone le long du Zagros. Dans notre zone d'étude, la seule contrainte apportée est la formation sous jacente à celles de la Formation Bakhtiari qui a fourni des microfaunes du Miocène supérieur [Gidon et al., 1974c]. La MRF se met en place pendant la sédimentation de la Formation Bakhtiari (chapitre C.2).

Le mécanisme du partitionnement de la convergence oblique dans le Zagros implique à la fois le mouvement décrochant sur la MRF et du raccourcissement accommodé par des plis et des chevauchements en majorité localisés dans la ceinture plissée simple [Talebian et

Jackson, 2004]. Cette relation étroite entre le raccourcissement et le déplacement le long la MRF proposée par Copley et Jackson (soumis) est argumentée par la similitude entre le décalage fini de 50 km estimé le long de la MRF et la quantité de raccourcissement fini dans la ceinture plissée simple (49-52 km) déduite de coupes équilibrées [Blanc et al., 2003 ; Mc Quarrie, 2004]. Par conséquent, cette corrélation implique que l'initiation du raccourcissement serait contemporaine de la mise en place de la MRF. D'après des données stratigraphiques, Falcon [1974] indique que le raccourcissement majeur dans la ceinture plissée simple débute au Pliocène. Toutefois des données de magnétostratigraphie récentes permettent de dater le début du plissement au front de la chaîne entre 8.1 et 7.2 Ma [Homke et al. 2004]. Ces dernières données, bien contraintes, impliquent un plissement de la ceinture plissée simple plus précoce que pliocène en accord avec un âge miocène supérieur de la MRF.

L'âge pliocène de la MRF reste toutefois envisageable si on considère que la vitesse a diminué depuis la mise en place de la faille. Cette diminution du taux de déplacement n'a pu être engendrée par une diminution du taux de convergence Arabie/Eurasie (resté stable depuis au moins 56 Ma [McQuarrie et al., 2003]), mais elle peut s'expliquer par l'évolution de la MRF. En effet, la MRF s'est probablement propagée vers le SE avant de se connecter à la KF (chapitre C.2). Par conséquent, la KF aurait perturbé la MRF lorsque cette dernière se propageant vers le SE s'est connectée à la discontinuité de socle que représente la KF. Cette connexion de deux failles d'orientations très différentes aurait pu provoquer un phénomène de constriction (buttress effect) qui aurait engendré une diminution de la vitesse horizontale de la MRF.

4.3.2. Initiation du mouvement décrochant sur la faille de Kazerun

Le décalage total le long de la KF n'a pu être estimé avec précision faute de marqueurs antérieurs à la collision affleurant de part et d'autre de la faille. Une des difficultés résulte du fait que la KF est un accident ayant eu une histoire complexe (héritage important). Toutefois, nous avons essayé de proposer par des arguments indirects un âge minimum de la mise en place du régime décrochant de cette faille. Pour la zone de failles nord de Kazerun, le décalage de 13 km n'est qu'un décalage approximatif car le comblement du bassin empêche une quantification précise du taux d'ouverture et la présence de cette dépression n'est pas forcément induite par le déplacement horizontal de la KF (Figure D.13). Pour la zone de failles centrale de Kazerun, la topographie de part et d'autre de la faille n'est pas

nécessairement antérieure à la mise en place de la faille. Donc, le décalage de 8.2 km peut représenter un décalage minimum.

Malgré ces réserves, le début du mouvement purement décrochant estimé le long de la zone de failles nord (3.1 à 3.5 Ma) grâce à ces arguments est remarquablement cohérent avec l'initiation du mouvement purement décrochant estimée le long de la zone de failles centrale de Kazerun (2.9 à 3.0 Ma) (Table D.1).

Si l'on compare ces âges avec l'âge estimé de mise en place de la MRF (~7 et 9 Ma), la faille de Kazerun devient décrochante plus tardivement que la MRF. La connexion entre la MRF et la KF permet au mouvement horizontal de la MRF de se transférer sur la KF. Etant donnés ce transfert de mouvement, la cinématique de failles indiquant deux régimes de contraintes successifs, compressif (faille inverse) puis décrochant sur la zone de failles nord de Kazerun et l'âge pliocène d'initiation du mouvement horizontal sur la KF, on suggère que c'est la connexion entre les deux failles qui a induit le mouvement purement décrochant de la KF. On peut donc supposer que la MRF a débuté son activité à la fin du Miocène supérieur avant de se propager vers le SE et de se connecter à la KF au Pliocène.

4.3.3. Début du mouvement décrochant sur la faille de Karehbas

L'initiation du mouvement décrochant le long de la faille de Karehbas est estimée entre 0.9 et 1.6 Ma (Tableau D.1). Elle est donc tardive par rapport à la KF et à la MRF. L'âge maximum est en accord avec l'âge minimum de la KF. Cette faille jouerait donc un rôle dominant dans le Zagros central depuis peu de temps. L'initiation de son mouvement aurait pu ainsi faire décroître l'implication de la zone de failles centrale de Kazerun dans l'accommodation de la déformation dans le Zagros central. Considérant que la faille de Karehbas se situe à l'est de la KF, ces âges soutiennent l'argument d'une activation progressive des failles de l'éventail vers le SE. Ce processus est à mettre en relation avec la distribution du mouvement de la MRF, du NO vers le front de déformation au SE aux travers des failles décrochantes du Zagros central.

4.3.4. Déplacement fini et implications

Le mouvement horizontal de la MRF est transféré et distribué sur les failles en éventail du Zagros central. L'analyse de la répartition des décalages cumulés sur chaque zone de

failles a pour but de visualiser la distribution spatiale du mouvement de la MRF sur ces failles.

Le décalage fini de 50 km de la MRF est largement plus grand que celui de 13 km de la zone de failles nord de Kazerun. Pourtant, ces deux failles sont connectées. Une partie du mouvement de la MRF doit se transférer sur la KF. Par conséquent, soit cette part est modeste, soit la connexion s'est faite tardivement par rapport à la mise en place de la MRF. D'après le déplacement horizontal cumulé de 2 km le long de la faille de Semirom à l'est de la connexion MRF/KF, il est difficile d'envisager qu'une grande partie du mouvement de la MRF ait été transférée sur la faille de Semirom (Figure D.20). En revanche, les âges estimés pour la MRF entre 7.5 et 9.1 Ma sont plus vieux que ceux estimés pour la zone de failles nord de la KF entre 3.1 Ma et 3.5 Ma. Ils confortent l'hypothèse d'une connexion MRF/KF tardive, c'est-à-dire d'âge pliocène.

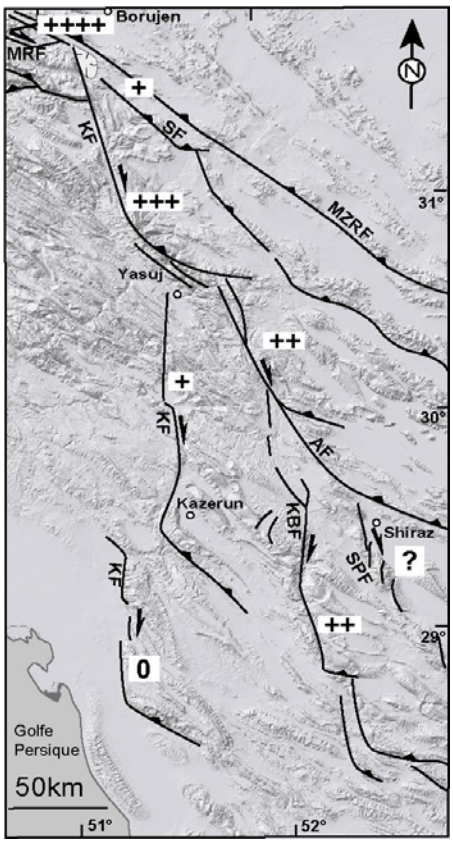


Figure D.20 : Distribution du déplacement de la MRF sur les failles décrochantes en éventail du Zagros central. L'évaluation est présentée par des signes +. AF - Ardakan Fault; HF: Hanna Faut; HZF - High Zagros Fault; IF - Izeh Fault; KBF - Karehbas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF -Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SF - Sarvestan Fault; SEF: Semirom Fault, SPF – Sabz-Pushan Fault.

La différence de décalage cumulé entre la faille d'Ardakan (> 11km) et la zone de failles centrale de Kazerun (8.2 km) implique que la première est plus vieille que la seconde,

ou que sa vitesse est plus rapide. La faille d'Ardakan étant située à l'extrémité sud de la zone de failles nord de Kazerun, un transfert du mouvement entre les deux failles est plus facilement réalisable qu'entre les zones de failles nord et centrale de Kazerun (Figure D. 21). La distribution du mouvement de la MRF se propageant vers le SE, il est donc probable que la faille d'Ardakan est un taux de déplacement plus élevé que la zone de failles centrale de Kazerun (Figures D.20 ; D.21).

Si l'initiation du mouvement décrochant est synchrone le long de la zone de failles nord de Kazerun et la faille d'Ardakan, une simple règle de trois entre le déplacement fini minimum de la faille d'Ardakan (11km), le déplacement fini (13 km) et la vitesse quaternaire de la zone de failles nord de Kazerun permet d'estimer la vitesse horizontale minimum sur la faille d'Ardakan. Cette dernière serait de 3.1 à 3.6 mm/an.

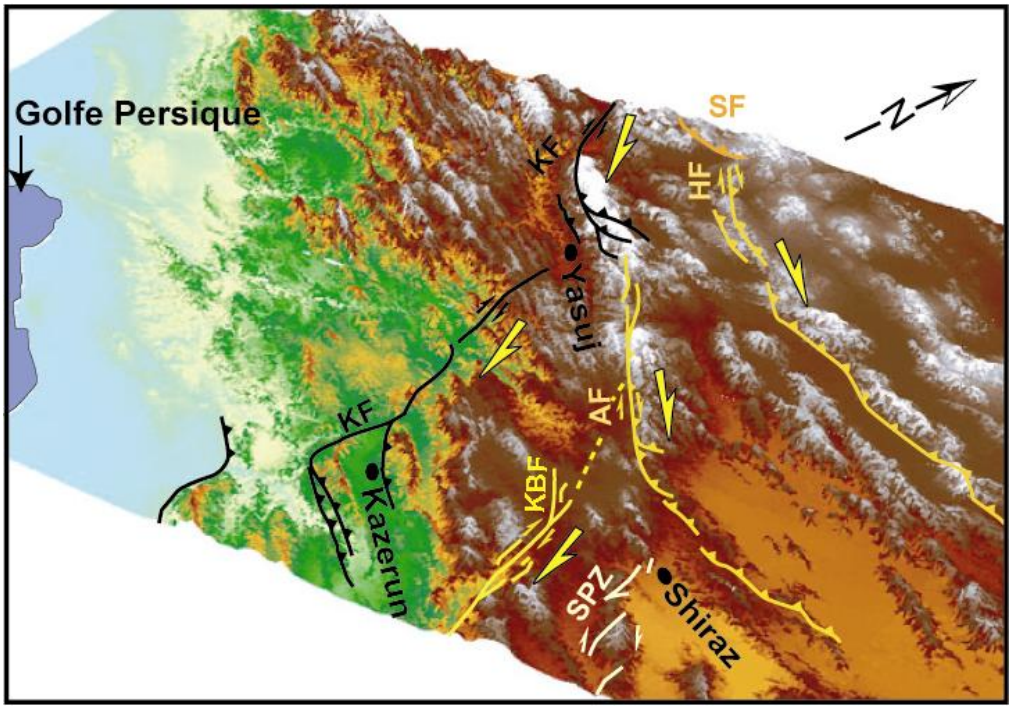


Figure D.21 : Vue 3D de l'arrangement en éventail des failles du Zagros central. AF : Faille d' Adakan ; HF : Faille Hanna ; KBF : Faille de Karehbas ; KF : Faille de Kazerun.

Dans la partie Sud de l'éventail, la zone de failles sud de Kazerun ne semble pas avoir de mouvement décrochant significatif. En revanche, le déplacement cumulé le long de la faille de Karehbas, située approximativement à la même latitude que la zone de failles sud de Kazerun, est estimé à 7 km (Figure D.11). Ce rejet associé à l'âge d'initiation du mouvement décrochant (0.9 – 1.6 Ma) comparé au mouvement décrochant non significatif de la zone de failles sud de Kazerun, implique que la faille de Karehbas est une faille décrochante majeure de l'éventail. En outre, la faille de Karehbas se situe dans le prolongement de la zone de

failles nord de Kazerun et de la faille d'Ardakan; ces trois zones de failles étant plus au moins connectées (paragraphe D.3.3.2). On peut donc suggérer qu'une grande partie du mouvement de la MRF est transféré par l'intermédiaire de ces trois failles dans la chaîne du Zagros (Figures D. 20; D.21).

La faille de SabzPushan, localisée à l'est de l'éventail, a un déplacement fini d'environs 6 km. Cette distance comparée au décalage total de 7 km attribué à la faille de Karehbas, indique que la vitesse de la faille de SabzPushan est relativement rapide ou que son mouvement décrochant s'est initié précocement par rapport aux autres failles de l'éventail. Toutefois, aucun indice de vitesse ou d'âge ne permet de privilégier une de ces deux hypothèses.

4.4. Conclusion

D'après les vitesses quaternaires de la MRF, de la KF et de la faille de Karehbas estimées dans le chapitre D.2 et d'après les rejets cumulés cartographiés sur toutes les failles en éventail du Zagros central, la MRF se mettrait en place au Miocène supérieur, elle se connecterait à la faille de Kazerun au début du Pliocène et le mouvement décrochant sur la faille de Karehbas se mettrait en place au Pleistocène. Il faut tout de même noter que ce scénario se base sur l'hypothèse de vitesses stables depuis le début du mouvement décrochant de ces failles. En outre, il y aurait une connexion entre la faille de Karehbas, la faille d'Ardakan et la zone de faille nord de Kazerun. Elle impliquerait un transfert du mouvement de la MRF par l'intermédiaire de ces trois failles dans la chaîne du Zagros (Figure D.21). Ceci expliquerait qu'à l'ouest de ce système, la zone de faille sud de Kazerun, localisée à la même latitude que la faille de Karehbas, joue actuellement un simple rôle de rampe latérale de l'arc de Fars.

Enfin, il faut noter que le mouvement le long des failles transverses n'est pas simplement du à la distribution du déplacement de la MRF. Ces failles jouent aussi le rôle de rampe latérale. Ce rôle s'observe distinctement sur la zone de failles sud de Kazerun et au regard des données stratigraphiques collectées aux abords des autres zones de failles [Hessami et al., 2001a, Sepehr, 2001, Sepehr et Cosgrove, 2005]. Il est en revanche difficile d'estimer la part de déplacement horizontal apporté par la distribution du mouvement de la MRF. Il doit être cependant relativement élevé étant donné que l'âge d'initiation du mouvement décrochant le long de ces failles est plus jeune ou synchrone de la mise en place de la MRF.

PARTIE E :
DISCUSSION

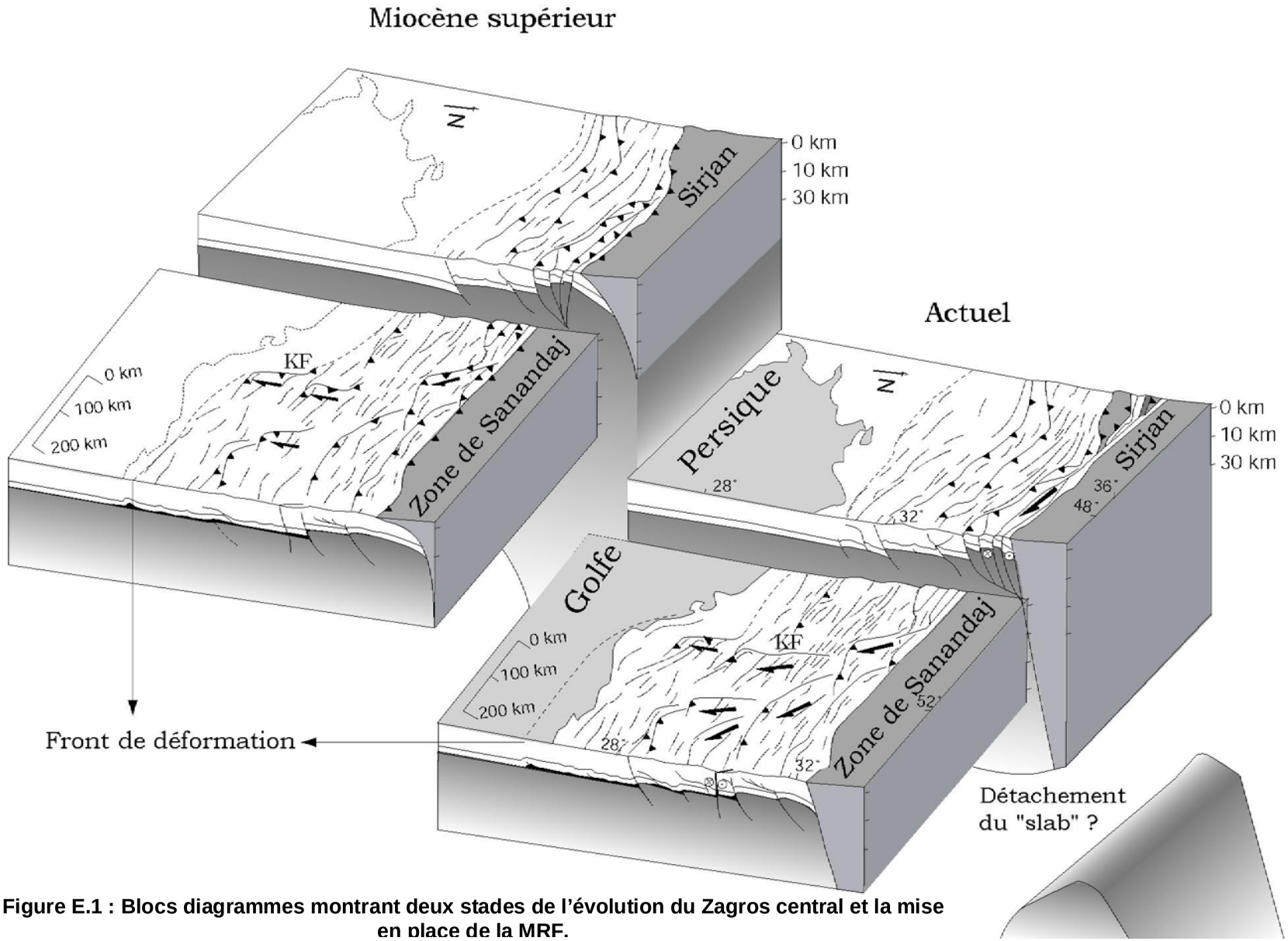


Figure E.1 : Blocs diagrammes montrant deux stades de l'évolution du Zagros central et la mise en place de la MRF.

E. DISCUSSION

1. Mise en place des failles décrochantes dans le Zagros

Depuis l'initiation de la collision, la chaîne du Zagros est soumise à une convergence oblique entre la Plaque Arabie et la Plaque Eurasie [McQuarrie et al., 2003]. Une analyse tectonique et géomorphologique sur les deux failles décrochantes majeures du Zagros, la Main Recent Fault et la faille de Kazerun, permet de proposer un modèle cinématique dans lequel ces deux failles contribuent au partitionnement.

1.1. Période anté-Main Recent Fault

La MRF, localisée sur la zone de suture dans le Zagros occidental, accommode au moins pour partie la composante décrochante de la convergence oblique. Sa mise en place à la fin du Miocène provoque le passage d'une déformation transpressive à une déformation partitionnée.

La déformation transpressive était accommodée dans la ceinture du Haut Zagros par diverses structures comme des plis et des chevauchements de direction E-O ou des failles NO-SE à mouvement inverse oblique (Figure E.1) alors que les failles décrochantes N-S à NNE-SSo du Zagros central semblaient fonctionner en tant que rampes latérales (Figure E.1). Ces rampes se sont développées sur les discontinuités que représentent les failles de socle du Zagros central et sur les variations de faciès et d'épaisseurs sédimentaires hérités du jeu ancien de ces failles [Thomas, 1990; Talbot et Alavi, 1996; Sepehr, 2001].

Les rampes latérales relient des chevauchements s'enracinant sur un niveau de décollement horizontal dans la couverture ou dans le socle. La faille de Kazerun est susceptible de jouer le rôle de rampe latérale de couverture puisqu'elle borde à l'ouest le niveau de décollement principal du Zagros en particulier au front de la chaîne (Formation d'Hormuz, [Talbot et Alavi, 1996]). Mais cette faille est aussi une discontinuité de socle qui sépare les failles de socle inverses NO-SE du Zagros occidental, de celles du Zagros oriental. La KF se connecte à ces chevauchements par l'intermédiaire de ces terminaisons courbées. Ce type de connections a été suggéré pour les autres failles décrochantes du Zagros central

d'après l'analyse de la microsismicité et des mécanismes au foyer sur ces failles [Tatar et al., 2003]. Par conséquent, si les failles inverses fonctionnaient depuis le début de la collision, leur déplacement devait provoquer le mouvement de la faille de socle de Kazerun.

Ces rampes latérales subissaient un mouvement inverse oblique car elles n'étaient pas strictement parallèles au vecteur convergence (Figure E.1). Cette cinématique est validée par le premier régime tectonique transpressif reconnu sur ces failles. Des arguments tectonostratigraphiques [Hessami et al., 2001a; Sepehr, 2001; Sepehr et Cosgrove, 2005] indiquent que la KF était active depuis le début du Miocène, voir à l'Eocène pour sa zone de failles nord. Entres autres, le mouvement inverse de la terminaison sud de la zone de failles centrale a induit le plissement de la Formation Mishan (Miocène inférieur) dans le bloc chevauché, avant le dépôt de la Formation AghaJari (Miocène supérieur) [Sepehr, 2001]. La discordance produite entre ces deux formations atteste ainsi du fonctionnement de la faille au Miocène [Sepehr et Cosgrove, 2005].

1.2. Période post-Main Recent Fault

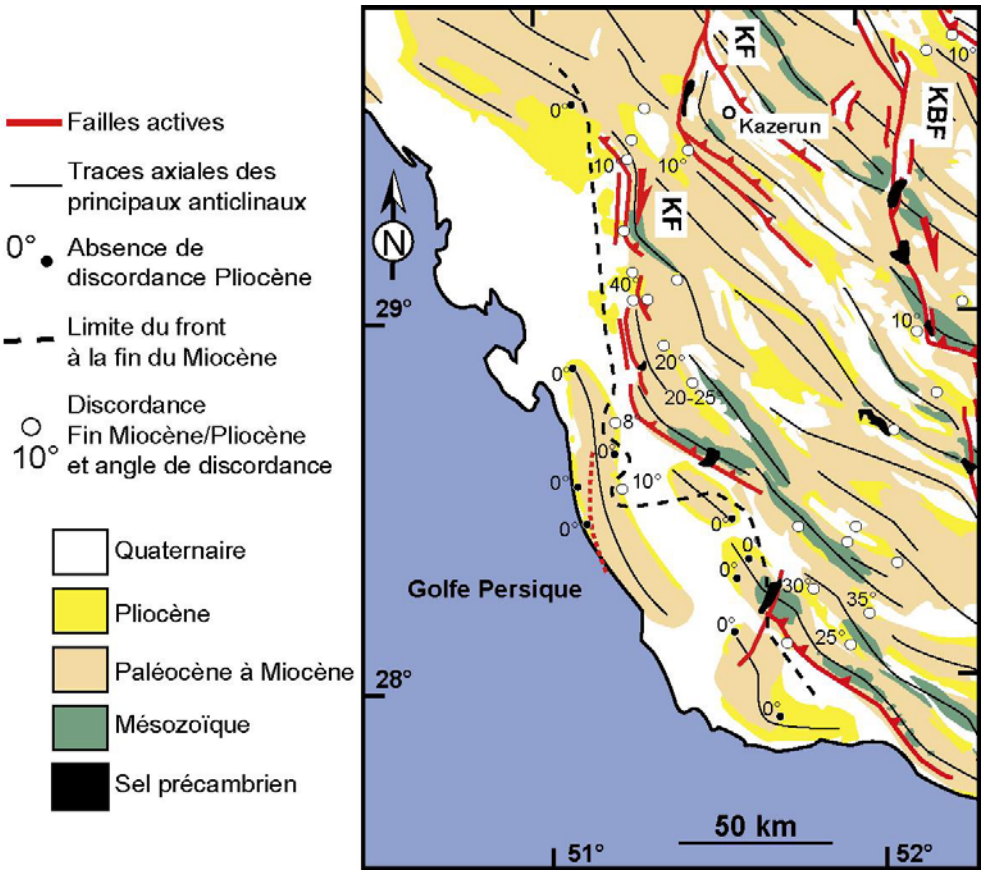


Figure E.2 : Schéma structural de la partie méridionale du Zagros central montrant les relations entre la Formation Bakhtiari pliocène (discordance fini Mio/Pliocène) et les différentes formations sous jacentes.

A la fin du Miocène, le front de déformation est déjà localisé aux environs de l'actuelle côte du Golfe Persique. En effet, jusqu'à proximité du littoral, la Formation Bakhtiari détritique pliocène s'est déposée en discordance sur des unités plissées, mais sur la côte, elle s'est mise en place en concordance sur les formations miocènes supérieures non plissées (Figure E.2). Par conséquent, la frontière entre ces deux zones correspond au front de déformation à la fin du Miocène supérieur (Figure E.2, Figure E.1).

A la fin de cette époque, la mise en place de la MRF sur la zone de suture amorce une réorganisation du mode d'accommodation de la déformation dans le Zagros. Dans le Zagros occidental, la déformation devient partitionnée. La MRF se propage alors vers le SE jusqu'à la terminaison nord de la faille de Kazerun créant de ce fait leur connexion qui permet le transfert, au moins partiel, du déplacement horizontal le long de la MRF sur la KF.

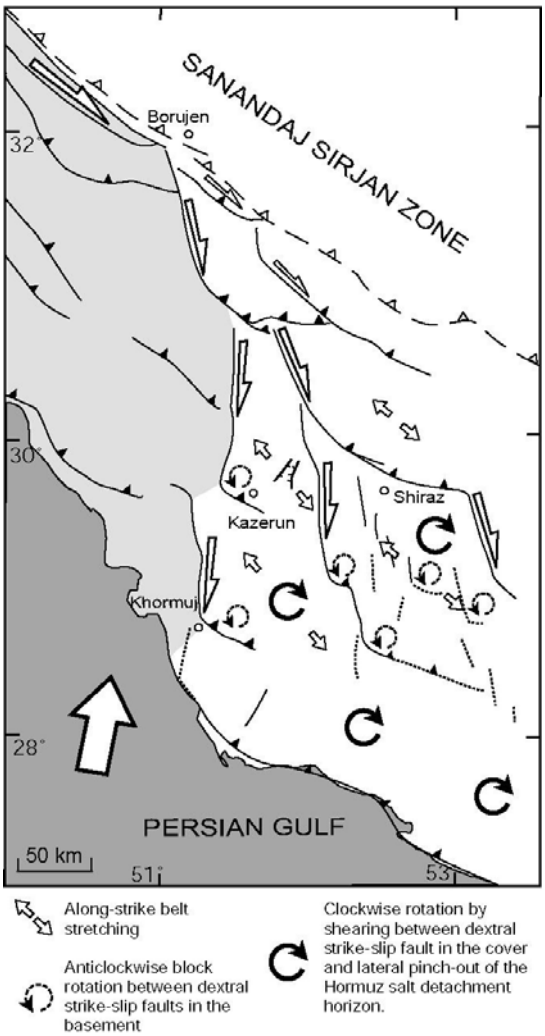


Figure E.3 : Modèle cinématique du système de failles en éventail distribuant le déplacement de la Main Recent Fault vers l'est sur les structures compressives de la chaîne du Zagros (modifié d'après Authemayou et al. [2005]). Les lignes pointillées indiquent les failles aveugles [d'après Tatar et al., 2003 and Blanc et al., 2003].

La combinaison de la vitesse « quaternaire » et le déplacement fini de la KF a permis d'estimer un âge pliocène pour l'initiation du mouvement décrochant sur la faille. Cet âge, postérieur à celui de la mise en place de la MRF, ainsi que l'étude de cinématique de failles indiquant deux régimes tectoniques successifs, inverse puis décrochant sur la KF, suggèrent que la mise en place de la connexion MRF/KF amorce le régime cinématique décrochant de la KF au Pliocène.

Au SE du point de jonction, les failles décrochantes obliques du Zagros central s'organisent en éventail ouvert vers le SE et limité à l'ouest par la KF. L'extrémité méridionale de chaque zone de failles est courbée et permet de transférer leur mouvement sur les plis et les chevauchements NO-SE du Zagros. Ainsi, la KF distribue le déplacement de la MRF vers l'est sur les failles décrochantes NS et sur les structures compressives de la chaîne (Figure E.1, Figure E.3). A l'échelle de la chaîne, ce système de failles en éventail peut donc être perçu comme la terminaison de la MRF.

Certaines zones de failles de l'éventail transfèrent préférentiellement le mouvement de la MRF. En effet, la cartographie de la zone de failles nord de Kazerun, de la faille d'Ardakan et de la faille de Karehbas montre que ces failles sont juxtaposées sur une même direction. Cet agencement facilite le transfert du mouvement de l'une à l'autre. La zone de faille nord de Kazerun, connecté directement à la MRF, reçoit principalement le déplacement de la MRF et donc transfère ce mouvement préférentiellement sur la faille d'Ardakan et sur la faille de Karehbas. Ceci est attesté par le décalage horizontal fini sur ces trois failles plus élevé que celui des autres failles de l'éventail.

En outre, le déplacement horizontal de ces failles de socle dextres, considérées comme des limites de blocs rigides, entraîne la rotation antihoraire des failles (Figure E.3). La quantité de rotation est difficile à évaluer. Si l'on prend en compte un décalage total pour ces failles inférieur ou égal à une dizaine de kilomètres (chapitre D.4) et un espacement entre chaque faille de 40 à 60 km, les rotations devraient être de l'ordre d'une dizaine de degrés. Cependant, la propagation du front de déformation de l'Arc Fars, facilité par le niveau de décollement de la Formation évaporitique d'Hormuz, implique des rotations horaires (d'ailleurs mises en evidence par les études de paléomagnétisme [Aubourg et al., 2004; Bakhtari et al., 1998]) localisées dans la partie ouest de l'arc qui coïncide avec le système de failles en éventail (Figure E.3). Elles se surimposent donc sur les rotations anti-horaires. Seules les directions des terminaisons courbées des failles dextres reliées aux chevauchements de socle attestent de ces rotations anti-horaires. En effet, leur direction majoritairement E-O,

qui les distingue des structures adjacentes de direction NO-SE, a été probablement acquise par rotation anti-horaire à partir d'une direction à l'origine NO-SE.

2. Accommodation de la convergence par la faille de Kazerun et la Main Recent Fault

2.1. Partitionnement de la convergence sur la faille de Kazerun ?

La KF peut être considérée comme une discontinuité de socle qui a empêché la MRF de se propager plus vers le SE. Elle perturbe le champ de déplacement et de déformation à l'échelle du Zagros puisque dans le compartiment ouest, la convergence oblique est partitionnée, alors qu'elle ne l'est pas dans son compartiment est.

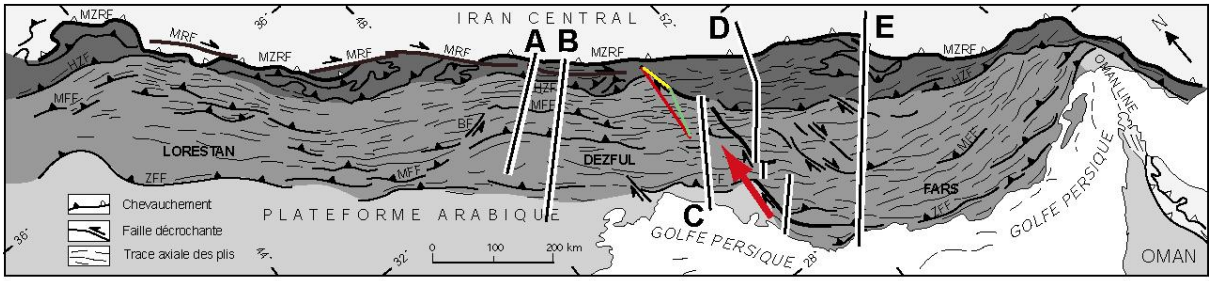


Figure E.4 : Localisation des coupes équilibrées dans le Zagros extraites de la bibliographie (Tableau E.1). Partitionnement partiel supposé de la convergence (flèche rouge) sur la faille de Kazerun (ligne jaune).

Afin de déterminer si la KF accommode une partie de la convergence comme la MRF, nous avons confronté les différentes estimations du raccourcissement total déduit des coupes équilibrées situées de part et d'autre de la KF (coupes A,B,C,D,E Figure E.4, Tableau E.1). Dans la ceinture plissée simple, les raccourcissements finis estimés à proximité de la faille (coupes C et D, 22-25 km) sont plus faibles d'une vingtaine de kilomètres que ceux calculés à distance de la faille (Coupes A, B, E, 49-52-37 km). Par conséquent, l'étude de la déformation finie suggère que le raccourcissement affectant la chaîne depuis le début du plissement de la ceinture plissée simple est réduit autour de la KF. Si la convergence est moins accommodée par du raccourcissement dans cette zone que dans les autres régions du Zagros, elle doit être accommodée par du décrochement. Ainsi, une partie du mouvement des plaques pourrait être, ou avoir été partitionnée sur la KF malgré l'angle très faible entre la KF et le vecteur

convergence (Figure E.4). Ce serait un partitionnement à l'échelle crustal et non lithosphérique car la KF semble s'enraciner dans la croûte [Paul et al., soumis].

Domaine de Dezful				
	Zagros		Simple folded belt	
	LR	TR	LR	TR
Blanc et al, 2003 (coupe A)			49 km	24,9 %
McQuarrie 2004 (coupe B)	85 km	27,5 %	52 km	20,67 %
Sherkati et Letouzey, 2004 (coupe C)			22 km	11,8 %
Domaine de Fars				
	Zagros		Simple folded belt	
	LR	TR	LR	TR
Letouzey et Sherkati, EGS 2004 (coupe D)			25 km	10,4 %
McQuarrie, 2004 (coupe E)	67 km	14,6 %	37 km	13,8 %

LR : Raccourcissement en kilomètre TR : taux de raccourcissement en pourcentage

Tableau E.1 : Compilation bibliographique des estimations de raccourcissement à travers le Zagros à partir de coupes équilibrées. Localisation des coupes sur la figure E.4.

2.2. Variation spatiale de la vitesse horizontale de la Main Recent Fault

Notre étude a permis de calculer le taux de déplacement horizontal de la MRF dans sa partie SE. Il est cependant peu vraisemblable que celui-ci soit constant le long de la MRF. En effet, il faut tenir compte de la rotation de la Plaque Arabique et donc de la possibilité que le degré de partitionnement puisse varier le long du Zagros.

En supposant un degré de partitionnement constant le long du Zagros, la rotation de Plaque Arabique a deux effets contraires sur la variation du taux de déplacement horizontal le long de la MRF. La rotation antihoraire de la plaque engendre une décroissance longitudinale du taux de raccourcissement N-S en direction du NO, et donc une diminution de la vitesse de la MRF dans cette même direction. Mais, puisque le pôle de rotation de la Plaque Arabique est plus proche de la terminaison NO que de la terminaison SE de la MRF, l'angle entre le vecteur convergence et la faille doit diminuer en direction de la terminaison NO. Par conséquent, le vecteur convergence projeté sur la MRF s'allonge vers le NO, impliquant une augmentation de la vitesse horizontale sur la MRF.

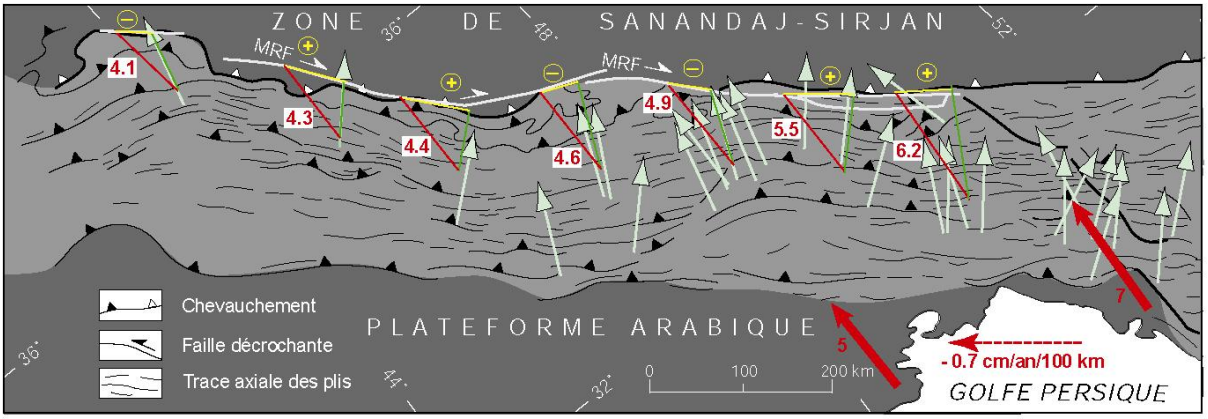


Figure E.5 : Variation du taux de déplacement horizontal le long de la MRF. Ce taux de déplacement (ligne jaune) est évalué d'après le taux de convergence GPS N-S [calculé d'après Vernant et al., 2004a] (ligne rouge) et la direction des vecteurs « glissement » (ligne verte) déduits des mécanismes au foyer inverses [Talebian et Jackson, 2004]. L'estimation de la vitesse le long de la MRF est présentée par des signes + et –.

En outre, il faut considérer que le degré de partitionnement peut varier le long du Zagros. S'il est inférieur à 100%, le partitionnement de la convergence oblique est partiel. Ce partitionnement partiel implique que le vecteur convergence est décomposé selon une composante longitudinale le long de la MRF et une deuxième composante oblique (non perpendiculaire) à la faille décrochante [Sanderson et Marchini, 1984; Jones et Tanner, 1995].

Afin d'estimer l'angle formé entre cette deuxième composante et la faille décrochante, les vecteurs « glissement » déduits des mécanismes au foyer inverses ont été utilisés [Talebian et Jackson, 2004]. L'hypothèse de cette analyse est de suggérer que le mouvement le long des chevauchements sismogènes indiqué par ces vecteurs est la direction de la deuxième composante du partitionnement.

Le vecteur convergence a été estimé le long du Zagros à partir du gradient du vecteur convergence théorique parallèle à la limite des plaques déduit des données géodésiques [Vernant et al., 2004a]. La valeur du gradient est d'environs -0.7 cm/an tout les 100 kilomètres (flèches rouges en pointillée, Figure E.5).

A partir de la direction du vecteur glissement des chevauchements, de l'azimut de la faille et du vecteur convergence, la composante longitudinale du partitionnement le long de la MRF peut être évaluée par une simple analyse trigonométrique (Figure E.5). Cette analyse révèle une variation irrégulière du taux de déplacement horizontal le long de la MRF (Figure E.5). Cette vitesse serait élevée à la terminaison SE de la MRF et dans sa partie occidentale à l'exception de sa terminaison NO (Figure E.5). Par conséquent, la vitesse obtenue par notre étude au voisinage de la terminaison SE de la MRF (en moyenne de 5 - 7 mm/an) serait une valeur maximale de la vitesse de la MRF. Il ne serait donc pas surprenant que cette valeur

soit sur la borne supérieure du taux de déplacement de la MRF déduit des mesures géodésiques entre 3 et 6 mm/an [Vernant et al., 2004a; Walpersdorf et al. soumis].

De plus, si on regarde plus précisément l'angle que fait le vecteur glissement des mécanismes au foyer inverses avec la direction de la MRF, on s'aperçoit que celui-ci est très inférieur à 90° au niveau de la terminaison NO de la MRF et au centre du système de failles. En d'autres termes, le vecteur convergence est décomposé selon une composante longitudinale le long de la MRF et une deuxième composante oblique à la faille décrochante. Le degré de partitionnement est donc inférieur à 100%. Par conséquent, au SE de la terminaison NO de la MRF et au SE de la partie centrale de la faille, la déformation est en partie transpressive. En conclusion, le degré de partitionnement n'est pas homogène spatialement dans le Zagros occidental et la vitesse horizontale varie le long de la MRF.

3. Mise en place de la Main Recent Fault générée par un détachement du «slab» ?

3.1. Un degré de partitionnement élevé

La vitesse quaternaire calculée pour la terminaison SE de la MRF varie 5 à 7 mm/an en moyenne. Si l'on compare cette vitesse à la vitesse GPS de convergence de 5 - 7 ± 2 mm/an à la même longitude que notre zone d'étude, la MRF doit partitionner presque en totalité la convergence oblique. Ce degré de partitionnement élevé est attesté par l'analyse des mécanismes au foyer calculés dans le Zagros occidental [Talebian et Jackson, 2004]. Les mécanismes décrochants s'alignent sur la MRF, et au sud de la faille, les vecteurs glissement des mécanismes inverses sont perpendiculaires à la direction des chevauchements longitudinaux [Talebian et Jackson, 2004].

Le degré de partitionnement élevé suggéré par la vitesse de la MRF peut être comparé au degré de partitionnement théorique déduit des modèles cinématiques de Teyssier et al. [1995]. Ce dernier est exprimé en fonction de l'angle (α) entre le vecteur convergence et la direction de la faille, et de l'angle (θp) entre l'axe de contraintes principal instantané compressif caractéristique de la zone déformée et la direction de la faille. Pour un angle α

donné, plus l'angle entre la faille et l'axe de contraintes principal instantané se rapproche de 90°, plus le degré de partitionnement théorique est fort (Figure E.6 b).

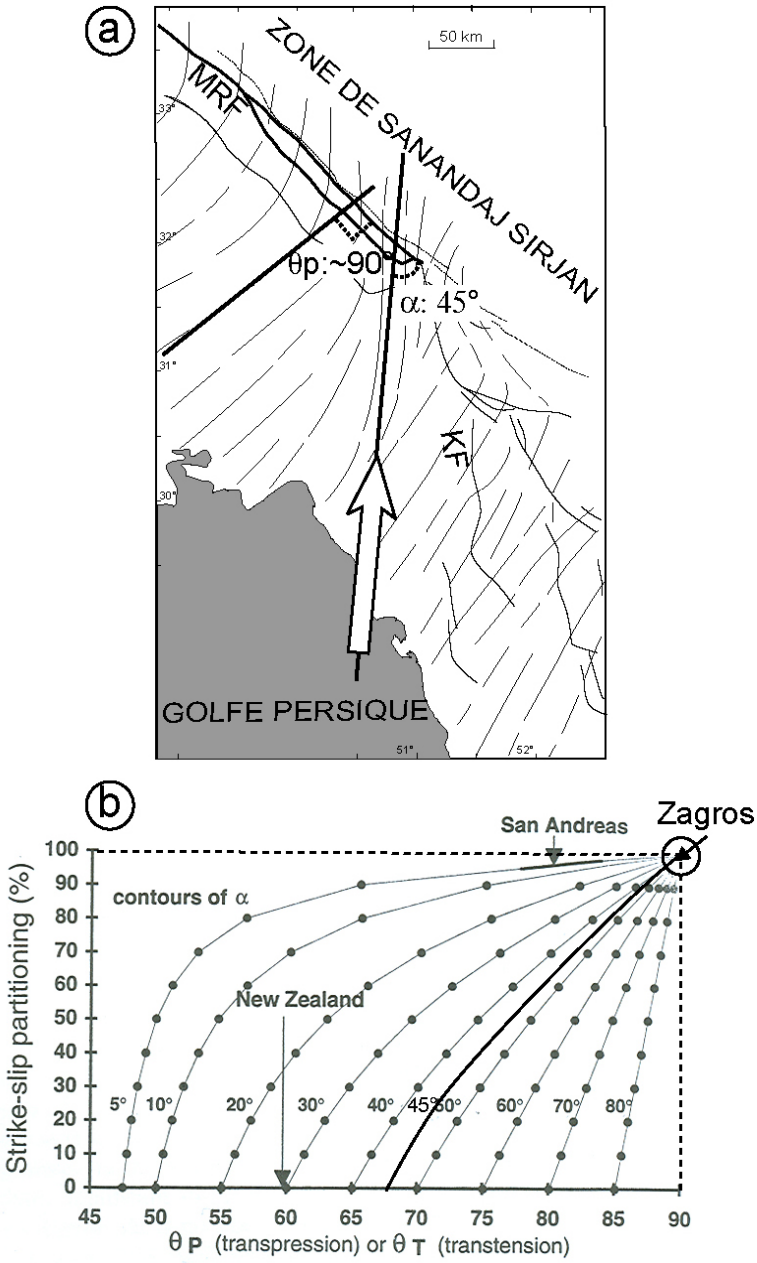


Figure E.6 : (a) Trajectoires de l'axe de contraintes compressif déduits de la direction des axes P et de la cinématique de failles. L'angle entre la MRF et cet axe est noté θp. L'angle entre le vecteur convergence [Vernant et al., 2004a] et la MRF est noté α. (b) Relations entre le degré de partitionnement, l'angle α et l'orientation dans le plan horizontal et par rapport à la faille, de l'axe de contraintes instantané minimum (θ_P) dans le cas de la transpression ou maximum (θ_T) dans le cas de la transtension [d'après Teyssier et al., 1995]. La courbe noire épaisse correspond à un angle α de 45°. Les cas de la Faille Alpine en Nouvelle Zélande, de la faille de San Andreas en Californie et de la MRF au Zagros sont reportés.

Notre étude cinématique a permis de déterminer l'axe de contrainte compressif représentatif du régime de contraintes actuel de la zone déformée étudiée (Figure E.6 a). Il a

été déterminé à partir de mesures cinématiques prises, entres autres, dans des formations quaternaires et des axes P résultants des mécanismes au foyer enregistrés dans le Zagros. Il forme un angle d'environs 90° avec la direction de la partie SE de la MRF (Figure E.6 a). L'angle (α) entre le vecteur convergence et la direction de la MRF est de 45°. La relation que nous obtenons entre ces deux paramètres indique que le degré de partitionnement théorique est total sur la partie SE de la MRF (Figure E.6 b). Il serait donc compatible avec le degré de partitionnement élevé déduit de la vitesse horizontale « quaternaire » de la MRF.

Considérant que l'angle entre le vecteur convergence et la limite de plaque est de 45°, un degré de partitionnement élevé n'existe que si le coefficient de friction est très faible sur la MRF [Vernant et Chery, soumis]. Celui-ci peut être obtenu si la faille est mécaniquement affaiblie par une forte pression de fluide (l'apport de fluides) et/ou par un flux de chaleur élevé [Lachenbruch, 1980]. Dans le premier cas, l'apport de fluides peut provenir de la plaque subductée. Il aurait augmenté au Miocène supérieur pour favoriser le partitionnement et donc la mise en place de la MRF. Dans le deuxième cas, l'augmentation du flux de chaleur à cette période peut provenir d'une hausse du gradient géothermique sous la zone de suture qui peut être produit par une remontée asthénosphérique. Deux événements permettent d'expliquer la remontée asthénosphérique, la délamination du manteau lithosphérique ou le détachement de la plaque océanique subductée. Dans la partie suivante, nous allons argumenter l'existence et l'influence de ce dernier processus, i.e., le détachement du «slab», c'est-à-dire du panneau lithosphérique arabique subducté sous le Zagros et l'Iran central.

3.2. Causes et Conséquences d'un détachement du «slab»

Lors d'une subduction, le panneau lithosphérique océanique plongeant (ou «slab») peut se rompre sous l'effet de son propre poids au sein du manteau asthénosphérique [McKenzie, 1969 ; Yoshioka, et Wortel, 1995]. Lorsque la lithosphère continentale subducte à son tour [Beaumont et al., 1996; Regard et al., 2003], la rupture peut se localiser à la frontière entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique (Figure E.7) [Davies et von Blanenburg, 1995 ; Won A Ton et Wortel,1997].

En effet, le modèle numérique en deux dimensions de Won A Ton et Wortel [1997], basé sur les transferts de chaleur dans le manteau en fonction du temps, indique que le détachement du «slab» est fonction de sa longueur, de son pendage, de sa rhéologie, du flux

de chaleur (Q), de la température (T) (fonction du géotherme océanique et continental) et de la distribution des forces (Figure E.7):

Fsp : traction + succion du «slab» associée à la circulation convective du manteau impliquée par le plongeon du «slab»;

Fc: flottabilité de la croûte continentale;

Fr: friction entre les deux plaques;

Fp: force due à la résistance de l'asthénosphère moins dense que le «slab».

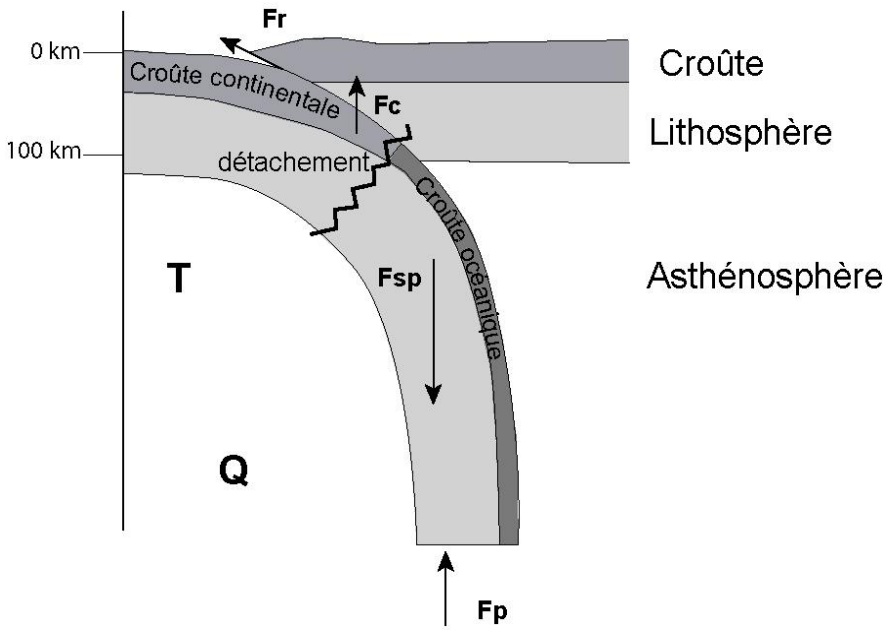


Figure E.7 : Forces agissant sur le panneau lithosphérique plongeant [d'après Won A Ton et Wortel, 1997].

La vitesse finale du «slab» est fonction de la vitesse de convergence et de la distribution des forces de résistance sur le «slab». Après rupture du «slab» océanique, le couplage entre les deux masses continentales en collision va augmenter.

Ce «slab» qui se détache laisse un vide qui est immédiatement comblé par une remontée oblique de l'asthénosphère environnante. Cette remontée mantellique induit alors une remontée des isothermes, donc une érosion thermique de la lithosphère de la plaque chevauchante et généralement, la fusion partielle du manteau lithosphérique. Il en résulte un soulèvement de la zone orogénique et la mise en place de magma calco-alcalin, alcalin à ultrapotassique dans la croûte localisée juste au dessus de la plaque subduite.

Les forces sont redistribuées dans la lithosphère continentale subductée. Le flux de chaleur apporté par la remontée asthénosphérique réduit les contraintes. Ces effets impliquent une augmentation du pendage des chevauchements dans la chaîne, une mise à la verticale de

la zone de suture et la remontée rapide de matériel métamorphisé dans le faciès de haute à ultra haute pression enfoui lors de la subduction [Davies et von Blanenburg, 1995].

3.3. Rapports entre le détachement du «slab» et la mise en place de la Main Recent Fault

Le détachement du «slab» a plusieurs effets qui peuvent tendre au partitionnement de la convergence le long de la MRF, parallèlement à la zone de suture. D'une part, il engendre une augmentation du couplage entre les deux plaques qui facilite le partitionnement [Chemenda et al., 2000]. D'autre part, l'augmentation du gradient géothermique régional diminue le coefficient de friction sur la zone de suture. Le mouvement décrochant est donc facilité le long de celle-ci et le degré de partitionnement augmente. Enfin, ce phénomène tend à verticaliser la zone de suture. Cette zone de faiblesse devenue verticale favorise le régime décrochant sur elle et donc le partitionnement [Michael, 1990].

3.4. Un détachement du «slab» sous le Zagros ?

3.4.1. Un détachement de «slab» à l'Eocène

Certains auteurs font intervenir un détachement du «slab» à l'Eocène en raison de l'importante quantité de roches magmatiques mises en place au sud de la zone de Sanandaj Sirjan et dans le prisme d'accrétion de la subduction au cours de cette période [Ghasemi et Talbot, 2005; Agard et al., 2005]. Mais cet épisode magmatique intervient avant la fermeture finale de l'océan Téthys [Agard et al., 2005]. Par conséquent, le modèle du détachement du «slab» à la suite d'une subduction continentale est difficilement envisageable à cette époque [Davies et Blanckenburg, 1995 ; Wong A Ton, Wortel, 1997]. La rupture se serait alors produite dans la lithosphère océanique plongeante (Figure E.8). La partie du «slab» océanique non détachée aurait alors pu continuer à subducter après l'Eocène. A l'Oligo-Miocène, cette subduction est compatible avec la mise en place de magmas calco-alcalins au nord de la zone de Sanandaj Sirjan (Figure E.8) [Berberian et Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Berberian and King, 1981]. Donc, de l'Eocène au Miocène, le magmatisme associé à la subduction a migré du sud vers le nord de la zone de Sanandaj Sirjan. Berberian et al. [1982] interprètent cette migration comme l'effet d'une diminution du pendage de la subduction

provoquée soit par une variation de la vitesse de convergence, soit par un détachement du «slab». La deuxième hypothèse, celle d'un détachement à l'Eocène, concorde avec celle envisagée par les études récentes [Ghasemi et Talbot, 2005 ; Agard et al., 2005].

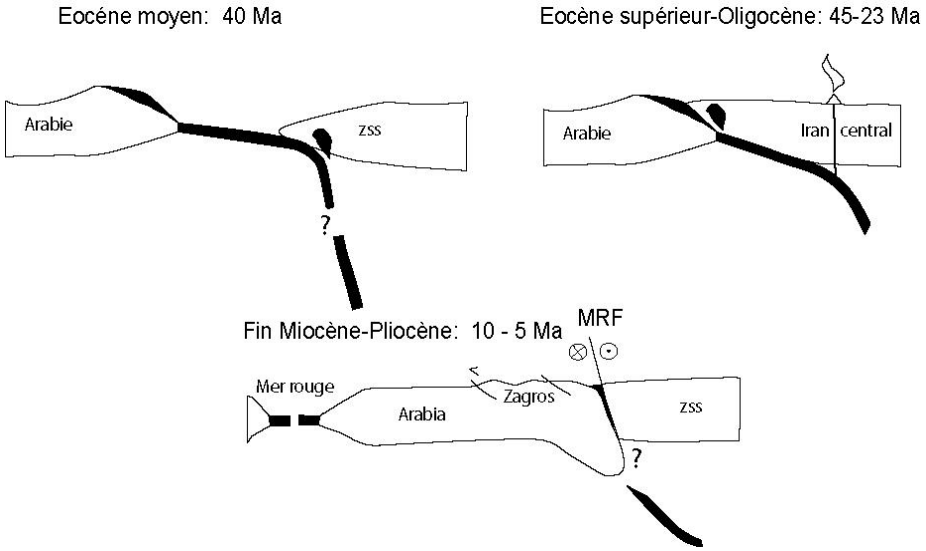


Figure E.8 : Reconstitution de l'évolution géodynamique du «slab» sous le Zagros [d'après Ghasemi et Talbot, 2005; Agard et al., 2005; Molinaro et al., 2005b et sur la base de notre discussion].

3.4.2. Un détachement de «slab» au Miocène supérieur-Pliocène

D'après notre étude, l'abandon de la Main Zagros Reverse Fault, jalonnant la zone de suture, semble coïncider avec la mise en place de la MRF [Ricou, 1976; Stöcklin, 1968; Berberian et King, 1981, Authemayou et al., soumis]. En effet, le mouvement de la MRF s'initie lors de la sédimentation de la partie supérieure de la Formation Bakhtiari, tandis que la MZRF est scellée par ces sédiments dans la même zone d'étude. En d'autres termes, cela signifie que la zone de suture n'est plus utilisée en chevauchement mais en tant que décrochement depuis la fin du Miocène supérieur. Une mise à la verticale de la zone de suture pourrait permettre de réaliser cette transition car elle favorise le partitionnement (Figure E.8). C'est d'ailleurs une des manifestations d'un détachement du «slab» répertoriées par Davies et Von Blanckenburg [1995].

Le détachement du «slab» sous la zone de suture du Zagros au Pliocène a été suggéré d'après une modélisation basée sur l'interprétation des données de gravimétrie, de la forme du géoïde et de la topographie dans le Zagros oriental (Figure E.9) [Molinaro et al., 2005b]. D'après les auteurs, ce phénomène aurait engendré un amincissement de la lithosphère sous le Zagros impliquant un bombement thermique de la région et une forte érosion de la surface. Cela justifierait le changement drastique de sédimentation dans le Zagros représenté par le

dépôt de la formation conglomératique continentale pliocène du Bakhtiari. L'érosion aurait modifié l'angle du prisme d'accrétion du Zagros déclenchant l'activité des failles de socle afin de rétablir l'équilibre du prisme [Molinaro et al., 2005b].

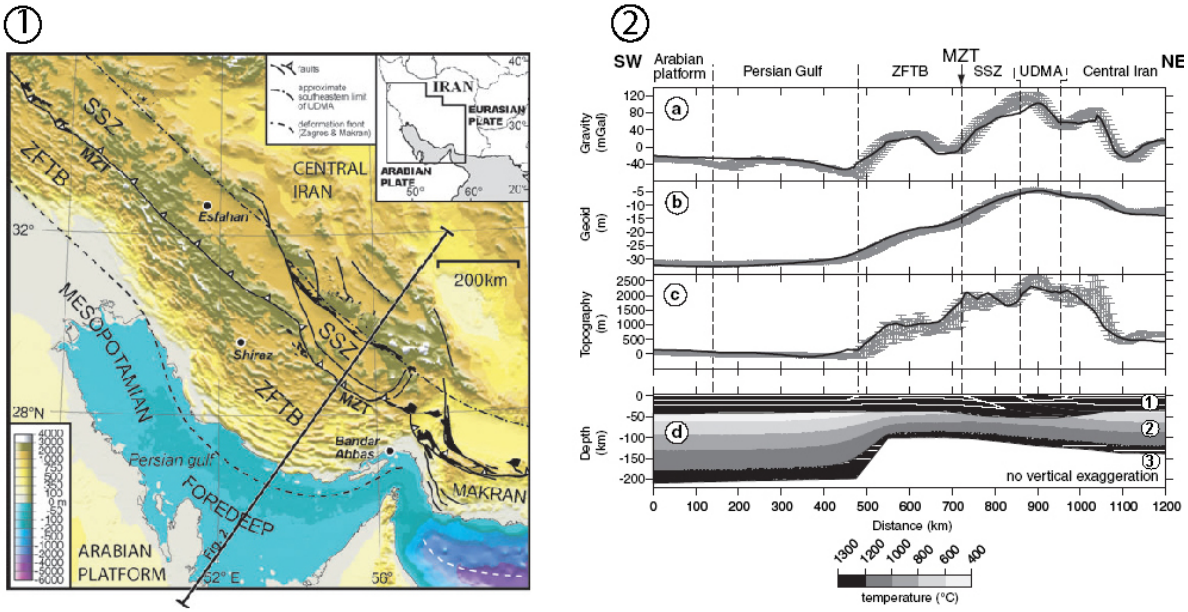


Figure E.9 : Modèle lithosphérique de la chaîne du Zagros orientale [d'après Molinaro et al., 2005b]. (1) Carte de localisation de la coupe. (2) Coupes à travers le Zagros oriental de l'anomalie d'Air libre (a), du géoïde (b), de la topographique (c) et modèle géométrique synthétique correspondant (d) représentant la croûte (1), la lithosphère (2) et l'asthénosphère (3).

Un détachement du «slab» à 11 Ma est également envisagé sous la suture de Bitlis à l'ouest de la chaîne du Zagros sur la base de trois arguments : le soulèvement de la région depuis 10 Ma, l'anomalie thermique mantellique et un magmatisme intense [Al-Lazki et al., 2003; Zor et al., 2003; Sengör et al., 2003; Keskin, 2003].

D'après le catalogue CMT de Havard [2002], la profondeur des séismes dans le Zagros pourrait atteindre 80 km. Mais de récentes études basées sur la modélisation des longueurs d'ondes télésismiques semblent indiquer que celle-ci soit restreinte à la première vingtaine de kilomètres (Figure B.20) [Maggi et al., 2000 ; Talebian and Jackson, 2004]. Par conséquent, une subduction active au nord du Zagros semblerait être exclue, en accord avec un détachement du «slab».

3.4.3. Données tomographiques sous le Zagros

Keskin, [2003] et Molinaro et al. [2005b] suggèrent un détachement du «slab» aux extrémités NO et SE du Zagros. Afin de vérifier si ce phénomène a lieu tout le long du

Zagros, nous avons considéré d'une part, les études tomographiques antérieures réalisées dans notre zone d'étude, et d'autre part, des coupes tomographiques aimablement réalisées par Claudia Piramallo à l'INGV de Rome à partir des données provenant du modèle tomographique du manteau de Piromallo et Morelli [2003]. Ce modèle, centré sur l'Europe et le Moyen Orient, est obtenu par l'inversion des temps de délais des ondes P du centre sismologique international (1964-1995). Ces coupes tomographiques de A à H devraient permettre de discuter la géométrie du «slab» sous le Zagros (Figure E.10).

Les analyses tomographiques de Maggi et Priestley [2005] indiquent une anomalie (vitesse lente) très prononcée sous le plateau iranien jusqu'à 150 km de profondeur. Cette anomalie rend l'interprétation des coupes difficile. En effet, cette anomalie de grande ampleur domine et peut empêcher de distinguer en profondeur des anomalies de vitesse plus rapide et de plus petite échelle telle que la présence d'un « slab ». D'autant plus que si cette rupture a eu lieu autour de 5 Ma et si la vitesse de plongée du « slab » se situe entre 1 et 2 cm/an, la zone de rupture doit être maintenant large de 50 à 100 km. Hors, une telle résolution est difficilement atteinte par ce type de tomographie. L'interprétation géodynamique de ces coupes est donc délicate, et les hypothèses proposées ci-dessous restent assez spéculatives.

Sur chaque coupe (coupes A-H), une anomalie à vitesse des ondes Pn rapide est observée sous la zone de Sanandaj Sirjan entre 50 et 300 km de profondeur (Figure E.10). Cette anomalie peut être interprétée, avec beaucoup de réserves, comme étant le panneau lithosphérique plongeant caractérisé par des températures plus froides que le manteau environnant. Il est difficile de distinguer clairement la géométrie de ce « slab ». La coupe A est confondue avec la coupe Aa de Faccenna et al. [2006]. Ces auteurs interprètent cette coupe comme la représentation du détachement du «slab» sous la zone de suture Bitlis. La coupe H correspond à celle du modèle gravimétrique et topographique de Molinaro et al. [2005b] (Figure E.9). Sous la zone de suture, des discontinuités d'anomalies à vitesse rapide ont été observées (cercle, Figure E.10) sur toutes les coupes à l'exception de la coupe C et E. L'espacement entre deux anomalies variant de 50 à 150 km. Cette discontinuité peut être interprétée comme la zone de rupture du «slab». Cependant, cette interprétation doit être pondérée si l'on considère la résolution des coupes. Sur la coupe B, d'après le test de la densité des raies, le signe et l'amplitude de l'anomalie encerclée sont déficients (Figure E.10). Parfois les raies suivent des chemins préférentiels déterminés par la distribution des stations sismiques à la surface. Ce sont des artéfacts qui ne doivent pas être pris en compte dans l'interprétation des données. Ils sont observés sur les coupes de densité des raies F, G, H.

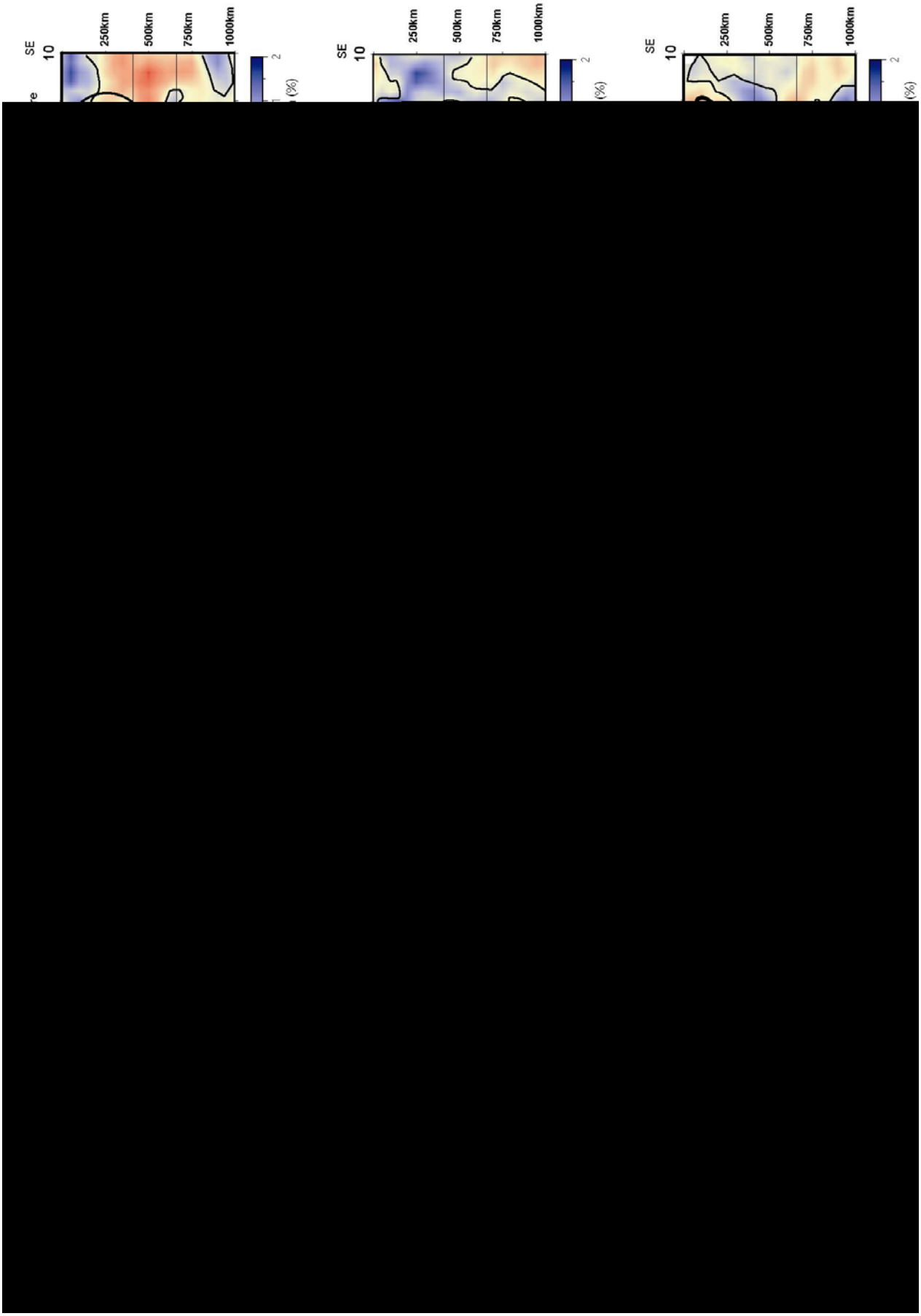

SE
10
250km
500km
750km
1000km
2
(%)
SE
10
250km
500km
750km
1000km
2
(%)
SE
10
250km
500km
750km
1000km
2
(%)

Figure E.10 : (a) Coupes tomographiques à travers le Zagros (réalisées par C. Piromallo d'après les données tomographiques de Piromallo et Morelli [2003]). SSZ : zone de Sanandaj Sirjan. (b) Résultats des tests de recouvrement « en damier ». Le modèle du test est composé de blocs d'anomalies alternativement positives et négatives. La forme en entrée du test est indiquée par des contours noirs. La forme en sortie est représentée par les couleurs. (c) Distribution de la densité des raies.

Par conséquent, considérant l'échantillonnage faible des raies, il est réellement difficile d'établir la signature du slab en profondeur sous le Zagros et sa continuité à la surface. Des discontinuités d'anomalie de vitesse rapide sont observées sur certaine coupe, mais il faut rester vigilent qu'en-t- a leur interprétation. Si ces discontinuités représentent un détachement du slab, celui-ci n'est que partiel car les anomalies sont continues sur la coupe C et E. Ce détachement ne devrait pas diminuer la vitesse de la convergence entre la Plaque Arabique et l'Iran central car plusieurs forces permettent de la maintenir. Au sud de l'Arabie, la force de poussée à la ride de la Mer Rouge participe au mouvement de la Plaque Arabique vers le nord. La force de traction est amplifiée sous les zones où le «slab» océanique n'est pas encore détaché, comme sous le Makran. De plus, un détachement du «slab» peut provoquer dans le manteau une augmentation de la force de « succion », c'est-à-dire une accélération de la circulation convective dans le manteau par la chute rapide du «slab» détaché [McKenzie, 1969 ; Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002].

3.5. Subduction continentale et détachement du «slab» sous le Zagros

Il est maintenant intéressant de vérifier si le détachement du «slab» miocène supérieur subodoré par le modèle de Molinaro et al. [2005b], peut être rattaché à l'effet d'une subduction continentale sous le Zagros.

La phase de collision ne débute pas lorsque deux lithosphères continentales sont mises en contact mais au moment où la force de traction du panneau lithosphérique plongeant est compensée par la force de flottabilité [Beaumont et al., 1996; Regard et al., 2003]. Cette force augmente proportionnellement au volume de croûte continentale subductée. L'équilibre des forces engendre la propagation de la déformation dans la croûte continentale non subductée, c'est le début de la collision. Pendant la période de subduction continentale, les déformations sont restreintes aux environs de la zone de subduction. Il est possible de faire un parallèle entre ce modèle théorique et l'évolution de la chaîne du Zagros. La localisation de la déformation au nord du Zagros avant le Miocène supérieur représenterait la phase de subduction continentale, et la propagation de la déformation par la suite reflèterait l'amorce

de la collision [Stöcklin, 1968 ; Falcon, 1974; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005].

Les analyses en fonctions récepteur crustales montrent un épaississement crustal significatif (de 45 km à 70 km) sur une largeur d'environ 150 km sous la zone de Sanandaj Sirjan [Paul et al., soumis]. Ces auteurs ont corrélé ce profil du Moho aux données de gravimétrie afin de réaliser un modèle de la structure de la croûte. Le modèle expliquant au mieux l'épaississement crustal au nord du Zagros fait intervenir une subduction continentale de la Plaque Arabique sous la zone de Sanandaj Sirjan. D'après Agard et al. [2005], le contact entre l'Arabie et la zone de Sanandaj Sirjan se produit entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène supérieur. Par conséquent, la subduction continentale se serait amorcée à l'Eocène supérieur (~35Ma).

Pour connaître le temps nécessaire entre le début de la subduction continentale et la rupture du «slab», on peut appliquer le modèle de Wong A Ton et Wortel [1997]. Tout d'abord, il faut prendre en compte la vitesse de subduction de la Plaque Arabique. D'après les travaux de McQuarrie et al. [2003], la convergence Arabie/Eurasie est stable depuis 56 Ma à 2-3 cm/an. Cette convergence est à la fois accommodée par la zone de subduction sous le Zagros et par une zone de subduction probable sous l'Alborz. La vitesse de subduction du Zagros serait donc relativement faible par rapport à la convergence.

Si on applique le modèle de Wong A Ton et Wortel [1997], pour une vitesse de convergence faible (~1cm/an), un flux de chaleur de surface moyen, et un début de subduction continentale à 35 Ma dans le cas du Zagros, le détachement du «slab» se produit ~30 Ma après le début de la subduction continentale, soit vers 10 Ma. Cet âge correspond approximativement à la mise en place de la MRF dans le Zagros. Le détachement du «slab» consécutif à la subduction continentale pourrait donc être à l'origine du partitionnement de la convergence dans le Zagros.

3.6. Conclusion

Ainsi, de nombreux arguments suggèrent un détachement du «slab» sous le Zagros au Miocène supérieur-Pliocène lors de la mise en place de la MRF (Figure E.8). Seul l'absence d'une remontée de roches à faciès de haute à ultra haute pression et d'un magmatisme intense dans la zone de Sanandaj Sirjan, phénomènes généralement consécutifs à un détachement du «slab», va à l'encontre de cette hypothèse [Berberian et King, 1981]. Cependant, l'âge récent de ce détachement encore partiel le long du Zagros pourrait justifier que l'augmentation du

flux thermique induite par ce processus n'a pas encore atteint un stade permettant la fusion du coin mantellique et/ou que les matériaux subductés n'ont pas encore été extrudés.

4. Relation entre la Main Recent Fault et la Faille Nord Anatolienne

4.1. Corrélation des âges de mise en place et de propagation des failles

Les indices tectonostratigraphiques décrits dans Authemayou et al. [soumis] (chapitre C.2) suggèrent que la mise en place de la MRF s'effectue au cours de la sédimentation de la Formation Bakhtiari datée approximativement du Pliocène. Toutefois, celle-ci est probablement diachrone. La corrélation entre la vitesse de la MRF déduite de notre étude et le décalage fini horizontal estimé par Talebian et Jackson [2002], implique une initiation du mouvement de la MRF plus précoce, au Miocène supérieur (entre 7.5 Ma et 9.1 Ma).

L'activation de la MRF au Miocène supérieur peut être corrélée avec la mise en place de la Faille Nord Anatolienne (NAF) marquant dans le prolongement occidental de la MRF, et bordant au nord la Plaque Anatolienne [Talebian et Jackson, 2002]. Des arguments tectonostratigraphiques ainsi que les modélisations (numériques) suggèrent une initiation du mouvement de la NAF vers la fin du Miocène voir au milieu du Miocène [Sengor et al., 1979; Barka, 1992; Le Pichon et al., 1995; Gauthier et al., 1999; Hubert-Ferrari et al., 2003 ; Sengor et al., 2005]. Par conséquent, la MRF et la NAF auraient été activées à la même période, au Miocène supérieur (Figure E.11 a).

La corrélation entre le décalage fini sur les zones de failles de Kazerun et la vitesse estimée au cours de notre étude a permis de calculer l'âge du début du mouvement décrochant sur la faille de Kazerun. Il est daté du Pliocène vers 3 Ma. L'initiation de ce mouvement est interprétée comme la conséquence de la connexion entre la MRF et la KF (Figure E.11 b). La MRF se serait donc propagée latéralement vers l'est durant le Miocène supérieur pour se connecter à la KF durant le Pliocène.

Cet événement semble s'inscrire dans une réorganisation globale de l'accommodation de la déformation au Moyen Orient à 5+/-2 Ma [Allen et al., 2004]. Cette réorganisation prend

en compte l'acquisition d'un mouvement cohérent de la Plaque Anatolienne vers l'ouest qui est rendu possible par le déplacement horizontal le long de la faille Nord Anatolienne (NAF) et la faille Est Anatolienne (EAF) (Figure E.11 b) [McKenzie; 1972; Reilinger et al., 1997; Glover and Roberston, 1998; Barka, et al., 2000; Westaway and Arger, 2001; Kremer et al., 2004]. De plus, cet événement pliocène s'accompagne de la propagation vers l'ouest de la NAF ainsi que d'un changement de régime de contraintes sur cette faille [Bellier et al, 1997; Över et al., 1997; Armijo et al., 1999; Bozkurt, 2001].

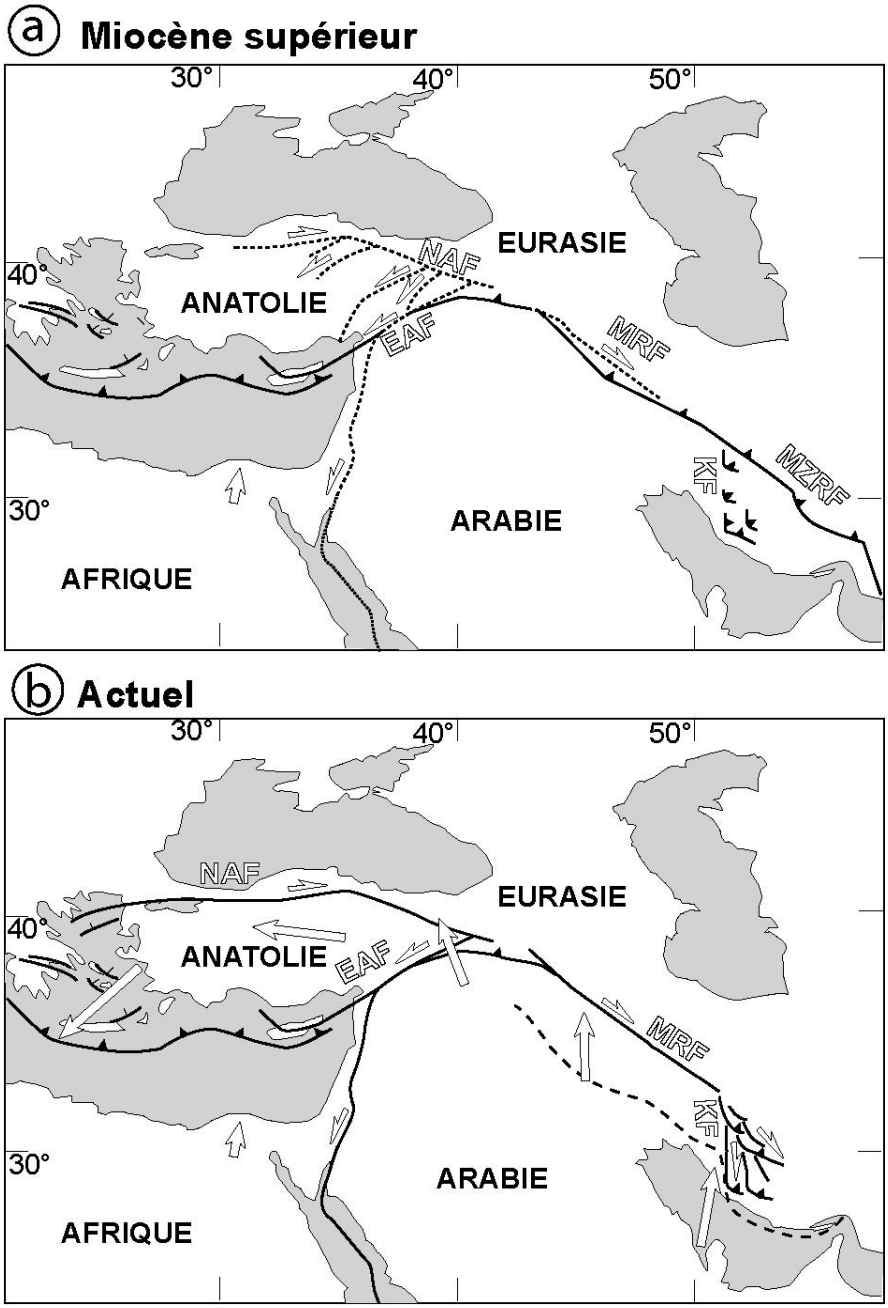


Figure E.11 : Schéma montrant l'évolution du système de la faille Nord Anatolienne (NAF) et la Main Recent Fault (MRF) du Miocène supérieur (a) à l'actuel (b). EAF : faille Est Anatolienne ; KF : faille de Kazerun ; MZRF : Main Zagros Reverse Fault.

Par conséquent, la mise en place de la MRF au Miocène supérieur et sa propagation vers l'est aboutissant à sa connexion avec la KF au Pliocène, est à rapprocher avec la mise en place de la NAF au Miocène supérieur puis sa propagation vers l'ouest au Pliocène. L'évolution spatiale et temporelle de ces deux systèmes de failles est donc semblable de part et d'autre de la zone de suture Bitlis à la frontière Turquie-Iran (Figure E.11). Ces failles sont apparues en même temps, l'une permettant l'échappement latéral de l'Anatolie (NAF), l'autre partitionnant la convergence oblique dans le Zagros (MRF).

4.2. Processus d'extrusion latérale

Après avoir corrélé l'évolution temporelle des deux failles, un rapprochement peut être fait entre la terminaison ouest de la NAF et la terminaison SE de la MRF. L'extrémité ouest de la NAF rejoint les structures extensives du domaine de déformation de la zone de subduction Egéenne. Cette subduction joue le rôle passif d'un « bord libre » à l'échelle lithosphérique qui assiste l'échappement vers l'ouest de l'Anatolie produit par le poinçonnement de l'Arabie [Hubert-Ferrari et al., 2003]. De plus, la subduction Egéenne s'accompagne d'un retrait du «slab» qui induit un recul de la fosse vers le SO. Ce dernier favorise l'extrusion latérale de l'Anatolie et implique une augmentation de sa vitesse de déplacement vers le SO [Le Pichon et al., 1995; Gautier et al., 1999].

La terminaison SE de la MRF est contrainte dans la ceinture de plis et chevauchements du Zagros. Elle n'est donc pas associée à un « bord libre » d'échelle lithosphérique au sens strict. Cependant, la terminaison en éventail de la MRF coïncide avec la présence de la formation évaporitique épaisse au toit du socle. Cette formation représente le niveau de décollement majeur du Zagros qui semblerait jouer à son tour, le rôle d'un « bord libre » mais limité à la couverture. Le transfert du mouvement de la MRF sur les failles décrochantes du Zagros central (éventail), associé à ce niveau de décollement, entraînerait un échappement latérale de la couverture repoussant le front de déformation vers le sud. Ceci est suggéré par la présence de la dépression longeant sur 13 km la KF, située à l'intersection des failles MRF, KF et MZRF, qui se serait développée par effondrement au fur et à mesure que la couverture à l'est de la KF s'échappe vers le SE (Figure D.14).

Le développement récent de la MRF laisse présager que les failles crustales de sa terminaison seront dans le futur abandonnées pour laisser la place à une zone de relais. L'agencement actuel des failles n'est donc vraisemblablement qu'une étape intermédiaire à la propagation de la MRF vers le SE.

Ce schéma évolutif peut être de nouveau mis en parallèle avec celui de la NAF en Anatolie. Du Miocène supérieur jusqu'au Pliocène, la NAF possédait en effet plusieurs connexions avec des failles crustales intraplaques de direction NE-SO (Figure E.11 a) [Dhont et al., 1998 ; Westaway et Arger, 2001]. Ces failles permettaient le déplacement de blocs individuels découpant le domaine anatolien. Elles peuvent être comparées avec la KF et les failles décrochantes du Zagros central qui découpent le Zagros central et propagent la déformation latéralement. Actuellement, la NAF semble avoir abandonné ces liens avec ces failles héritées car la Plaque Anatolienne peut être considérée comme un bloc rigide qui subit un mouvement homogène. Il pourrait alors en être de même pour la connexion MRF/KF dans le futur. La propagation de la MRF vers le SE et l'abandon de la KF favoriserait une uniformisation du mode de déformation dans le Zagros.

4.3. Main Recent Fault / Faille Nord Anatolienne : une origine commune ?

Sur la base d'arguments géologiques, de résultats de modélisation analogique, et de réinterprétation de coupes tomographiques, Faccenna et al. [2005] proposent que le «slab» détaché sous la zone de suture Bitlis a migré vers l'ouest en favorisant l'échappement latéral de l'Anatolie. Ainsi, ces auteurs suggèrent que la mise en place de la NAF résulte du détachement de «slab». Nous avons vu, précédemment, que l'initiation du partitionnement de la convergence oblique dans la chaîne du Zagros pourrait être la conséquence d'un détachement du «slab». Par conséquent, la MRF et la NAF, n'aurait pas seulement en commun une évolution spatiale et temporelle mais aussi une origine géodynamique commune, celle d'un détachement du «slab» récent consécutif à l'initiation de la subduction continentale.

PARTIE F :
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

F. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

1. Conclusions générales

1.1. Mise en place du partitionnement dans la chaîne du Zagros

Cette thèse avait pour objectif de caractériser le rôle des failles décrochantes dans l'accommodation de la déformation de la ceinture de plis-et-chevauchements du Zagros en contexte de convergence oblique. Pour se faire, deux approches ont été utilisées : une analyse structurale des relations pli-faille et une étude de tectonique active alliant tectonique, géomorphologie et géochronologie.

Elles ont permis de mettre en évidence une réorganisation des structures et de l'accommodation de la déformation dans le Zagros depuis le Miocène supérieur contemporaine de la mise en place de la Main Recent Fault (MRF). Cette faille décrochante, parallèle à la chaîne, accommode la composante longitudinale de la convergence. Elle a réactivé en décrochement la zone de suture. Cette réactivation n'est que partielle car la faille s'est connectée, dans le Zagros central, à un accident de socle oblique à la chaîne, la faille de Kazerun (KF).

La KF a contribué de manière importante à la distribution de la déformation dans le Zagros car elle a joué le rôle d'une zone de moindre résistance guidant la propagation de la MRF. Ainsi, la chaîne du Zagros c'est vu divisée en deux régions distinctes ; une région occidentale où s'effectue le partitionnement de la convergence, et une région orientale sans partitionnement mais où se localisent des failles décrochantes organisées en éventail limitées à l'ouest par la KF. Actuellement ces failles jouent le rôle de la terminaison SE de la MRF à l'échelle de l'orogène. En effet, elles permettent de transférer et distribuer son mouvement à travers tout le Zagros oriental sur les structures compressives de la chaîne à partir de la connexion MRF/KF au nord du système.

1.2. Degré de partitionnement et distribution du mouvement sur la Main Recent Fault

Les vitesses de déplacement horizontal de ses failles ont été estimées par l'étude des marqueurs géomorphologiques décalés et datés. Ces vitesses ainsi déterminées ont permis, d'une part, d'estimer le degré de partitionnement de la convergence sur la MRF et d'autre part, de comprendre comment était distribué le mouvement de la MRF au travers des failles agencées en éventail dans le Zagros central. Combinées avec le déplacement fini, ces vitesses nous ont permis d'estimer l'âge d'initiation du mouvement décrochant sur ces failles.

Il résulte de ces travaux un taux de déplacement horizontal élevé sur la MRF de l'ordre de 6 ± 1 mm/an correspondant à un partitionnement quasi-total de la convergence. Le mouvement de la MRF s'est initié au Miocène supérieur et semble s'être distribué depuis le Pliocène en majeure partie sur la zone de faille nord de Kazerun, directement connectée à la MRF, puis sur les différentes failles en éventail avec un transfert préférentiel sur les failles d'Ardakan et de Karehbas. Cette distribution implique une baisse du taux de déplacement vers le sud le long du système de failles de Kazerun. La zone de faille sud de Kazerun semble ne pas être impliquée par le transfert du mouvement de la MRF. Elle joue, en revanche, le rôle de rampe latérale de la ceinture de plis-et-chevauchements de l'arc Fars déjà actif depuis le Miocène voir à l'Eocène pour la zone de failles nord de Kazerun.

1.3. Implications pour la géodynamique du Moyen Orient

A l'échelle du Moyen Orient il semble que la MRF se soit mise en place en même temps que la faille Nord Anatolienne et qu'elles aient suivies une même évolution avec un évènement majeur au Pliocène impliquant pour la première, sa propagation vers l'est et sa connexion avec la faille de Kazerun, et pour la deuxième, une propagation vers l'ouest et l'acquisition conjointe d'un mouvement homogène de la Plaque Anatolienne. Cette symétrie est un argument en faveur d'une origine commune. Leur mouvement horizontal s'est bien sur initié suite à la collision Eurasie-Arabie, mais nous proposons que la mise en place de la MRF soit favorisé par un détachement du « slab » sous la zone de suture du Zagros comme le propose Faccenna et al. [soumis] afin d'expliquer la mise en place et la propagation vers l'ouest de la faille Nord Anatolienne avec un détachement sous la suture de Bitlis. Molinaro et al. [2005] invoquent aussi ce processus pour justifier l'initiation du mouvement sur failles inverses de socle au Pliocène dans le Zagros oriental. Tous ces événements font partis d'une réorganisation générale des systèmes de failles accommodant la déformation dans tout le Moyen Orient à 5 +/-2 Ma avec probablement un léger diachronisme entre événements [Allen et al., 2004].

2. Perspectives

2.1. Etude sur détachement du « slab » sous le Zagros

En perspective, il serait intéressant de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse d'un détachement du « slab » sous le Zagros comme source possible de la mise en place de la MRF. Pour arriver à cet objectif, il serait pertinent, de reprendre le travail sur les données tomographiques de Piromallo et Morelli [2003] avec la collaboration de C. Piromallo en effectuant des coupes sériées étroitement espacées le long du Zagros. La multiplication des coupes permettrait d'obtenir une image tridimensionnelle du panneau lithosphérique plongeant sous le Zagros. En parallèle, afin de valider l'hypothèse qu'un détachement de « slab » favorise le partitionnement, il serait judicieux de réaliser des modèles analogiques et/ou numériques de subduction continentale en contexte de convergence oblique. La modélisation analogique pourrait s'effectuer dans le cadre des collaborations déjà initiées entre le département des sciences géologiques de l'Université Roma III et le CEREGE.

2.2. Etude du degré de partitionnement de la convergence dans le Zagros occidental

Nous proposons d'entreprendre une nouvelle étude structurale régionale dédiée aux chevauchements majeurs NE-SO du Zagros occidental afin d'affiner le modèle du partitionnement de la convergence proposé dans cette thèse. Plus précisément, il s'agirait de préciser comment se distribuent la déformation et le déplacement dans le Zagros occidental. L'étude pourrait se focaliser sur deux chevauchements principaux ; la High Zagros fault (HZF) et la Mountain Frontal fault (MFF). L'analyse de ces structures correspond à une partie du travail de thèse de Zaman Malekzade en Iran (dirigé par M. Abbassi, O. Bellier). La HZF est une structure majeure du Zagros qui limite au SO la ceinture du Haut Zagros. D'après les données de microsismicité de Yamini-Far et al. [soumis], elle semble rejoindre directement en profondeur la MRF dans un modèle simple de partitionnement (Figure F.1). Elle est active car elle décale verticalement des cônes alluviaux récents (Figure F.2). La MFF est la faille la plus sismogène du Zagros occidental (Figure F.3). D'après les mesures du réseau GPS local dans le Zagros occidental, une grande part du raccourcissement se localise sur cette faille [Walpersdorf et al. soumis]. Ces deux failles (HZF et MFF) accommoderaient donc une bonne

partie de la composante normale du partitionnement de la convergence dans le Zagros occidental. L'objectif est d'étudier leur cinématique et d'estimer leur taux de déplacement afin de préciser leur rôle dans le partitionnement de la convergence. De plus, un mouvement inverse oblique sur ces failles indiquerait un degré de partitionnement inférieur à 100%.

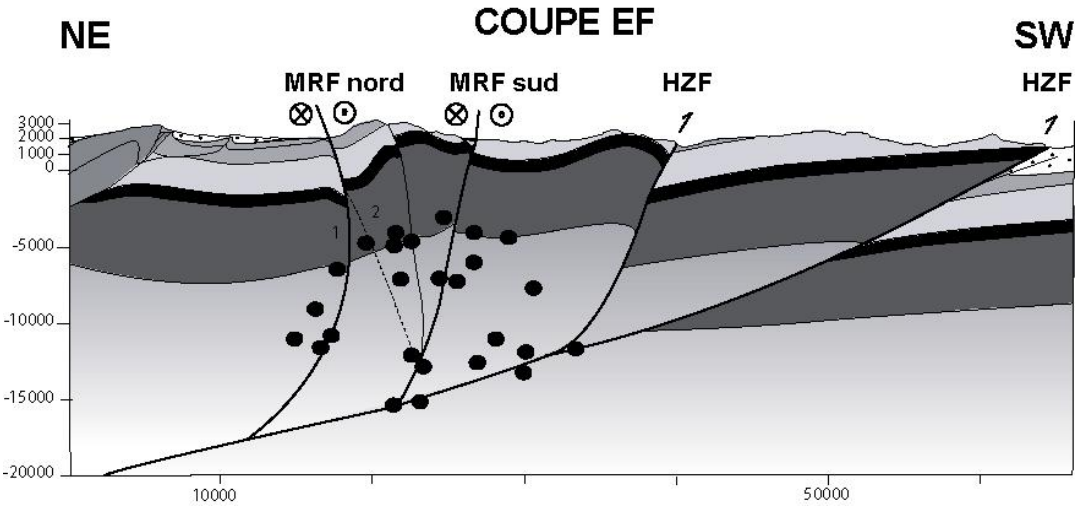


Figure F. 1 : Coupe à travers la ceinture du Haut Zagros montrant le système partitionnant la déformation. Les hypocentres sont indiqués d'après Yaminifar et al. [soumis]

Figure F.2 : Vue de cônes affectés par la High Zagros Fault localisés sur la montagne de Zard Kuh.

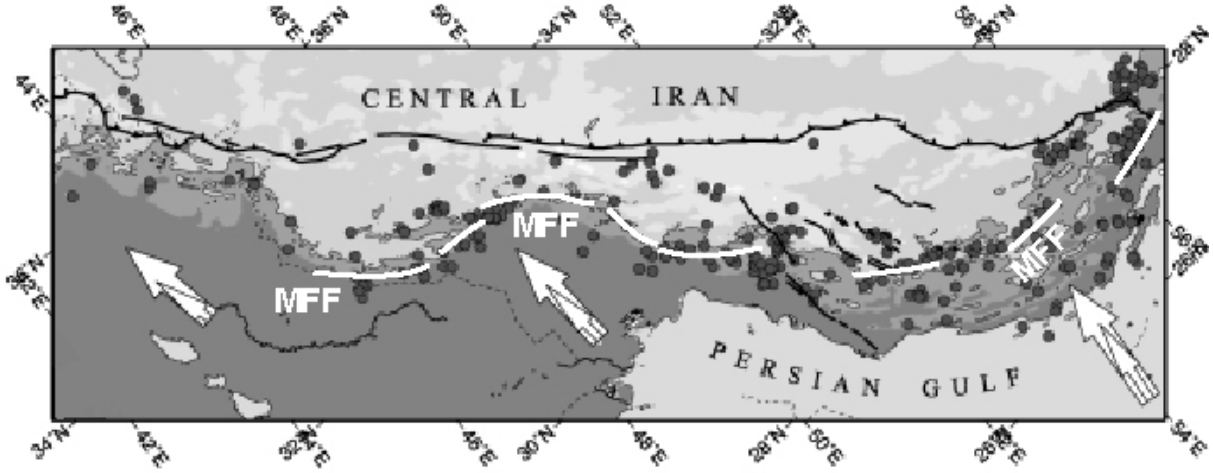


Figure F.3 : Séismes M_b ≥5 du Zagros et localisation de la Mountain Frontal Fault (MFF) d'après Talebian et Jackson [2004]. Les flèches représentent les vecteurs convergence à travers le Zagros.

2.3. Relation plis-faille

La ceinture de plis et chevauchements du Zagros exposent de très belles interactions entre les plis et les failles décrochantes. Nous proposons d'entreprendre une étude méthodologique sur les relations plis/failles en utilisant le réseau de drainage développé sur les anticlinaux dans différents contextes tectoniques afin de caractériser l'activité et l'évolution de ces structures. Ce travail doit s'effectuer dans des conditions favorables (faible taux d'érosion, vitesse de déformation rapide…) pour mieux comprendre le potentiel sismique et les vitesses de développement des plis en relation avec les décrochements en contextes moins favorables (taux d'érosion plus élevé, exemple : Provence, France ; etc….). En effet, la morphologie des anticlinaux dans la chaîne du Zagros est préservée par le climat semi-aride à aride et par l'âge récent de leur formation. La maturité du réseau est donc fonction du degré de développement du pli et peut être déduite d'une analyse de morphologie quantitative. Différents paramètres décrivant la topographie comme l'intégrale hypsométrique, le relief local, etc., permettent de remonter au signal tectonique de premier ordre en s'affranchissant partiellement des effets liés au climat, à la végétation et à la lithologie.

En prenant pour référence un simple pli symétrique (Figure F.4, 1), on peut ensuite étudier le développement des plis décalés horizontalement par une faille décrochante. Cela permettrait de distinguer si la formation du pli, de part et d'autre de la faille, est encore active (Figure F.4, 2 a,b) et si le développement du pli est asymétrique de part et d'autre de la faille (Figure F.4, 2c). On peut également s'intéresser aux plis flexurés par une faille décrochante (Figure F.4, 3a). Ces anticlinaux sont parfois des plis d'entraînement associés à une faille inverse connectée à la faille décrochante (Figure F.4, 3b) ou à la terminaison de faille courbée

(Figure F.4, 3c) comme l'extrémité sud de la zone de failles centrale de Kazerun. Dans les deux derniers cas, la répartition du réseau hydrographique devrait traduire l'asymétrie de l'anticlinal associé à l'activité de la faille inverse.

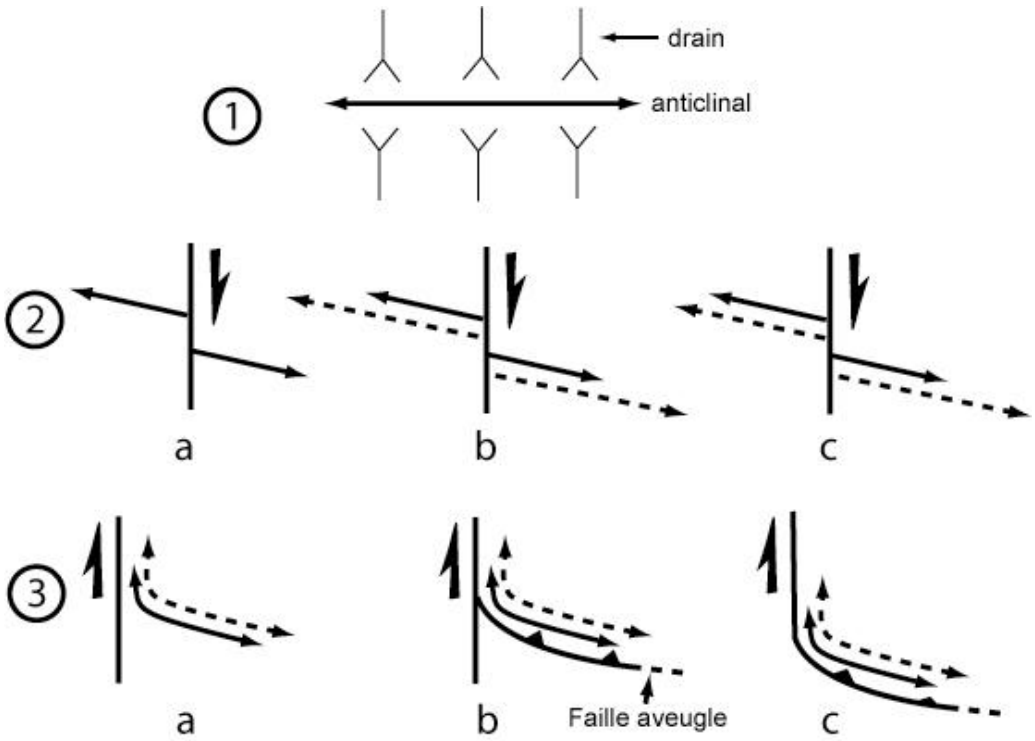


Figure F.4 : Schéma représentant un anticlinal et son drainage (1) ainsi que différentes relations entre les plis et les failles décrochantes (2, 3). Les plis en pointillés indiquent le développement du pli.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations, *Tectonophysics,* 229, 211-238.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphie synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *J. Geodyn.*, 21, 1-33.

Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-and-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *Am. J. Sci.*, 304, 1-20.

Alavi, M., Nayai, I., Yousefi, M., Segaghat, M. E., Hanzepour, B. (1996) Geological map of Iran, Borujen sheet, scale 1:250,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., Baranzangi, M. (2002) A crustal transect across the Oman Mountains on the eastern margin of Arabia, *GeoArabia*, 7, 47-77.

Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., Barazangi, M. (2003) Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the anatolian plateau (eastern Turkey) and surrounding region, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24) 8042, doi : 10.1029/2003GLO17391.

Allen, M. B., Jones, S., Ismail-Zadeh, A., Simmons, M. D., Anderson. L. (2002) Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the south Caspian Basin, *Geology*, 30, 775-778.

Allen, M. B., Jackson J., Walker, R. (2004) Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC200810.1029/2003TC001530.

Alonzo-Zarza, A. M., Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. (1998) Fan-surface dynamics and biogenic development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia), *Geomorphology*, 24, 147-167.

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

Andreani, L. (2004) Caractérisation et datation U/TH des calcrètes de piedmont de Basse Porvence : implications paléoclimatiques et sismotectoniques, DEA « Géosciences de l'environnement », pp 1-32, Univ. de Provence, Aix-Marseille, France.

Angelier, J. (1984) Tectonics analysis of slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A. (1999) Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, 267-270.

Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshragui, A., Lallemant, S., Guezou, J. -C., Molinaro, M., Braud, X., Delaunay, S. (2004) Post-Miocene shortening direction pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis, *Geol. Soc. of Am. Spec. Pap.*, 383, 17-40.

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzade, Z., Abbassi, M. (2005) Active partitioning between strike-slip and thrust faulting in the Zagros fold-and-thrust belt (Southern Iran), *C.R. Geoscience,* 337, 539-545.

Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z., Shabanian, E., Abbassi, M. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), *Tectonics*, soumis.

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

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

Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C., Jamali, F. H. (2004) Active faults in the Zagros and Central Iran, *Tectonophysics*, 380, 221-241.

Bahroudi, A., Koyi, H. A. (2003) Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt; an analogue modelling approach, *J. Geol. Soc. London*, 160, 719-733.

Bahroudi, A., Koyi, H. A. (2004) Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin, *Mar. Petrol. Geol.*, 21, 1295-1310.

Baker, C., Jackson, J., Priestley, K. (1993) Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt, *Geophys. J. Int*., 115, 41-61.

Bakhtari, R. H., Frizon de Lamotte, D., Aubourg, C., Hassanzadeh, J. (1998) Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran), *Tectonophysics*, 284, 299-316.

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C. J. (2003) Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 3181-3199, 2003.

Bard, E., Broecker, W. S. (1992) The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies. In: *Global Environmental Change*, Springer-Verlag, Berlin.

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

Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J. -F., Carretier, S. (1999) Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance, *Tectonics*, 18, 394-411.

Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., Fullsack, P. (1996) Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens, *Geology*, 24, 675-678.

Beck, M. E., Rojas, C., Cembrano, J. (1993) On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems, *Geology*, 21, 755-758.

Bellier, O., Zoback, M. (1995) Recent state of stress change in the Walker Lane zone western basin and Range province-USA, *Tectonics*, 14, 564-593.

Bellier, O., Sébrier, M., Pramumijoyo, S., Beaudouin, Th., Harjono, H., Bahar, I., Forni, O. (1996) Paleoseimicity hazard along Great Sumatran Fault (Indonesia), *J. Geodynamics,* 24, 169-183.

Bellier, O., Over, S., Poisson, A., Andrieux, J. (1997) Recent temporal change in the stress and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone, *Geophys. J. Int.*, 131, 61-86.

Bellier, O., Sébrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Bourlès, D., Siame, L., Putranko, E., Pratomo, I. (2001) High slip rate for low seismicity along the Palu-Koro active fault in central Sulawesi (Indonesia), *Terra Nova*, 13, 463-470.

Berberian, F., Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In : *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, *Geodyn. Ser*., vol. 3, Gupta, H. K., Delany, F. M. (eds.), pp. 5-32, AGU, Washington.

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

Berberian, M. (1976) Contribution to the seismotectonics of Iran, *Reports of the Geol. And Mining Surv. Of Iran, n°39*.

Berberian, M. (1981) Active faulting and tectonics of Iran. In: *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, Geodynamic Evolution*, *Geodyn. Ser*., vol. 3, Gupta, H. K., Delany, F. M. (eds.), pp. 33-69, AGU, Washington.

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

Berberian, M., Tchalenko, J. (1976) Earthquakes of the southern Zagros (Iran): Bushehr region, *Geol. Surv. Iran Mem.*, 39, 343-370.

Berberian, M., King, G. C. P., (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-285.

Berberian, M., Yeats, R. S. (2001) Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, *J. Struct. Geol.*, 23, 563-584.

Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P. (1974) Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros Central), Thèse de doctorat, 181 pp, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Bertrand, G., Rangin, C. (2003) Tectonics of the western margin of Shan plateau (central Myanmar): implication for India-Indochina oblique convergence since the Oligocene, *J. Asian Earth Sci.*, 21, 1139-1157.

Bierman, P. R. (1994) Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective, *J. Geophys. Res.*, 99, 13885-13896.

Bierman, P., Gillespie, A., Caffe, M., Elmore, D. (1995) Estimating erosion rates and exposure ages with ^{36}Cl produced by neutron activation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3779-3798.

Bird, P. (1978) Finite element modelling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny, *Tectonophysics*, 50, 307-336.

Bischoff, J., Fitzpatrick, J. A. (1991) U-series dating of impure carbonates: an isochron technique using total-sample dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 543-554.

Blanc, E. J. -P., Allen, M. B., Inger, S., Hassani, H. (2003) Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *J. Geol. Soc. London*, 160, 401-412.

Bott, M. H. P. (1959) The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.

Boulin, J. (1991) Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 196, 211-268.

Bourdier, F. (1958) Origine et succès d'une théorie illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1-4, 16-29.

Bowman, D., King, G., Tapponnier, P. (2003) Slip Partitioning by Elastoplastic Propagation of Oblique Slip at Depth, *Science*, 300, 1121-1123.

Bozkurt, E. (2001) Neotectonics of Turkey - a syntesis, *Geodin. Acta*, 14, 3-30.

Braud, J. (1970) Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leur rapports structuraux, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271, 1241-1244.

Brocard, G. (2003) Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France). Thèse de doctorat, 165 pp, Mémoire du laboratoire de géologie 43, Université de Grenoble, France.

Brown, R. W. (1982) Experiments relating to results of horizontal shearings, *AAPG Bull.*, 12, 715-720.

Büdel, J. (1982) Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton.

Bull, W. B. (1977) The alluvial fan environment: Progress in Physical Geography, 1, 22-270.

Bull, W. B. (1990) Stream-terraces genesis: implications for soil development, *Geomorphology*, 3, 351-367.

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

Burke, K., Şengör, A. M. C. (1986) Tectonic escape in the evolution of the continental crust. In: *Reflection seismology; The continental crust*, Barazangi, M., Brown, L. D. (eds.), Am. Geoph. Union Geodyn. Ser., 14, 41-53.

Burns, S. J., Fleitmann, D., Matter, A., Neff, U., Augusto, M. (2001) Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods, *Geology,* 29, 623-626.

Candy, I., Black, S., Sellwood, B. W. (2004) Quantifying scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria, *Sed. Geol.*, 170, 177-187.

Carey, E. (1979) Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys*., 21, 57-66.

Cerling, T. E., Craig, H. (1994) Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes, A*nn. Res. Earth Planet. Sci*., 22, 273-317.

Chang, C. -P., Chang, T. -Y., Angelier, J., Kao, H., Lee, J. -C., Yu, S. -B. (2003) Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214, 115-127.

Chemenda, A., Lallemand, S., Bokun, A. (2000) Strain partitioning and interpolate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modelling, *J. Geophys. Res.*, 105, 5567-5581.

Christie-Blick, N., Biddle, K. T. (1985) Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle K. T., Christie-Blick, N. (eds.), *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, USA, 37, 1-34.

Claypool, A. L., Klepeise, K. A., Dockrill, B., Clarke, G. L., Zwingmann, H., Tulloch, A., (2002) Structure and kinematics of oblique continental convergence in northern Fiordland, New Zealand, *Tectonophysics*, 259, 329-358.

Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A. (1991) Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Autrales, Argentina, *J. Struct. Geol.*, 13, 743-758.

Colman-Sadd, S. P. (1978) Fold development and rock unit nomenclature in the oil-proceducing area of interior Oman, *J. Pet. Geol.*, 11, 5-60.

Colman-Sadd, S. P. (1982) Two stages continental collision and plate driving forces, *Tectonophysics*, 90, 263-282.

Conrad, C. P., Lithgow-Bertelloni, C. (2002) How Mantle slabs Drive Plate Tectonics, *Science*, 298, 207- 209.

Copley, A., Jackson, J. Active Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, soumis.

Crocker, R. L. (1946) Post-Miocene climatic and geologic history and its significance in relation to the genesis of the major soil types of South Australia, *CSIR Bull*., 193, 56 pp.

Cunningham, W. D., Windley, B. F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G. (1996) A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressional mountain building in central Asia, *Tectonics*, 15, 142-156.

Cunningham, D., Dijkstra, A., Howard, J., Quarkes, A., Badarch, G. (2003) Active intraplate strike-slip faulting and transpressional uplift in the Mongolian Altai. In: *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts,* Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F., (eds.), *Geol. Soc. London. Special Publ.*, 210, 65-87.

Daëron, M., Benedetti, L., Tapponnier, P., Sursock, A., Finkel, R. C. (1994) Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammoûneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ^{36}Cl dating of offset limestone-clast fans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 227, 105-119.

Davies, J. H., von Blanckenburg, F. (1995) Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, *Earth Planet. Sci. Lett*., 129, 85-102.

Davy, P., Cobbold, P. R. (1988) Indentation tectonics in nature and experiments. Experiments scaled for gravity, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 14, 129-141.

Dawson, A. G. (1992) Ice Age Earth : Late Quaternary Geology and Climate, p.293, Routledge, New York.

De Urreiztieta, M., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P. R., Rossello, E. (1996) Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina, *Tectonophysics*, 254, 17-39.

Dehghani, G., Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.,* 168, 215-229, Stuttgart.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. (1990) Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. –E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. –C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.

L., Lauer, J. P., Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.

Dewey, J. F., Şengör, A. M. C. (1979) Aegean and surrounding regions: Complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.

Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şarağlu F., Şengör, A. M. C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone, *Geol. Soc. Spec. Publ., London,* 19, 3-36.

Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. (1998) Transpression and Transtension zones, In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, Holdsworth, R. E., Stratchan, R. A., Dewey, J. F. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London,* 135, 1-14.

Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Köse, O. (1998) Polyphased block tectonics along the North Anatolian Fault in the Tosya basin area (Turkey), *Tectonophysics*, 299, 213-227.

Dibblee, T. W. (1977) Strike-slip tectonics of the San Andreas Fault and its role in Cenozoic basin evolution. In: *Wrench Fault Tectonics,* Sylvester, A. G. (ed.), *AAPG Reprint*, 29, 159-172.

Ding, G., Chen, J., Tian, Q., Shen, X., Xing, C., Wei, K. (2004) Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan Plateau, *Tectonophysics*, 380, 243-260.

Dufaure, J. J., Thibault, C., Kadjar, M. H., Mercier, J. L. (1977) La zone de faille de Zendan (Iran du Sud-Est): I-Géomorphologie et stratigraphie du Quaternaire. In : *Reun. Ann. Sci. Terre*. 7.1.1.

Dunai, T. J. (2001) Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 197-212.

Ehsanbakhsh Kermani, M. H. (1996) Geological map of Iran, Ardal sheet (NO.6153), scale 1:100,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

Engdahal, E. R., Van Der Hilst, R., Buland, R. (1998) Global teleseismic earthquake relocation with improved traveltimes and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722-743.

England, P., Molnar, P. (1990) Righ-lateral shear and rotation as explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature*, 344, 140-142.

Enkin, R. J. (1995) A computer Program Package for Analyis and Presentation of Paleomagnetic data-PMSTAT, vol. 1995, Pac. Geosci., Cent., Geol. Surv. Can., Sydney, B. C., Canada.

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V. Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 85-97.

Falcon, N. L. (1969) Problem of the relationship between surface structures and deep displacement illustrated by the Zagros range. In: *Time and Place in Geology*, P. Kent, Satterwaite, G., Spencer, A. M. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 3, 9-22.

Falcon, N. L. (1974) Southern Iran: Zagros mountains, In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, A. M. Spencer (ed.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 4, 199-211.

Fernandez, M., Ayala, C., Skogseld, J., Vergés, J., Wheeler, W. (2003) Lithospheric structure across the Zagros mountain belt and the Mesopotamian foreland basin. In: EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice.

Finkel, R. C., Suter, M. (1993) AMS in the Earth Sciences: technique and applications. Advances in Analytical Geochemistry, 1, 114 pp.

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.

Fitch, T. J. (1972) Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 77, 4432-4460.

Fleitmann, D., Burns, S. J., Neff, U., Mangini, A., Matter, A. (2003) Changing moisture sources over the last 330 000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems, *Quat. Res.*, 60, 223-232.

Fossen, H., Tikoff, B. (1993) The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transtension tectonics, *J. Struct. Geol.*, 15, 431-425.

Freund, R. (1970) Rotation of strike-slip in Sistan, southeastern Iran, *J. Geol*., 78, 188-200.

Freund, R. (1974) Kinematics of transform and transcurrent faults, *Tectonophysics*, 21, 93-134.

Gabert, J. (1984) La naissance des terrasses würmiennes en amont de Sisteron. Actes du colloque : « signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires », Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 2° série, 17/18/19, 129-133.

Gapais, D., Cobbold, P. R., Bourgeois, O., Rouby, D., De Urreiztieta, M. (2000) Tectonic significance of fault slip data, *J. Struct. Geol.*, 22, 881-888.

Garcia, S., Angelier, J., Bergerat, F., Homberg, C. (2002) Tectonic analysis of an oceanic transform fault zone based on fault-slip data and earthquake focal mechanims: the Husavk-Flatey Fault zone, Iceland, *Tectonophysics*, 344, 157-174.

Garfunkel, Z., Zak, I., Freund, R. (1981) Active faulting of the Dead Sea Rift, *Tectonophysics*, 80, 1-26.

Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Turcotte, D. (1989) River offsets accross active strike-slip faults. *Ann. Tectonicae*, 3, 55-76.

Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Meyer, B., Peltzer, G., Shunmin, G., Zhitai, C., Huagun, D., Cifuentes, I. (1995) Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the "Tianzhu gap", on the western Haiyan Fault, Gansu (China), *Geophys. J. Int.*, 120, 599-645.

Gautier, P., Brun, J. -P. (1994) Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island), *Tectonophysics*, 238, 399-424.

Gautier, P., Brun, J. -P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L. (1999) Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments, *Tectonophysics*, 315, 31-72.

Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Causse, C., Gariepy, C., Vallieres, S. (1990) Fractionation and recycling of U and Th isotopes in a semi-arid endoreic depression of central Syria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1025-1035.

Ghasemi, A., Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario of the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *J. Asian Earth Sci.*, in press.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J. -P., Halbronn, B., Maurizot, P. (1974a) 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.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J. -P., Halbronn, B., Maurizot, P. (1974b) Sur quelques caractères de la tectonique néocrétacé dans la région de Borudjerd (Zagros oriental, Iran), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 577-580.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J. -P., Halbronn, B., Maurizot, P. (1974c) Charriage et mouvements synsédimentaires tertiaires dans la région de Borudjerd (Zagros, Iran), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, 421-424.

Gile, L. H., Peterson, F. F., Grossman, R. B. (1966) Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils, *Soil Sci*., 101, 347-360.

Glover, C., Robertson, A. (1998) Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, 103-132.

Gök, R., Ni, J., Sandvol, E., Wilson, D., Baldridge, S., Aster, R., West, M., Grand., S., Gao, W., Tilmann, F., Semken, S. (2003) Shear wave splitting and mantle flow beneath LA RISTRA, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1614, doi:10.1029/2002GL016616.

Golonka, J. (2004) Plate tectonic of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, 381, 235-273.

Gosse, J. C., Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560.

Goudie, A. S. (1983) Calcrete. In: *Chemical Sediments and Geomorphology*, Goudie, A.S., Pye, K, (eds.), Academic press, London, 91-131.

Hack, J. T. (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap*., 294 B, 45-94.

Hajmolla-ali, A., Hosseini, M., Farhadian, M. B., Sedaghat, E. (1991) Geological map of Iran, Borujen sheet (NO.5757), scale 1:100,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

Harding, T. P. (1985) Structural styles, their plates tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces, *AAPG Bull.*, 7, 1016-1058.

Harland, W. B. (1971) Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen, *Geol. Mag.,* 108, 27-42.

Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., Ghafory-Ashtiany, M. (2003) Seismological constraints on the crustal velocity structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int*., 155, 403-410.

Havard University, Department of Geological Sciences, (2002) Centroid Moment Tensor catalogue, available online at: **http://www.seismology.havard.edu/CMTsearch.html**.

Haynes, S. J., McQuillan, H. (1974) Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 739-744.

Haynes, S. J., Reynolds, P. H. (1980) Early development of Tethys and Jurassic ophiolite displacement, *Nature*, 283, 561-563.

Hearn, T. M., Clayton, R. W. (1986) Lateral velocity variations in southern California. II. Results for the lower crust from Pn waves, *Seis. Soc. Am. Bull.*, 76, 511-520.

Hempton, M. R. (1987) Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, 6, 687-705.

Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabanian, E. (2001a) Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros mountains, *J. Geol. Soc. London*, 158, 969-981.

Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J. (2001b) The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Petrol. Geol*., 24, 5-28.

Hever, H. J. (1977) Geological map of Iran, Behbehan-Gachsaran sheet (NO20511), scale 1:250,000, *Natl. Iran. Oil Co.*, Tehran.

Hillaire-Marcel, C., Vallières, S., Ghaleb, B., Mareschal, J. –C. (1990) Déséquilibres Th/U dans les sols carbonatés en climat subaride ; estimation des flux d'uranium et vitesse d'érosion. Le cas du bassin de Palmyre (Syrie), *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 311, 223-238.

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

Hooper, R. J., Baron, I. R., Agath, S., Hatcher, R. D., (1994) The Cenomanian to recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran. In: *Middle East Petroleum Geosciences GEO*, Al-Husseini, M. I. (ed.), vol. II, 505-516.

Hu, J. -C., Angelier, J., Homberg, C., Lee, J. -C., Chu, H. -T. (2001) Three-dimensional modeling of the behavior of the oblique convergence boundary of southeast Taiwan: friction and strain partitioning, *Tectonophysics*, 333, 261-276.

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

Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B., Tapponnier, P. (2003) Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophys. J. Int.*, 153, 111-132.

Husseini, M. I. (2000) The Arabian Infracambrian extensional system, *Tectonophysics*, 148, 93-103.

Hsu, L., Pelletier, J. D. (2004) Correlation and dating of Quaternary alluvial-fan surfaces using scarp diffusion, *Geomorphology*, 60, 319-335.

Imbrie, J., McIntyre, A., Mix, A. C. (1990) Oceanic response to orbital forcing in the Late Quaternary: observational and experimental strategies. In: *Climate and geosciences, a challenge for science and society in the 21st century*, Berger, A., Schneider, S. H. Duplessy, J.-C. D. (eds.), Reidel Publishing Company.

Jackson, J. (1980) Errors in focal depth determination and the depth of seismicity n Iran and Turkey, *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 61, 285-301.

Jackson, J. (1992) Partitioning of Strike-Slip and Convergent Motion Between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 471-479.

Jackson, J., Fitch, T. (1981) Basement faulting and the focal depths of the large earthquakes in the Zagros mountains (Iran), *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 64, 561-586.

Jackson, J., McKenzie, D. P. (1984) Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 77, 185-264.

Jackson, J. A., McKenzie, D. P. (1988) The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astr. Soc*., 93, 45-73.

Jackson, J., Haines, J., Holt, W. (1995) The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15205-15219.

James, G. A., Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, *AAPG Bull.*, 49, 2162-2245.

Joffe, S., Garfunkel, Z. (1987) Plate kinematics of the circum Red Sea; a re-evaluation, *Tectonophysics*, 141, 5-22.

Jokipii, J. R. (1995) Study of cosmic rays reveals secrets of Solar-Terrestrial science, *EOS Trans. AGU*, 76, 100 pp.

Jolivet, L., Nataf, H. -C. (1998) Géodynamique. In : Dunod, Paris, 226 pp.

Jolivet, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M., Worrall, D. (1999) The kinematics of back-arc basins, examples from Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. In: *Continental Tectonics,* Mac Niocail, C., Ryan, P. D. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub. London*, 164, 21-53.

Jones, R. R., Tanner, P. W. G. (1995) Strain partitioning in transpression zones, *J. Struct. Geol.*, 17, 793-802.

Jones, R. R., Holdsworth, R. E., Bailey, W. (1997) Lateral extrusion in transpression zones: the importance of the boundary conditions, *J. Struct. Geol.*, 19, 1201-1217.

Kadinski-Cade, K., Barazangi, M. (1982) Seismotectonics of southern Iran: the Oman line, *Tectonics*, 1, 389-412.

Kasapoglu, K., Toksoz, M. (1983) Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian Plates: finite element models, *Tectonophysics*, 141, 5-22.

Kaufman, A., Broeker, W. S. (1965) Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville, *J. Geophys. Res.*, 70, 4039-4054.

Kent, P. E. (1979) The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran, *J. Petrol. Geol.*, 2, 117-144.

Keskin, M. (2003) Magma generation by «slab» steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30 8046, doi:10.1029/2003GLO18019.

Klappa, C. F. (1979) Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment, *J. Sediment. Petrol.*, 49, 955-968.

Koçyiğit, A., Yilmaz, A., Adamia, S., Kulosshvili, S. (2001) Neotectonics of East Anatolian Platean (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodin. Acta*, 14, 177-195.

Koop, W. J., Stoneley, R. (1982) Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to recent, *Philos. Trans. R. Soc. London*, A305, 149-168.

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X. (2004) Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 225, 329-346.

Lachenbruch, A. H. (1980) Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion, *J. Geophys. Res.*, 85, 6097-6112.

Lal, D. (1991) Cosmic ray labelling of erosion surfaces : in situ nuclide production 13 rates and erosion models, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 104, 424-439.

Lamb, S. (1997) A model for tectonic rotation about vertical axis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 75-86.

Lamb, S. (2001) Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America 1. Paleomagnetics analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks, *J. Geophys. Res.*, 106, 26605-26632.

Lattman, L. M. (1973) Calcium carbonate cementation of alluvial fans in Southern Nevada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3013-3028.

Le Pichon, X., Angelier, J. (1979) The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., Veis, G. (1995) Geodetic determination of the Kinematics of central Greece with respect to Europe : Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.

Lensch, G., Schmidt, K., Davoudzadeh, M. (1984) Introduction to the Geology of Iran, *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 168, 155-164, Stuttgart.

Letouzey, J., Sherkati, S. (2004) Zagros orogenic belt, new interpretation of salt and folded structures insight of Seismic data, field observation and sand box modelling. In: EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice.

Liu, B., Phillips, F. M., Fabryka-Martin, J. T., Fowler, M. M., Stone W. D. (1994) Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms, 1. Effects of the thermal neutron distribution, *Water Res. Ress.*, 30, 3115-3125.

Lowel, T. V. (1995) The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from Miami sublobe, Ohio, ISA, *Quat. Sci. Rev.*, 14, 85-99.

Ludwig, K. R., Titterington, D. M. (1994) Calculation of ^{230}Th isochrones, ages, and errors, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 5031-5042.

Ludwig, K. R., Paces, J. B. (2002) Uranium-series dating of pedogenic silica and carbonate, Crater Flat, Nevada, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 487-506.

Luyendyk, B. P., Kamerling, M. J., Terres, R. A., Hornafius, J. S. (1985) Simple shear of southeastern California during Neogene time suggested by paleomagnetic declinations, *J. Geophys. Res.*, 90, 12454-12466.

Lyberis, N., Manby, G., Poli, J. -T., Kalougin, V., Yousouphocaev, H., Ashirov, T. (1998) Post-triassic evolution of the southern margin of Turan plate, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 137-143.

Lyberis, N., Manby, G. (1999) Oblique to Orthogonal Convergence Across the Turan Block in the Post-Miocene, *AAPG Bull.*, 87, 1135-1160.

Macedo, J., Marshak, S. (1999) Controls on the geometry of fold-thrust belt salients, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1808-1822.

Machette, M. N. (1985) Calcic Soils of the Southwestern United States. In: *Special Paper-soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States*, Weide, D. L. (ed.), *Geol. Soc. Am.*, 203, 1-21.

MacLeod, J. H., Majedi, M. (1972) Geological map of Iran, Kazerun sheet (NO.20846), scale 1:100,000, Natl. Iran. Oil Co., Tehran.

Maggi, A., Jackson, J. A., McKenzie, D., Priestley, K. (2000) Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, *Geology*, 28, 495-498.

Maggi, A., Priestley, K. (2005) Surface waveform tomography of the Turkisk-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.

Mann, C. D., Vita Finzi, C. (1982) Curve interpolation and folded strata, *Tectonophysics*, 88, 7-15.

Marret, R. A., Allmendinger, R. W. (1991) Estimates of strain due to brittle faulting : sampling of fault populations, *J. Struct. Geol.*, 13, 735-738.

Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y. (2002) Partition de la déformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique : approche expérimentale, *Bull. Soc. Geol. France*, 173, 17-24.

Masarik, J., Frank, M., Schäfer, J. M., Wieler, R. (2001) Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 2995-3003.

Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiany, M. (2004) Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred form earthquakes and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226.

Masson, F., Vangorp, S., Chéry, J., Djamour, Y., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P. Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, soumis.

McCaffrey, R. (1992) Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation, *J. Geophys. Res.*, 97, 8905-8915.

McCall, G. J. H. (1996) The inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and associated microcontinents, *Geotectonics*, 29, 490-499.

McCay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., Richards, M. (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence, *Mar. Petrol. Geol.*, 21, 857-877.

McClusky, S. M., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kasten, K., Kekelidze, G., King, R. W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzinis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reillinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöv, M. N., Veis, G. (2000) Global Positioning System constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.

McKenzie, D. P. (1969) Speculations on the consequences and caues of plate motions, *J. R. Astron. Soc.*, 18, 1-32.

McKenzie, D. P. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region, *Roy. Astr. Soc. Geophys. J.*, 30, 109-185.

McKenzie, D. P., Jackson, J. (1983) The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 182-202.

McKenzie, D. P., Jackson, J. (1986) A block model of distributed deformation by faulting, *J. Geol. Soc. London*, 143, 349-353.

McQuarrie, N. (2004) Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *J. Struct. Geol.*, 26, 519-535.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi: 10.1029/2003GL017992.

Mercier, J. -L., Carey-Gailhardis, E., Sébrier, M. (1991) Paleostress determinations from fault kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the central Andes, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 337, 41-52.

Mercier, J. -L., Vergely, P. (1999) Tectonique. 2nd edi. Dunod. Paris.

Michael, A. J. (1990) Energy constraints on kinematic models of oblique faulting: Loma Prieta versus Parkfield-Coalinga, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1453-1456.

Milnes, A. R. (1992) Calcrete. In: *Weathering, soils and paleosols*, Martini, I. P., Chesworth, W. (eds.), Elsevier, Amsterdam, 309-347.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanadaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Struct. Geol.*, 22, 1125-1139.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Asian Earth Sci.*, 21, 397-412.

Molinaro, M. (2004) Geometry and kinematics of the SE Zagros Mountains (Iran) : structural geology and geophysical modeling in a young collisional fold-and-thrust belt, Thèse de doctorat, 241 pp, Univ. de Cergy Pontoise, Paris, France.

Molinaro, M., Letrumy, P., Guezou, J. -C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S. A. (2005a) The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics,* 24, TC3007, doi:10.1029/2004TC001633.

Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X. (2005b) Lithospheric structure underneath the south-eastern Zagros mountains, Iran: Recent slab break-off?, *Terra Nova*, 17, 1-6.

Molnar, P. (1988) Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics, *Nature*, 335, 131-137.

Molnar, P. (1992) Brace-Goetze strength profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and stress-heat flow paradox of the San Andreas Fault. In: *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks,* Evans, B. and Wong, T. –F. (eds.), Academic Press, London, 435-459.

Motiei, H. (1995) Petroleum Geology of Zagros. In: *Treatise on the geology of Iran,* Hushmandzadeh, A., (ed.) *Geol. Surv. of Iran*.

Nahon, D. (1991) Introduction to the petrology of soils and chemical weathering, Wiley, 313 pp.

Nelson, M. R., Jones, C. H. (1987) Paleomagnetism and crustal rotations along a shear zone, Las Vegas Range, southern Nevada, *Tectonics*, 6, 13-33.

Ni, J., Barazangi, M. (1986) Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and comparison with the Himalaya, *J. Geophys. Res.*, 91, 8205-8218.

Nilsen, T. H. (1982) Alluvial fan deposits. In: *Sandstone depositional environments*, Scholle, P. A., Spearing, D. (eds.), *AAPG Mem.*, 31, 49-86.

NOIC. (1975) Geological map of Iran Sheet No. 4, South-West Iran, 1:1000000., Natl Iran. Oil Co., Tehran.

NOIC. (1977) Geological map of Iran Sheet No. 5, South-Central Iran, 1:1000000., Natl Iran. Oil Co., Tehran.

Norris, R. J., Koons, P. O., Cooper, A. F. (1990) The obliquely-convergence plate boundary in the South Island of New Zealand, *J. Struct. Geol.*, 12, 715-725.

Nur, A., Ron, H., Scotti, O. (1986) Fault mechanics and the kinematics of block rotations, *Geology*, 14, 746-749.

Oberlander, T. (1965) The Zagros Streams, A New Interpretation of transverse Drainage in an Orogenic Zone, Syracuse Geographical Serie, 1, 167 pp.

Över, S., Bellier, O., Poisson, A., Andrieux, J. (1997) Late Cenozoic stress state changes along the central North Anatolian Fault zone (Turkey), *Ann. Tectonicae*, XI 1-2, 75-101.

Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R. (2004) Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225, 163-176.

Pattinson, R., Takin, M. (1971) Geological significance of the Dezful embayement boundaries, *Natl. Iran. Oil Co.*, Report 1166 (unpublished).

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M. Seismological evidence fro crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, soumis.

Paysanos, M. E., Walter, W. R. (2002) Crust and upper-mantle structure of North Africa, Europe and the Middle East from inversion of surface waves, *Geophys. J. Int.*, 149, 463-481.

Peacock, D. C. P., Anderson, M. W., Morris, A., Randall, D. E. (1998) Evidence for the importance of 'small' faults on block rotation, *Tectonophysics*, 299, 1-13.

Peltzer, G., Tapponnier, P. (1988) Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during India-Asia collision: An experimental approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 15085-15117.

Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A. (1989) The Caucasus: An actual example of initial stages of a continental collision, *Tectonophysics*, 161, 1-21.

Philips, S. E., Milnes, A. R., Foster, R. C. (1987) Calcified filaments : an example of biological influences in the formation of calcrete in South Australia, *Aust. J. Soil Res.*, 25, 405-428.

Phillips, F. M., Ayarbe, J. P., Bruce, J., Harrison, J., Elmore, D. (2003) Dating rupture using cosmogenic nuclides and scarp morphology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 203-218.

Piromallo, C., Morelli, A. (2003) P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JB001757.

Platt, J. P. (1993) Mechanics of Oblique convergence, *J. Geophys. Res.*, 98, 239-256.

Pustovoytov, K. (2003) Growth rates of pedogenic carbonate coatings on coarse clasts, *Quat. Int.*, 106-107, 131-140.

Reedy, R. C., Arnold, J. R., Lal, D. (1983) Cosmic-Ray Record in Solar System Matter, *Science*, 219, 127-135.

Reeves, C. C. (1970) Origin, classification, and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico, *J. Geol.*, 78, 352-362.

Reeves, C. C. (1976) Caliche, origin, classification, morphology and uses, Stacado Books, Lubbock, Texas, 233 pp.

Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier O., Thomas, J. -C. (2003) From subduction to collision: Control of deep lithospheric processes on the tectonics of a convergent plate boundary, *J. Geophys. Res*., 108, 2208, doi:10.1029/2002JB001943.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. -C., Abbassi, M. R., Mercier, J. L., Shabanian, E., Feghhi, K., Soleymani, S. (2004) The 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*, TC4007, doi:10.1029/2003TC001599.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. -C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh., Feghhi, Kh. (2005) Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros – Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran), *Geophys. J. Int*., 160, 1-25.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I. (1997) Global positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res*., 102, 9983-9999.

Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P., Leloup, P. H. (2001) Large river offset and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *J. Geophys. Res.*, 106, 819-836.

Richard, P. (1990) Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale, *Mém. Documents Centre Armoricain d'Etudes Structurale des Socles*, 34.

Richard, P., Cobbold, P.R. (1990) Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones, *Ann. Tectonicae*, 4, 35-44.

Ricou, L. E. (1976) Evolution structurale des Zagrides, la région clef de Neyriz (Zagros Iranien), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 55, 1-140.

Ricou, L. E., Braud, J., Bruhnn, J. H. (1977) Le Zagros, *Mem. H. Sér. Soc. Géol. Fr.*, 8, 33-52.

Ritz, J. -F., Taboada, A. (1993) Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164, 519-531.

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-Altaï, Mongolia, *Geology*, 23, 1019-1022.

Rosholt, J. N. (1976) ^{230}Th/^{234}U dating of travertine and caliche rinds. In:*GSA Abstract Program* 8, 1076.

Roure, F., Choukroune, P. (1998) Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology : crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mém. Soc. Geol. France*, 173, 37-52.

Rust, B. R. (1979) Coarse alluvial deposits. In: *Facies models*, Walker, R. G. (ed.), Geoscience Canada, reprint series, 1, 9-22.

Ryder, J. M. (1971) The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvials fans in south-central British Columbia, *Can. J. Earth Sci*., 8, 279-298.

Salanville, P. (1992) Changements climatiques dans la péninsule Arabique durant le Pléistocène Supérieur et l'Holocène, *Paléorient,* 18, 5-26.

Sanderson, D., Marchini, R. D. (1984) Transpression, *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458.

Sarağlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, I. (1992) The East Anatolian Fault of Turkey, *Ann. Tectonicae*, 6, 125-199.

Savostin, L. A., Sibuet, J. -C., Zanenshain, L. P., LePichon, X., Roulet, M. –J. (1986) Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, 1-35.

Scholz, C. H. (1990) The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, New York.

Schreurs, G. (1994) Experiments on strike-slip faulting and block rotation, *Geology*, 22, 567-570.

Schumm, S. A. (1986) Alluvial river response to active tectonics, p. 80-94. In: *Active Tectonics: Impact on Society*, National Academy Press, Washington, D.C., 266 pp.

Sedaghat, M. E., Shaverdi, T. (1997) Geological map of Iran, Sisakht sheet (NO.6251), scale 1:100,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

Sedaghat, M. E., Usefi, M., Kavari, E., Navai, I. (1997) Geological map of Iran, Borujen sheet (NO.6253), scale 1:100,000, *Geol. Surv. Miner. Expl.*, Tehran.

Sedaghat, M. E., Gharib, F. (1999) Geological map of Iran, Dena sheet (NO.6948), scale 1:100,000, *Geol. Surv.of Iran*, Tehran.

Sedaghat, M. E., Gharib, F., Shaverdi, T. (1999) Geological map of Iran, Semirom sheet (NO.6352), scale 1:100,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

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

Selverstone, J. (2005) Are the Alps collapsing? *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 113-132.

Şengör, A. M. C., Kidd,W. S. F. (1979) Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.

Şengör, A. M. C., Görür, N., Şarağlu, F. (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*, Biddle, K. T., Christie-Blick (eds.), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Min.*, 37, 227-267.

Şengör, A. M. C., Natal'in, B. A., Burtman, B. S. (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 364, 299-307.

Şengör, A. M. C., Ozeren, S., Genç, T., Zor, E. (2003) East Anatolial high plateau as a mantle supported, north-south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8045, doi/ 10.1029/2003GL017858.

Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakinç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C. (2005) The North Anatolian Fault: A new Look, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.

Sepehr, M. (2001) The tectonic Significance of the Kazerun Fault Zone, Zagros Fold-Belt, Iran, Thèse de doctorat non publiée, 215 pp, Imperial college, Univ. de Londres, GB.

Sepehr, M., Cosgrove, J. W. (2004) Structural framework of the Zagros Fold-andThrust Belt, Iran, *Mar. Petr. Geol*., 21, 829-843.

Sepehr, M., Cosgrove, J. W. (2005) Role of the Kazerun Fault zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, 24, TC5005, doi:10.29/2004TC001725.

Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S., Hewerd, A. P., Horbury, A. D., Simmons, M. D. (2001) Arabian plate sequence stratigraphy. In: *GeoArabia special publication* 2.

Sherkati, S., Letouzey, J. (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Mar. Petrol. Geol.*, 21, 535-554.

Siame, L. L., Bourles D. L., Sébrier, M., Bellier, O., Castano, J. C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G. M., Yiou, F. (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.

Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cuhing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., De Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F. (2004) Local erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth Planet. Sci. Lett*., 220, 345-364.

Siame, L., Bellier, O., Sébrier, M., Araujo M. (2005) Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S–33°S), *Tectonics*, 24, TC5003, doi:10.1029/2005TC001787.

Snyder, D. B., Barazangi, M. (1986) Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, 5, 361-373.

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.

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran. A review, *AAPG Bull*., 52, 1229-1258.

Stöcklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: *The Geology of Continental Margins,* C. A. Burke, C. L. Drake (eds.), pp. 873-877, Springer-Verlag, New York.

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.

Stoneley, R. (1981) The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution southern Tethys, *J. Roy. Soc. London*, 138, 509-526.

Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F. (2003) Intraplate strike-slip deformation belts. In: *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts*, Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F., (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub. London*, 210, 1-14.

Strong, G. E., Giles, J. R. A., Wright, V. P. (1992) A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting paleoclimates using calcretes, *Sedimentology*, 39, 179-193.

Swanson, T. W., Caffee, M. L. (2001) Determination of ^{36}Cl production rates derived from the well-dated deglaciation surfaces of Whidbey and Fidalgo Islands, Washington, *Quat. Res.*, 56, 366-382.

Sylvester, A. G. (1988) Strike-slip fault, *Geol Soc. Am. Bull.*, 100, 1666-1703.

Szabo, F., Kheradpir, A. (1978) Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, south-west Iran, *J. Petrol. Geol*., 1, 57-82.

Talbot, C. J. (1998) Extrusions of Hormuz salt in Iran. In: *Lyelle: the past is the key to the present*, Blundell, D. J., Scott, A. C. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ*., 143, 315-334.

Talbot, C. J., Alavi, M. (1996) The past of a future syntaxis across the Zagros. In: *Salt Tectonics*, Alsop, G. I., Blundell, D. J., Davison, I. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 100, 89-110.

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

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

Tapponnier, P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XIX (3), 437-460.

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

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

Tapponnier, P., Peltzer, G., Dain, A. Y. L., Amijo, R., Cobbold, P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611-616.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. In: *Collision Tectonics,* Coward, M. P., Ries, A. C., (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London,* 19, 115-157.

Tatar, M. (2001) Etude Seismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran), Thèse de doctorat, 204 pp, University de Joseph Fourier, Grenoble, France.

Tatar, M., Haztfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., Chéry, J. (2002) The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett*., 29 (19), 1927, doi:10. 1029/2002GL015427.

Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafory-Ashtiany, M. (2003) Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int*., 156, 255-266.

Taylor, J. R. (1997) An Introduction to Error Analysis, The Study of Uncertainties in Physical Measurements, second edition, University Science Books, Sausalito, CA.

Tchalenko, J. S. (1970) Similarities between shear zones of different magnitudes, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 1625-1640.

Tchalenko, J. S., Braud, J. (1974) Seismicity and structure of Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 277, 1-25.

Teyssier, C., Tikoff, B. (1998) Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach. In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics,* Holdsworth, R. E., Strachan; R. A., Dewey, J. F., (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., London*., 135, 143-158.

Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M. (1995) Oblique plate motion and continental tectonics, *Geology*, 23, 447-450.

Thatcher, W. (1995) Microplate versus continuum descriptions of active tectonic deformation, *J. Geophys. Res.*, 100, 3885-3894.

Thomas, W. A. (1990) Controls on locations of transverse zones in thrust belts, *Eclogae Geologicae Helvetica*, 83, 727-744.

Tikoff, B., Teyssier, C. (1994) Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens, *J. Struct. Geol.*, 16, 1575-1588.

Tikoff, B., Peterson, K. (1998) Physical experiments of transpressional folding, *J. Struct. Geol.*, 20, 661-672.

Tricart, J. (1947) Méthode d'étude des terrasses, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 17, 559-575.

Twiss, R. J., Protzman, G. M., Hurst, S. D. (1991) Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotations, *Tectonophysics*, 186, 215-239.

Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Morelli, A., Gasperini, P., Boschi, E. (2004) An Atlas of Mediterranean seismicity, *Ann. Geophys.,* 47, 247-326.

Vauchez, A., Tommasi, A., Barruol, G. (1998) Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 296, 61-86.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Haztfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J. (2004a) Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int*., 157, 381-398.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. -F., Sedighi, M., Tavakoli, F. (2004b) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth Planet. Sci. Lett*., 223, 117-185.

Vernant, P., J. Chéry, Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran, soumis.

Vita Finzi, C. (1962) Late Quaternary alluvial chronology of Iran, *Geologische Rundshau,* 58, 951-973.

Vogt, T. (1977) Croûtes calcaires quaternaries de période froide en France méditerranéenne, *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F*., 21, 26-36.

Vogt, T. (1984) Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine,* 8, 209-221.

Walcott, R. I. (1979) Plate motion and shear strain rates in the vicinity of the Southern Alps, *Roy, Soc. Bull. New Zealand*, 52, 137-164.

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

Wallace, R. E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118-130.

Wallace, R. E. (1967) Notes on stream channels offset by the San Andreas Fault, southern coast ranges California. Stanford Univ. Pub. (Geol. Sci.), 11, 6-20.

Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chery, J., Masson, F. Comparison of the North and Central Zagros present day formation observed by GPS, soumis.

Wells, D. L., Coppersmith, K. J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture lengh, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seis. Soc. Am.,* 84, 974-1002.

Westaway, R. (1994) Present-day kinematics of the Middle-East and Eastern Mediterranean, *J.Geophys. Res*., 99, 12071-12090.

Westaway, R. (2003) Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated, *Turk. J. Earth Sci*., 12, 5-46.

Westaway, R., Arger, J. (2001) Kinematics of the Malatya-Ovacik fault zone, *Geodin. Acta*, 14, 103-131.

Wilcox, R. E., Harding, T. P., Seely, D. R. (1973) Basic wrench tectonics, *AAPG Bull.*, 57, 74-96.

Wilson, T. J. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift, *Nature*, 207, 343- 347.

Wittlinger, G., Masson, F., Poupinet, G., Tapponnier, P., Mei, J., Herquel, G., Guilbert, J., Achauer, U., Guanqi, X., Danian, S., Lithoscope Kunlun Team. (1996) Seismic tomography of the northern Tibet and Kunlun: evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139, 263-279.

Wong ton, S. Y. M., Wortel M. J. R. (1997) Slab detachment in collision zones: An analysis of controlling parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2095-2098.

Wu, F. T., Wang, P. (1988) Tectonics of western Yunnan Province, China, *Geology*, 16, 153-157.

Yamini-Fard, F. (2003) Sismotectonique et structure lithosphérique de deux zones de transition dans le Zagros (Iran) : la zone de Minab et la zone de Qatar-Kazerun, Thèse de doctorat, 208 pp, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., Mokhtari, M., Microseismicity on the Kazerun fault system (Iran): evidence of a strike-slip shear zone and a thick crust, en press dans *Geophys. J. Int*.

Yilmaz, Y. (1993) New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geol. Soc. Am. Bull*., 105, 251-271.

Yoshioka, S., Wortel, M. J. R. (1995) Three-dimensional numerical modelling of detachment of subducted lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 20223-20244**.**

Zahedi, M., Rahmati Ilkhchi M., Vaezipour, J. (1993) Geological map of Iran, Shahrekord sheet (NO.E8), scale 1:250,000, *Geol. Surv. of Iran*, Tehran.

Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E. A., Blümling, P., Brereton, N. R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J. L., Müller, B., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z. H., Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress, *Nature*, 341, 291-298.

Zor, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Sandvol, E., Seber D., Baranzangi, M. (2003) The crustal structure of the East Anatolian Plateau from receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), doi: 10.1029/2003GL018192.

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.

PARTIE G :
ANNEXES

G . ANNEXES

1. Datation par cosmonucléides ^{36}Cl *in situ*

Les méthodes de datation utilisant les isotopes cosmogéniques produits in situ connaissent un développement récent depuis une vingtaine d'années. Elles permettent d'évaluer le temps d'exposition des surfaces morphologiques au rayonnement cosmique de haute énergie pour des âges compris entre quelques milliers et quelques millions d'années [Cerling et Craig, 1994]. Ces méthodes sont adéquates pour la datation directe de nombreux marqueurs morphologiques trop anciens pour pouvoir être datés par la méthode classique du ^{14}C ou trop jeunes et pauvres en matériel paléontologique pour être daté par biochronologie. De plus, les méthodes de datation des isotopes cosmogéniques sont les seules à dater l'abandon du dépôt et non la mise en place de celui-ci.

La méthode de datation consiste à mesurer la concentration de certains isotopes produits à la surface par l'interaction de la matière avec le rayonnement cosmique. Connaissant le taux de production, on peut déterminer la durée de l'exposition de la surface à ces rayonnements.

1.1. Principe

Le rayonnement cosmique est un flux de particules bombardant constamment la Terre, constitué essentiellement de protons mais aussi de noyaux d'hélium provenant de l'intérieur des galaxies [Jokipii, 1995] et du Soleil [Reedy et al., 1983]. Les interactions entre ces particules et les composantes de l'atmosphère entrainent la formation dans l'atmosphère de cosmonucléides tels que ^{14}C, ^{3}He, ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{21}Ne. Certaines particules ont une énergie suffisante pour atteindre la surface de la Terre entraînant la production de cosmonucléides in-situ dans les roches de la surface terrestre.

Les particules du rayonnement cosmique étant fortement atténuées par les materiaux rencontrés, la production dans les roches ne se fait que sur le premier mètre. La mesure de la concentration de ces cosmonucléides dans les roches constitutives de cônes alluviaux ou de terrasses, permet de dater l'âge d'abandon de ces surfaces morphologiques. Il faut alors considérer que le transport des galets par les cours d'eau est assez court pour que l'exposition

au rayonnement cosmique soit nulle avant le dépôt. La mesure des cosmonucléides sur les cônes alluviaux a été souvent appliquée à des surfaces composées de roches siliceuses par datations au ^{10}Be ($T^{1/2}$=1.5·10^6ans) (Tableau G.1). Ce mode de datation s'est avéré efficace dans différents contextes environnementaux (climatique et tectonique) [Ritz et al., 1995; Siame et al., 1997 , 2004; Bellier et al., 2001; Regard et al., 2005].

Cosmonucléides	**Période**	**Principales Cibles**
^{3}He	Stable	O, Mg, Si, Ca, Fe
^{10}Be	$1,52 \cdot 10^{6}$ ans	Be, B, C, O, Si
^{14}C	5730 ans	Si, N, O, B
^{21}Ne	Stable	Mg, Na, Al, Fe, Si
^{26}Al	$7,1 \cdot 10^{5}$ ans	Si, Na
^{36}Cl	$3,01 \cdot 10^{5}$ ans	Ca, Cl, K , (Fe, Ti, Mn)

Tableau G. 1 : Principaux cosmonucléides utilisés pour les datations de surfaces terrestres.

Le cosmonucléide ^{36}Cl est produit par l'interaction entre le rayonnement cosmique et le calcium, le chlore ainsi que le potassium dans la roche ($T^{1/2}$=3.01·10^5ans) (Tableau G.1). Il est donc souvent utilisé pour obtenir le temps d'exposition au rayonnement cosmique des carbonates [Mitchell et al., 2001; Benedetti et al., 2002; Daëron et al., 2004; Palumbo et al., 2004]. Dans le Zagros, les roches carbonatées sont dominantes. Nous avons donc utilisé les datations au ^{36}Cl afin de déterminer l'âge d'exposition des galets qui composent la surface de nos objets géomorphologiques.

1.2. Paramètres du calcul

En général, l'accumulation des nucléides cosmogéniques dans une roche exposée à la surface de la Terre peut être décrite selon la formule suivante [Lal, 1991] :

$$[C](x,t) = [C](x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P(x)}{\lambda + \mu\varepsilon}\left(1 - e^{-(\lambda+\mu\varepsilon)t}\right)$$

[C] = concentration (atome·g-1)

x = profondeur (cm)

t = âge (an)

P(x) = taux de production (atome·g-1·an-1)

λ = constante de décroissance radioactive du ^{36}Cl ($2,303 \cdot 10^{-6}$ an-1 pour le ^{36}Cl)

ε = taux d'érosion (g·cm·an-1)

μ (cm-1) = coefficient d'absorption équivalente à ρ/Λ (g·cm-3/g·cm-2)

ρ = la densité de la roche échantillonnée

Λ = la moyenne de la longueur d'absorption pour les particules cosmiques secondaires dans la roche (160g/cm^2).

[C](x,0)(0)= la composante héritée ou concentration liée à une pré-exposition

Pour estimer les temps d'exposition des échantillons prélevés à la surface d'un cône ou d'une terrasse, il faut déterminer (1) le taux de production, (2) la concentration en cosmonucléide, (3) la concentration liée à une éventuelle pré-exposition et (4) le taux d'érosion.

1.2.1. Le taux de production

Le chlore 36 in situ est produit par différentes réactions nucléaires que nous détaillons ci-dessous. Ce taux de production varie quant à lui en fonction de la position et de l'altitude du site d'échantillonnage selon des lois que nous présentons ci-dessous.

Les réactions in situ

Le cosmonucléide ^{36}Cl est produit dans la roche selon trois réactions principales [Zreda et al., 1991 ; Bierman et al., 1995; Stone et al., 1996; 1998].

(1) la réaction par spallation entre les neutrons du rayonnement cosmique, le potassium, le calcium.

(2) la réaction par capture de neutrons thermiques et épithermiques par le chlore naturel.

(3) la réaction par capture de muons par le potassium et le calcium.

Il faut donc connaître la concentration de ces éléments dans la roche pour quantifier la production en ^{36}Cl à partir de ces réactions.

La production de ^{36}Cl varie en fonction de la profondeur (Figure G.1). La réaction par spallation domine sur les autres réactions en surface (si la quantité en chlore naturel est faible) mais s'atténue rapidement en profondeur. La réaction par capture de neutrons thermiques est très efficace dans les premiers centimètres sous la surface et diminue aussi rapidement en profondeur. La production en ^{36}Cl associée à la réaction par capture de muons s'affaiblie lentement avec la profondeur. Globalement, la concentration en ^{36}Cl va décroître

exponentiellement avec la profondeur. Le ^{36}Cl in situ est donc accumulé essentiellement à la surface [Stone et al., 1996].

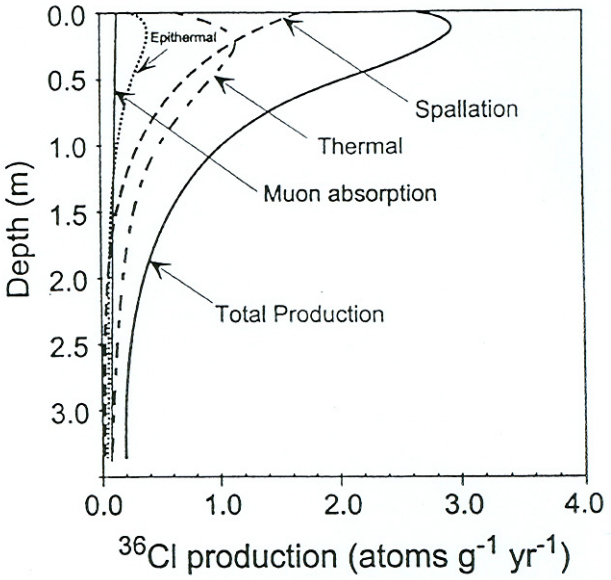


Figure G.1 : Variation de la production en ^{36}Cl dans des roches ultramafiques en fonction de la profondeur pour les différentes réactions d'après Gosse et Phillips [2001].

Les facteurs externes

Le taux de production qui résulte de ces différentes réactions varie en fonction de la position du site d'échantillonnage. Le rayonnement cosmique étant dévié par le champ magnétique terrestre, le taux de production varie en fonction de l'intensité du champ magnétique qui dépend lui-même de la latitude [Bard et Broecker, 1992]. Le rayonnement etant également atténué lors de son entrée dans l'atmosphère, le taux de production varie également en fonction de l'altitude. Ces variations ont été modélisés selon des lois qui permettent de calculer le taux de production à la latitude et altitude du site d'échantillonnage (e.g. Lal 1991). En outre, la variation temporelle de l'intensité du champ magnétique terrestre affecte le flux cosmique et modifie également le taux de production. Les variations séculaires et millénaires du champ, dépendant fortement de la latitude, doivent donc être prises en compte [Dunai, 2001; Masarik et al., 2001].

Par ailleurs, la position de l'échantillon par rapport au relief alentour ou bien même sa propre position par exemple sur un plan incliné, modifie aussi le taux de production par écrantage du rayonnement cosmique. On peut également quantifier cet effet est corrigé le taux de production calculé [Gosse et Phillips 2001, Dunne et al., 1999]. Un autre effet d'écran intervient lorsque la surface est recouverte d'une couverture végétale ou du manteau neigeux

mais ces deux facteurs sont difficiles à estimer sur toute la durée d'exposition [Kubik et al.., 1998]. De plus, l'eau apportée par la neige exerce un effet inverse sur la production en ^{36}Cl car elle augmente la réaction par capture de neutrons thermiques et implique par conséquent une hausse du taux de production [e.g., Gosse et Phillips, 2001].

1.2.2. Mesure de la concentration en ^{36}Cl

Procédures de terrain pour l'échantillonnage des galets en surface

Trente deux galets ont été échantillonnés à la surface des cônes et des terrasses de notre étude. L'altitude et la localisation des échantillons sont mesurées par un GPS portable et reportées sur les cartes topographiques. Le phénomène d'écrantage lié à l'impact de l'ombre créé par le relief a été pris en compte en mesurant les angles entre la surface et les sommets des reliefs au point d'échantillonnage. Nous avons sélectionnés des galets d'une taille supérieure à 20 et 30 cm de diamètre bien enfoncés dans le sol (pointant à quelques centimètres de la surface) pour minimiser les perturbations possibles postérieurement à leur mise en place. Les galets proches de la zone d'incision ont été évités. Lorsqu'il fut possible, ils ont été échantillonnés en amont du cône. Cette précaution fut prise afin d'éviter, d'une part, l'effet de l'incision à la base du cône augmentant le taux d'érosion, et d'autre part, le phénomène d'héritage car les galets à l'aval du cône sont théoriquement les premiers introduits dans le cône et proviennent de roches dans le bassin versant proches de la surface et donc sujettes à une exposition au rayonnement cosmique antérieure au dépôt. Enfin, l'échantillonnage fut le plus dispersé possible afin d'obtenir des âges représentatifs de toute la surface.

Extraction chimique du ^{36}Cl

Afin de pouvoir mesurer la concentration en ^{36}Cl, il faut l'extraire de la roche par un protocole chimique en plusieurs étapes décrites ci-dessous :

- Broyage et tamisage de l'échantillon permettant de récupérer la fraction entre 250-500 µm.
- Lixiviation de la fraction avec une eau ultra pure et déionisée puis par dissolution partielle à 15% par ajout d'acide nitrique (2N HNO_3). Cette étape permet d'éliminer la composante atmosphérique en ^{36}Cl inclue dans l'échantillon.

- Introduction de l'entraîneur. Cet entraîneur est un rapport connu $^{37}Cl/^{35}Cl$ qui permet de travailler sur une quantité pondérable de chlore, il fixe le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ de la solution. Le rapport $^{35}Cl/^{37}Cl$ de l'entraîneur est égale à 1,. Il va permettre de mesurer la concentration en chlore naturel dans nos échantillons pardissolution isotopique.
- Dissolution totale par ajout d'acide nitrique (2N HNO_3) (10 ml d'acide pour 1g de roche).
- Elimination de la partie non carbonatée par filtrage.
- Extraction du chlore par précipitation avec le chlorure d'argent après avoir éliminer le soufre et le fer par ajout de Ba $(NO_3)_2$.
- Réalisation d'un blanc afin de veiller à ce que le processus d'extraction chimique ce soit bien réalisé en testant la concentration en ^{36}Cl mesurée par spectrométrie de masse.

Cette extraction fut réalisée dans l'enceinte du CEREGE dans le laboratoire de préparation des échantillons du ^{36}Cl sous la direction du Dr Lucilla Benedetti et avec l'assistance du Dr Luigi Palumbo.

Analyse par spectrométrie de masse : mesure de la concentration en ^{36}Cl

Le taux de production des cosmonucléides étant faibles, leur teneur n'est mesurable que sur des accélérateurs puissants. La concentration de en chlore 36 et en chlore naturel a été déterminée pour tous les échantillons par spectrométrie de masse par accélérateur au laboratoire national CAMS de Lawrence Livermore (LLNL) (USA).

Pour la mesure de chlore 36, il est essentiel de pouvoir séparer l'isobare ^{36}S du ^{36}Cl. Cette dissociation se fait grâce à leur différence de charge et nécessite l'utilisation d'un accélérateur permettant d'atteindre une grande différence de potentiel (≥5M Volt).

La mesure de la concentration en ^{36}Cl n'est pas directe. On mesure à l'accélérateur les rapports ^{35}Cl / ^{37}Cl et ^{36}Cl / ^{37}Cl. Connaissant le rapport ^{35}Cl / ^{37}Cl de l'entraîneur introduit lors du protocole chimique ainsi que la rapport 35/37 du chlore naturel, nous pouvons déterminer la concentration en ^{36}Cl de l'échantillon ainsi que sa concentration en chlore naturel.

Les différents niveaux du spectromètre de masse par accélération (Figure G.2) :

(1) Le premier stade du spectromètre de masse est la source. Elle permet de ioniser l'échantillon sous un flux d'ions césium (Cs^+). Le faisceau émis est formé d'ions négatifs dont le $^{36}Cl^-$. Le flux d'ions est focalisé grâce à un diaphragme et à une série de lentilles.

(2) Une première déviation par un champ magnétique va permettre une première sélection des atomes par leur masse.

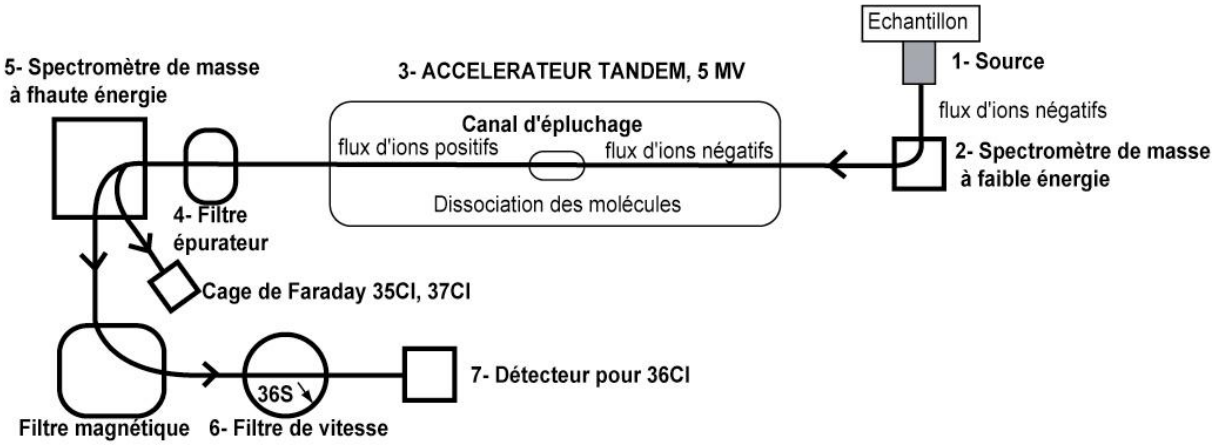


Figure G.2 : Schéma simplifié du spectromètre de masse isotopique par accélération au laboratoire national CAMS de Lawrence Livermore (USA). Les techniques et les applications en science de la Terre de ce spectromètre de masse par accélération sont détaillées dans la publication Finkel et Suter [1993].

(3) Le flux restant est conduit dans le système accélérateur d'une différence de potentiel de l'ordre de 8 M Volt. Cet accélérateur possède un canal d'épluchage qui permet de dissocier le flux en divers état de charge dont celle du ^{36}Cl différente de celle du ^{36}S. La charge des ions est inversée par rapport à précédemment et ils sont de nouveau accélérés.

(4) Le flux passe par un filtre épurateur permettant d'arrêter une grande partie des molécules indésirables.

(5) Une deuxième déviation du faisceau par un électro-aimant permet de sélectionner successivement les différents isotopes ^{35}Cl, ^{37}Cl, ^{36}Cl. La cage de Faraday récolte et mesure la masse en ^{35}Cl et en ^{37}Cl. Le rapport entre ces deux éléments est mesuré. En tenant compte de celui de l'entraîneur, on connaîtra le rapport ^{35}Cl / ^{37}Cl de l'échantillon :

^{35}Cl / ^{37}Cl mesuré= (^{35}Cl échantillon + ^{35}Cl entraîneur) / (^{37}Cl échantillon + ^{37}Cl entraîneur)

(6) Un filtre de vitesse sert à séparer les isobares ^{36}S et ^{36}Cl. Selon la loi de Bethe-Block, Les ions sont d'autant plus ralentis que leur rayon ionique est grand lors de la traversée de la matière. Le ^{36}S et ^{36}Cl sont ainsi ralentis différemment et séparés par un dernier électro-aimant au-delà duquel se trouve le détecteur du ^{36}Cl (7).

Au total, peu de ^{36}Cl a été transmis de la source au détecteur, mais le rapport ^{36}Cl / ^{37}Cl de l'échantillon n'a pas changé et pourra alors être défini. Ce rapport combiné au rapport ^{35}Cl / ^{37}Cl de l'échantillon déduit à l'étape (5), permettra de connaître la concentration en ^{36}Cl de l'échantillon.

1.2.3. Le phénomène d'héritage

La composante héritée correspond à la production du cosmonucléide dans le galet avant le dépôt. Elle est difficile à prendre en compte dans le calcul car le phénomène d'héritage touche aléatoirement les échantillons. Pour un cône, le phénomène d'héritage dépend de l'histoire d'exhumation du galet sachant que la production en ^{36}Cl s'amorce pendant l'exhumation finale de la roche et se poursuit pendant le transport du galet sur les pentes et dans le réseau hydrographique. La composante héritée dépend de la variation spatio-temporelle des modes d'érosion et de transport, ainsi que de l'hétérogénéité de la vitesse d'incision sur le bassin versant amont. Les phenomènes d'héritage sont donc moins probables si le bassin versant est petit. Le bassin d'alimentation des cônes étant généralement limité en surface, la source du cône est proche et l'héritage est théoriquement faible. Dans le cas des terrasses, le transport pouvant être plus long, ces dépôts sont sujets au phénomène d'héritage. Etant donné qu'il ne peut être évalué, ce phénomène est détecté si l'âge d'exposition à la surface d'un galet est plus vieux et se discrimine par rapport aux autres âges estimés pour une même surface. Mais ce phénomène est discernable aussi lors de l'analyse de profils d'échantillonnage verticaux. Sachant que l'accumulation en ^{36}Cl in situ, postérieure au dépôt, décroît exponentiellement avec la profondeur, toute variation à cette courbe théorique peut indiquer un phénomène d'héritage [Anderson et al., 1996; Brocard, 2003].

1.2.4. Le taux d'érosion

Le cosmonucléide ^{36}Cl étant radioactif, la concentration en ^{36}Cl en fonction du temps augmente par les réactions nucléaires entre la cible et le rayonnement cosmique, mais diminue par désintégration radioactive et par les pertes possibles engendrées par l'érosion (Figure G.3). Pour une concentration en ^{36}Cl donnée, plus le taux d'érosion est fort, plus l'âge d'exposition augmente (Figure G.3). Pour un taux d'érosion donné, l'évolution de la concentration en ^{36}Cl sera représentée par une courbe exponentielle (Figure G.3). A un certain âge, les deux processus tendront à s'équilibrer et la concentration en ^{36}Cl deviendra stable.

L'état d'équilibre sera atteint (Figure G.3). A ce stade, l'estimation de l'âge d'exposition n'est plus possible.

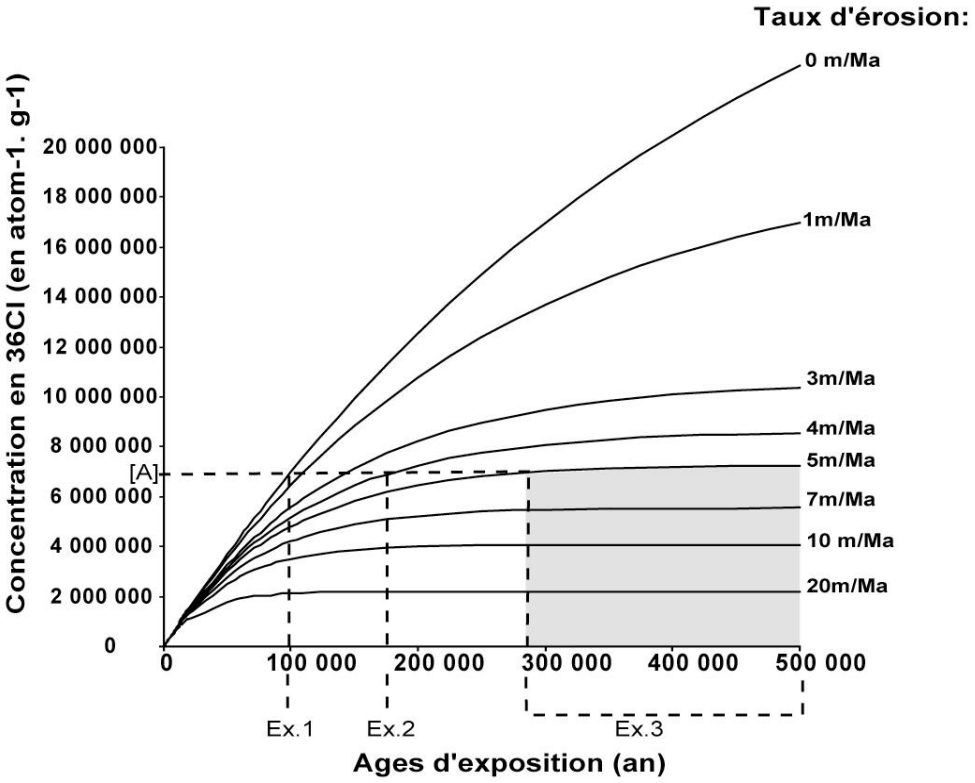


Figure G.3: Diagramme de la concentration en ^{36}Cl en fonction de l'âge d'exposition selon différent taux d'érosion d'après Lal [1991]. Dans l'exemple 1, pour une concentration [A] donnée, le taux d'érosion est négligeable et l'âge calculé est de 100000 ans. Dans l'exemple 2, pour la même concentration en ^{36}Cl [A], le taux d'érosion est de 4m/Ma et l'âge calculé est de 180000ans. Dans l'exemple 3, le taux d'érosion est supérieur à 5m/Ma et l'âge ne peut être calculé, l'état stable a été atteint.

Le taux d'érosion peut être estimé en procédant à un échantillonnage en profondeur. La concentration en ^{36}Cl en fonction de la profondeur doit théoriquement varier exponentiellement. La forme de cette courbe est fonction, entre autre, de l'âge d'exposition et du taux d'érosion [Stone et al., 1996]. Parfois, les contraintes de terrain ne permettent pas d'entreprendre un échantillonnage de profil. Dans ce cas, soit d'autres travaux utilisant d'autres méthodes ont permis d'estimer le taux d'érosion de la région, soit des hypothèses peuvent être exprimées en fonction de différents indices morphologiques déduits de l'observation de la surface échantillonnée et du contexte climatique.

1.2.5. Les profils verticaux réalisés afin de déterminer le taux d'érosion

Au cours de cette étude, un échantillonnage de trois profils a été effectué à l'intérieur d'excavations préexistantes dans une terrasse alluviale (site 1) et dans deux cônes (site 7 et

9a). Nous avons prélevés les galets carbonatés tous les 40-50 cm sur une profondeur de 3m. Au total, vingt échantillons ont été analysés afin d'obtenir leur concentration en ^{36}Cl. Théoriquement, la concentration en ^{36}Cl sur le profil doit diminuer exponentiellement avec la profondeur. Cette courbe exponentielle est fonction de l'âge d'abandon de la surface du dépôt et du taux d'érosion.

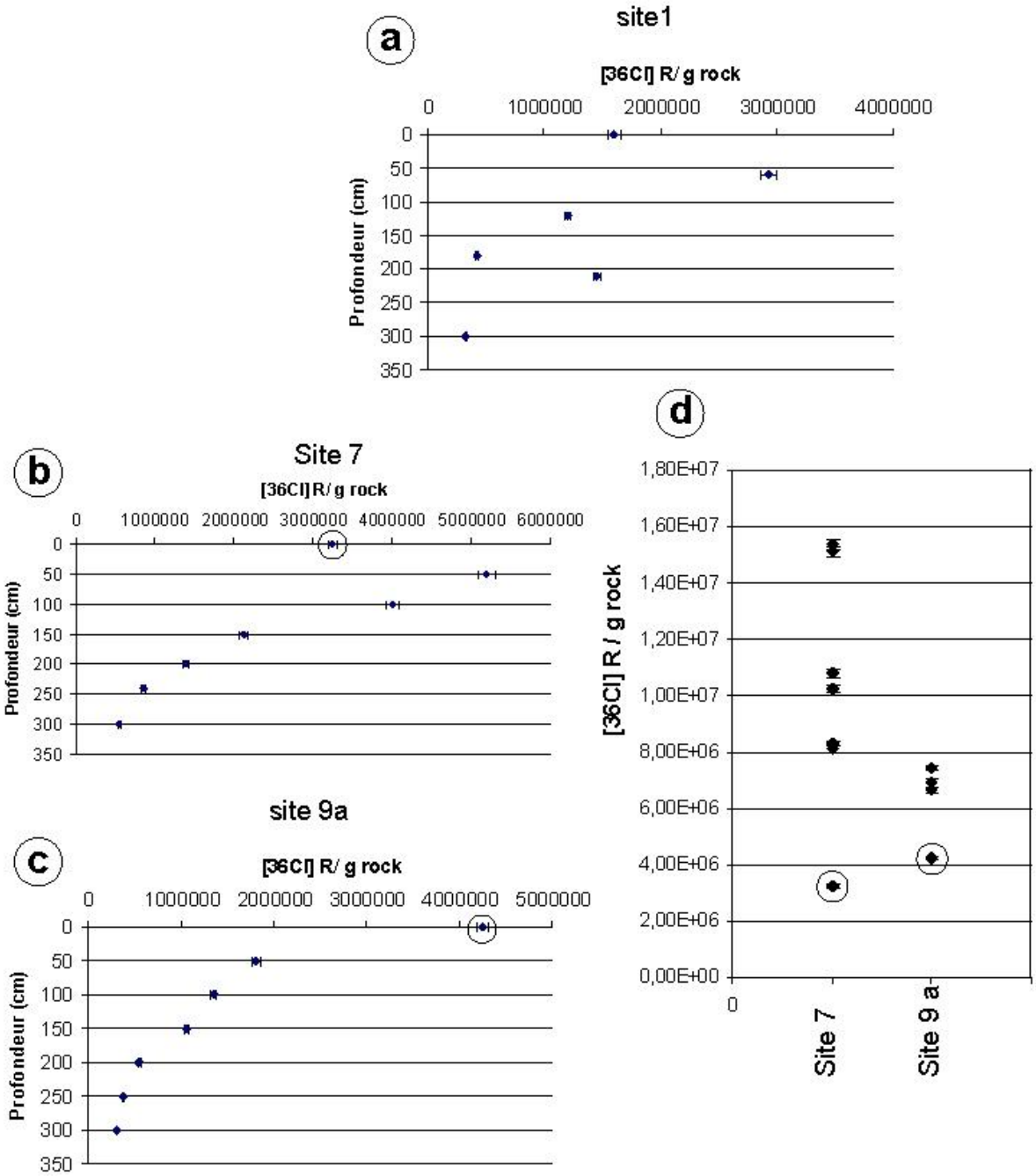


Figure G.4 : Analyse des échantillons du profil de terrasse (site 1) et des profils de cône (site 7 et 9a). (a), (b), (c) : Concentration en ^{36}Cl dans la roche par gramme de calcium ([36Cl]R / g(rock)) en fonction de la profondeur pour les profils du site 1, du site 7 et du site 9a. (d) Concentration en ^{36}Cl des échantillons de surface du site 7 et du site 9a comparée à celle des échantillons localisés à la surface des profils de ces mêmes sites (points encerclés).

Sur le profil de la terrasse du site 1, les points représentant la concentration en ^{36}Cl des échantillons en fonction de leur profondeur, ne se disposent pas selon une courbe exponentielle (Figure G.4 a). Le taux d'érosion ne peut être déduit. Sur le profil de cône des sites 7 et 9b, les points sont mieux répartis (Figure G.4 b, c). Mais, un travail préliminaire entrepris sur ces profils indique des âges incompatibles avec les âges déduits des échantillons de surface. Ce désaccord peut être issu d'une mauvaise estimation de la profondeur des échantillons des profils. En effet, la teneur en ^{36}Cl de l'échantillon situé en haut du profil est inférieure à la teneur en ^{36}Cl des échantillons collectés à la surface du cône (Figure G.4 d). Cette différence manifeste probablement que la partie supérieure des profils a été dénudée avant l'échantillonnage. Le paramètre profondeur en serait faussé. Cette dénudation est plausible car les excavations ont été réalisées antérieurement à la mission de terrain et sont sujettes à la dégradation. L'épaisseur de la partie manquante du profil ne pouvant être estimée, le taux d'érosion ne peut être déduit. En outre, la disparité entre les résultats de l'analyse des échantillons de surface et les résultats de l'analyse des profils peut s'expliquer aussi par l'absence d'estimation de l'impact de la neige présente en hiver sur le site 7 et 9a, difficilement quantifiable, qui pourrait augmenter la production en ^{36}Cl par l'effet des neutrons thermiques mais qui est aussi un facteur d'écran au rayonnement cosmique.

2. Datation U/Th

2.1. Principe

La datation U/Th est fondée sur les déséquilibres radioactifs entre le ^{230}Th, le ^{234}U et le ^{238}U. Ils appartiennent à la chaîne de désintégration de la famille radioactive de l'^{238}U. Dans un milieu fermé, l'évolution de ce système aboutit à un état d'équilibre séculaire. Le nombre de désintégrations par unité de temps (l'activité) devient égale et constante pour chaque radionucléide. La quantité en ^{230}Th, placé en bout de chaîne, sera maximum.

Lorsque les carbonates authigènes se forment par précipitation du carbonate dissout dans les eaux d'infiltrations, la concrétion incorpore peu d'uranium et est appauvrie en ^{230}Th car peu soluble dans l'eau. A l'opposé, ^{234}U étant lessivés préférentiellement lors des interactions eaux-roches, celui-ci se retrouvera enrichi dans les carbonates authigènes. Par

conséquent, la concrétion engendre un déséquilibre radioactif tel que (^{230}Th/^{234}U)act ~ 0 et (^{234}U/^{238}U)act ≥ 1. La méthode de datation va reposer sur la croissance in situ du ^{230}Th et sur la décroissance du ^{234}U au cours du temps afin d'atteindre l'équilibre séculaire [Ludwig et Paces, 2002]. Si le carbonate analysé ne contient pas de ^{230}Th initial, l'age peut être calculé par l'équation suivante [Kaufman et Broeker, 1965]:

$$t = \frac{^{230}Th}{^{238}U}\left(1-e^{-\lambda_{230}t}\right)+\left(\frac{^{234}U}{^{238}U}-1\right)*\left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230}-\lambda_{234}}\right)*\left(1-e^{-(\lambda_{230}-\lambda 234)t}\right)$$

Dans le cas des calcrètes, la difficulté majeure provient de l'incorporation de minéraux détritiques susceptibles d'apporter une quantité non négligeable de ^{230}Th. La méthode de datation par isochrones permet de dater des carbonates détritiques contaminés [Bischoff et Fitzpatrick, 1991 ; Ludwig et Titterington, 1994]. La technique suppose que la fraction authigénique des carbonates pour chaque échantillon est équivalente [Bischoff et Fitzpatrick, 1991]. Dans le cas des calcrètes, il faut donc s'assurer qu'il s'agit de la même phase de cimentation. On analyse des échantillons cogénétiques.

La méthode repose sur deux hypothèses. La première est que les échantillons analysés soit un mélange, dans des proportions variables, de la fraction détritique avec un pole carbonate authigène pur. La seconde hypothèse est que la composition du carbonate est homogène en terme de rapports isotopiques.

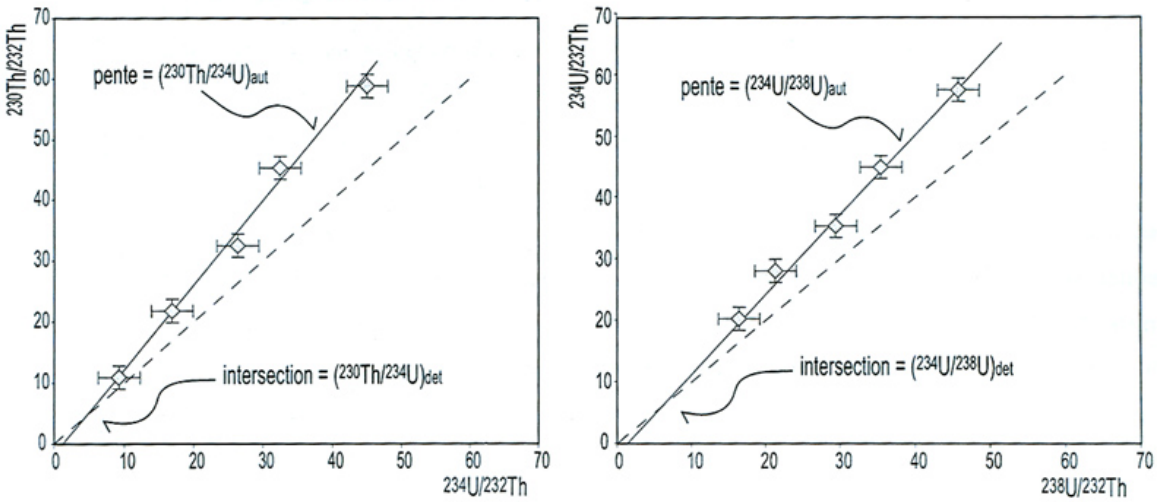


Figure G.5 : Représentation de la méthode des isochrones d'après Rosholt [1976]. Les losanges représentent les échantillons. La pente des droites de régression linéaires indique la composition de la fraction authigène. Le point d'intersection entre l'isochrone (trait plein) et la droite représentant l'équilibre séculaire (équiligne, trait pointillé) détermine la composition de la fraction détritique. Les rapports entre parenthèses sont des rapports d'activités.

Par exemple, sur les graphes ^{234}U sur ^{230}Th et ^{238}U sur ^{234}U normalisés par le ^{232}Th de la Figure G.5, on place les différentes mesures des échantillons cogénétiques. La composition de la phase authigénique est donnée par les pentes des droites de régression linéaire (^{230}Th / ^{234}Th) et (^{234}U / ^{238}U) tandis que la composition d'un pôle détritique, supposé à l'équilibre correspond à l'intersection de ces mêmes droites avec l'équiligne. L'équiligne est le lieu des points à l'équilibre séculaire. Les rapports $^{230}Th/^{234}Th$ et $^{234}U/^{238}U$ ainsi corrigés de la contamination détritique sont alors portés dans l'équation de Kaufman et Broeker [1965] afin de calculer l'âge.

Dans le cas d'une bonne régression linéraire, on peut faire l'hypothèse que l'incertitude associée à l'âge est fonction des incertitudes analytiques. Si ce n'est pas le cas, les incertitudes doivent aussi être expliquées par des facteurs externes tels que l'altération diagénétique ou une cimentation polyphasée. Il est alors vraisemblable que les échantillons sélectionnés contiennent des carbonates de différents âges. Leur mélange peut se produire selon différentes proportions. La régression linéaire appliquée sur ce type d'échantillons sera mal contrainte.

2.2. Préparation et analyse

Sur le terrain, les échantillons sont sélectionnés pour le pureté macroscopique de la matrice des calcrètes, puis à l'aide d'Analyse au DRX au laboratoire. L'analyse implique l'extraction de multiples petits échantillons dans un seul horizon de la calcrète puis la dissolution totale de ces échantillons par un mélange de HNO_3-$HClO_4$-HF après broyage. La dissolution est accompagnée par l'addition d'un entraîneur ^{233}U-^{229}Th [Bischoff et Fitzpatrick, 1991]. Cette préparation chimique a été effectuée par Bernard Angeletti au laboratoire du CEREGE.

L'analyse des rapports isotopiques U/Th a été réalisée par un spectromètre de masse VG SECTOR 54 à thermo-ionisation (TIMS). Les rapports bruts $^{233}U/^{238}U$, $^{235}U/^{238}U$ et $^{234}U/^{238}U$ mesurés sont traités séparément afin de corriger le fractionnement de masse et de compenser l'apport de l'entraîneur. Les concentrations des isotopes sont calculées en fonction des rapports atomiques mesurés, des poids de l'échantillon et de l'entraîneur. Les rapports bruts $^{229}Th/^{230}Th$ et $^{229}Th/^{232}Th$ subissent le même traitement afin d'aboutir à leur concentration sans correction du fractionnement de masse considéré négligeable par rapport à l'uranium. L'analyse isotopique au spectromètre de masse a été réalisée par Bernard Angeletti et par le Dr Christelle Claude.

3. Compléments de l'analyse géomorphologique

Ce chapitre présente des observations supplémentaires ponctuelles d'objets géomorphologiques décalés par les failles. Bien que ces observations soient intéressantes d'un point de vue méthodologique, elles ne sont pas discriminantes dans les interprétations de vitesses en terme géodynamique. En revanche, les résultats qui en découlent pourront par la suite être la base de nouvelles études géomorphologiques dans le Zagros.

3.1. Drains affectés par la Faille de Kazerun

3.1.1. Drains décalés sur la zone de failles nord de Kazerun

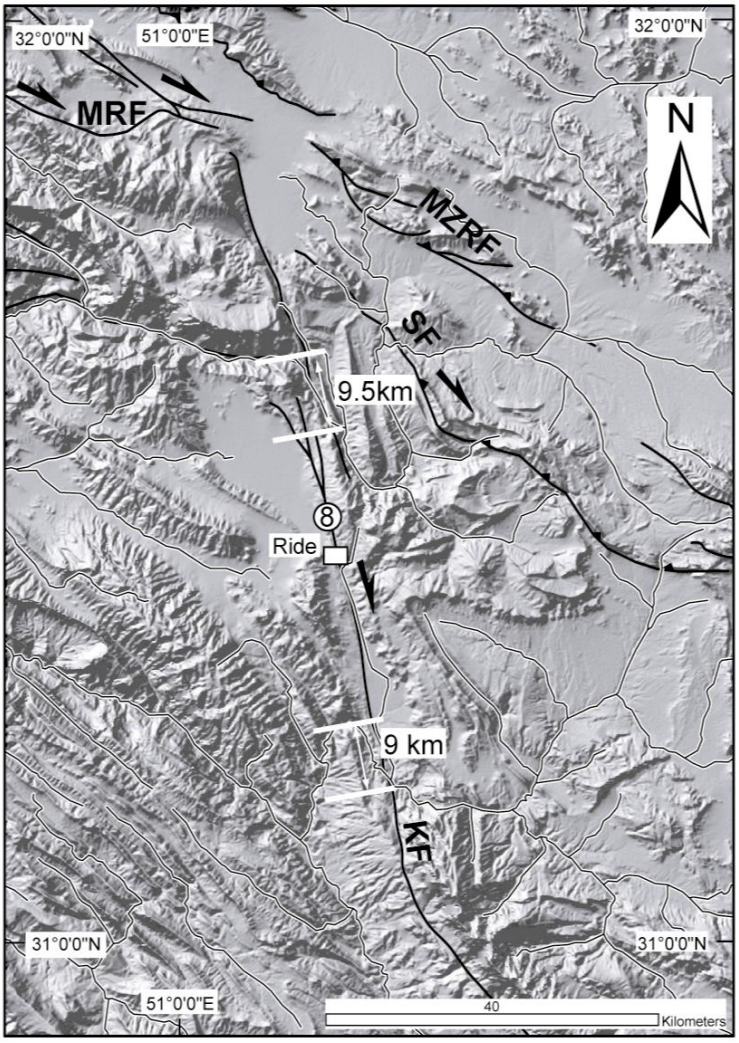


Figure G.6 : Drainages principaux sur la zone de failles nord de Kazerun présentés sur l'ombrage du MNT SRTM 90. KF : Faille de Kazerun ; MRF : Main Recent Fault ; MZRF : Main Zagros Reverse Fault ; SF : Faille de Semirom. Le site 8 est localisé.

La zone de failles nord de Kazerun est traversée par deux rivières majeures s'écoulant du Haut Zagros vers la ceinture plissée simple (Figure G.6). Elles sont affectées par un décalage dextre similaire de l'ordre de 9 km (Figure G.6). La taille des bassins en amont de la faille est identique pour ces deux rivières. Ceci suggère que le décalage est tectonique et cohérent avec l'extension des bassins. Il est inférieur au déplacement horizontal fini de 13 km estimé d'après la dépression localisée au nord du système.

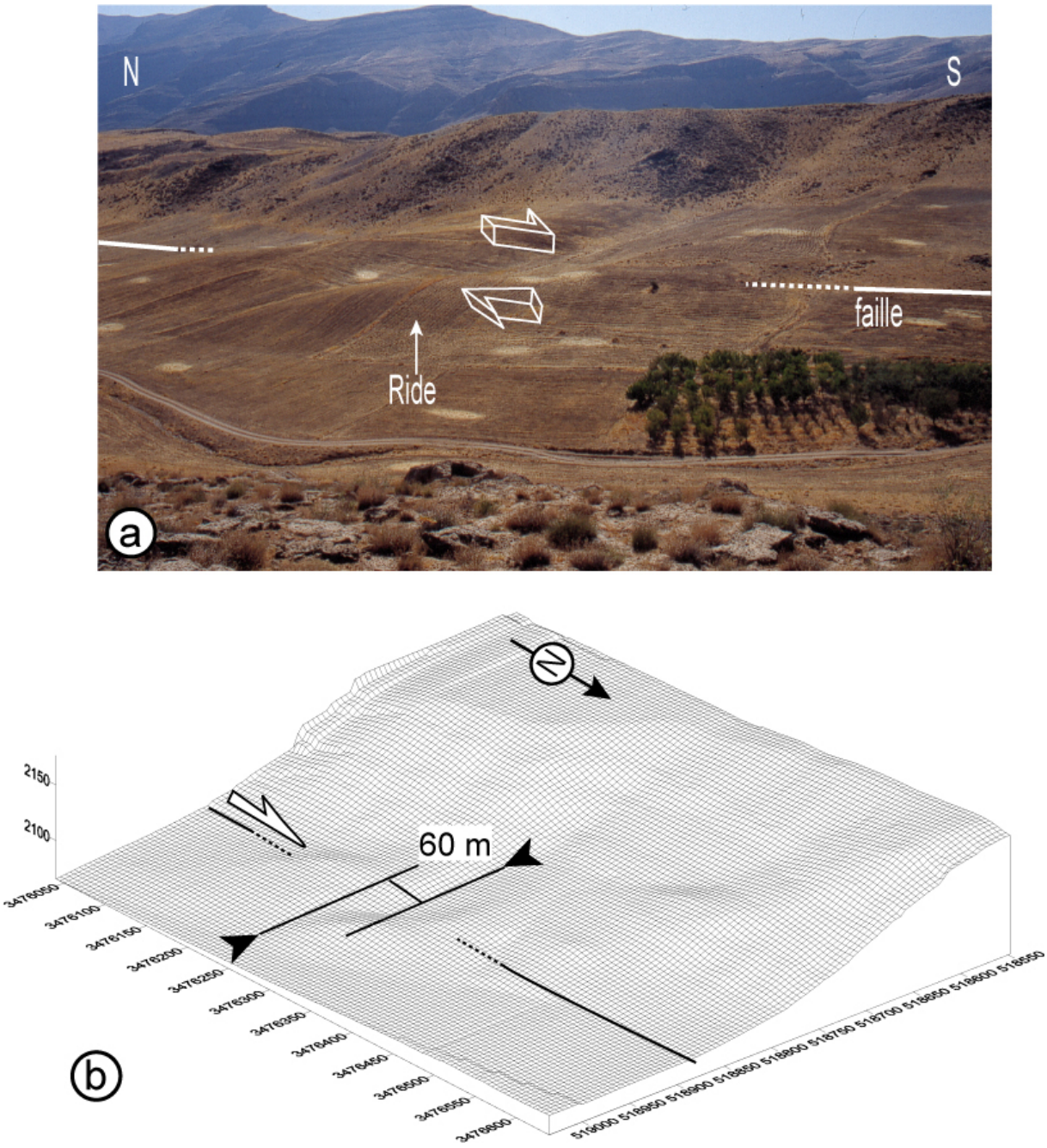


Figure G.7 : Décalage d'un drain mineur sur la zone de failles nord de la KF. (a) Photographie du drain décalé et de la ride associée. (b) Vue 3D du MNT (résolution 7m) sur la ride et estimation du décalage du drain mineur. Les coordonnées sont en mètre selon la projection UTM WGS 84, zone 39N.

A une autre échelle, un drainage mineur associé à une ride de pression a été décalé horizontalement par la faille (Figures G.6 et G.7a). Il fut l'objet d'un levé topographique sur GPS différentiel afin de cartographier le déplacement trop petit pour être mesuré sur les cartes topographiques. Un MNT de la zone a été réalisé à 7 mètres de résolution après avoir interpolé des mesures topographiques par GPS différentiel (Figure G.7b). Une trentaine de profils espacés de 10 m parallèlement et perpendiculairement à la trace de la faille ont été effectués afin de construire le MNT. Le décalage tectonique résultant est de 60 +/- 7m (Figure G.7b).

3.1.2. Détournement de la Rivière Dalaki par la zone de failles sud de Kazerun

La terminaison nord de la zone de failles sud de Kazerun se courbe selon une direction NO et devient chevauchante (Figures G.8). Cette terminaison est recoupée par la Rivière Dalaki drainant une grande partie de la ceinture plissée simple. Les dépôts de cette rivière sont affectés par le mouvement de la faille à son passage. La surface d'une ancienne terrasse est basculée. Elle représente la tête de l'anticlinal de rampe. Sur une terrasse plus récente, le déplacement vertical d'une faille secondaire a déformé la surface et crée un escarpement (Figure G.9).

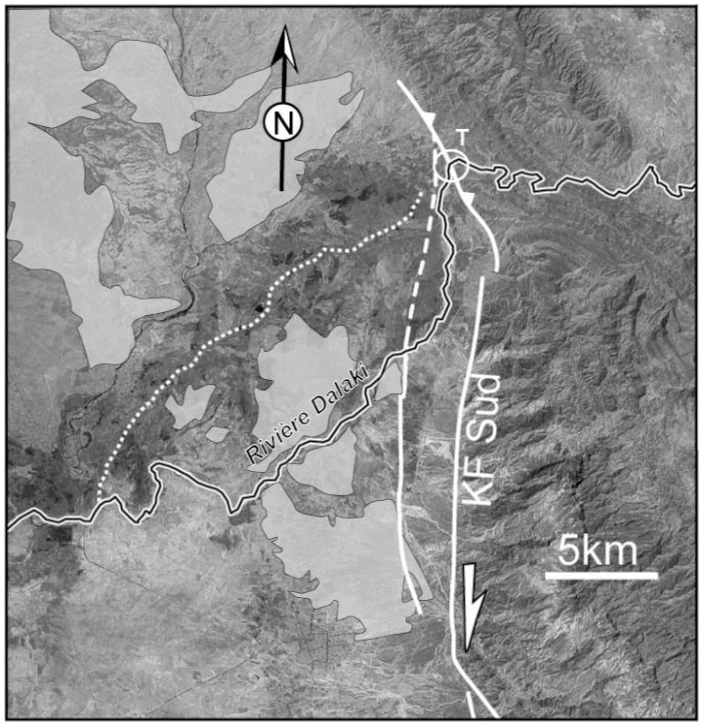


Figure G.8 : Rivière Dalaki et son ancien tracé à l'aval de la zone de failles sud de Kazerun présentés sur l'image satellite LANDSAT. Le cercle blanc intitulé T indique la

localisation de la Figure G.9. L'ancien tracé de la rivière est souligné par des pointillés serrés. Le prolongement du segment ouest est indiqué par des pointillés espacés. Les surfaces grises représentent la Formation Bakhtiari à la surface.

A l'échelle régionale, la Rivière Dalaki semble avoir dévié son cours à l'aval de la zone de faille dans la plaine alluviale côtière. Son ancien court est souligné par des dépôts distingués par des radiométries plus faibles sur l'image satellite (Figure G.8). Cette déviation peut s'expliquer tectoniquement si l'on considère que le segment occidental de la faille se prolonge au nord (Figure G.8). Il intersecte alors à la fois la zone de failles principale et la Rivière Dalaki. Ce segment semble être associé à un régime chevauchant permettant au bloc supérieur ouest de se soulever et de mettre à l'affleurement la Formation Bakhtiari pliocène (Figure G.8). Un mouvement de la faille aurait donc pu faire dévier la rivière vers le SE.

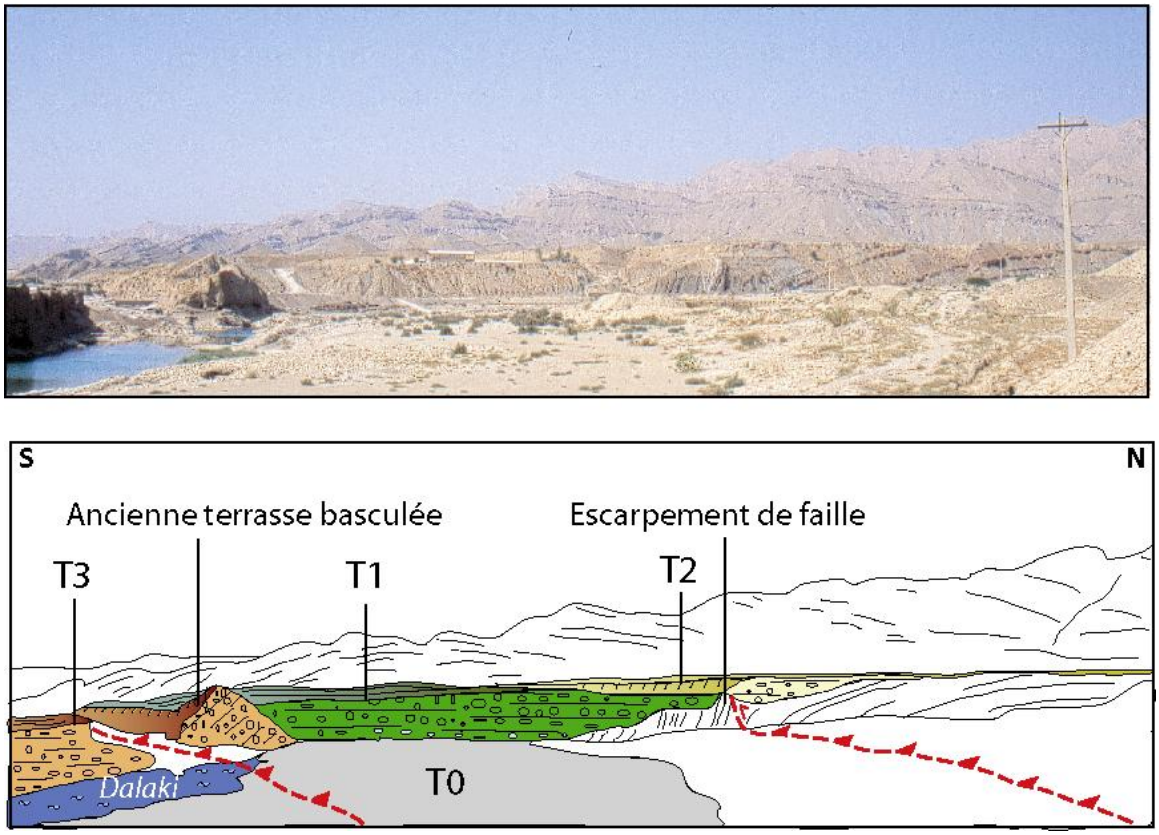


Figure G.9 : Photographie et interprétation montrant les terrasses basculées et soulevées par le mouvement vertical le long des chevauchements de la zone de failles sud de Kazerun.

4. Article publié : ROLE OF THE KAZERUN FAULT SYSTEM IN ACTIVE DEFORMATION OF THE ZAGROS FOLD-AND-THRUST BELT (IRAN) - ROLE DE LA FAILLE DE KAZERUN DANS LA CHAINE DU ZAGROS (IRAN)

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 539–545

COMPTES RENDUS GEOSCIENCE

http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/

Tectonics

Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran)

Christine Authemayou [a,*], Olivier Bellier [a], Dominique Chardon [a,1], Zaman Malekzade [b], Mohammad Abassi [b]

[a] *Centre européen de recherche et d'enseignement de géosciences de l'environnement (UMR CNRS 6635), université Aix–Marseille-3, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France*

[b] *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Sholeh str., 8th Kohestan, Pasdaran, Tehran, I.R. Iran*

Received 19 October 2004; accepted after revision 20 December 2004

Available online 21 January 2005

Presented by Xavier Le Pichon

Abstract

Field structural and SPOT image analyses document the kinematic framework enhancing transfer of strike-slip partitioned motion from along the backstop to the interior of the Zagros fold-and-thrust belt in a context of plate convergence slight obliquity. Transfer occurs by slip on the north-trending right-lateral Kazerun Fault System (KFS) that connects to the Main Recent Fault, a major northwest-trending dextral fault partitioning oblique convergence at the rear of the belt. The KFS formed by three fault zones ended by bent orogen-parallel thrusts allows slip from along the Main Recent Fault to become distributed by transfer to longitudinal thrusts and folds. ***To cite this article: C. Authemayou et al., C. R. Geoscience 337 (2005).***
© 2004 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Résumé

Rôle de la faille de Kazerun dans la chaîne du Zagros (Iran). Une analyse tectonique permet de caractériser le cadre cinématique du transfert des mouvements décrochants résultant du partitionnement de la convergence oblique à l'arrière de la chaîne du Zagros vers l'intérieur de la chaîne. Ce transfert s'opère sur le système de failles dextres nord–sud de Kazerun (KFS), qui se branche sur la Main Recent Fault, grand décrochement dextre marquant le butoir (*back stop*) de la chaîne. Le KFS distribue la déformation vers les failles inverses et les plis du Zagros par l'intermédiaire des terminaisons longitudinales de ses trois zones de failles. ***Pour citer cet article : C. Authemayou et al., C. R. Geoscience 337 (2005).***
© 2004 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

* Corresponding author.
E-mail address: authemayou@cerege.fr (C. Authemayou).

[1] Now at the Institut de recherche pour le développement, UMR 161–CEREGE, BP A5, 98848 Nouméa Cedex, New Caledonia.

1631-0713/$ – see front matter © 2004 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.
doi:10.1016/j.crte.2004.12.007

Keywords: Zagros; Strike-slip faulting; Tectonics; Fault kinematics; Oblique convergence; Partitioning; Segmentation

Mots-clés : Zagros ; Faille décrochante ; Tectonique ; Cinématique de failles ; Convergence oblique ; Partitionnement ; Segmentation

Version française abrégée

1. *Introduction, contexte sismotectonique*

La ceinture de chevauchement du Zagros est une jeune chaîne de collision oblique. Cette chaîne résulte de la collision néogène entre l'Arabie et l'Eurasie [12] (Fig. 1), qui convergent aujourd'hui selon une direction NNE à une vitesse de 21 mm an^{-1} (méridien 50°E), impliquant un taux de raccourcissement à travers le Zagros de l'ordre de 10 mm an^{-1} [16]. La *Main Recent Fault* (MRF) est un décrochement dextre majeur, qui suit et recoupe le chevauchant marquant la limite arrière de la chaîne (*backstop*), la *Main Zagros Reverse Fault* (MZRF) [12]. Le système de failles de Kazerun (KFS) appartient à une série de failles de direction NNE, héritées d'une phase tectonique néoprotérozoïque et dont la sismicité et la signature morphologique indiquent qu'elles sont actives et affectent le socle du Zagros (Fig. 2a) [4,5]. Le KFS s'étend de la terminaison orientale de la MRF, au nord, au golfe Persique, au sud. Il marque la limite entre deux domaines sismotectoniques contrastés (largeur de chaîne différente de part et d'autre, sismicité distribuée à l'est et localisée à l'ouest, prédominance de dômes de sel à l'est de la faille [7,13,15]). Nous présentons ici les résultats d'une analyse tectonique du KFS et de la MRF. Ils permettent d'envisager que le mouvement décrochant, enregistré à l'arrière de la chaîne par la MRF et issu du partitionnement de la convergence oblique, est transféré vers l'intérieur de la chaîne par l'intermédiaire du KFS.

2. *Résultats*

Le KFS est composé de trois zones de failles de longueur équivalente (∼ 100 km) et de direction nord–sud. Leur terminaison méridionale en queue de cheval est courbée selon une direction sud-est (Fig. 2b) et passe latéralement à des rampes chevauchantes parallèles à la chaîne. La zone nord du KFS est connectée à la terminaison orientale de la MRF par l'intermédiaire d'une discontinuité étroite en zone de relais courbe (Fig. 2b). La zone sud du KFS, constituée de segments en échelon, décale de 100 km vers le sud le front occidental de la ceinture de chevauchement. La prolongation méridionale du KFS est suggérée par la distorsion de l'anticlinal côtier (Fig. 2b).

L'étude cinématique des failles sur 28 sites le long du KFS (Fig. 2c) permet de contraindre le régime tectonique du KFS et l'état de contraintes associé (méthode Carey [8]). Elle indique un régime homogène décrochant (σ_2 vertical) dextre tout le long du KFS et un régime chevauchant (σ_3 vertical) sur les terminaisons longitudinales. Comme les mécanismes aux foyers, ces résultats correspondent à un régime de contraintes (Fig. 2a), où la direction de σ_1 est perpendiculaire à la direction générale des structures du Zagros (Fig. 3b).

Afin de déterminer les relations entre le KFS, la MRF et la MZRF, une analyse structurale a été réalisée autour de la zone nord du KFS (Fig. 3). La MZRF, non active [6], marque la limite septentrionale de la région étudiée. Au sud-est de sa terminaison, la MRF fait place au KFS et à la faille transpressive de Semirom. Cette dernière appartient au bloc en forme de coin limité à l'ouest par le KFS et au nord par la MZRF. Ce compartiment montre des trajectoires de raccourcissement apparemment hétérogènes, mais compatibles avec l'interférence des jeux des failles décrochantes et chevauchantes contenues dans le bloc (Fig. 3b).

3. *Discussion*

Les figures d'interférence reconnues à l'extrémité nord du KFS sont interprétées comme résultant d'une évolution de cette région en deux stades, sur la base de nos propres observations structurales et des données de la littérature (Fig. 4). Le premier stade correspond à un mouvement essentiellement en faille inverse du KFS, permettant l'exhumation de formations jurassiques à l'est de la faille, alors qu'elles sont connues à une profondeur de l'ordre de 5 km à l'ouest de celle-ci [11]. Ce mouvement débute à la fin du Crétacé, période où la zone de faille nord du KFS formait le front de la chaîne du Zagros [6]. Lors de la deuxième phase,

la MRF se connecte au KFS, qui acquiert le régime décrochant dextre caractérisé ici. Le début du deuxième stade correspond à l'activation de la MRF, indirectement datée du Pliocène inférieur [9,14]. Cette faille recoupe le MZRF, qui, dès lors, n'est plus actif [9]. Le transfert partiel du mouvement de la MRF vers l'intérieur du bloc en coin est la conséquence de l'activation de la zone de relais courbe entre la MRF et le KFS et produit les figures d'interférence décrites plus haut. Le mouvement inverse sur le KFS se trouve alors transféré sur la terminaison méridionale de la zone de faille nord du KFS (chevauchement du Dinar, Fig. 4).

Le schéma cinématique développé lors de la deuxième phase de déformation peut être étendu à l'échelle du Zagros (Fig. 5). En effet, le mouvement le long de la MRF est distribué sur un réseau de failles en éventail, limité à l'ouest par le KFS, qui recoupe toute la largeur de la chaîne (Fig. 5) [7,10]. Ce phénomène s'accompagne d'un processus d'extrusion facilité par le découplage induit par le sel d'Hormuz, à la base de la couverture à l'est du KFS. Ainsi, le mouvement décrochant le long de la MRF est transmis et distribué à travers le Zagros oriental par l'intermédiaire du KFS et des failles associées en éventail. À l'échelle de la zone de collision, ce système de failles peut être perçu comme une terminaison en queue de cheval de la MRF. De ce fait, le KFS participe à l'accommodation du partitionnement de la convergence oblique à travers la collision alpine moyen-orientale [14].

1. Introduction

In oblique plate convergence, deformation may be partitioned between orogen-parallel strike-slip faults and thrusts. The Zagros fold-and-thrust belt of southern Iran is a young active collisional orogen that provides a particularly relevant case-study for examining the relations between far-field boundary conditions and internal strain partitioning within a mountain belt.

Here, we present an integrated study of part of the Zagros fold-and-thrust belt combining field structural and geomorphic investigation and SPOT satellite images analysis. The aim of this work is to assess the recent to active geometry and kinematics of the Kazerun Fault System (KFS), one of the longest NNE-trending active strike-slip faults that crosscuts the entire Zagros belt at a high angle [4,5,7]. This allows addressing its relations to active thrusting and orogen-parallel, strike-slip partitioned motion at the backstop of the fold-and-thrust belt submitted to high-angle right-oblique convergence.

2. Geodynamic setting

The northwest-trending Zagros fold-and-thrust belt results from the Neogene collision between the Arabian and Eurasian plates (e.g., [12]). The northeastern boundary of the belt coincides with the Main Zagros Reverse Fault (MZRF) that represents the backstop of the fold-and-thrust belt ([12]; Fig. 1).

GPS measurements indicate that the Arabian and Eurasian plates converge at 21 mm yr^{-1} around 50°E (Fig. 1). At this longitude, the Zagros records a NNE-trending shortening rate of about 10 mm yr^{-1} that is oblique with respect to the main fold-and-thrust belt strike ([16]; Fig. 1). Earthquake focal mechanisms [7,15] suggest that a significant part of the convergence obliquity is turned into slip on the northwest-trending Main Recent Fault (MRF), which runs south of, and parallel with the MZRF at least as far as

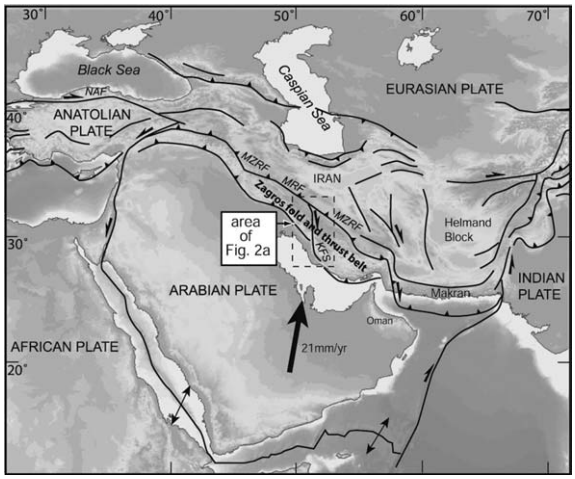


Fig. 1. Structural frame of the Middle-East portion of the Alpine collision belt [5]. **NAF**, North Anatolian fault; **MZRF**, Main Zagros Reverse Fault; **MRF**, Main Recent Fault; **KFS**, Kazerun fault system.

Fig. 1. Schéma structural de la collision Alpine au Moyen-Orient [5]. **NAF**, faille nord-anatolienne ; **MZRF**, Main Zagros Reverse Fault ; **MRF**, Main Recent Fault ; **KFS**, système de faille de Kazerun.

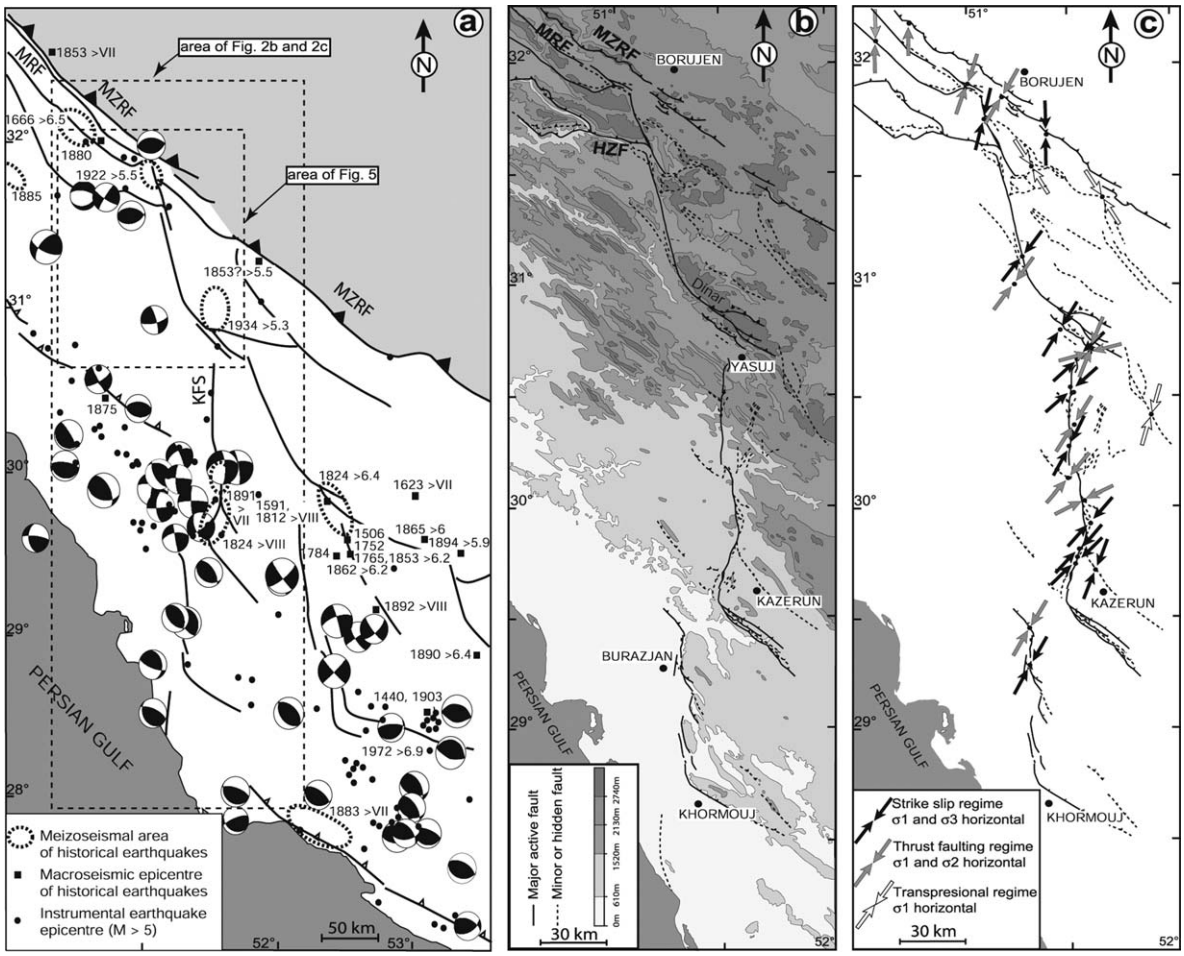


Fig. 2. (**a**) Compilation of shallow (⩽ 60 km) earthquake epicenters and focal mechanisms in the Zagros fold-and-thrust belt superimposed on a fault pattern (located in Fig. 1). (**b**) Active fault segmentation of the KFS. (**c**) Results of the fault-slip data inversion (using the method originally proposed by Carey [8]). Arrows represent σ_1 axis strikes. Fig. 2b and c are located in Fig. 2a.

Fig. 2. (**a**) Compilation des épicentres superficiels et des mécanismes au foyer dans la chaîne du Zagros au voisinage du système de faille de Kazerun et (**b**) trace de sa segmentation active. (**c**) Résultats des inversions de populations de failles (selon la méthode initialement proposée par Carey [8]). Les flèches représentent l'axe σ_1. Localisation de la Fig. 2b et c sur la Fig. 2a.

51°E to the east. This fault accommodates the orogen-parallel, dextral strike-slip component of the oblique plate convergence at the rear of the Zagros fold-and-thrust belt at a rate of 10–17 mm/yr (estimate by Talebian and Jackson [14]).

A set of north-trending faults that are basement structures inherited from a neo-Proterozoic tectonic phase, disrupts the northwest-trending longitudinal Zagros folds (e.g., [13]). Geomorphic evidence and focal mechanisms indicate that these right-lateral strike-slip faults are active and affect both the cover and basement of the belt ([4,5]; Fig. 2a). The most prominent of these faults is the KFS that stretches from the eastern termination of the MRF, in the North, to the Persian Gulf, in the South. The fault marks the boundary between two drastically different structural domains. The width of the belt west of the KFS is narrow (200 km), salt extrusions are lacking, suggesting the absence of the Hormuz Salt at depth [13] and earthquakes are localised on major thrust faults (e.g., [7]). By contrast, to the east of the fault, earthquakes are distributed throughout the 300-km-wide Zagros fold-and-thrust

belt [7,15]. The KFS is seismically active with a peak activity along its central part, where I ⩾ VIII historical earthquakes have been reported ([5,6]; Fig. 2a).

3. Fault segmentation

The KFS is made of three north-trending fault zones of equivalent length (∼100-km-long). They have similar shapes with a general N170–180°E-trend and southern terminations bent southeastward (Fig. 2b). Their terminations split as fault splays and are generally connected eastward to the SE-trending thrust and ramp anticlines whose forelimbs are systematically overturned close to the KFS, implying an increase in south-verging reverse slip along the ramps towards the KFS.

The northernmost one reaches the eastern tip of the MRF through a narrow discontinuity describing a relay fault bend (Fig. 2b). Thirty kilometres further south, the High Zagros Fault (HZF) [7] merges with the northern segment close to the only releasing stepover of the fault zone (Fig. 2b). In contrast with the northern fault zones, several segments of the southern fault zone are arranged in an *en echelon* pattern and the northernmost one is bent northwestward into a thrust (Fig. 2b). This thrust fault makes up the Zagros front west of the KFS [7], but is shifted 100 km southward, east of the KFS. SSW of Khormuj, bending of a 95-km-long coastal anticline suggests the presence of a hidden, north-trending prolongation of the southern segment of the KFS at least up to the coast (Fig. 2b); bending shape suggesting a right-lateral displacement. It is interesting to note that, although fault zone lengths are comparable, large-scale segmentation displays a northward increase in the segment length, implying an increasing segmentation complexity southward.

4. Fault kinematics and stress regime

In order to further constrain the tectonic regime of the fault and the associated stress states, we performed a fault kinematic study at 28 sites distributed along the fault system. An inversion of each fault slip measurement set has been performed, using the method originally proposed by Carey [8]. Fault slip-vector inversions (Fig. 2c) indicate a right-lateral strike-slip regime along the KFS associated with a N35–40°E-trending σ_1 and a thrust-faulting regime around the bent splay fault zone terminations. As these inversion results are consistent with earthquake focal mechanisms (Fig. 2a), they are interpreted to reflect the present-day stress regime.

5. Structural relations at the rear of the fold-and-thrust belt

In order to address the relations between the KFS, the MRF, and the MZRF, we compiled a detailed structural map covering their interaction zone (Fig. 3), based on SPOT images analysis, field observations and available geological maps. The rectilinear MZRF marks the northern limit of the interaction zone. At its southeastern tip, the MRF gives way to the NNW-trending northernmost segment of the KFS, and to the dextral oblique-reverse Semirom fault that trends at a low angle with respect to the eastern termination of the MRF (Fig. 3). GPS measurements and seismologic data provide evidence for no significant activity along the MZRF [6]. Consequently, this structural arrangement (Fig. 3) implies that the cumulated slip of the two strands of the MRF is transmitted to both the KFS

Fig. 3. (**a**) Structural map of the Borujen region. (**b**) Shortening trajectories (normal to the fold axes) superimposed on the main structures.

Fig. 3. (**a**) Schéma structural de la région de Borujen. (**b**) Trajectoires de raccourcissement (normales aux axes de plis) superposées aux structures principales.

and Semirom faults. These faults, together with the main segment of the northern KFS fault zone, define a wedge-shape domain (Fig. 3). Within the wedge, finite shortening trajectories are perturbed, suggesting an interference pattern around the bounding strike-slip and internal thrust/transpressive faults.

6. Discussion – conclusion

The finite pattern described above has been produced in two stages (Fig. 4): an early phase of westward reverse dip-slip along the northern Kazerun fault zone and a younger phase of strike-slip documented in the present study in relation with the MRF/KFS interaction. Evidence for the first phase regime is based: (1) on the occurrence of exhumed Jurassic formations on the hanging wall, whilst they are deeply buried (at ca minimum 5-km depth, [11]) west of the fault; (2) the 5- to 9-km offset of the top of the basement across the fault [3]. These movements, which took place at the time the northern KFS was the tectonic front of the High Zagros belt [6], started at least in the Late Cretaceous (i.e., the age of the detrital sediments of the Amiran formation that crops out on the eastern hanging wall of the fault [1]).

We relate the second deformation phase that initiated strike-slip along the northern KFS to the onset of slip along the MRF. Once cut by the MRF, the MZRF ceased to be active [9]. Anticlockwise rotation of Arabia allowed the MRF to propagate southeastward from the main Arabian indenter to reach and activate dextral strike-slip along the inherited KFS. This event is usually interpreted to have taken place at about 5 Ma [14], as a result of a regional re-organisation of the Arabia–Eurasia collision [2]. Indeed, field relationships from the central part of the MRF [9] indicate that strike-slip initiated during the Early Pliocene.

At that same time, the Semirom fault was activated and started transmitting part of the slip from the MRF, while the northern KFS absorbed the remaining part of horizontal strike-slip from along the MRF. Subsequent southeastward motion of the eastern KFS compartment produced southeastward thrusting within the wedge and northwest-trending shortening across the Semirom fault (as attested by the fault kinematic analysis, Fig. 2c), whilst reverse dip-slip shifted to on

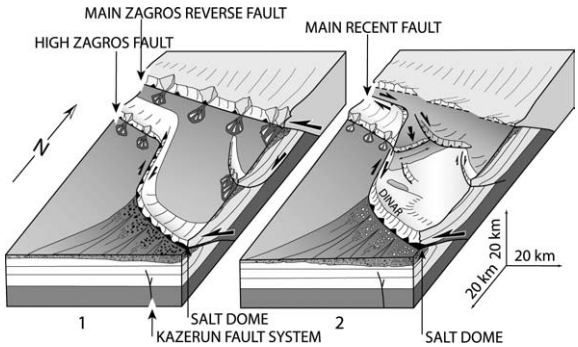


Fig. 4. Block diagrams showing the two-stage evolution model of the northern termination of the Kazerun fault system.

Fig. 4. Bloc diagrammes de l'évolution en deux stades de la terminaison nord du système de faille de Kazerun.

the Dinar thrust (i.e., the southern termination of the northern KFS fault zone, Fig. 4).

The structural and kinematic pattern shown in Fig. 4 (second stage) may be extrapolated to the scale of the Zagros fold-and-thrust belt (Fig. 5). Indeed, the structural wedge described in the Borujen area widens to the southeast into a regional fan-shaped fault pattern bounded to the west by the KFS (Fig. 5) [7,10]. We interpret this pattern to reflect distribution of slip from along the MRF to the fold-and-thrust belt through the thrust terminations of these strike-slip faults of the fan. The Hormuz salt formation that assists slip distribution throughout the belt to the east of the KFS acts as a low-resistance boundary allowing the extrusion-like process produced by transfer of orogen-parallel slip to the belt.

The model presented here is kinematically compatible with previous interpretations of active slip along the KFS. Talebian and Jackson [15] divide the Zagros fold-and-thrust belt into three zones that develop specific responses to plate convergence. Overall normal convergence is being recorded across the belt east of the fan-shaped fault pattern, whilst high-angle right oblique convergence would be active to the west of the KFS. The third zone would correspond to the fan-shaped fault pattern itself. Strike-slip-partitioned motion of oblique plate convergence, which is achieved by slip along the MRF within the western zone, is transmitted and distributed to the central and eastern zones by slip along the KFS and associated faults. This fault system may therefore be seen as an orogen-scale horse-tail strike-slip fault termination. In that sense,

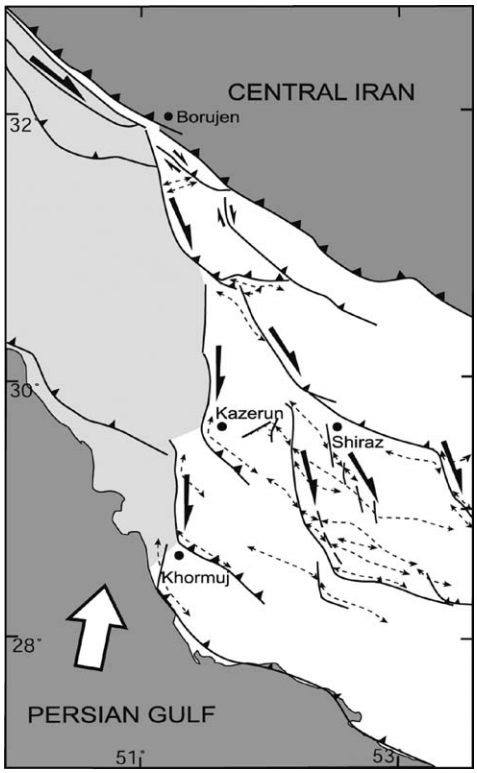


Fig. 5. Synthetic map of the fault system distributing slip of the MRF to the Zagros fold-and-thrust belt. Deflected axial traces of anticlines are shown.

Fig. 5. Carte synthétique du réseau de failles distribuant le glissement de la *Main Recent Fault* à la ceinture de chevauchements du Zagros. Les axes des anticlinaux sont reportés.

the KFS contributes to the fault system allowing partitioning of oblique convergence across the Middle-East Alpine collision belt and Arabia plate rotation associated with the westward extrusion of Anatolia [14] by transferring and distributing orogen-parallel dextral slip into the thrusts and folds of its frontal fold-and-thrust belt.

Acknowledgements

This work was funded by the 'Intérieur de la Terre' and Dyeti programs (INSU–CNRS, France) and the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES, Tehran, Iran). SPOT images (©CNES) were provided thanks to the ISIS program. We thank X. Le Pichon and an anonymous referee for their constructive comments on the manuscript.

References

[1] M. Alavi, Regional stratigraphy of the Zagros fold-and-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, Am. J. Sci. 504 (2004) 1–20.

[2] M. Allen, J. Jackson, R. Walker, Late Cenozoic re-organization of the Arabia–Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, Tectonics 23 (2004) TC2008.

[3] M. Almasiyan, Tectonics and seismo-tectonics of Dena-Zagros tear zone in the Borujen Area, M.Sc. Thesis, Azad University, Tehran, 1992.

[4] D.M. Bachmanov, V.G. Trifonov, K.T. Hessami, A.I. Kozhurin, T.P. Ivanova, E.A. Rogozhin, M.C. Hademi, F.H. Jamali, Active faults in the Zagros and Central Iran, Tectonophysics 380 (2004) 221–241.

[5] C. Baker, J. Jackson, K. Priestley, Earthquakes on the Kazerun line in the zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and thrust belt, Geophys. J. Int. 115 (1993) 41–61.

[6] M. Berberian, Active faulting and tectonics of Iran, in: H.K. Gupta, F.M. Delany (Eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution, Am. Geophys. Union, Geodin. Ser. 3 (1981) 33–69.

[7] M. Berberian, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics 241 (1995) 193–224.

[8] E. Carey, Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. 21 (1979) 57–66.

[9] M. Gidon, F. Berthier, J.P. Billiaud, B. Halbronn, P. Maurizot, Charriages et mouvements sédimentaires tertiaires dans la région de Borudjerd (Zagros, Iran), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 278 (1974) 421–424.

[10] K. Hessami, H.A. Koyi, C.J. Talbot, The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, J. Pet. Geol. 24 (2001) 5–28.

[11] N. McQuarrie, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, J. Struct. Geol. 26 (2004) 519–535.

[12] J. Stöcklin, Structural history and tectonics of Iran. A review, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 52 (1968) 1229–1258.

[13] C.J. Talbot, M. Alavi, The past of a future syntaxis across the Zagros, in: D.J. Blundell, I. Davison, G.I. Alsop (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. 100 (1996) 89–110.

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

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

[16] P. Vernant, F. Nilforoushan, D. Haztfeld, M. Abassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiany, R. Bayer, F. Tavakoli, J. Chéry, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman, Geophys. J. Int. 157 (2004) 381–398.

RESUME -ABSTRACT

Ce travail présente l'analyse tectonique de deux décrochements majeurs dextres de la chaîne du Zagros en Iran : la Main Recent Fault (MRF) et la faille de Kazerun (KF). L'analyse de marqueurs géomorphologiques décalés par ces failles et datés permet de déterminer un taux de déplacement horizontale de 6 ± 1 mm/an pour la MRF, et variant du nord au sud de la KF de 4 mm/an à presque 0 mm/an. Ces deux failles contribuent à la ré-organisation régionale de la déformation au cours du Néogène et au partitionnement de la convergence oblique Arabie/Eurasie. Elles sont connectées et permettent la distribution vers l'est du déplacement de la MRF sur les plis et les chevauchements du Zagros oriental.

Partitioning of the convergence obliquity in collisional domain: Example of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran)

This manuscript presents the tectonic analysis of two right-lateral strike-slip faults in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran : the Main Recent Fault (MRF) and the Kazerun Fault (KF). Geomorphic feature offset analysis and cosmogenic dating allow to determine the horizontal slip rate of 6 ± 1 mm/yr for the MRF. Along the KF, the slip rate decreases southward from 4 mm/yr to 0 mm/yr. These faults contribute to the re-organisation of the deformation modes of the Zagros in the Neogene and to the partitioning of the convergence obliquity between Arabia/Eurasia. These two faults are connected and permit the transfer and the eastward distribution of the MRF slip to the thrusts and folds of the eastern Zagros.

Discipline: Sciences de la Terre

Mots clés: Iran, Zagros, Main Recent Fault, Kazerun fault, Faille décrochante, Cinématique de failles, Convergence oblique, Partitionnement, Tectonique active, Datation aux cosmonucléides ^{36}Cl.

Université Paul Cézanne Aix-Marseille III
CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement
UMR CNRS 6635 - Universite Paul Cézanne Aix-Marseille III- BP 80, Europôle Mediterraneen de l'Arbois - 13545 Aix en Provence Cedex 4, FRANCE