



HAL
open science

Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran:“ Approche morphotectonique et paléoseismologique ”

Hamid Nazari

► **To cite this version:**

Hamid Nazari. Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran:“ Approche morphotectonique et paléoseismologique ”. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2006. Français. NNT: . tel-00169765

HAL Id: tel-00169765

<https://theses.hal.science/tel-00169765>

Submitted on 4 Sep 2007

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

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

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

***Discipline : Science de la terre
Formation Doctorale : Structure et évolution de la lithosphère
Ecole Doctorale : Science de la terre et de l'eau***

présentée et soutenue publiquement

par

Hamid Nazari

Le 10 Février 2006

Titre :

**Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et
la région de Téhéran :
« Approche morphotectonique et paléoseismologique »**

JURY

M. Denis Hatzfeld	DR, CNRS, LGIT	Examineur
M. James Jackson	Professeur, Cambridge	Rapporteur
M. Olivier Bellier	Professeur, Aix Marseille III	Rapporteur
M. Hervé Philip	Professeur, UMII	Examineur
M. Manochehr Ghorashi	Ass. Professeur, GSI	Examineur
M. Jean-François Ritz	CR1, CNRS, UMII	Directeur de Thèse
M. Roger Bayer	Professeur, UMII	Invité
M. Abdollah Saidi	Ass. Professeur, GSI	Invité

Remerciements

Au terme de mon travail de recherche dans le cadre d'une collaboration scientifique franco-iranienne entre les laboratoires LDL et GSI, un regard rétrospectif sur cette période passée m'apprend à quel point je suis redevable à toutes les gentillesse et tous les soutiens si nombreux autour de moi et qui méritent chacun l'expression d'une reconnaissance pleine de respect et de modestie de ma part. Ma mémoire pourrait difficilement en faire une liste exhaustive, aussi je demande l'indulgence de tous pour une faille aussi grave.

Dans un premier temps, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance au GSI, à mes amis et collègues en Iran qui m'ont laissé un souvenir agréable de plus d'une décade de recherche en leur compagnie. J'adresse également mes plus sincères remerciements à tous mes amis et collègues au LDL pour un accueil amical et marqué par gentillesse et sourires d'encouragement permanents.

Je voudrais exprimer ma plus profonde reconnaissance à Jeff Ritz, mon bon ami, frère et professeur pour avoir assumé la direction de ce travail, ainsi que pour toute sa gentillesse envers ma famille et moi-même. Les nombreux conseils qu'il m'a promulgués m'ont permis d'avancer et d'apprendre. Je lui serais reconnaissant pour toujours. Et comment ne pas remercier ici son épouse, Guilla, dont la présence a constitué une source permanente de confiance et de soutien pour moi et pour ma famille. Nous n'oublierons jamais sa gentillesse.

Je ne peux parler de ce travail de thèse sans adresser mes remerciements aux responsables du GSI que je préfère compter parmi mes amis. Ils m'ont toujours réservé un accueil inconditionnel en négligeant mes défauts. Ainsi, je présente mes meilleurs remerciements à M. Mohammad-Taghi Koréï, le Directeur de l'Organisation ; à M. Manouchehr Ghorachi et Abdollah Saïdi qui m'ont permis de sentir la joie du travail de recherche dans un environnement amical ; à mon cher ami Naser Khan Nazer qui m'a offert la sérénité et le calme après une période difficile ; et à Mohammad-Réza Ghasemi qui m'a gentiment accompagné en ami et camarade sans souci au bout de ce long chemin.

Je ne peux, sans doute, oublier ici Mehdi Alavi que j'ai eu l'honneur de fréquenter, et grâce à qui j'ai pu connaître l'esprit, l'approche et la démarche scientifiques. Je remercie également Mohammad-Réza Sahandi et Bozorgmehr Hamzeh-Pour et tous ceux qui m'ont permis de profiter de leurs sciences et expériences de recherche sur le terrain.

Je tiens à remercier tous mes bons amis au GSI qui, au-delà de l'amitié, m'ont toujours aidé comme un frère malgré mes défauts : Aliréza Chahidi, Mohamad Fonoudi, Jafar Omrani, Khalil-Bahar Firouzi, Réza Salamati, Aliréza Shaféï, Abbas Ghasemi, Morteza Talébian ; ainsi que Mohammad-Réza Abbasi , Shahriar Solaymani et Esmail Shabani au ILEES. Je n'oublierai jamais leur compagnie et je leur suis reconnaissant du fond de mon cœur.

J'aimerais également présenter ici tous mes remerciements à mes amis dont la compagnie pendant cette courte période de séjour à Montpellier m'a facilité la vie loin de mon pays : Mohsen Khalesi, Yahya Djamour, Payam Kaboli, Ali Amini, Hossein Lotfalizadeh, Hassan Rajabi, Hossein Sarraf, ainsi que Farhang Radjaï et leurs familles.

Je remercie beaucoup à mon cher amis Farhang Radjaï pour tous qu'il a fait pour moi, j'ai profité beaucoup a son avis, ce qu'est toujours m'intéresse.

Je remercie très vivement Brigitte Smith et son épouse Marc Daignieres, que j'ai eu l'honneur de fréquenter avec ma famille, pour leur amitié très sincère et pour la révision et la correction du deuxième chapitre de cette thèse.

Ce travail de recherche doit sans doute sa plus ample valeur à de nombreux amis et chercheurs qui ne m'ont pas privé de leurs idées et conseils. Ainsi, je remercie Serge Lallemand, Jacques Malavielle, Roger Bayer, Maurice Brunel, Jean Chery, Hervé Philip, James Jackson et surtout Anne Delplanque et certainement mes chers amis Shahryar Solaymani, Riccardo Vassalo, Vahan Davtyan, Fabien Graveleau et Sébastien Van Gorp, j'ai profité beaucoup de leurs discussions et j'ai passé de bons moments avec eux, je souhaite déclarer mon remerciement ainsi à Tan Nguyen que il m'a aidé beaucoup à propos des problèmes informatiques.

J'aimerais également présenter ici tous mes remerciements à mes amis au Labo DL : Erik Doerflinger, Stéphane Dominguez, Céline Fabergat, Nathalie Mouly et Marie France Roch.

Je présente ici tous mes remerciements à Sanda Balescu (Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire, Université de Lille1) et Michèle Lamothe (Université du Québec, Montréal) pour leur excellent travail sur la datation OSL, ainsi qu'à Jean-Luc Michelot et Marc Massault (UMR « IDES », Université Paris-Sud) pour les datations ^{14}C comme mon meilleur cadeau de Noël.

Arrivé à cette ligne, je ne peux cacher ma pensée douloureuse pour celui qui n'est plus là, celui qui fut mon soutien sans faille dans la vie et qui me donna tout de bonnes choses qu'il avait en lui. J'aurais aimé qu'il soit à mon côté à cet instant. Il sait indubitablement que je le suis reconnaissant et que sa chaleur de bonté vit en moi.

Et je remercie du fond de mon cœur ma mère qui a patiemment abreuvé la fleur de notre famille de sa jeunesse, ainsi que mon frère Saïd et ma sœur Nargès qui ont accepté avec sourire et gentillesse mon absence au cours de ces temps durs.

Je remercie également ma belle famille pour leur soutien continu à mon épouse et ma fille pendant les périodes de mon absence.

Enfin, je suis reconnaissant à mon épouse Chiva qui a mis sans hésitation sa vie et ses passions sur une compagnie tumultueuse en défendant mes idées et projets pour que je puisse avancer. Je remercie beaucoup ma fille Paranchid qui a dû supporter mon absence durant mes longues missions répétées. Même si j'en ai beaucoup souffert moi-même, j'espère qu'elle gardera néanmoins un bon souvenir de ce que je lui voulais et que je n'ai pas pu réaliser.

C'est ainsi que je dédie ce document, qui représente un effort sincère pour l'avancement, même infime, des sciences de la terre et pour l'image de mon pays Iran, à ces deux chers êtres.

Avant – Propos

Ce travail de thèse a été entrepris dans le cadre d'une collaboration scientifique en sciences de la terre entre la France et l'Iran coordonné côté français par Denis Hazfeld (LGIT, Grenoble) sur le thème de l'Alea sismique dans la région de Téhéran et l'Alborz central. Les travaux de recherches ont été principalement soutenus par les programmes de recherches de l'INSU CNRS (+ Ministère des Affaires Etrangères pour le Programme PICS) PICS (Programme International de Coopération Scientifique) et PNRN (Programme National sur les Risques Naturels) « Alea sismique a Téhéran » entre 2001-2003 et ACI RNCC (Programme de recherches sur les Risques Naturels et changement climatiques) «Aléa sismique de trois villes en Iran » entre 2003 et 2004 côté français.

Le travail de thèse s'est échelonné sur 3 ans 1/2 à partir de Juin 2002. Un peu plus de la moitié de cette durée (27 mois) a été passé en France avec 3 séjours financés pour l'essentiel par l'Ambassade de France en Iran (21 mois de bourse BGF). Les séjours en Iran ont été consacrés au travail de terrain avec le support financier, matériel et logistique du Geological Survey of Iran. Les datations en luminescence optique (OSL) ont été réalisées par Sanda Balescu (Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire, Université de Lille1) et Miche Lamothe (Université du Québec, Montréal) ; les datations radiocarbone (^{14}C) ont été réalisées par Jean-Luc Michelot et Marc Massault (UMR « IDES », Université Paris-Sud).

En parallèle de cette thèse, un travail de recherches sur la géométrie, la cinématique et le processus de rupture associé au séisme de Bam a été réalisé en collaboration avec le Bullard Laboratories, Cambridge UK (James Jackson).

Table des matières

Introduction	iv
Chapitre I : Cadre Tectonique de l'Alborz Central	1
I.I L'Alborz Central resitué dans l'évolution géodynamique de l'Iran	2
I.I.1-Cadre tectonique	2
I.I.1.1-L'activité volcanique dans l'Alborz	5
I.I.1.2-La structure de l'Alborz	5
I.I.2-Paléogéographique et évolution tectonique	12
I.II La tectonique récente et active de l'Alborz Central	16
I.II.1- Tremblement de terres historique (antérieurs à 1900 AD)	17
I.II.2- Tremblement instrumentale (depuis le début de 20^e)	19
I.II.3- Le champ de déformation actuel « GPS »	22
I.II.4- Géodynamique actuel de l'Alborz Central	22
I.II.5- Caractériser la tectonique active de l'Alborz	24
Référence	26
Chapitre II : Outils et méthodes utilisées pour l'analyse Morphotectonique et paléosismologique	29
II.I L'approche morphotectonique	30
II.I.1- Objectifs de l'analyse morphotectonique	30
II.I.2- Imagerie satellitaire et photo aériennes	38
II.I.3- Les modèles numériques de terrain	40
II.I.4- Cartographie des dépôts associés aux marqueurs morphotectoniques	42
II.2 L'approche paléosismologique	44
II.2.1- Définitions et objectifs	44
II.2.2- Relation de la Paléoséismologie avec d'autres études néotectoniques	45
II.2.3- Creusement de Tranchée	47
II.2.4- Endroit, orientation et modèle des tranchées	48
II.2.5- Logistique d'excavation	49
II.2.6- Préparation au levé des tranchées (log)	51
II.2.7- Dégradation d'un escarpement simple de faille dans des dépôts non consolidés	52
II.2.8- l'évidence stratigraphique de paléoséismes	52
II.2.9-Récurrence et taux de vitesse	53

II.2.9.1-Taux de vitesse	53
II.3 Datation des marqueurs quaternaires	54
II.3.1-Géochronologie de Radiocarbone ou Radiochronologie du Carbone	54
II.3.1.1-Théorie de la Méthode	55
II.3.1.2-Gamme d'applicabilité ou Domaine d'application de la méthode du ¹⁴ C	58
II.3.1.4-Collecte d'échantillons	60
II.3.1.5-Méthode d'échantillonnage	63
II.3.1.6-Conservation et transport	63
II.3.1.7-Analyse en laboratoire	63
II.3.2-Utilisation de la géomorphologie du sol dans le domaine et l'étude des failles	64
II.3.2.1-Théorie de la méthodologie	64
II.3.3-Géochronologie et principes de la méthode TL/OSL	66
II.3.3.1-Méthode d'échantillonnage	69
II.3.3.2-Principe de base de la méthode	70
II.3.3.3-Minéraux et sédiments auxquels s'applique la méthode	72
II.3.3.4-Limite d'âge supérieur de la méthode	72
Référence	73
Chapitre III Analyse morphotectonique de l'Alborz Central	78
III.1 Introduction	79
III.2 La région Nord Alborz	81
III.2.1- Faille de Khazar	81
III.2.2- Faille Nord Alborz	89
III.2.3- Faille de Nour Rud- Balladeh	96
III.3 La région interne de l'Alborz Central	99
III.3.1- Faille de Kandevan	99
III.3.2- Faille de Bayjan	103
III.3.3- Faille de Taléghan	106
III.3.4- Faille de Mosha	124
III.3.5- Faille de Firuzkuh	133
III.3.6- Faille de Katalan	141
III.4 La région Sud Alborz	149
III.4.1- Faille Nord Téhéran	149
III.4.2- Failles de Rey	159
III.4.3- Faille de Parchin-Eyvan- e- Key	161
III.4.4- Faille de Kahrizak	166

III.4.5- Faille de Pishva	167
Référence	172
Chapitre IV Analyse paléosismologique de l'Alborz Central	175
IV.1 Introduction	176
IV.1.1- Définition « de faille active »	176
IV.2 Faille de Taléghan	178
IV.2.1- Description des tranchées	179
IV.2.2- Interprétation	183
IV.3 Faille de Mosha	190
IV.4 Faille de Firouzkuh	191
IV.4.1- Description des tranchées	192
IV.4.2- Interprétation	194
IV.5 Faille Nord Téhéran	199
IV.5.1- Description des tranchées	201
IV.5.2 -Interprétation	216
IV.6 Faille de Ray (segment au nord)	227
IV.6.1- Description des tranchées	228
IV.6.2 -Interprétation	230
Référence	231
V Conclusion général	232
VI Perspectives	246
Référence général	247
Annexe A	
Annexe B	
Annexe C	

Introduction

L'Alborz est un arc montagneux bordant le Sud de la Mer Caspienne, formé de plis et chevauchements parallèles caractérisés par une double vergence (vers le bassin Sud Caspien au Nord, et vers le bloc de l'Iran Central au Sud). L'ensemble de cette chaîne péri-caspienne s'étend sur environ 1000 km depuis les structures du Petit Caucase (Arménie) et du Talesh à la frontière Iran-Azerbaïdjan à l'Ouest, jusqu'aux structures du Kopet-Dagh à la frontière Iran-Turkmenistan à l'Est. Dans sa partie Ouest, la chaîne est caractérisée par des structures orientées NW-SE, (e.g. faille de Rudbar). A l'Est, les structures sont orientées NE-SW (e.g. faille de Firouzkuh) pour à nouveau prendre la direction NW-SE à leur jonction avec le Kopet-Dagh. Dans l'Alborz Central, on note une zone singulière dans le canevas structural avec la jonction des deux directions structurales (NW-SE et NE-SW) qui se rejoignent en angle droit à la latitude 53 E.

Du point de vue de l'évolution géodynamique récente à l'échelle du bassin Sud Caspien, un schéma simple serait de considérer que les reliefs du Caucase-Talesh à l'Ouest, ceux de l'Alborz au Sud et ceux du Kopet-Dag à l'Est formaient, au début du Tertiaire, un arc plus ou moins longitudinal NW-SE qui progressivement est venu se mouler autour du noyau dur Sud Caspien dans un régime de compression N-S. Progressivement, les déformations au niveau des jonctions Talesh-Alborz et Alborz-Kopet-Dag seraient passées d'un régime en compression formant plis et chevauchement à un régime de plus en plus transpressif. A l'Ouest, l'arc du Talesh serait remonté vers le Nord le long d'une zone décrochante dextre en bordure Ouest du bassin. Dans l'Alborz occidentale, les structures auraient joué en faille inverses pures ou en décrochements à composantes inverses selon leur orientation par rapport au champ de contrainte régional Nord-Sud - les failles NW-SE de Rudbar et de Kandeivan auraient joué en mouvement dextre-inverse; celle de Khazar, Nord Alborz, Mosha et Nord Téhéran, orientées E-W en faille inverses tandis que les failles de Firouzkuh et Garmsar, orientées NE-SW auraient joué en décrochement senestre inverse - rejoignant à l'Est la zone transpressive inverse dextre du Kopet-Dag.

D'après l'analyse de la tectonique dans l'Alborz, ce schéma a bien existé au Néogène (e.g. Berberian, 1983 ; Axen et al, 2001; Allen et al, 2003;). Mais les données sismotectoniques montrent qu'il y a eu un changement de géodynamique. En effet, d'après les données de mécanismes au foyer, la bordure Ouest du bassin s'enfonce plein ouest sous le Talesh tandis que la faille de Rudbar joue en décrochement senestre pur (Jackson et al, 2002). Ces données suggèrent que le bassin sud-caspien se déplace vers le Sud-Ouest relativement à l'Iran et vers le Nord-Ouest relativement à l'Eurasie entraînant un cisaillement senestre de l'ensemble de l'Alborz associé à un raccourcissement NNE-SSW. D'après les récentes études GPS, un quart de la convergence entre les plaques Arabie et Eurasie est absorbé au niveau de la chaîne de l'Alborz, soit environ 5 mm/a (Nilforoushan et al, 2003; Vernant et al, 2004; Masson et al, 2005), tandis que le cisaillement senestre le long de la chaîne est de 4 ± 2 mm/an. L'âge du changement géodynamique régional serait situé au début du Pliocène (e.g. Axen et al, 2001; Jackson et al, 2002 ; Allen et al, 2003 ; Allen et al, 2004).

Un premier objectif de cette thèse est de compléter le schéma de la tectonique active dans l'Alborz, notamment au niveau des zones où l'on ne dispose pas de données sismotectoniques (i.e. mécanismes au foyer) et de présenter une carte et une coupe des failles actives de l'Alborz Central en analysant le rôle de l'héritage structural.

Un deuxième objectif de cette thèse est de caractériser l'aléa sismique dans la région de Téhéran, située sur le front Sud de l'Alborz Central. Téhéran et ses villes satellites (Karaj,

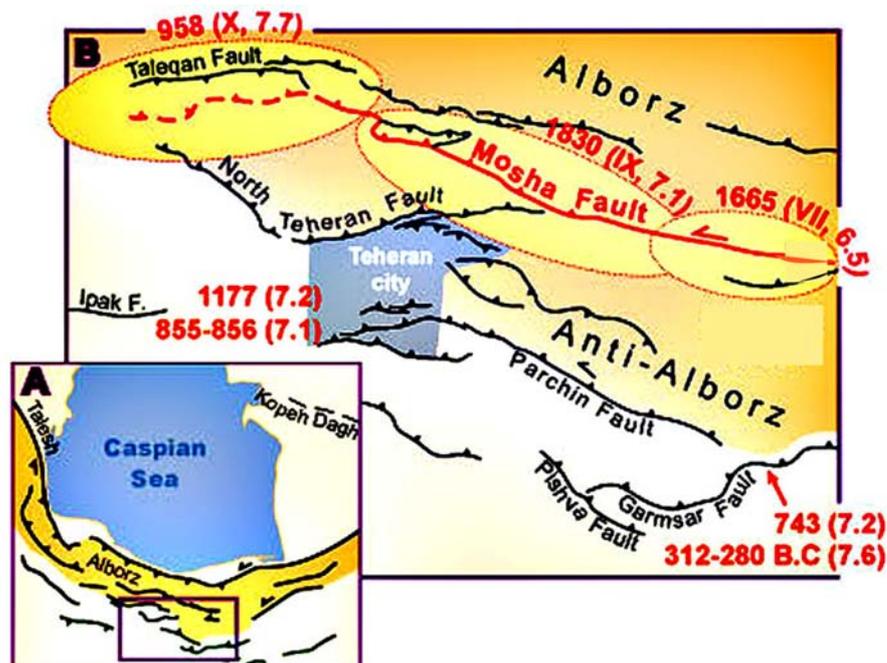
Introduction

Rey, Bomehen, Roudehen...) représente l'une des plus importantes agglomérations dans le monde avec 15 millions d'habitants et le récent séisme de Firouz abad-Kojour du 28 Mai 2004 (Mw 6.2) qui a eu lieu sur la faille Nord Alborz à 70 km au Nord a fortement secoué physiquement et psychologiquement la métropole montrant sa vulnérabilité face à l'aléa sismique et rappelé l'urgence d'évaluer celui-ci.

Comme le montre la carte des séismes historiques ci-dessous, plusieurs tremblements de terre destructeurs, de forte magnitude ($\approx M 7$), se sont produits dans la région au cours du dernier millénaire (Berbérian & Yeats, 2001). Ainsi par exemple, trois forts séismes sont associés aux failles de Mosha et de Taleghan, en 958 (M 7,7), 1665 (M 6,5) et 1830 (M 7,1). En 855–856 et 1177, la région habitée au sud de la ville (Téhéran en tant que cité est très récente et son extension vers le Nord n'a commencé que dans les années 1950) a été détruite par deux séismes (M 7), qui pourraient bien être associés à la faille chevauchante qui passe au pied des reliefs (faille nord Téhéran).

Malheureusement, même en Iran, pays de civilisation très ancienne (quelques millénaires), les documents concernant les séismes qui se sont produits dans la région de Téhéran au cours de la période dite "historique" ne suffisent pas à déterminer le risque sismique. Pour avancer sur le plan de la probabilité d'occurrence d'un événement sismique à plus ou moins court terme (30 ans - 100 ans) ainsi que sur sa magnitude possible, il est nécessaire de disposer de davantage de données. Pour cela, il faut élargir la fenêtre temporelle et aller chercher dans la morphologie et dans les formations géologiques les plus récentes (le Quaternaire) les traces des séismes anciens. Cette approche, paléosismologique, a pour but de déterminer l'âge des anciens séismes et leur magnitude, ainsi que les vitesses moyennes de déplacement le long des failles sur une période de temps représentative du cycle sismique (10 000 ans - 100 000 ans). À partir de ce catalogue plus "exhaustif", on pourra estimer la période de retour moyenne des séismes (on parlera d'intervalles de récurrence) et estimer la probabilité de magnitude et d'occurrence des futurs séismes.

Pour atteindre ces deux objectifs, nous avons mis en œuvre une approche à la fois morphotectonique visant la détermination de la géométrie, de la cinématique et de la vitesse des failles, et paléosismologique visant la détermination des magnitudes et intervalles de récurrence associés aux séismes anciens.



Carte schématique de sismicité historique et les failles associées à la région Téhéran.

Chapitre I :

Cadre Tectonique de l'Alborz Central

I.I- L'Alborz Central resitué dans l'évolution géodynamique de l'Iran

I.I.1 - Cadre tectonique:

Traditionnellement et géologiquement, les montagnes de l'Alborz s'étendent sur environ 1600 kilomètres depuis le petit Caucase à l'Ouest jusqu'à l'Indu-Kush à l'Est. Dans sa partie orientale, l'Alborz se parallélise avec le Kopet-Dagh situé juste au Nord. A l'heure actuelle, beaucoup de géologues lorsqu'ils parlent des chaînes de l'Alborz et du Kopet-Dagh considèrent que la première correspond à la chaîne qui borde le sud de la Mer Caspienne (et qui correspond traditionnellement à l'Alborz central) et que la seconde correspond à la chaîne qui s'étend depuis Apchéron à l'Est de la mer Caspienne jusqu'en Afghanistan (Figures I.1, Figure I.10). L'Alborz central contient différentes unités géologiques allant du Précambrien au Quaternaire. Ces unités sont assemblées dans des systèmes complexes de chevauchements et de plis qui se sont formés au cours de plusieurs orogènes dont la plus importante en termes de déformations cassantes s'est produite à la fin du Cénozoïque (Alavi 1996).

Les failles du côté septentrional de la chaîne sont chevauchantes vers le nord, celles de la partie sud vers le sud (Stöcklin 1974a). Sur l'ensemble de la chaîne, l'azimut des plis et des failles change, passant d'une direction WNW à l'Ouest à une direction ENE à l'Est. Des failles décrochantes (toutes sénestres actuellement) se produisent sur toute la longueur de l'Alborz parallèlement aux chevauchements et aux plis. Dans les terminaisons orientale et occidentale de l'Alborz, la direction des structures changent progressivement pour passer à une direction Nord-Sud à la jonction avec le Talesh à l'Ouest et EW à la jonction avec le Kopet-Dagh à l'Est (Berberian 1997); (Allen 2003a).

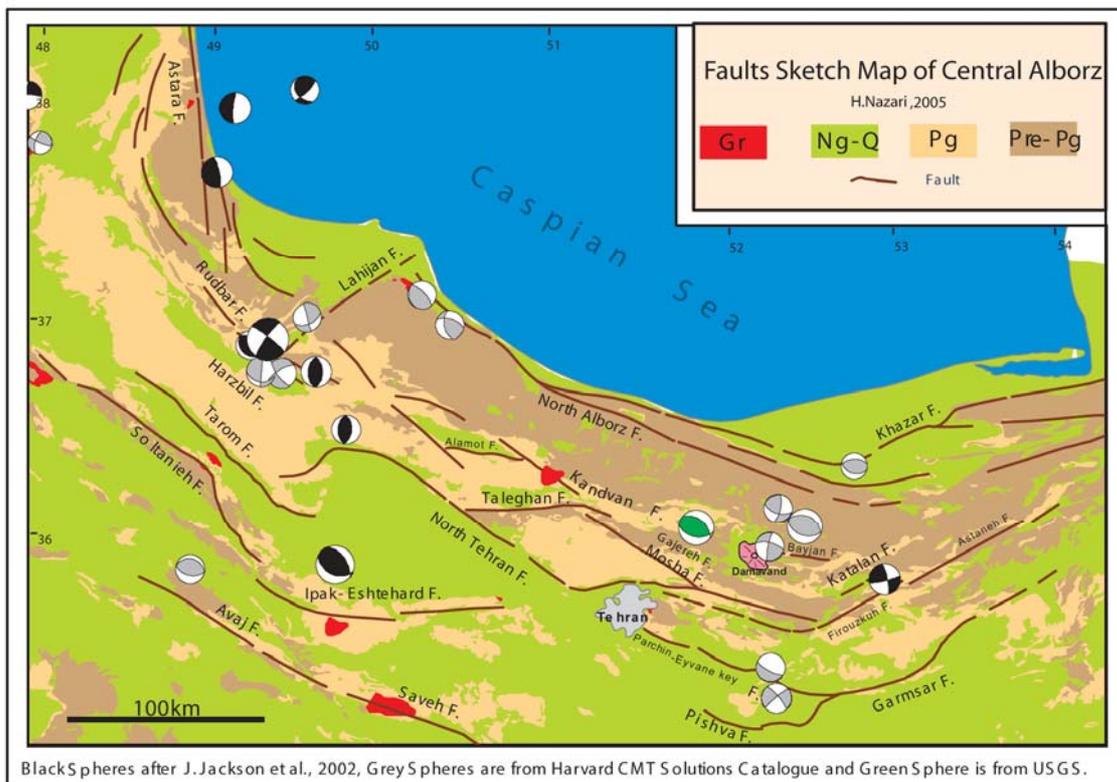


Figure I.1: Carte Structurale et géologique simplifiée de l'Alborz Central à partir de données géologique de la carte géologique de l'Iran à l'échelle 1/1000,000, GSI et résultats de l'étude néotectonique de cette étude (voir chapitre III).

- Structures septentrionales

La marge septentrionale de l'Alborz est linéaire et généralement raide. Les structures principales sont les failles Nord Alborz et de Khazar (Figure I.4) qui n'apparaissent qu'à l'Est de $\sim 50^{\circ}30'$ E. La faille de Khazar est chevauchante vers le nord avec un pendage vers le sud (Shahrabi 1990). Elle place localement les schistes de Gorgan sur les dépôts quaternaires (Berberian 1983a),(Berberian 1983b). Hormis cet endroit, on ne connaît pas d'affleurement de cette faille en surface. La plupart des affleurements des couches antérieures au Quaternaire plongent typiquement vers le nord, entre les longitudes 50° E et $52^{\circ}30'$ E. Les chevauchements exposés dans cette région plongent également vers le nord, ainsi que les strates permienne et mésozoïques.

Entre la faille de Khazar et les failles Nord Alborz, des anticlinaux déforment les strates crétacées et néogènes supérieurs. Des marnes du Crétacé supérieur sont localement cisailées, où elles sont discordantes sur les schistes de Gorgan, et ainsi dans chacun des anticlinaux la couverture sédimentaire plissée peut être découplés du socle. Certains des plis se prolongent sur plus de 20 kilomètres. Ils sont en général droits, avec des longueurs d'onde de 2 à 3 kilomètres.

- Structures internes

La majeure partie des plus hauts sommets de l'Alborz correspond à l'affleurement des roches les plus anciennes et se limite dans une zone située entre les failles Nord Alborz-Khazar et les failles d'Astaneh-Firouzkuh, Mosha, Taléghan (Figure I.1). La présence des strates tertiaires plissées et chevauchées indique que la région s'est déformée en compression au Cénozoïque (Stöcklin 1974; (Annells 1985).

Stöcklin (1974a) a montré que la faille de Kandevan avait joué avec un mouvement décrochant dextre. De même, sur la carte géologique (Vahdati Daneshmand 1991), les failles secondaires et parallèles de la faille de Kandevan montrent également des jeux décrochantes dextres. À l'Ouest de l'Alborz central, les failles chevauchantes principales de direction Sud-ouest produisent une imbrication des couches du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire.

-Structures méridionales

Les limites structurales de l'Alborz méridional ne sont pas très précises. Les failles de Tabriz (Alavi 1991), de l'Anti Alborz (Rivière 1934), de Garmsar (Berberian 1996), de Semnan (Nabavi 1987) et d'Attari (Alavi Naini 1972) sont considérées comme les structures frontières du sud de l'Alborz. D'après la littérature, la région méridionale de l'Alborz Central est caractérisée par une zone de failles chevauchantes d'orientation E-W comme Taleghan ou Mosha (e.g. (Berberian 1993), 1996) et une série de failles obliques au jeu décrochant senestre comme les failles d'Astaneh, de Firouzkuh (Figure I.4) de direction NE-SW. La partie orientale de la faille d'Astaneh décale dans un sens senestre sur près de 20-25 kilomètres deux parties d'un anticlinal creusé dans des dépôts du Cambrien ((Jackson 2002); (Allen 2003b)(Figure I.2).

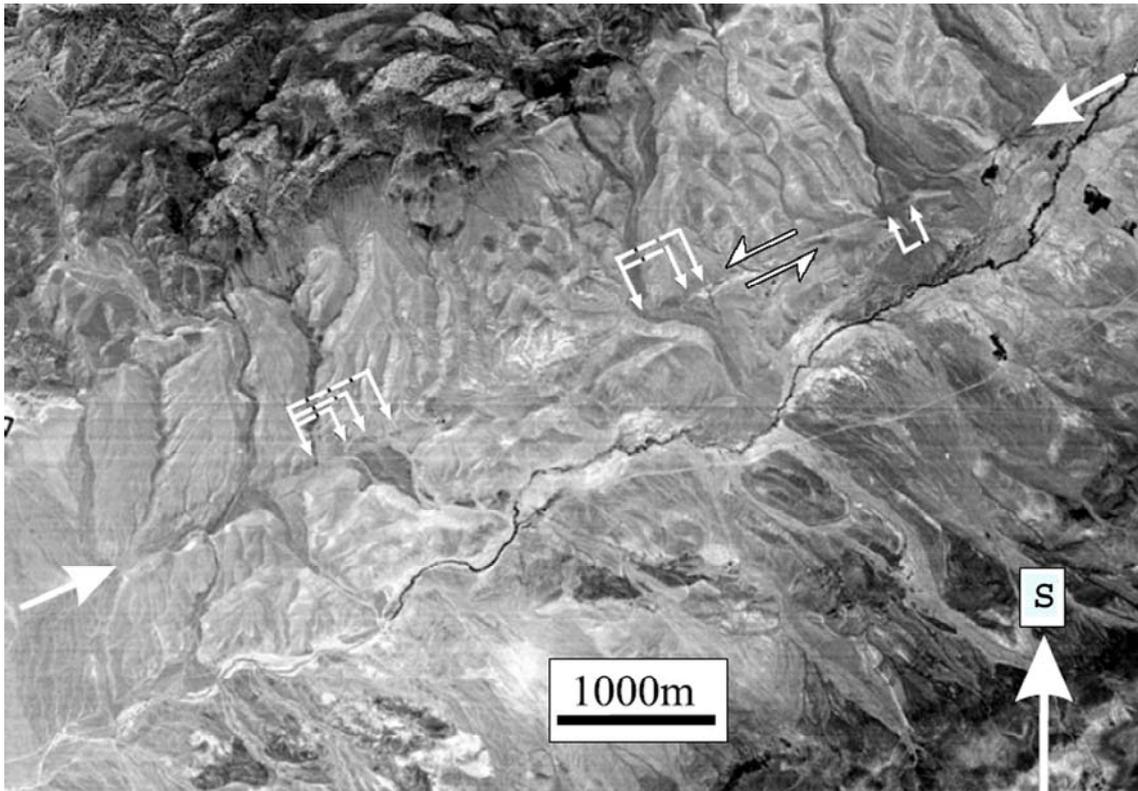


Figure I.2: Trace de la faille d'Astaneh vue sur photo aériennes d'après Jackson et al. (2002).

A l'extrémité occidentale de la faille d'Astaneh, on trouve plusieurs failles inverses Est-Ouest. Des strates plissées mésozoïque à cénozoïque (Miocène inférieur) sont exposées par incision du réseau de drainage le long des zones de failles. Au contraire d'Allen et al. (2003b), d'après l'analyse des stries Abbassi et al. (2003a) interprètent l'ensemble des failles de la région Firouzkuh- Astaneh comme un système décrochant dextre. La faille de Moshā de direction WNW-ESE qui connecte la faille de Firouzkuh est interprétée comme un décrochement senestre par Allen et al. (2003b). (Bachmanov 2004) y voit en plus une composante inverse. Au sud de cette zone de faille décro-chevauchante, on trouve le plissement et le chevauchement des dépôts éocènes le long de la faille Nord Téhéran sur les dépôts Quaternaire de la plaine de Téhéran (Haghipour 1986).

Quelques klippes sont présentes dans la partie méridionale de l'Alborz, comme celle de Shahrestanak au sud de la faille de Kandeivan mettant en contact des roches cambriennes sur des dépôts triasiques. (Stöcklin 1974a; Haghipour et al, 1986). (Asserto 1966) a proposé que cette klippe dérive de la faille de Kandeivan ce qui correspondrait à 15 kilomètres de transport vers le sud. Il existe d'autres klippes au sud de la partie orientale de la faille de Moshā correspondant à des strates mésozoïques sur des formations tertiaires (Allen et al, 2003b).

On trouve plusieurs bassins intra-montagneux dans l'Alborz central (e.g. Manjil, Alamout, Taleghan, Dasht-e-Nazir, Firuzkuh) contenant des dépôts gréseux et argileux et localement des évaporites d'âge néogène à quaternaire. Ces bassins sont déformés sur leur bordure par des chevauchements.

A l'Est de la longitude 52° E, sur le bord méridional de l'Alborz, on trouve des diapirs dont la source sont les sédiments évaporitiques oligocènes (Haghipour et al, 1986, Nabavi 1987). Ces évaporites ont permis de propager la déformation vers le sud, menant au développement de dizaines d'anticlinaux qui émergent au sud de la chaîne principale.

I.I.1.1-L'activité volcanique dans l'Alborz

L'Alborz est caractérisé également par une activité volcanique récente (Plio-Quaternaire) en son centre, à peu près où se produit le passage de directions structurales NW-SE à NE-SW. Ces volcans Plio-Quaternaires (Damavand + quelques autres édifices plus petits) ont été largement décrits géologiquement et géochimiquement. (Berberian 1981); (Nazari 2000); (Mehdizadeh et al, 2002) et Allen et al. (2003)). Berberian et King (1981) et Allen et al. (2003) considèrent que le volcan du Damavand s'est formé en réponse à la subduction d'une croûte océanique sous l'Alborz, qui pourrait être soit celle du bassin Néotéthys au Sud, soit la croûte océanique du bassin sud Caspien au Nord. Dans une autre interprétation géodynamique, les volcans du Damavand (et de Sabalan au NW du côté du Talesh) sont nés de la subduction de la croûte océanique de bassin arrière-arc d'Uromieh-Dokhtar, puis de la collision de l'arc magmatique de l'Alborz avec l'arc magmatique d'Uromieh-Dokhtar depuis de Miocène (Nazari 2000).

Sur la base de données géochimiques, Mehdizadeh et al, (2002) ont également suggéré que le volcan du Damavand provenait d'une subduction de croûte océanique, mais selon ces auteurs, la source de la croûte subductée n'est toujours n'est pas claire. Peut-être peut-on suggérer qu'il ne s'agit que d'un morceau de croûte océanique Téthysienne (Prototéthys) qui a été fondue et dont les produits de fusion ont pu remontés du fait de la tectonique récente.

I.I.1.2-La structure de l'Alborz

Il existe différentes interprétations de la structure de l'Alborz. Alavi (1996) décrit l'Alborz oriental dans la région de Binaloud (au sud du Kopet Dagh) comme une antiforme résultant d'un empilement de duplex (Alavi 1996) (Figure I.3).

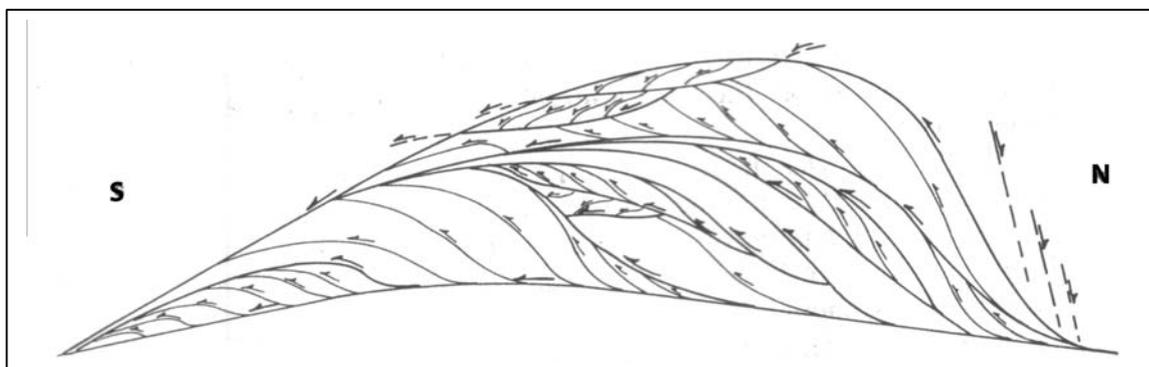


Figure I.3: Le modèle structural « Duplex Antiformal stack » pour l'Alborz d'après Alavi (1996).

Stöcklin (1974a) puis Allen et al, (2003b) décrivent l'Alborz comme une structure en fleur (Figure I.4).

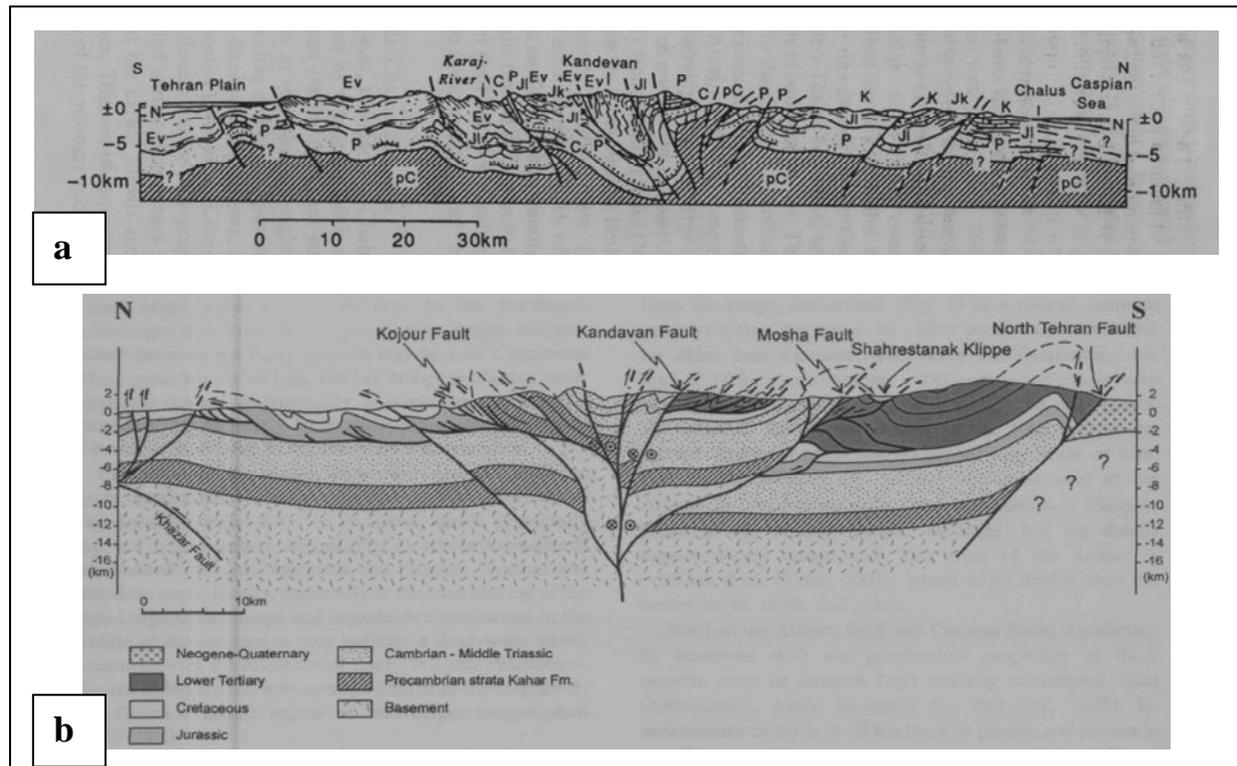


Figure I.4: Coupes à travers l'Alborz Central d'après (a): Stöcklin (1968) ; (b): Allen et al (2003b).

Les études de gravimétrie ont montré que l'épaisseur de la croûte dans les parties sud du microcontinent de l'Iran central, était un peu supérieure à 40 kilomètres. En général, l'épaisseur de la croûte dans toutes les régions de l'Iran, sauf autour de la suture de Zagros est à l'équilibre isostatique (Dehghani 1984). Dans la région de Téhéran, d'après l'analyse de la vitesse des ondes P, l'épaisseur de la croûte supérieure est d'environ 14 kilomètres, celle de la croûte inférieure de presque 30 kilomètres et la discontinuité du Moho serait située à 46 kilomètres (Doloei 2003). Cependant, selon l'étude de (Tatar 2001) dans la région de Rudbar (Alborz occidental) la couverture sédimentaire ferait 6 kilomètres, la croûte cristalline 12 kilomètres et la croûte inférieure 17 kilomètres. Par conséquent, la discontinuité du Moho serait à environ 35 kilomètres de profondeur dans l'Alborz central.

Dans le domaine caspien, les calculs indiquent 30 kilomètres d'épaisseur pour la croûte sud caspienne, incluant 10 kilomètres de dépôt de couverture et 20 kilomètres de croûte cristalline (Mangino 1998). D'après les études géodésiques de Mangino and Priestly (1998), dans à l'Est de la région sud Caspienne et le Nord du Kopet-Dagh, l'épaisseur de la croûte vers Turkménistan occidental augmenterait jusqu'à 50 kilomètres.

Coupes équilibrées au travers de l'Alborz Central

A partir des différentes données présentées ci-dessus, nous avons construits 2 coupes équilibrées au travers de l'Alborz central (Figure I.8). Ces intègrent également les données concernant les mécanismes au foyer des séismes ainsi que les résultats de l'analyse morphotectonique présentée au chapitre III. Il s'agit de 2 coupes parallèles séparées de 80 kilomètres et d'orientation NNE-SSW dont les coordonnées géographiques des extrémités sont (36° 24' 04''N, 52° 28' 30''E), (35° 40' 00''N, 51° 11' 37''E) pour la section orientale "Damavand-Amol", et (36° 39' 06'' N, 51° 31' 00 " E) (35° 44' 30 " N, 50° 59' 20 " E) pour la section occidentale " Karadj-Chalus" (Figure I.5).

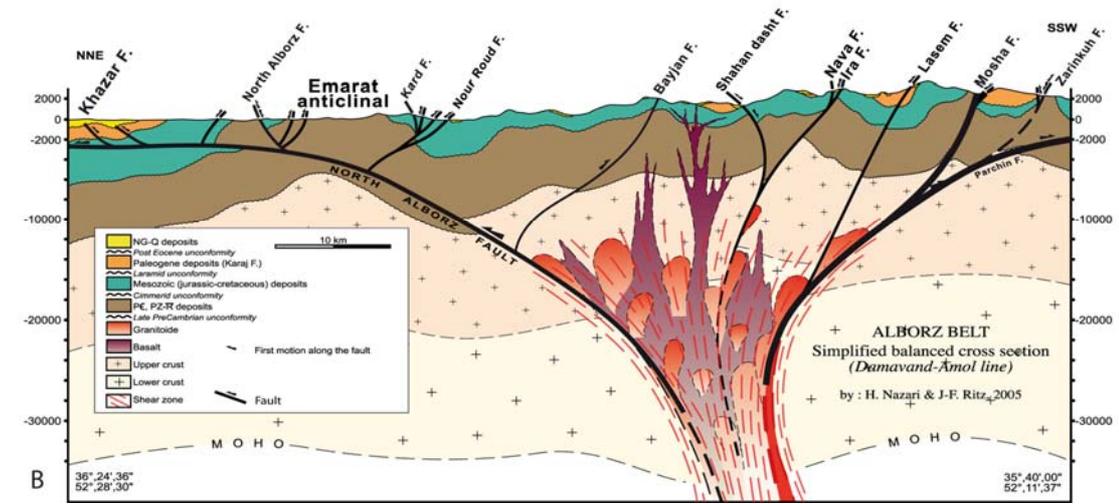
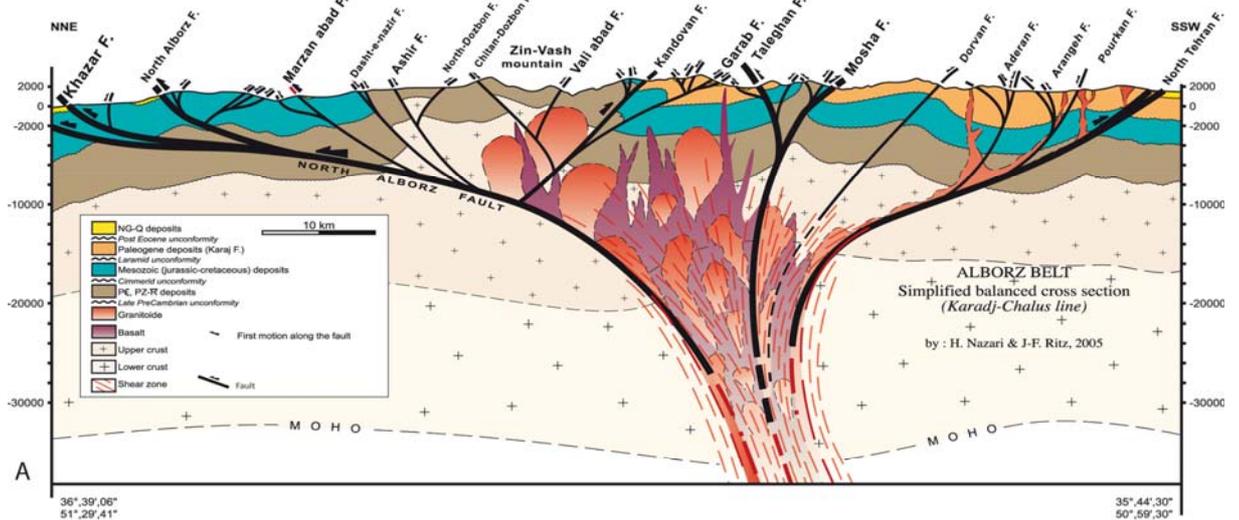
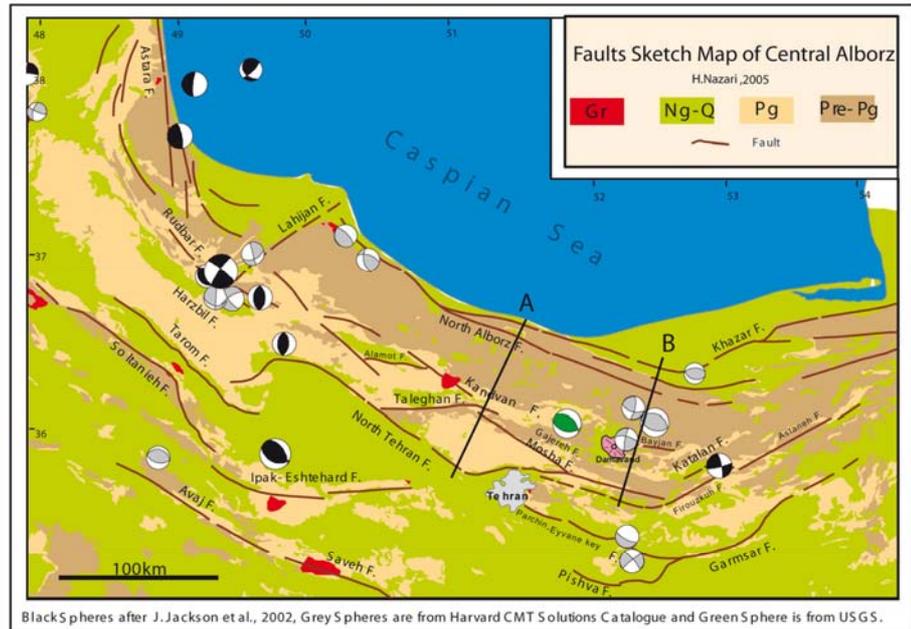


Figure I.5: Coupes structurales équilibrées et simplifiées de l'Alborz Central.

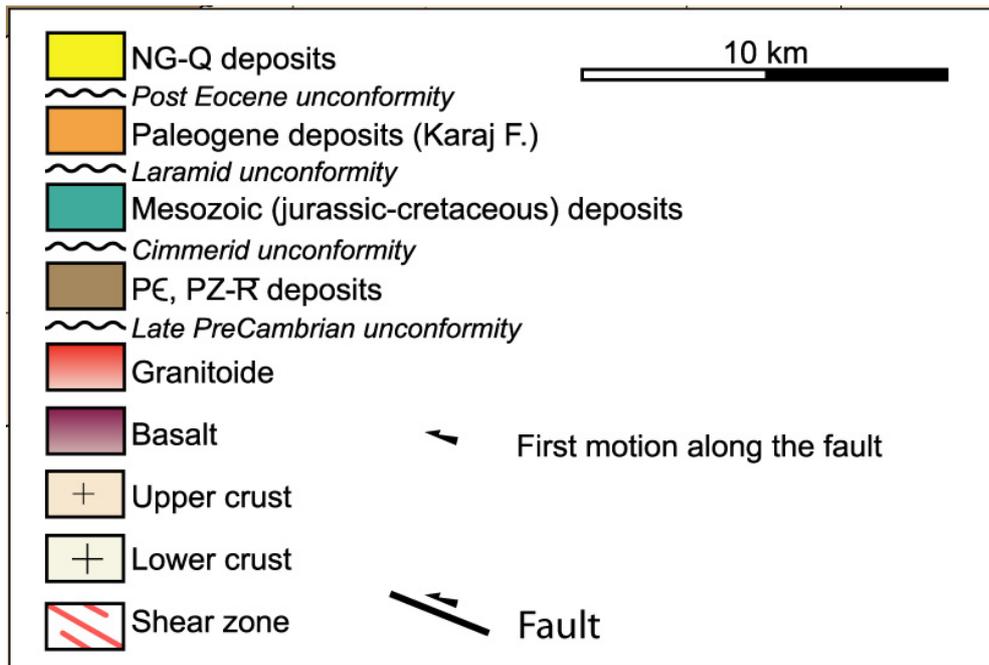


Figure I.5: Suite (légende).

L'épaisseur de la couverture sédimentaire qui serait limité à sa base par la formation de Kahar d'après nos coupes équilibrées est de 8.5 kilomètres au sud, et de 11 kilomètres au nord. L'épaisseur maximale de la formation de Karadj d'après nos coupes et les analyses de terrain est estimée au maximum à 3 kilomètres. La différence d'épaisseur de la couverture sédimentaire dans deux sections présentées en figure I.8 provient du fait que les dépôts du Cénozoïque sont présents dans la section occidentale " Karadj- Châlus " alors qu'ils sont réduits ou inexistantes dans la section orientale " Amol - Damavand ".

Le décollement dans les dépôts clastiques du Jurassique inférieur – Formation de Shemshak et ses équivalents sédimentaires - permet d'expliquer le doublement d'épaisseur de la couverture sédimentaire dans la partie nord de l'Alborz. Le système de plissement de l'Alborz avec ses plis de détachement est comparable aux modèles de plissement du Jura (Mittra 2003). Les coupes font apparaître le rôle de faille crustale Nord Alborz dans le soulèvement jusqu'en surface des formations précambriennes et paléozoïques.

De même, c'est le long de cette zone de faiblesse d'échelle crustale que l'on trouverait d'importants volumes de matériel plutonique et volcanique (dessiné d'une façon très schématique sur les coupes). Cette interprétation est cohérente avec la variation du champ de pesanteur dans l'Alborz central, bien que la variation puisse être également altitudinale (Figure I.6).

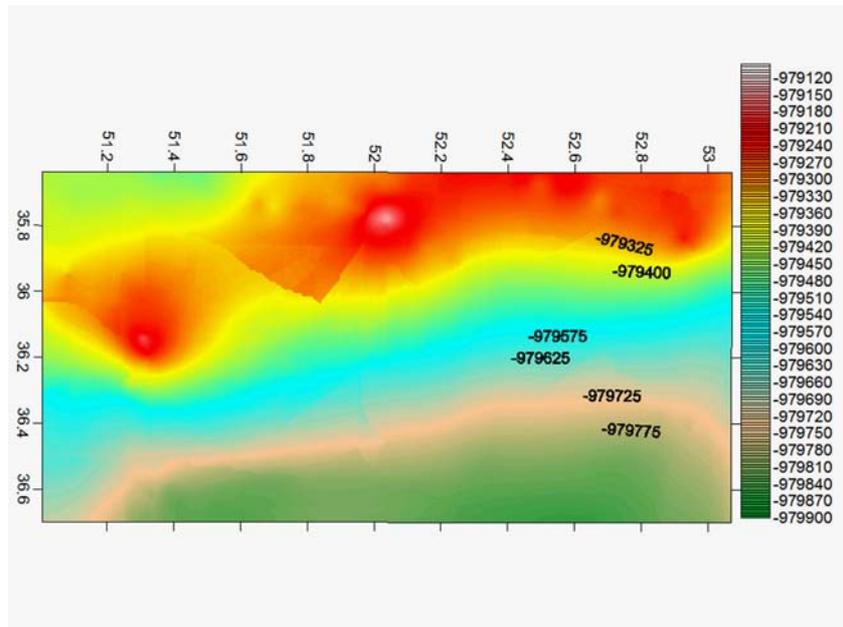


Figure I.6: Carte gravimétrique de l'Alborz Central montrant la variation de valeur de l'accélération de la pesanteur « g » (d'après Hatam, NCC, 2004).

Au toit de la faille Nord Alborz (« hanging wall »), la sédimentation, la subsidence et le soulèvement des dépôts Précambriens de la formation de Kahar ainsi que des autres dépôts Paléozoïques de l'anticlinal d'Emarat dans la section orientale (Damavand-Amol) et du mont Zinvash dans la section occidentale (Karadj- Châlus) résulteraient du mouvement le long de la faille Nord Alborz et de sa réactivation depuis le Précambrien tardif (Figure I.5). Comme le suggère le modèle de la Figure I.7 (Doglioni 1995), ce système pourrait également être responsable de la localisation des phases d'extension dans la partie internes de l'Alborz qui se sont succédé depuis le Paléozoïque inférieur.

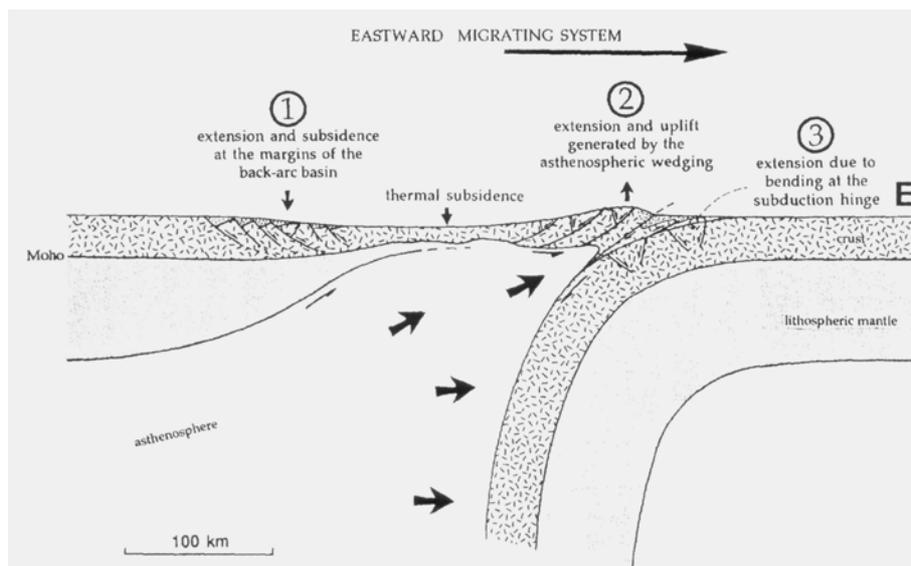


Figure I.7: Modèle tectonique d'une zone de subduction et des domaines en extension associés d'après Doglioni (1995).

Estimation du raccourcissement au travers de l'Alborz

Sur la base des déplacements des marqueurs géologiques le long de failles comme Moshā et ou de Nord Alborz d'années Allen et al, (2003b) ont estimé une valeur de raccourcissement de 25-30% pour les 5 derniers millions. A partir de nos coupes équilibrées, nous calculons un raccourcissement total selon une direction N-S d'environ 35-38% (Figure I.8). La restauration du bassin Eocène pour la section orientale passant par les villes de Karadj et de Châlus suggère que 10% du raccourcissement total était acquis à l'Eocène. Par conséquent 25-28 % (35-38% - 10%) de raccourcissement se serait produit au Néogène (Figure I.8, I.9).



Figure I.8: Plissement de la formation volcano-sédimentaire de la formation de Karadj dans la vallée de Vardij au nord-ouest de Téhéran.

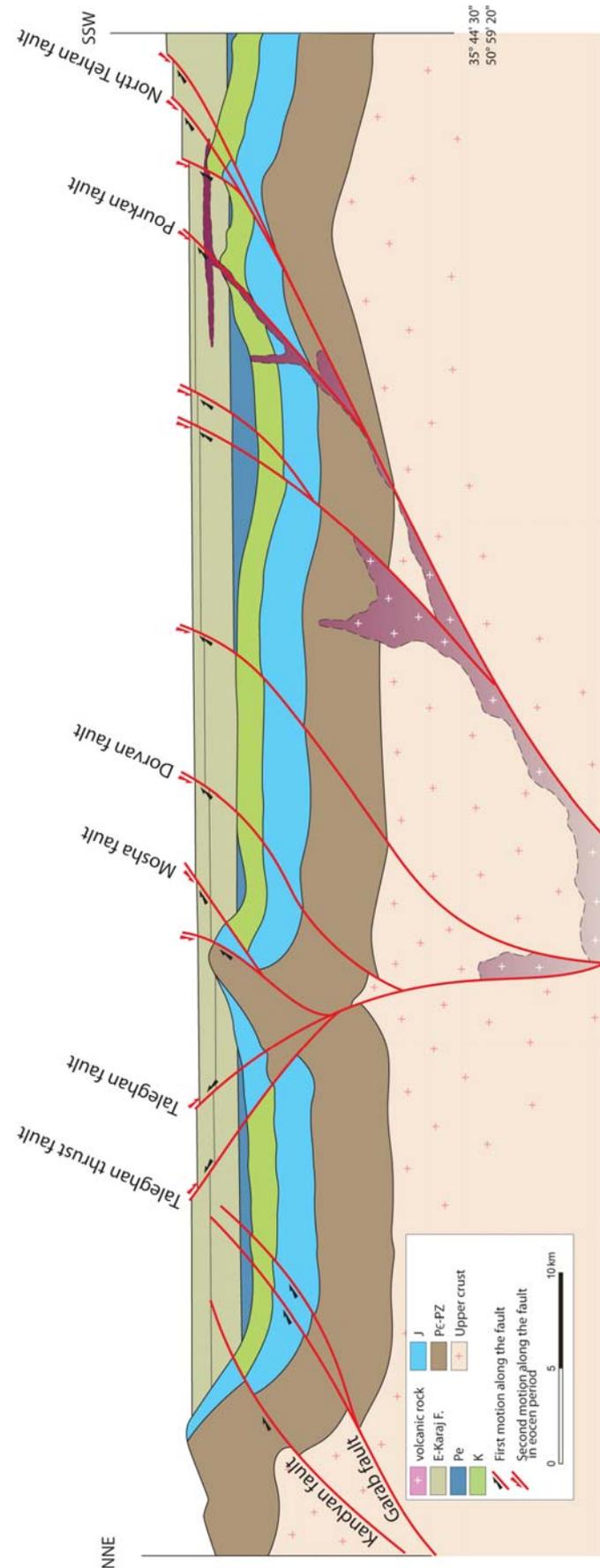


Figure I.9: Coupe structurale équilibrée de l'Alborz Central pour à l'Eocène.

I.I.2-Paléogéographie et évolution tectonique :

L'évolution paléogéographique et tectonique de l'Alborz s'inscrit dans le développement et l'évolution des bassins de la Téthys depuis le Précambrien jusqu'au Paléogène. La naissance de l'océan Téthysien et de ses bassins adjacents débute au Précambrien lorsque l'Eurasie et le Gondwana commencent à s'individualiser, entraînant avec eux un certain nombre de micro-blocs comme l'Iran central ou l'Alborz (McQuarrie et al, 2003) (Figure I.10).

Il subsiste encore des doutes quant à l'âge des bassins téthysiens et leur localisation géographique (Séngör 1985), mais on peut supposer que le super-continent Pangée après la phase orogénique Assyntique-Pan Africaine. Des traces de cette orogénèse tardi-précambrienne peuvent être trouvées dans la le socle du centre de l'Iran et de la Turquie, lequel est couvert par des dépôts non-métamorphiques (Stöcklin 1968); (Stöcklin 1974a); Berberian and King, 1981 ; (Séngör 1984) ; (Davoudzadeh 1984)).

Dans l'Alborz, la croûte métamorphique qui résulte de cet orogène comme le complexe métamorphique de Gasht inférieur à Anzali, est recouverte par des dépôts marins peu profonds à stromatolithe et des dépôts continentaux notamment deltaïques (Clark 1977); (Nazari 2004). Ce dispositif parmi d'autres est interprété comme étant associé à la fermeture d'un océan ancien dit Proto Téthys s'étant développé entre la plaque Turan au Nord et l'Iran au Sud.

Des branches orientées N-S de cet océan Protothétyes ont été décrite dans la plaque Arabique à Najd et Qatar Kazeroon (Talbot 1996). D'autres auteurs comme Berberian and King (1981) ont proposé qu'un océan Hercynien appelé « Proto-paléo-Téthys » existait dans le nord de l'Iran au Précambrien tardif, et que les dépôts du Paléozoïque inférieur sont associés à la fermeture de cet océan (Lassemi 2001).

Les séries ophiolitiques métamorphisées appelées "Asalem-Shanderman" dans le NW de l'Alborz ont longtemps été considérées comme les restes océaniques de la Paléo-Téthys (Stöcklin 1974b); (Stöcklin 1977); Berberian and King 1981 ; Davoudzadeh and Schmidt1984 ; (Boulin 1991); Alavi 1996 ; (Stampfli 2000) mais étant recouvertes en discordance par des séries sédimentaires non métamorphiques du Permien inférieur (Formation de « Doroud ») elles peuvent être interprétées au même titre que les séries métamorphiques de Gasht comme étant associée à la fermeture de l'océan Proto-Téthys (Nazari et al, 2004).

Cet océan Prototéthys, dont on trouverait les restes sur le front Nord de l'Alborz, serait né d'une phase d'extension N-S provoquant un étirement et un cisaillement asymétrique de la croûte inférieure le long d'un plan de faille à pendage Sud dans un modèle type (Wernicke 1985). Ce plan de cisaillement pourrait bien correspondre à la faille Nord Alborz qui aurait ensuite été inversée en faille chevauchante vers le Nord lors de la fermeture du bassin Proto-Téthys au Précambrien tardif contemporaine de la création des premiers reliefs de l'Alborz. Avec notamment la surrection des dépôts métamorphiques de Kahar daté du Précambrien tardif qui se trouve au cœur de l'Alborz (Lassemi 2001).

Au Paléozoïque, pendant l'Ordovicien, le développement et l'évolution de bassins en extension entre la plaque Turan et l'Iran aboutit à la formation de l'océan Paléotéthys de direction Est-Ouest. Cette océanisation est accompagnée d'un volcanisme de type alcalin dominant le long de la marge septentrionale du Gondwana (Kazmin 1986); Alavi, 1996) (Figure I.1b). La géographie et la structure des formations sédimentaires suggèrent, comme pour l'océan Prototéthys, un mode d'ouverture en cisaillement de type Wernicke (1985).

Le Paléozoïque supérieur est marqué par une orogénèse peu importante accompagné d'un faible métamorphisme et est recouvert en discordance par le Permien. Cet épisode serait contemporain de l'orogénèse hercynienne bien connu en Europe, mais il faut attendre la fin du Trias pour voir une deuxième phase orogénique d'importance - l'orogénèse Cimmérienne - qui correspond à la fermeture de la Paléotéthys dans l'Alborz oriental (région de Machhad) et dans le Caucase.

La naissance du bassin Sud-Caspien commence après cet épisode, au Jurassique inférieur, en même temps que l'ouverture de la Néotéthys. D'épais dépôts alternant sédiments détritiques et laves basiques marquent la subsidence rapide du bassin jusqu'au Crétacé Supérieur. Cette subsidence est contemporaine de l'amincissement de la croûte continentale sud-caspienne.

La fin du Crétacé supérieur est marquée par une discordance importante dans la partie méridionale de l'Alborz (orogénèse Laramide). Jusqu'à cet épisode, l'ensemble des déformations dans l'Alborz totalise 10% du raccourcissement total de l'Alborz (qui est de 35-38%). C'est sans doute à l'issue de ce cycle extension-compression Jurassico-Crétacé que se mettent en place les zones de fractures-failles majeures dans l'Alborz Central comme les failles de Kandevar, Mosha, Taleghan, Nord Teheran, Firuzkuh, Parchin etc... Nous pensons également que c'est lors de ce cycle qu'est acquis le canevas structural de l'Alborz Central, notamment sa forme en « V » (avec le passage d'une direction NW-SE à NE-SW à la latitude 52°E). L'alternative à ce schéma est de considérer que le « V » de l'Alborz central est acquis au cours de l'orogénèse Miocène-Actuel, mais cette proposition ne nous semble pas cohérente avec le fait que les mouvements transpressifs senestres-inverses qui caractérisent des zones de faille comme Firuzkuh ou Ashtaneh se mettent en place dès le début du Miocène. Une campagne de paléomagnétisme sur les sédiments éocènes de Karaj devrait permettre de trancher entre ces 2 hypothèses.

Ces structures joueront toutes à l'Eocène en extension lors de l'épisode de « rifting » intra-montagneux qui affecte la partie Sud de l'Alborz, puis de nouveau en compression lors de la phase orogénique majeure entre le Miocène et l'Actuel. Récemment du fait de la mise en mouvement du Bassin Sud-Caspien, situé autour de 5 Ma (e.g. (Allen 2003a), l'Alborz connaît une réorganisation cinématique avec le cisaillement inverse senestre de l'ensemble de l'Alborz Central et partitionnement de la déformation entre failles inverses et décrochements senestre (e.g. (Jackson 2002)).

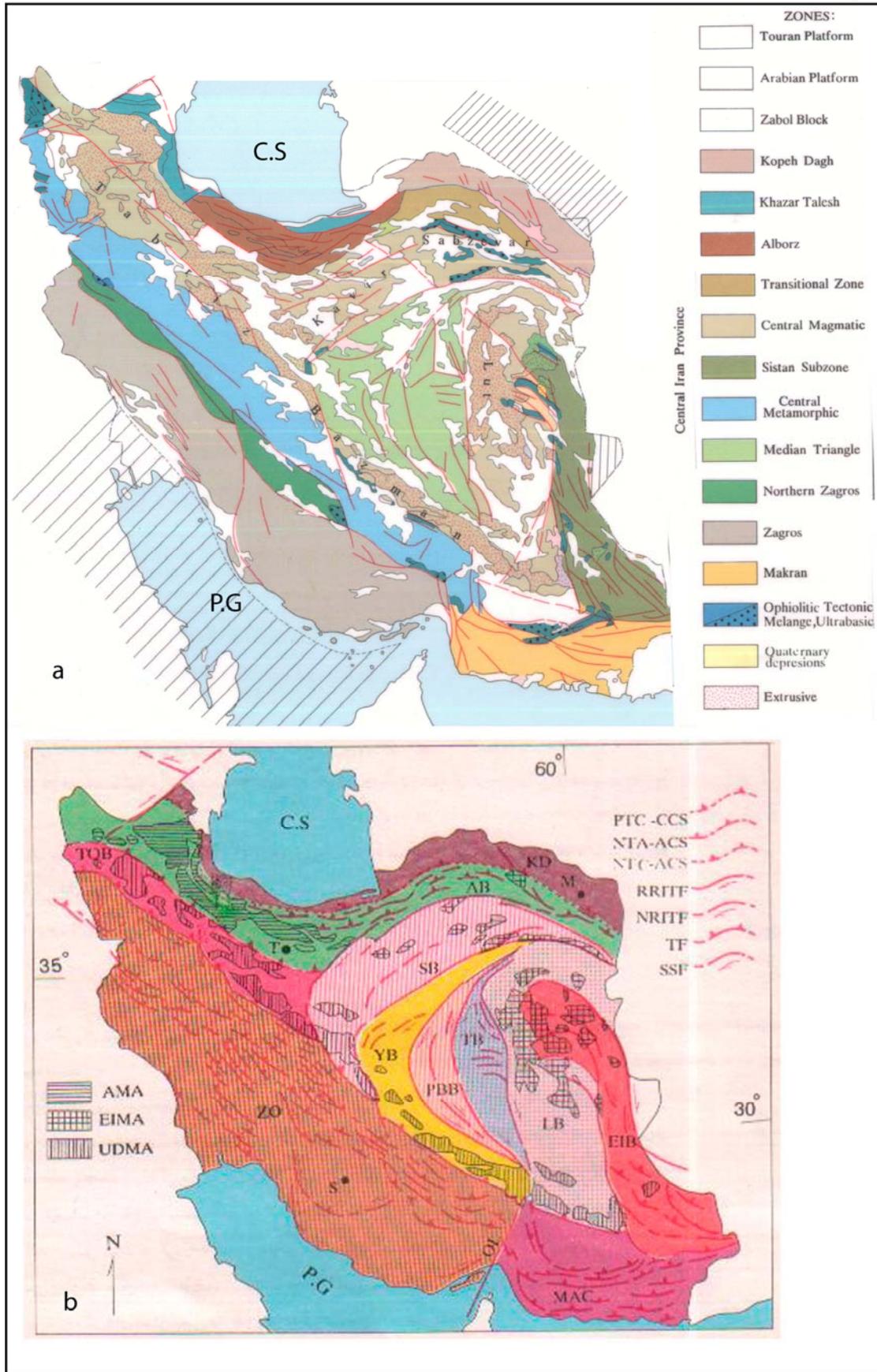


Figure I.10: Cartes tectoniques de l'Iran, (a) d'après Nogol-e-Sadat(1993) et (b) d'après Alavi(1991).

Chapitre I : Cadre Tectonique de l'Alborz Central

Les cartes schématiques des figures I.11 et I.12 illustrent en détails l'évolution paléogéographique et géodynamique du Silurien au Jurassique, et du Jurassique à l'Actuel, respectivement.

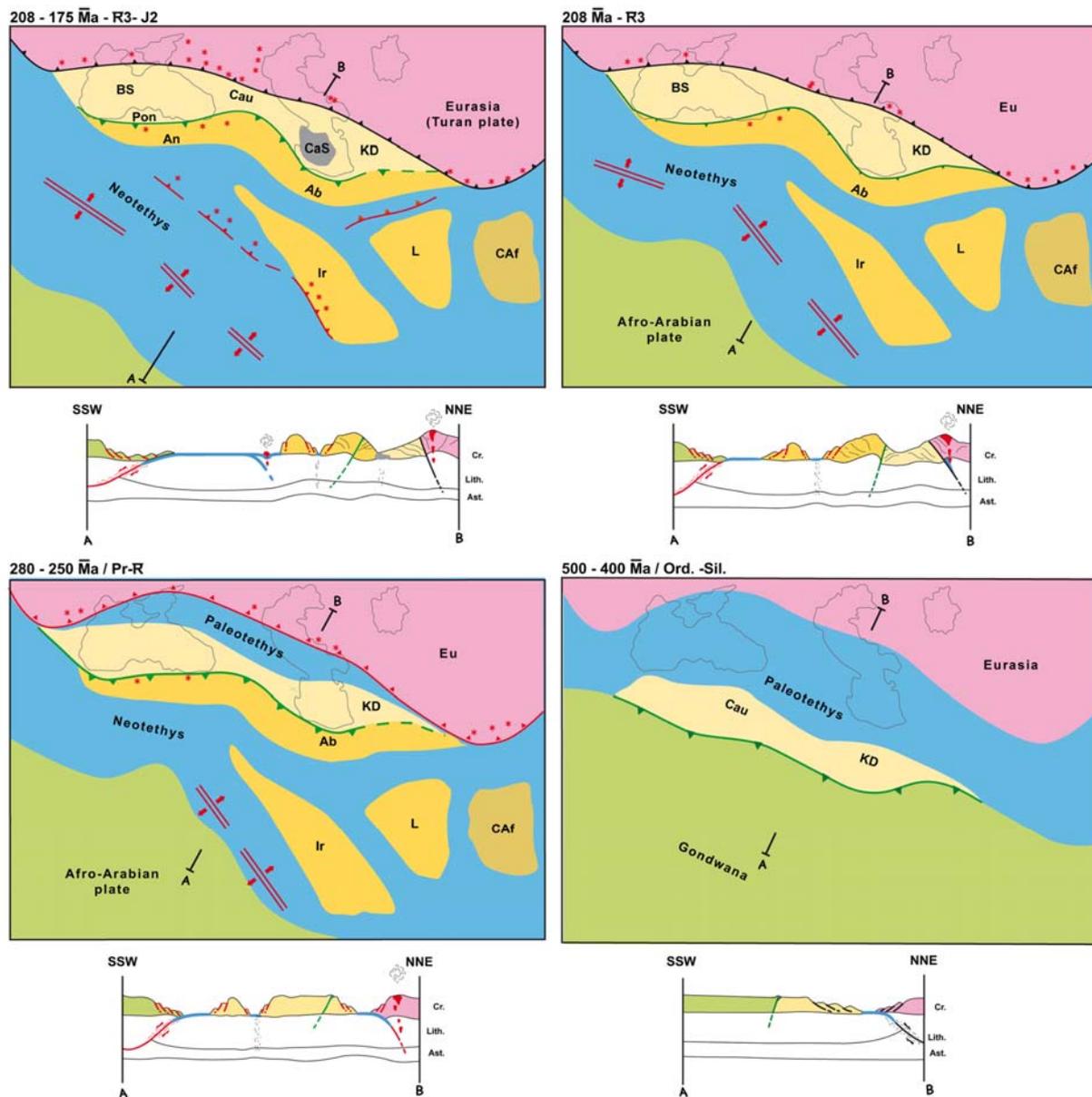


Figure I.11: Modèle d'évolution paléogéographique de l'Iran Central et ses blocs associées depuis le Précambrien supérieur jusqu'au Jurassique inférieur.

Chapitre I : Cadre Tectonique de l'Alborz Central

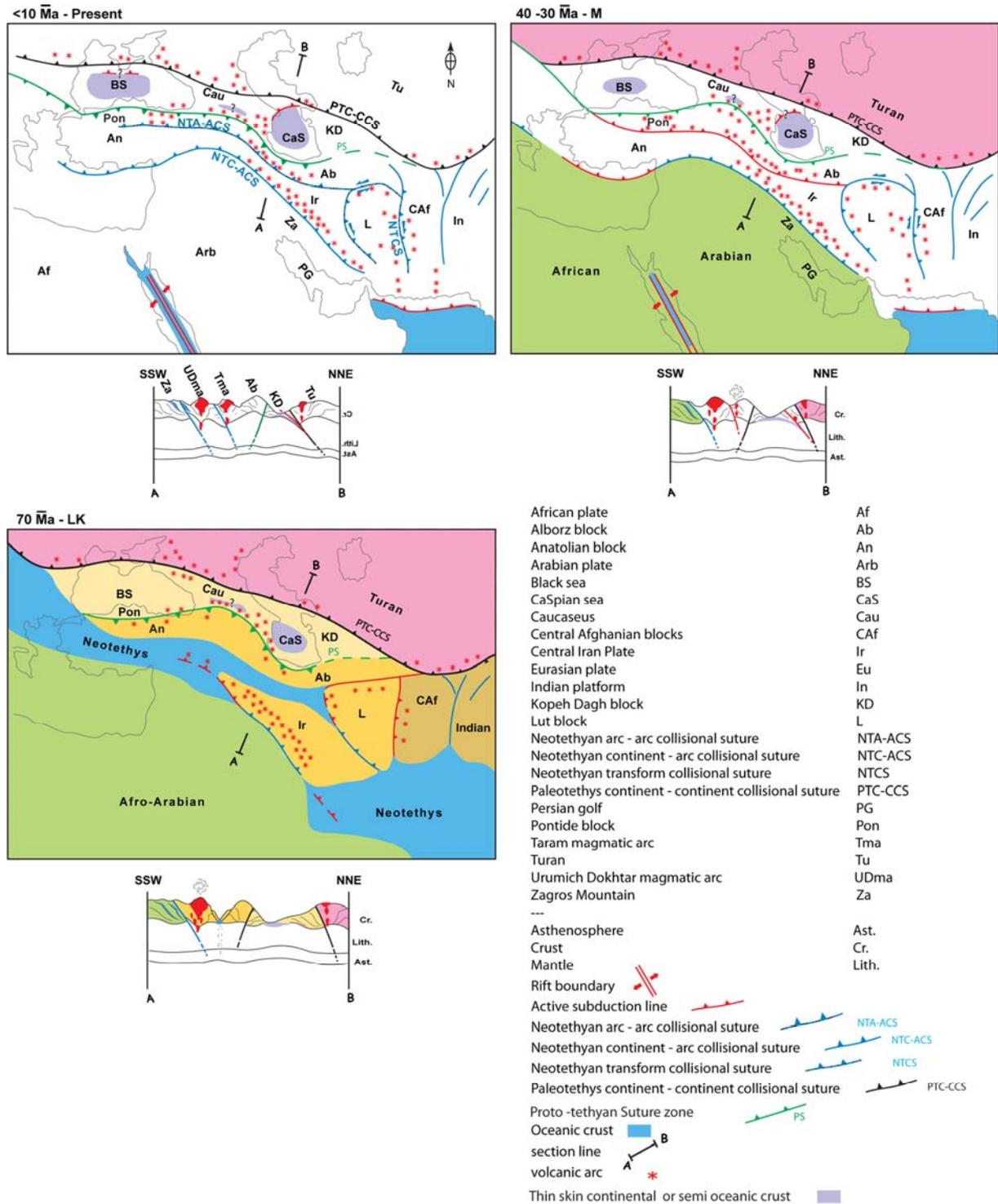


Figure I.12 : Modèle d'évolution paléogéographique de l'Iran Central et de ses blocs associés depuis la fin du Jurassique jusqu'au Quaternaire.

I.II –La tectonique active de l'Alborz Central

I.II.1-Tremblement de terres historiques (antérieurs à 1900AD)

Nos connaissances en matière de séisme historique sont limitées à l'examen des livres et des rapports historiques. Ainsi donc, la localisation, l'intensité et la magnitude de ces séismes ne peuvent pas toujours être précisément déterminés (Berberian 1985). Malgré ces imprécisions, il apparaît clairement que la région de l'Alborz central, en particulier la région de Téhéran (Téhéran n'existe que depuis 250 ans, mais des cités anciennes ont existé à son emplacement depuis plus de 3000 ans) a été affecté pas de nombreux tremblements de terre destructeurs. Ainsi, entre 300 BC et 1400 AD, la ville de Rey qui était la plus grande ville située à proximité de l'emplacement actuel de Téhéran, fut détruite plusieurs fois (Figure I.13). Dans cette section, nous nous conterons d'illustrer l'importance de l'activité historique dans l'Alborz et la région de Téhéran avec deux cartes (Figures I.13, I.14) et un tableau de synthèse. Nous avons dressé en annexe (B : *Catalogue de la sismicité historique dans l'Alborz central et la région de Téhéran*) un catalogue le plus complet possible des séismes historiques répertoriés par les différents auteurs.

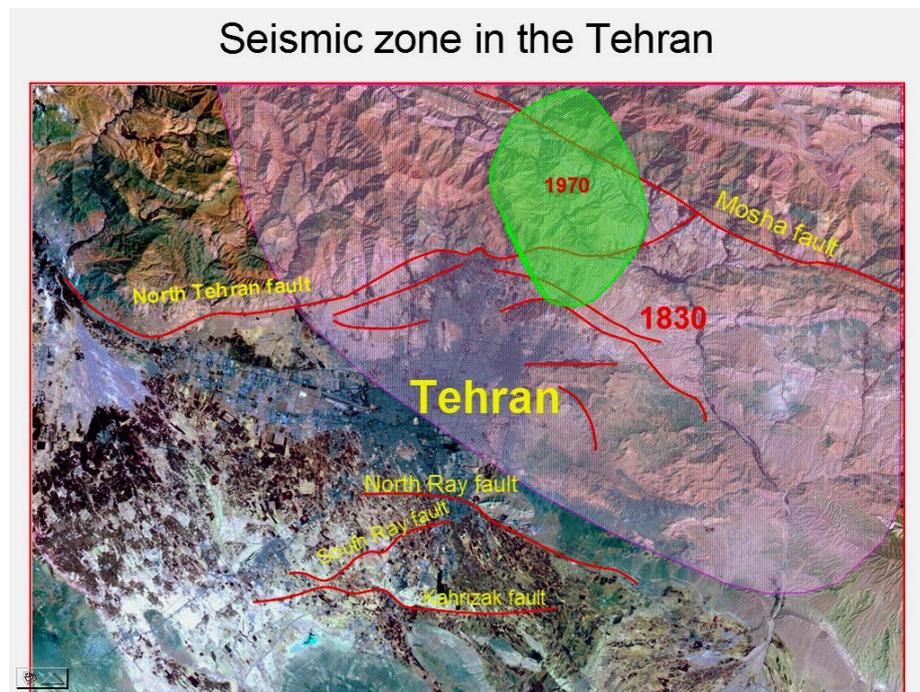


Figure I.13: Tremblements de terre historiques de la région de Téhéran.

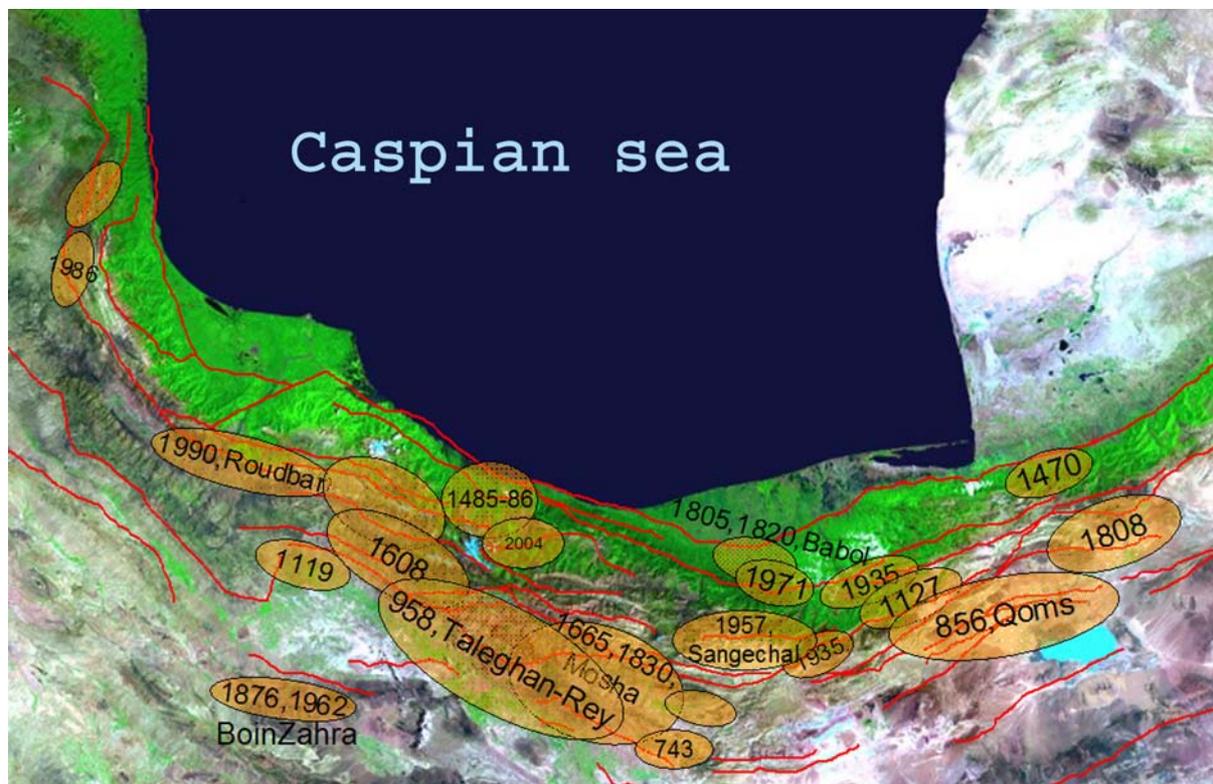


Figure I.14: Localisation des zones affectées par des tremblements de terre dans la région de l'Alborz Central.

Année	Mois	Jour	HH	Lat.N	Lon.E	I _o	M(s, b)	Premier Ref.	Région
300 BC						X	7,6	Amb&Mel.	Rey-Eyvanekey
743AD				35,3	52,2	VIII	7,2	Amb	Rey
855-6				35,6	51,5	VIII	7,1	Amb	Rey
864	1			35,7	51	VII	5,3	Amb	Rey
898-9	1							Wil.&Amb	Rey
958	2	23		36	51,1	X	7,7	Amb	Rey-Taleghan
1119	12	10	18	35,7	49,9	VIII	6,5	Amb	Ghazvin
1127				36,3	53,6		6,8	Amb	Farim
1177	5			35,7	50,7	VIII	7,2	Amb	Boin-Zahra
1301				36,1	53,2		6,7	Amb	Farim
1470				37,1	54,6		5,5	Amb	Gorgn
1485	8	15	18	36,7	50,5	IX	7,2	Amb	Tonekabon
1486	7	3						Amb&Mel.	Tonekabon
1608	4	20	12	36,4	50,5	X	7,6	Amb	Alamout-Taleghan
1665				35,7	52,1	VIII	6,5	Amb	Damavand
1678	2	3	6	37,2	50		6,5	Amb	Lahijan
1678				36,3	52,6		6,5	Amb	Mazandaran
1808	6	26	18	35,3	54,5		6,6	Amb	Rashm
1808	12	16	18	36,4	50,3		5,9	Amb	Taleghan
1809			12	36,3	52,5		6,5	Amb	Amol
1825				36,1	52,6		6,7	Amb	Haraz
1830	3	27	12	35,7	52,5		7,1	Amb	Damavand
1844	5	13	19	37,4	48		6,9	Amb	Miyaneh
1847	9	7						Ber	Tehran
1854	10	1	15	38	50		5,9	Amb	Khazar
1876	10	20	15	35,8	49,8		5,7	Amb	Boin-Zahra
1890	7	11	6	36,6	54,6		7,2	Amb	Tash-Shahrud
1895	12	24						Amb&Lya	Tehran
1896	1	4	16	37,8	48,4		6,7	Amb	Khalkhal

Tableau I.1: Liste des séismes historiques dans la région de l'Alborz. I_o : Intensité, Ms,b : Magnitude

I.II.2-Sismicité instrumentale (séismes enregistrés depuis le début de 20^{ème} siècle)

Les données sismologiques du 20^{ème} siècle sont nombreuses et bien documentées, à l'exception de celles des trente premières années de ce siècle (Figure I.15). Les données télé-sismiques des tremblements de terre du 20^{ème} siècle ont été corrigées au cours de ces dix dernières années. En Iran, l'erreur de positionnement des épicentres des grands séismes a bien diminué au cours du temps : de 500 km en 1930, cette erreur est passée à 300 km en 1918, puis 30 km en 1963 et finalement 15 km en 1977, mais ce n'est pas encore une précision suffisante pour la recherche sismotectonique (Berberian et al, 1985).

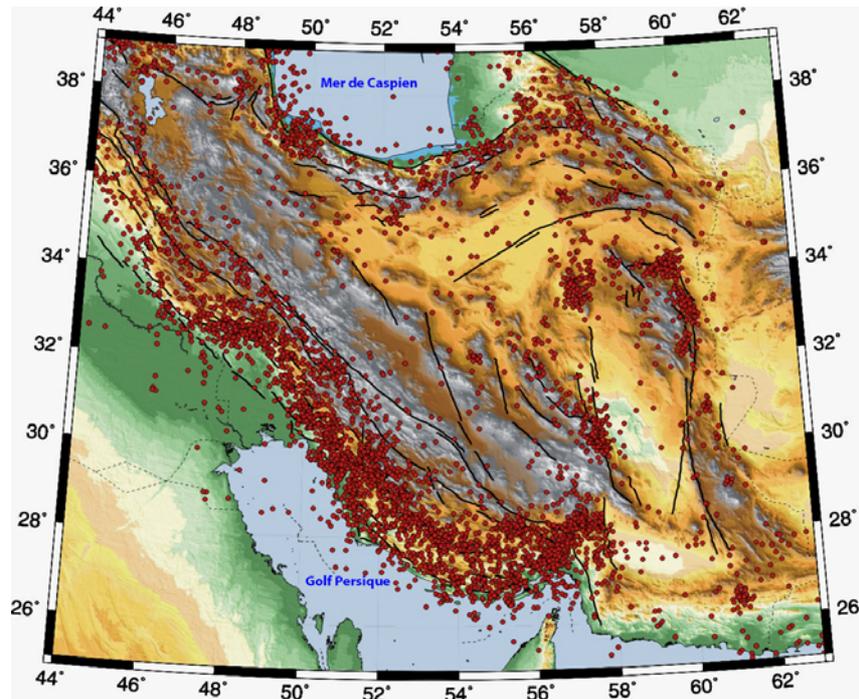


Figure I.15: Carte de la sismicité instrumentale ($M > 3$) de l'Iran.

Comme pour la sismicité historique, nous avons tenté de dresser en annexe VVV un bilan synthétique de la sismicité instrumentale de l'Alborz central, région par région et en les classant selon les critères suivants : séisme le plus ancien, séisme le plus récent, séisme le plus fort. Ce bilan est établi à partir des données publiées dans la littérature par différents auteurs tels qu'Ambraseys et Berberian, ainsi qu'à partir des données mises à disposition sur les sites internet du Geological Survey of Iran (GSI), du National Geoscience Database of Iran (NGDIR) et de l'International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES).

Nous détaillons ci-après les informations relatives aux 3 plus importants tremblements de terre enregistrés au cours de ces cinquante dernières années dans la région de l'Alborz central. Il s'agit des séismes de Sangechal (1957) à ~90 km au nord est de Téhéran, de Rudbar (1990) à ~150 km au nord ouest de Téhéran et de Firozâbâd-Kojour (2004) à ~70 km au nord de Téhéran. Ces 3 séismes ont été fortement ressentis à Téhéran, Karadj et dans une grande partie de l'Alborz.

Le séisme de la région de Sangechal (1957AD) :

Le 2 Juillet 1957, la région de Sangechal à 130 km au nord-est de Téhéran a été détruite par un fort tremblement de terre. Ses caractéristiques séismiques ont été estimées égales à $M_s = 6.8$ et $I_o = IX$ ($I_o = V$ à Téhéran) d'après (Tchalenko 1974) et Berberian et al, (1985) (Figure I.14). Le secteur macrosismique du tremblement de terre de Sangechal est situé dans les régions montagneuses de l'Alborz central et oriental. D'après le mécanisme au foyer établi par McKenzie (1972) et par Tchalenko (1974), ce séisme peut être raisonnablement attribué à la faille Nord Alborz. Aucune rupture de surface n'a été observée.

Le séisme de Rudbar-Taröm (1990AD) :

Le 20 juin 1990 à 00:38:30 (temps local), un tremblement de terre de magnitude $M_b = 6.4$; $M_s = 7.7$ et $M_w = 6.3$ (Berberian 1992), a secoué une vaste région au nord de l'Iran. Il

détruisit complètement les villes de Rudbar, Manjil et Löshan au nord ouest de Qazvin ainsi que plus de 300 villages (Figure I.14). Les secteurs affectés par le tremblement de terre sont compris dans une région située entre la mer Caspienne au nord, la rivière de l'Haráz à l'Est, la région de Talesh à l'Ouest, et les villes de Zangan, Saveh, Takistan, Qazvin, Karadj, Téhéran au Sud. Plus de 40,000 personnes périrent et il y eut plus de 60,000 blessés.

Le secteur macrosismique du tremblement de terre de Rudbar est situé dans les régions montagneuses de l'Alborz central et occidental. Les failles qui ont joué lors du séisme sont les failles de Rudbar, Manjil et Zardé Goli (Berberian et al, 1985, 1992) (Figure I.16). Ce séisme s'est accompagné d'une rupture de surface de près de 80 km de long, distribuée sur 3 segments en échelons, indiquant un mouvement senestre. Ces ruptures, mesurées sur le terrain montrent un déplacement vertical d'environ 95 cm et un déplacement horizontal d'environ 60 cm (Berberian et al, 1985, 1992).



Figure I.16: Rupture du séisme de Rudbar en 1990 dans la région de Zarde goli (d'après (Berberian 1993)).

Berberian et al, (1985, 1992) suggèrent que ce séisme a été généré par la réactivation d'une faille décrochante sénestre compressive, bien que dans leurs rapports, ils notent que le schéma de rupture du séisme n'est pas cohérent avec son mécanisme de foyer en profondeur (Figure I.16).

Tremblement de terre de Firozâbâd-Kojour (2004AD) :

Un tremblement de terre de magnitude 6,3 a secoué une vaste région du nord de l'Iran à 17:08:46 (temps local) le 28 mai 2004. Les secteurs affectés par le tremblement de terre étaient limités au nord à la mer caspienne, à l'est à la route de Haráz, à l'ouest à Taléghan, et au sud à Téhéran. Selon les rapports, il s'avère que 22 personnes ont été tuées dans ce tremblement de terre. Les dommages dans Téhéran n'ont pas été graves, mais le séisme a effrayé la majeure partie de la population. L'aire macrosismique du tremblement de terre de Firozâbâd-Kojour est située dans les secteurs montagneux de l'Alborz central, où sont situées les failles principales telles que Nord Alborz (cachée en profondeur), Kojour, Baladeh et les failles de Kandevan.

La comparaison entre le secteur macrosismique, le secteur maximum d'intensité du tremblement de terre et les épicentres calculés indique que tous les épicentres calculés sont assez précis excepté celui de l'université d'Harvard. Comme la région affectée par le séisme est étendue, on peut prévoir que l'hypocentre était probablement profond. Les données sismiques (mécanisme au foyer, profondeur estimée et géométrie) ainsi que les coupes

structurales équilibrées de l'Alborz central nous permettent de suggérer que la source de ce tremblement de terre est probablement la faille Nord Alborz (Figure I.14). Des fissures dextres en échelons de direction moyenne N300°- N310° observées dans la zone du village de Firozâbâd pourraient être interprétées comme des structures d'extrados associées à une large structure anticlinale au toit de la faille Nord Alborz.

I.II.3 -Le Champ de déformation actuel : Mesures géodésiques par « GPS »

Dans l'Alborz, Jackson et al (2002) puis Allen et al, (2003a) proposent un partitionnement de la déformation accommodée par l'Alborz central en une composante de raccourcissement dans la chaîne et une composante de décrochement le long de la faille de Mousha. Ce schéma déduit des données simologiques et néotectoniques est confirmé par le GPS. Les mesures géodésiques montrent en effet que la croûte sud Caspienne se déplace vers le nord-ouest à la vitesse de 6 ± 2 mm/an par rapport à l'Eurasie, tandis que simultanément, le raccourcissement dans l'Alborz serait de 5 ± 2 mm/an avec une composante décrochante sénestre de 4 ± 2 mm/an (Vernant 2004b). (Djamour 2004) affine ses valeurs avec 4.5 mm/an de raccourcissement principalement localisé sur la bordure nord de la chaîne, et un cisaillement global sénestre de 2.5 ± 1.5 mm/an. Ce résultat est compatible avec les estimations géologiques d'Allen et al, (2003a) qui donne 30 km de raccourcissement pour les 5 derniers millions d'années, ce qui correspond à une vitesse de 6 mm/an (Figure I.17).

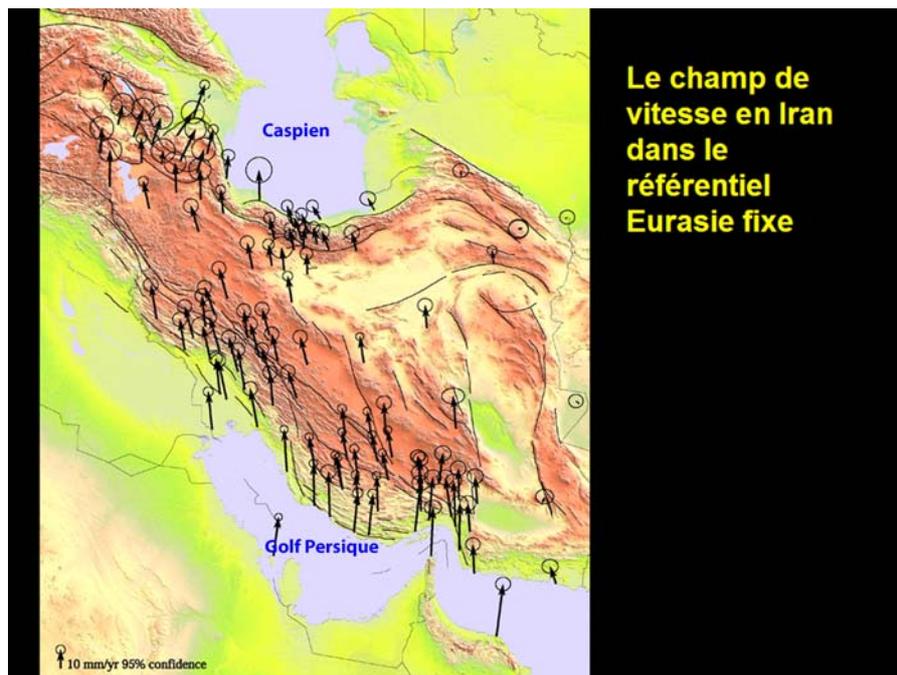


Figure I.17: Champ de vitesse actuelle de l'Iran à partir des données GPS d'après Vernant et al. (2004).

I.II.4- Géodynamique actuel de l'Alborz central :

L'activité tectonique de l'Alborz résulte de la convergence actuelle vers le Nord de la plaque Arabie par rapport à la plaque Eurasie, ainsi que du déplacement vers le Nord Ouest du Bassin Sud-Caspien, par rapport à l'Eurasie, lequel produit une composante de déplacement sénestre parallèle à la direction d'allongement de la chaîne (Jackson et al, 2002 ; (Vernant 2004a). Ces deux mécanismes provoquent un régime de transpression de direction NNE-SSW

qui a probablement affecté la chaîne entière pendant les 5 ± 2 dernier Ma (Allen et al, 2003a; Axen et al, 2001), (Figure I.19, I.20).

Ce modèle du déplacement vers le NW par rapport à l'Eurasie du bassin Sud Caspien (Jackson et al, 2002 ; Allen et al, 2003a) explique à la fois l'activité sismique le long de la ride d'Apsheron au nord, le chevauchement du Talesh vers l'Est et le mouvement sénestre le long de la faille de WNW-ESE de Rudbar. (Figure I.18).

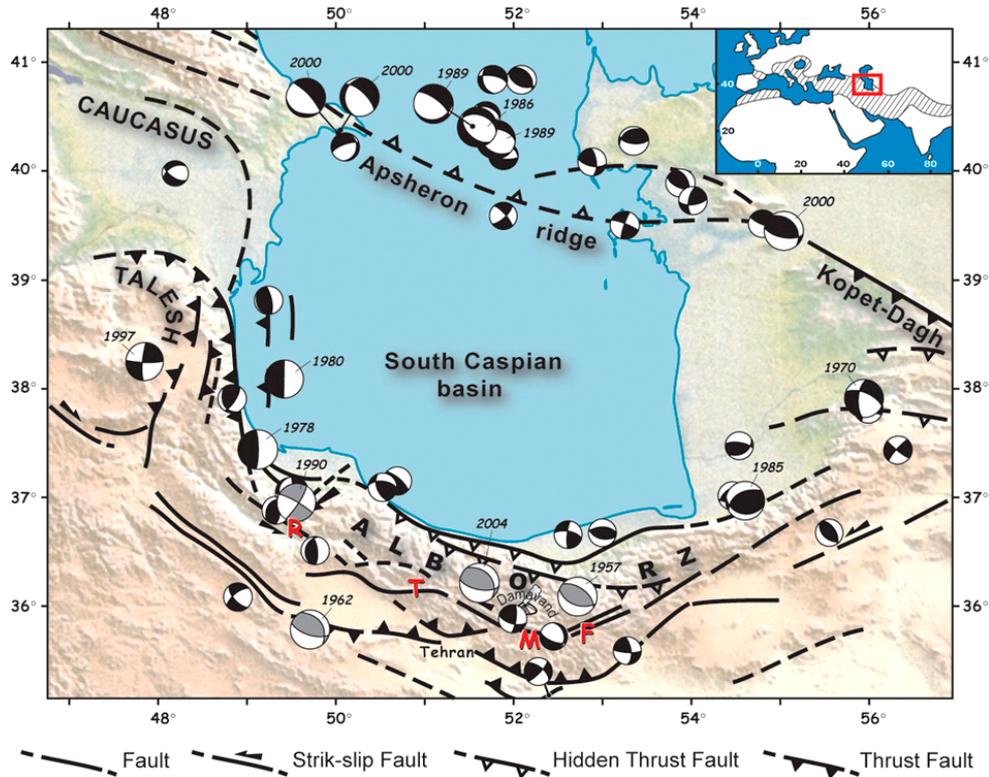


Figure I.18: Carte simplifiée des failles et des séismes des chaînes péri-caspiennes.

Auparavant, les mouvements dextres observés le long de faille comme Kandevar dans l'Alborz occidental suggère que la chaîne s'est déformée contre le domaine rigide et stable du Sud caspien dans un régime de compression N-S (Allen et al, 2003b; (Axen 2001)) (Figure I.19).

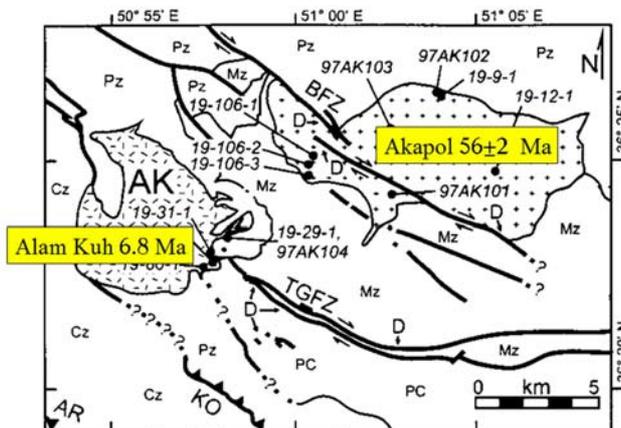


Figure I.19: Carte schématique des masses plutoniques d'Alam Kuh et Akapol dans l'Alborz Central.

La Figure I.20 montre le modèle cinématique pour l'évolution cénozoïque tardive de l'Alborz proposé par Allen et al, (2003b)

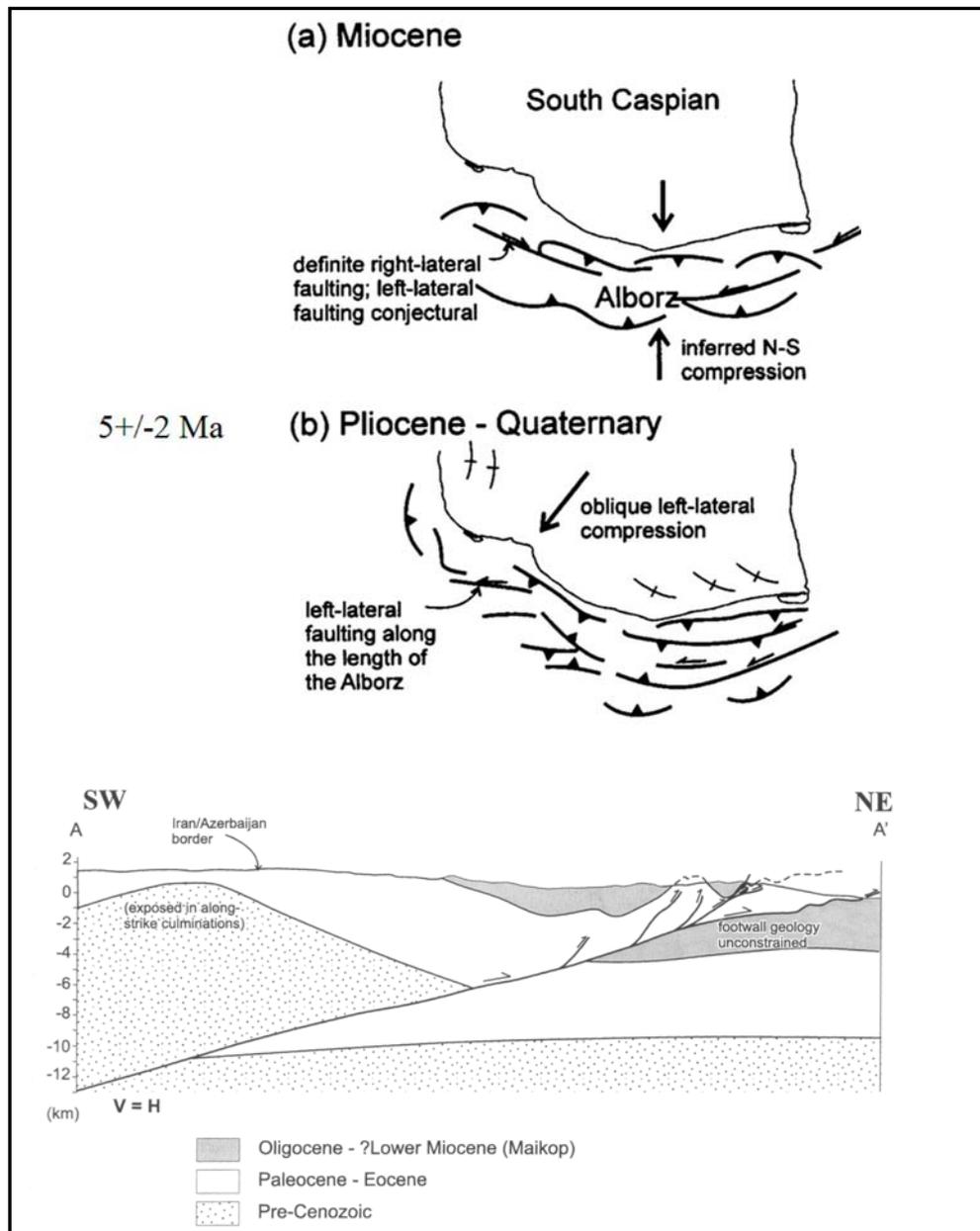


Figure I.20: a et b : Schémas de l'évolution géodynamique de la région sud-caspienne d'après Allen et al. (2003b). En bas : coupe schématique de la région du Talesh d'après Jackson et al. (2002).

I.II.5- Caractériser la tectonique active de l'Alborz

Les nombreux travaux antérieurs notamment sur la sismicité historique apportent une première base de données pour caractériser et comprendre la tectonique active de l'Alborz (e.g. (Berberian 1976), Berberian et al, 1985, 1993, 1996; (Berberian 1999; Berberian 2001) ; Abbassi et al. 2003a ; (Abbassi 2003b), cartes et Rapports sismotectonique et rapport d'Alea sismique de la région de Téhéran, JIKA, 2001). Plusieurs études ont décrits l'existence de mouvements récents quaternaires dans l'Alborz (Tchalenko, 1974, Berberian et al, 1985,1993, rapports du GSI). Mais si l'activité de failles comme Nord Téhéran, Mosha, Firuzjuh Astaneh, Chashm, Bashm, Semnan et Garmsar sont « établies » depuis longtemps, il existe peu d'étude détaillée démontrant et caractérisant leur activité dans le quaternaire récent (Holocène). A notre connaissance, seulement 3 études paléosismologiques ont été menées dans la région. La première, le long de la faille d'Eshtehard à l'Ouest de Téhéran (Boulurchi 1998), la seconde au travers de la faille de Kahrizak au sud de la capitale (De Martini 1998), la troisième le long de la faille de Mosha au Nord-Est (Solaymani 2004). Il existe plusieurs études d'analyse de paléocontraintes dans les sédiments récents (e.g. Abbassi et al. 2003a). Si ces études basées sur des mesures microtectoniques permettent de retracer la chronologie et l'évolution du champ de contrainte régional – et à partir de cela de proposer des interprétations cinématiques – elles apportent peu d'informations directes du point de vue de la caractérisation de l'activité sismique (quelle faille, quelle géométrie, quelle cinématique, quelle magnitude, quelle fréquence, quelle vitesse ?). Le sismicité de la faille de Mosha été sujet d'autre étude sismologique dans la région l'Est de Téhéran (Ashtari 2005).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons mis en œuvre les outils et méthodes de l'analyse morphotectonique et paléosismologique pour caractériser la tectonique active dans l'Alborz Central dans la région située entre 35° N et 37° N et 50° 30' E et 53° E pour laquelle on ne dispose que de très de données de mécanismes au foyers.

Références :

- Abbassi, M. R., Shabaniyan, E., Farbod, Y., Feghhi, Kh., Tabassi, H. (2003b). The State of contemporary stress in the southern flank of Central Alborz (In Persian). Tehran, IIEES: 118.
- Abbassi, M. R., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y. (2003a). Active tectonic and deformation pattern of the central-east Alborz (Iran), (In Persian). Tehran, IIEES: 153.
- Alavi, M. (1991). "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran." Geological Society of America Bulletin **103**: 983-992.
- Alavi, M. (1996). "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountains in northern Iran." J. Geodynamics **21**(1): 1-33.
- Alavi Naini, M. (1972). Etude géologique de la région de Djam. Tehran, GSI: 288.
- Allen, M. B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. (2003b). "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran." Journal of Structural Geology **25**: 659-672.
- Allen, M. B., Vincent, S.J., Ian Alsop, G., Ismail Zadeh, A., Flecker, R. (2003a). "Late Cenozoic deformation in south Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone." Tectonophysics **366**: 223-239.
- Anells, R. N., Arturton, R.S., Bazley, R.A.B., Davis, R.G., Hamed, M.A.R., Rahimzadeh, F. (1985). Geological quadrangle of Qazvin-Rasht, GSI.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, M. (2005). "Microseismicity in the region of Tehran." Tectonophysics **395**: 193-208.
- Asserto, R. (1966). Geological map of upper Djajrud and Lar valleys (Central Elborz, Iran). Milano, Inst. Geol. Univ. Milano: Publ. N. 232, 86.
- Axen, G. J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J. (2001). "Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics." Geology **29**(6): 559-562.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T., Kozhurin, A.I., Ivanova, T.P., Rogozhi, E.A., Hademi, M.C., Jamali, F.H., (2004). "Active faults in the Zagros and Central Iran." Tectonophysics **380**(3-4): 221-241.
- Berberian, M. (1976). Contribution to the Seismotectonics of Iran part (II). Tehran, GSI: 570.
- Berberian, M. (1983a). "The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust." Canadian Journal of Earth Sciences **20**: 163-183.
- Berberian, M. (1983b). Continental deformation in the Iranian plateau (Contribution to the Seismotectonics of Iran IV). Tehran, GSI: 700.
- Berberian, M. (1997). "Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes." in: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds). Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus." Kluwer Academic publishers, Dordrecht: 233-311.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A. (1993). Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the great Ghazvin Region (In Persian), GSI: 61.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., Talebian, M. (1996). Seismotectonic and Earthquake-Fault hazard investigations in the Semnan region (In Persian), GSI. **VII**: 268.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A. (1985). Seismotectonic and Earthquake fault hazard investigations in the Tehran region (In Persian). Tehran, GSI.

Chapitre I : Cadre Tectonique de l'Alborz Central

- Berberian, M., King, G.C.P. (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran." Journal Earth Science **18**: 210-265.
- Berberian, M., Qorashi,M.,Jackson,J.A.,Pristley,K.,Wallace,T. (1992). "The Rudbar-Tarom earthquake of 20 Juin 1990 in N.W. Persia:Preliminary feild and seismological observation,and its tectonic significance." Bull. Seism. Soc. Am. **82**: 1726-1775.
- Berberian, M., Yeats, R.S. (1999). "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau." Bulletin of seismological Society of America **89**(1): 120-139.
- Berberian, M., Yeats, R.S., (2001). "Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau." Journal of Structural Geology **23**: 563-584.
- Boulin, J. (1991). "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys." Tectonophysics **196**: 211-268.
- Boulurchi, M., Hessami Azar,Kh., Ghafori Ashtiani,M., Ghorashi,M. (1998). Paleosesmological report of South Eshtehard (Non published), IIEES.
- Clark, G. C., Davies, R.G., Hamzepour, B., Jones, C.R., Ghorashi, M., Navaee, I. (1977). "Geological map of Bandar- e -Anzali, Scale1:250,000." GSI.
- Davoudzadeh, M., Schmidt, K. (1984). "A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran." N. Jb. Geol. Palaont. Abh. **168**(2/3): 182-207.
- De Martini, P. M., Hessami, K., Pantosti,D., Addezio, G.D., Alinaghi,H. (1998). "A geologic contribution to the evalution of the seismic potential of the Kahrizak fault(Tehran,Iran)." Tectonophysics **287**: 187-199.
- Dehghani, G. A., Makris, J. (1984). "The Gravity Feild and Crustal Structure of Iran." N.Jb.Geol.Palont.Abh. **168**(2/3): 215-229.
- Djamour, Y. (2004). Contribution de la Géodésie(GPS et nivellment) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa seismique sur la région de Téhéran(montagne de l'Alborz,Iran). Science de la Terre et de l'Eau. Montpellier, L'université Montpellier II: 180.
- Doglioni, C. (1995). "Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings." Tectonophysics **252**: 253-267.
- Doloei, J., Roberts, R. (2003). "Crust and uppermost mantel structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver function." Tectonophysics **364**: 115-133.
- Haghipour, A., Taraz,H.,Vahdati Daneshmand,F. (1986). Geological quadrangle of Tehran, GSI.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. , Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the South caspian Basin." Geophys. J. Int. **148**: 214-245.
- Kazmin, V. G., Sbornshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J., Knipper, A.L. (1986). "Volcanic belts as markers of The Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia." Tectonophysics **123**: 123-152.
- Lassemi, Y. (2001). "Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran." GSI.
- Mangino, S., Priestly, K. (1998). "The crustal structure of the southern Caspian region." Geophys. J. Int. **133**: 630-648.
- McKenzie, D. P. (1972). "Active tectonics of the Mediterranean region." Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society **30**: 109-185.
- McQuarrie, N., Stock,J.M., Verdel,C., Wernicke,B.P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: Geophysical Research Letters, v. 30.

Chapitre I : Cadre Tectonique de l'Alborz Central

Mehdizadeh, H., Liotard, J.-M., Dautria, J.-M. (2002). "Geochemical characteristics of an intracollisional shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran." C.R. Geosciences (334): 111-117.

Mitra, S. (2003). "A unified kinematic model for the evolution of detachment folds." Journal of Structural Geology **25**: 1659-1673.

Nabavi, M. H. (1987). Geological map of the Semnan, GSI.

Nazari, H. (2000). Tectonomagmatic and tectonostratigraphy of Alborz Magmatic Arc. The 18th. Symposium on Geoscience, Tehran, Iran, GSI.

Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A.R., Salamati, R., Moosavi, A. (2004). Geological map of Anzali, GSI.

Rivière, A. (1934). "Contribution à l'étude géologique de l'Elburz (Perse)." Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam. Paris **7**(1-2): 194.

Séngör, A. M. C. (1984). "The Cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia." Geological Society of America, Special Paper **195**.

Séngör, A. M. C. (1985). "The story of Tethys : how many wives did Okeanos have." Episodes **8**: 3-12.

Shahrabi, M. (1990). Geological quadrangle of Gorgan, GSI.

Solaymani, S., Fegghi, K., Shabani, E., Abbassi, M., Ritz, J.-f. (2004). "Preliminary Results of Trenching Across the Mosha Fault in the Mosha Valley (in Persian)." J. of Research Seismology and Engineering Seismology (IIEES) **3-4**: 46-61.

Stampfli, G. M. (2000). "Tethyan oceans." Geological Society London, Special Publications **173**: 1-23.

Stöcklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran : a review." AAPG Bulletin **52**: 1229-1258.

Stöcklin, J. (1974a). "Northern Iran : Alborz Mountains,." Geol. Soc. Lon. Special pub. **4**: 213-234.

Stöcklin, J. (1974b). "Possible ancient continental margins in Iran." The geology of continental margins : Berlin, West Germany Springer-Verlag: 873-887.

Stöcklin, J. (1977). "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia." Soc. Geol. Fr **8**: 333-353.

Talbot, C. J., Alavi, M. (1996). "The past of a future syntaxis across the Zagros." Geol. Soc. Special pub. **100**: 89-109.

Tatar, M. (2001). Etude Seismotectonique de deux Zones de collision continentale : Le Zagros Central et l'Alborz (Iran), These Phd. LGIT. Grenoble, Joseph Fourier.

Tchalenko, J. S. (1974). "Recent destructive earthquakes in the central Alborz." GSI **29**: 97-116.

Vahdati Daneshmand, F. c. (1991). Geological quadrangle of Amol, GSI.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, 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 and Planetary Science Letters **223**: 177-185.

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

Wernicke, B. P. (1985). "Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere." Can. J. earth Sci. **22**: 108-125.

Chapitre II :

Outils et méthodes utilisées pour l'analyse morphotectonique et paléoseismologique

II.I Approche morphotectonique

La morphotectonique étudie les caractéristiques morphologiques et topographiques du relief terrestre qui ont une origine tectonique (e.g. escarpements de failles, décalage de rivière ou de crêtes ; étagement de terrasses alluviales..). L'observation de la morphologie de la surface de la Terre, en particulier celle des dépôts récents (Pléistocènes à actuels) permet de mettre en évidence et de quantifier les mouvements tectoniques qui se sont produits au cours des deux derniers millions d'années dans une région. La morphotectonique est donc un outil fondamental pour la compréhension du rôle de la tectonique active dans l'évolution structurale d'une région.

II.I.1- Objectifs de l'analyse morphotectonique

Morphotectonique et failles actives

L'activité des failles génère toute une variété de formes dans le relief terrestre. La topographie peut être déformée, inclinée le long d'escarpements de failles, affaissée dans des dépressions bordées par des failles, ou encore décalée comme le sont par exemple les cônes alluviaux traversés par des failles décrochantes. À chaque type de faille (normale, inverse ou décrochante) est associée une topographie caractéristique. Cependant dans la nature, les failles sont souvent obliques, c'est-à-dire qu'elles combinent déplacement horizontal (décrochant) et déplacement vertical (normal ou inverse), de sorte qu'il en résulte une grande variété de morphologies différentes. La proportion relative des composantes horizontale et verticale peut changer de manière significative sur un système donné de faille. Néanmoins, parce que les processus tectoniques sont spécifiques, il est possible de lister un certain nombre de marqueurs morphotectoniques caractéristiques tels que :

Les escarpements de failles (actives) : Ils peuvent être définis comme des reliefs topographiques affectant une même surface ou objet morphologique (isochrone) dont l'origine est clairement produite par l'activité d'une faille oblique, normale ou inverse.

Les vallées linéaires : Ces vallées sont alignées le long des traces principales des failles. Celles-ci se développent souvent parce que le mouvement continu le long des traces récentes de faille écrase la roche, la rendant plus vulnérable à l'érosion. Les rivières suivent généralement ces zones de faiblesse et coulent une certaine distance le long de ces vallées.

Les drainages linéaires décalés : Il s'agit de rivières qui entrent dans une zone faillée sous un certain angle par rapport à la direction de la faille, puis coulent parallèlement à la faille sur une certaine distance, avant de reprendre leur direction originelle d'écoulement. Ces rivières peuvent être décalées par un rejet dextre ou sénestre. Elles indiquent donc le sens du décrochement qui les affecte. Ce type de marqueur permet généralement une première analyse cinématique assez fine (figure II.1).

L'excentrage d'apex de cônes alluviaux : Dans le cas de faille limitant un relief, on peut observer le décalage de cône alluviaux à l'exutoires des bassins versants et l'incision des cônes suivants dans les dépôts antérieurs.

Rides ou interfluves décalées (en anglais « Shutter ridges ») : Il s'agit du déplacement avec une forte composante horizontale de rides topographiques ou interfluves .

Zone d'affaissement /marais ou marre de remplissage/ étang de barrage (en anglais « sagponds ») : il s'agit de dépression située au contact de la zone faillée dans laquelle généralement se trouvent piégés des sédiments.

Alignements de sources et figures d'échappements: Les zones faillées peuvent être une barrière efficace à l'écoulement des eaux sous-terraines puis favoriser leur écoulement /échappements vers la surface.

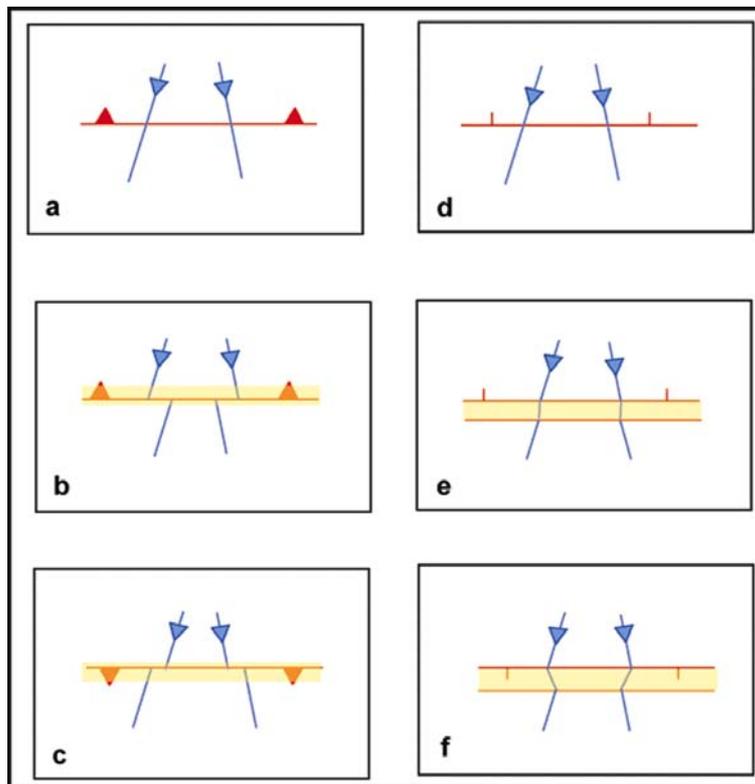


Figure II.1 : Schéma montrant des rivières décalées par une faille inverse (a, b,c) et une faille normale (d,e,f).

Quantification de la cinématique des failles - Méthodes d'analyse des paramètres géométriques à partir de données topographiques.

À partir des données topographiques numérisées (obtenus par différentes méthodes : e.g. numérisation des courbes de niveaux de cartes topographiques ; Modèles numériques de terrains réalisés par photogrammétrie aérienne ; levés par station totale (théodolithe-distancemètre) ou GPS cinématique etc.), il est possible de procéder à l'estimation des décalages des marqueurs observés le long des failles.

Décalage vertical : La mesure de décalage vertical du marqueur, de part et d'autre du plan de faille, doit se faire au niveau d'une même crête, pente, versant ou rivière (isochrone). Les données de topographie numériques (souvent appelées MNT) peuvent être exploitées avec des logiciels tels que SURFER et GRAPHER. Nous donnons ci-après un exemple de la procédure (étape par étape) que nous avons suivi pour estimer le rejet vertical sur le site de Taléghan II le log de la faille de Taleghan située au NW de Téhéran (figure II.2 , II.2a et II.2b).

- 1) Impression de la carte topographique à partir du logiciel Surfer.
- 2) Dessin du tracé de la rupture de surface sur la carte topographique.
- 3) Choix du marqueur géomorphologique.
- 4) Dessin de deux lignes parallèlement à l'azimut de la faille.
- 5) Dessin des lignes cohérentes (isochrones) du marqueur géomorphologique dans ce cadre.
- 6) Digitalisation des points d'extrémités des lignes dans 2 fichiers au format (bln) puis section du fichier grille (grd) correspondant au fichier d'interpolation des données topographiques numériques. On obtient deux fichiers (dat).
- 7) Ouverture des fichiers (dat) dans le logiciel Grapher.
- 8) Mesure de la distance verticale connectant les deux lignes marqueurs là où elles croisent la rupture. A ce stade le choix de la position de la ligne de mesure est très important, car c'est cette ligne qui nous permet d'estimer V_a le décalage vertical apparent, V_r le décalage vertical réel ou V_f le décalage vertical sur la plan de faille (voir figure II.3).

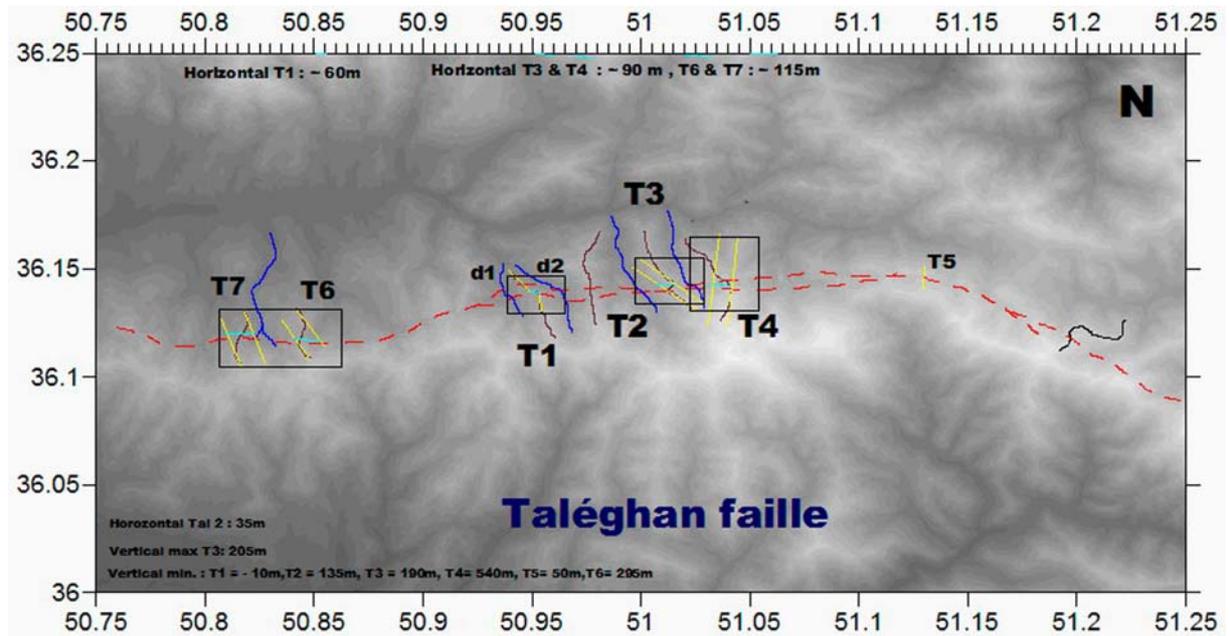


Figure II.2 : Les sites de étude morphotectonique pour calculé décalage vertical et horizontal le long de la faille de Taléghan.

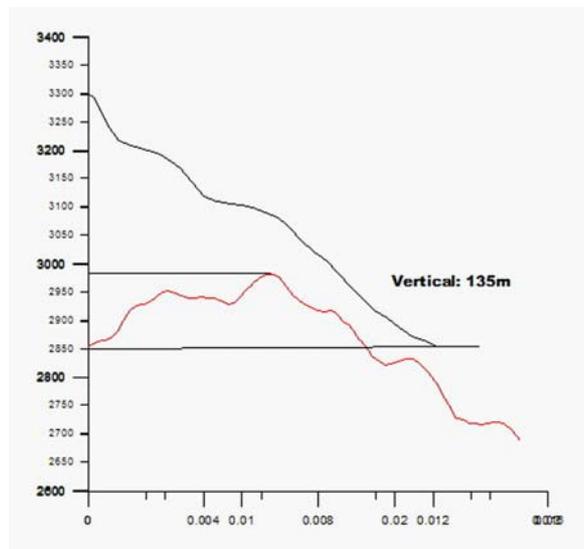


Figure II.2a : Estimation du déplacement vertical (coup T2 en figure II.2) réel associé à la composante normale de la faille de Taleghan.

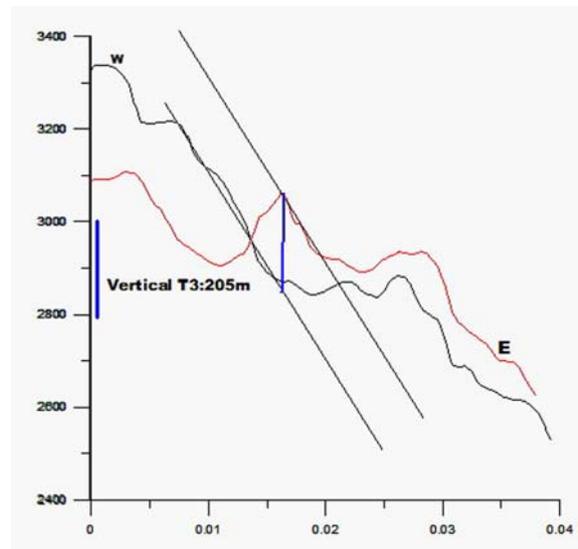


Figure II.2b : Estimation du déplacement vertical (coup T3 en figure II.2) apparent sur la faille.

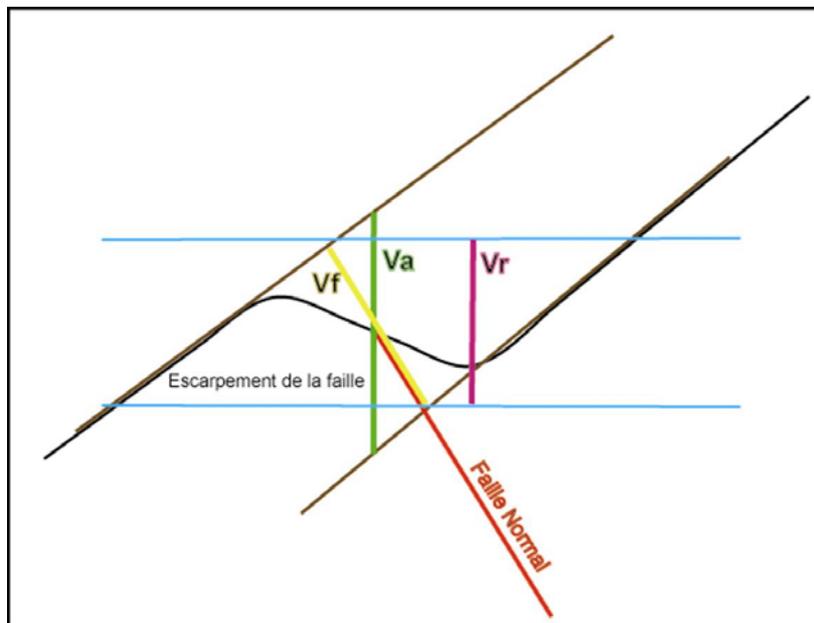


Figure II.3 : Définitions des paramètres V_a (apparent), V_r (réel) et V_f (le long du plan de faille) associés à la composante verticale du jeu senestre-normal de la faille de Taleghan.

Décalage Horizontal : L'estimation du décalage horizontal du marqueur géomorphologique de part et d'autre du plan de faille est souvent plus facile que l'estimation du décalage vertical et consiste à identifier le marqueur (crête, drainage) le mieux préservé (figure II.4). De façon similaire à l'estimation du décalage vertical, nous appliquons des méthodes de mesures géométriques à l'aide des logiciels Surfer et Grapher.

- 1) Impression de la carte topographique à partir du logiciel Surfer.
- 2) Dessin de la trace de la faille sur la carte topographique.
- 3) Choix de marqueur géomorphologique.
- 4) A partir de cette étape, soit on mesure directement le décalage horizontal des 2 lignes au niveau de leur intersections avec la rupture, soit (et seulement dans le cas de marqueurs dont l'axe est perpendiculaires à la direction de faille) on effectue 2 coupes parallèles à la direction de la faille que l'on projette sur le même graphe (pour ce faire, on effectue le même type de procédure que les étapes 4, 5, 6 et 7 décrites précédemment).
- 5) Calcul du décalage entre les crêtes ou les talwegs etc...

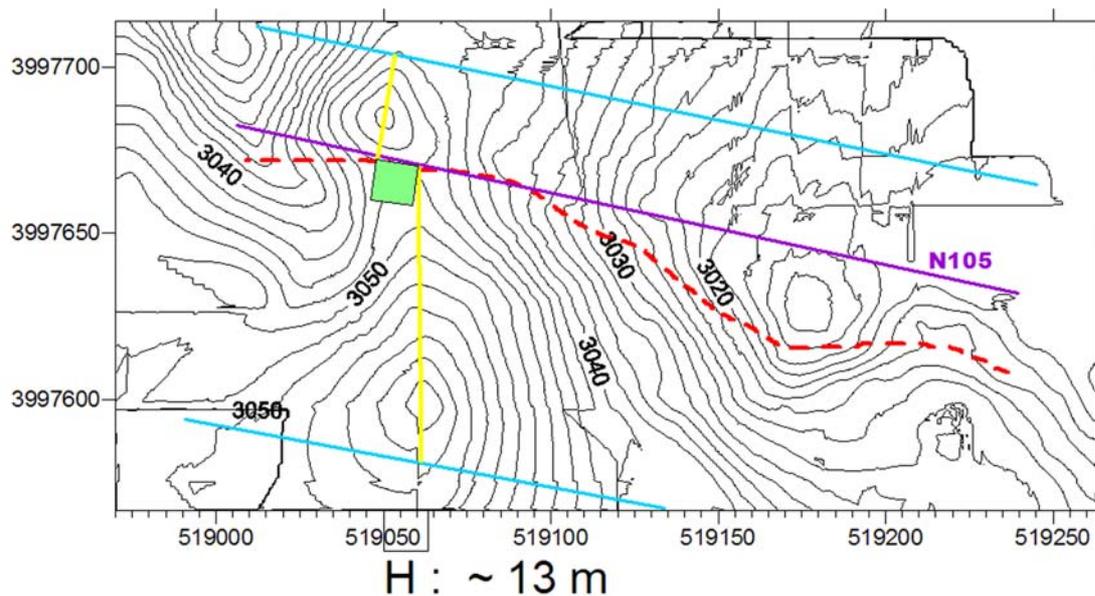


Figure II4 : Mesure du décalage horizontal d'une ligne de crête a partir de carte topographique réalisée par GPS cinématique sur le site Taleghan II, le long de la faille de Taleghan.

Calcul du pitch (« rake) du vecteur de glissement (« slip vector »): Le calcul du pitch de vecteur glissement sur le plan de faille à partir de la position des marqueurs morphologiques peut se faire si on connaît le pendage du plan de faille (\hat{P}) (Il peut estimer à partir des observations morphologiques). Les données d'entrée pour le calcul sont la Géométrie du plan de faille (Azimut et pendage \hat{p}) et les décalages Vertical (V) et Horizontal (H) qui ont été mesurés à partir de la carte topographique (voir ci-dessus).

A l'aide des figure II.6 et des formules géométriques ci-après, on peut calculer les valeurs de d (décalage vertical et perpendiculaire à la surface décalée), l'angle \hat{b} , Vf (décalage vertical sur le plan de faille), la distance h puis R (Pitch des stries sur le plan de faille). On connaît valeur de \hat{C} à partir des mesures de la pente topographique lue sur la carte topographique du site d'étude ou sur le graphe dessiné par le logiciel Grapher.

$$\cos \hat{c} = d/v$$

$$\hat{c} + \hat{p} + \hat{b} + 90^\circ = 180^\circ, \hat{b} = 90^\circ - \hat{c} - \hat{p}$$

$$Vf = d/\cos \hat{b}$$

$$\hat{R} = \arctg Vf/H$$

$$h = \cos \hat{p} \times Vf ; \alpha = \arctg h/H ; \alpha + \text{Azimut du plan de faille} = \text{Azimut des stries sur le plan de faille}$$

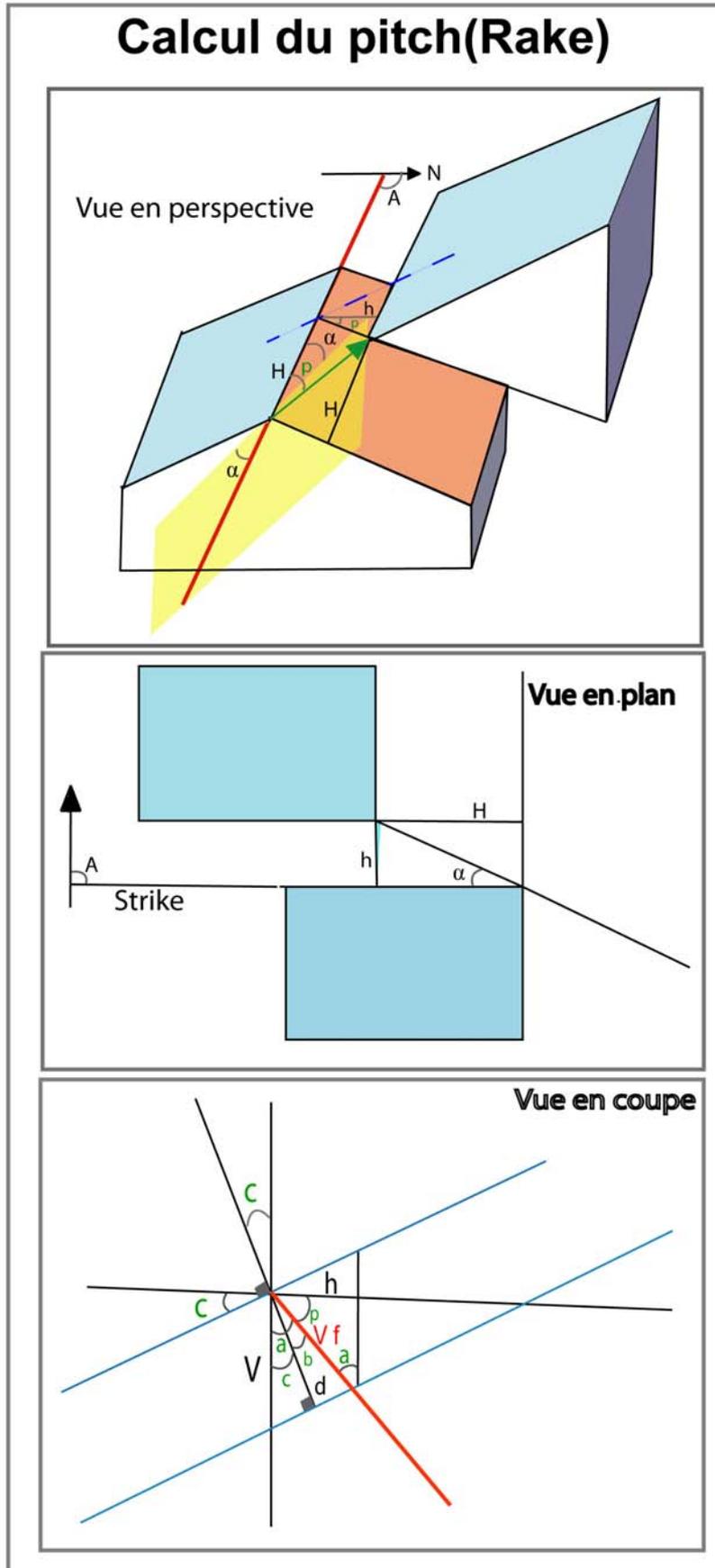


Figure II.5 : Schéma montrant les paramètres qui permettent de calculer le pitch du vecteur glissement.

Estimation de la longueur de la rupture et de la magnitude : Le calcul du pitch du vecteur de glissement et des valeurs des déplacements vertical et horizontal dans le cas où ceux-ci on pu être estimés pour un déplacement unitaire le long de la rupture, nous permettent d'estimer la valeur du rejet réel en surface le long de la rupture. En appliquant les lois statistiques de Wells et Coppersmith (1994) reliant le déplacement en surface à la magnitude M_w , on peut alors estimer la magnitude (M_w) des séismes anciens. Pour effectuer ces calculs, on applique les formules classiques de

$$F_N : M_w = 6.78 + 0.65 \log(AD)$$

$$F_D : M_w = 7.04 + 0.89 \log(AD)$$

$$F_I : M_w = 6.64 + 0.13 \log(AD)$$

$$F_G : M_w = 6.93 + 0.82 \log(AD)$$

(*N:Normal, D:Décrochante, I:Inverse, G:Générale, AD « average displacement »*)

II.1.2- L'imagerie satellitaire et les photos aériennes

Les photos satellites ont permis une avancée considérable dans le domaine de l'analyse morphotectonique en permettant la cartographie des ruptures de surface et des marqueurs cinématiques. Cette observation des structures à grande échelle est un préalable indispensable à toute étude tectonique et c'est souvent à partir de ce type d'analyse que découle une première compréhension de la tectonique active.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé plusieurs types d'images satellitaires offrant une grande variation de résolution: images LandSat 5 (~35m/pixel) (figure II.6a) LandSat 7, Spot (~10m/pixel) (figure II.6b) et Aster (~50m/pixel) (figure II.6c). Dans un deuxième stade, nous avons utilisé les photos aériennes à des échelles différentes : 1:55000, 1:20000 et 1:10000. Ceci nous a permis d'affiner, notamment d'un point de vue cinématique, l'analyse des images satellitaires réalisées dans un premier temps.

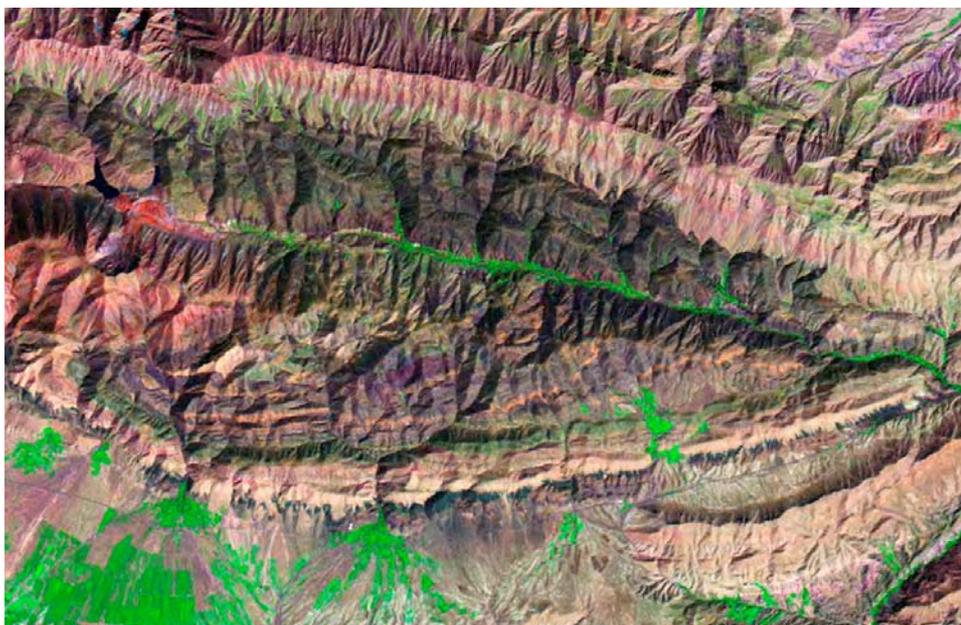


Figure II.6a : Image satellitaire Landsat de la vallée de Mosha qui s'aligne sur la faille du Même nom.

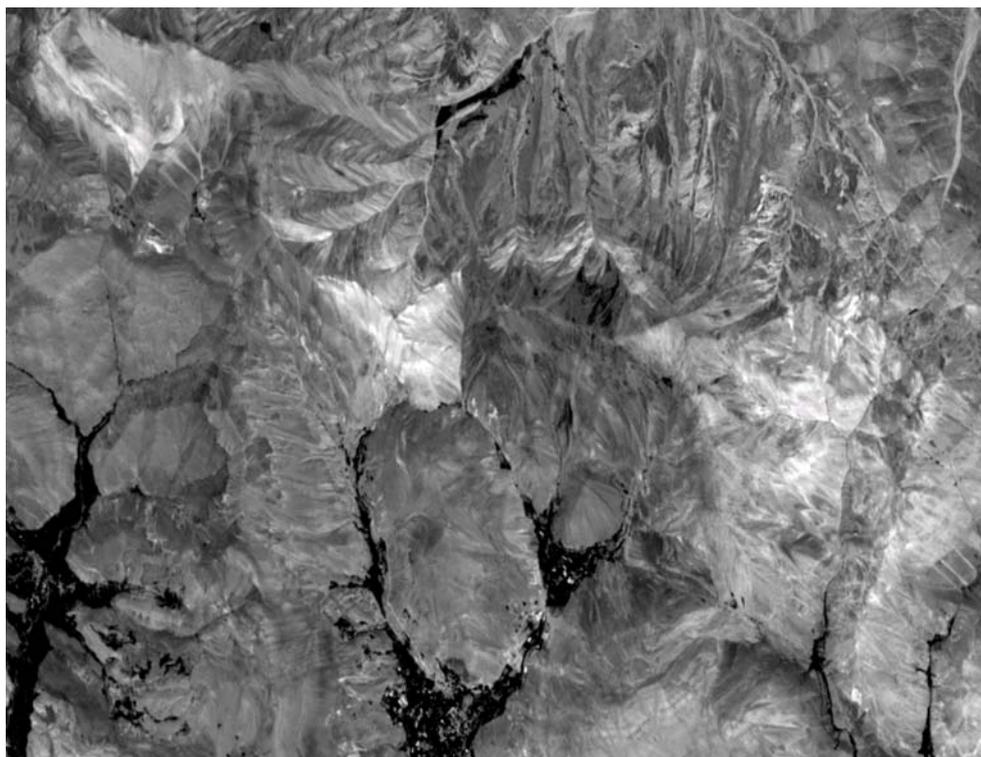


Figure II.6b : Image satellitaire SPOT montrant un linéament au niveau du segment central de la faille de Mosha.



Figure II.6c : Image satellitaire ASTER montrant la faille de Firouzkuh .

II.1.3- Les modèles numériques de terrain

Depuis une dizaine d'années, l'analyse morphotectonique s'est doté d'un nouvel outil : les modèles numériques de terrain (MNT). Issus du développement des données topographiques et numérisées ou de la numérisation des cartes topographiques, de la photogrammétrie à partir de photos aériennes, ou plus récemment du traitement de paires d'images satellites ou radar, les MNT fournissent un outil de visualisation 3D qui permet à la fois une identification des marqueurs morphotectoniques et la quantification de leurs déplacements. À l'aide de logiciels appropriés (e.g. Surfer sur PC, IDL sur station Unix) les « anomalies » morphologiques comme les escarpements de failles peuvent ainsi être mis en relief en jouant sur l'exagération de l'axe vertical et l'éclairage de la morphologie.

Nous avons utilisé des MNT à « grande échelle » réalisés à partir de la numérisation de cartes au 1/50000 (figure II.7), ainsi que des MNT à « petite échelle » (figure II.9) réalisés à partir des mesures topographiques sur le terrain acquises par station totale (theodolithe+distancemetre) ou station d'un GPS cinématique (Figure II.8). L'analyse des MNTs à grande échelle permet d'analyser les relations entre la topographie d'une part et la géométrie et la cinématique des structures d'autre part. Ces modèles numériques de terrain nous ont permis de faire des découvertes plutôt étonnantes car plusieurs des failles actives classiquement cartographiées comme des failles inverses, montrent en fait des composantes normales, à l'instar de la faille de Taléghan.

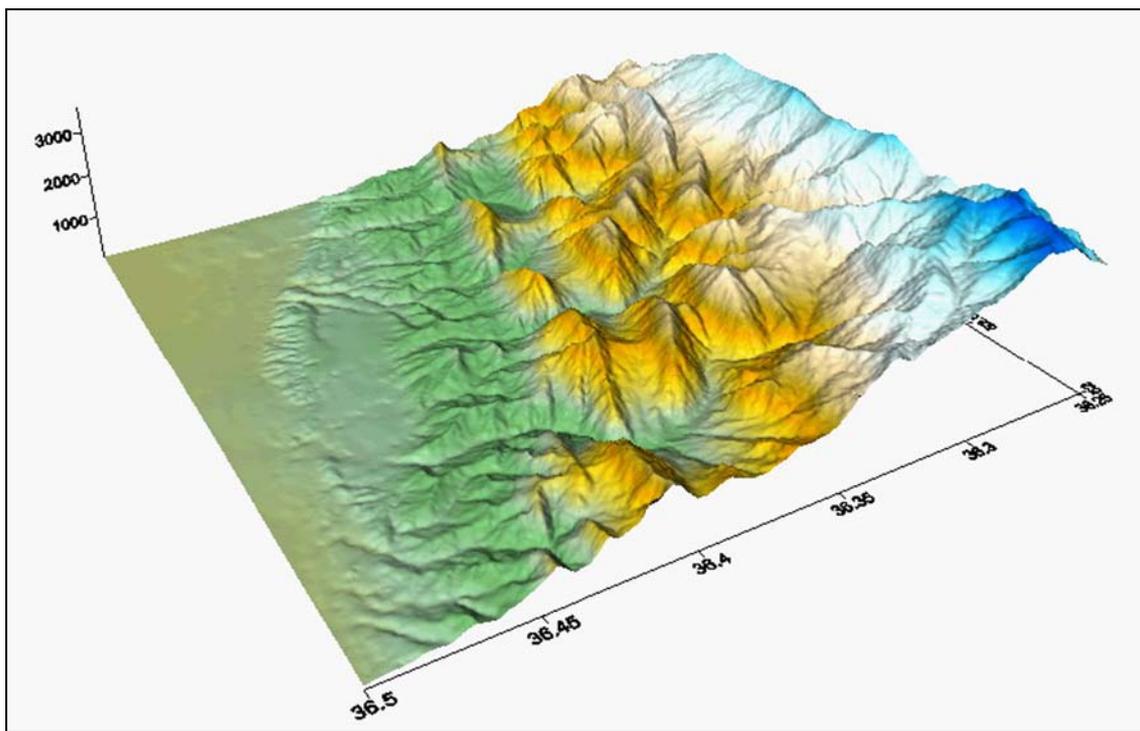


Figure II.7 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir de la digitalisation de la carte topographique 1/50000 de la région située à l'Ouest de la ville d'Amol.



Figure II.8 : Station de base fonctionnant en mode GPS cinématique temps réel (grâce à la liaison radio). La station mobile n'est pas visible sur la photo.

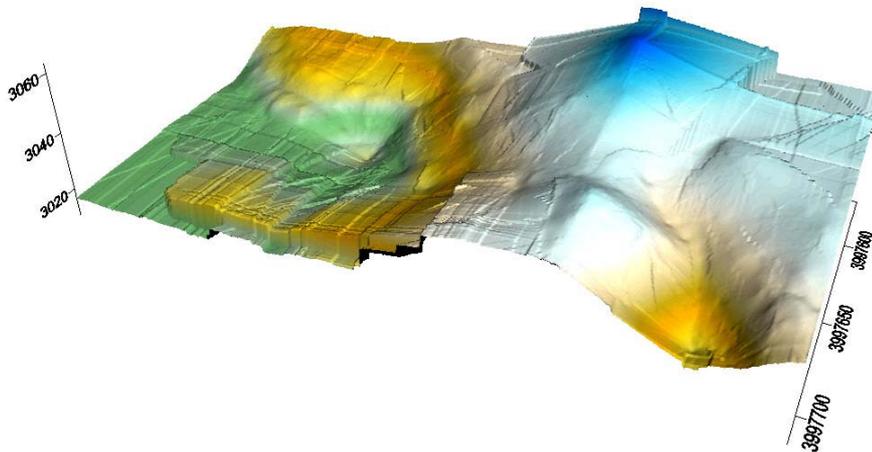


Figure II.9 : Modèle numérique de terrain réalisé sur le long de la faille de Taléghan à partir d'une station GPS cinématique.

II.1.4- Cartographie des dépôts associés aux marqueurs morphotectonique

En parallèle de l'analyse des surfaces ou marqueurs attestant de l'activité tectonique, il est important de cartographier les dépôts qui leur sont associés. Ce travail de cartographie commence aux échelles « satellitaire » et « aérienne » et est ensuite précisé sur le terrain. Les figures II.10, II.11 et II.12 montrent par exemples, la cartographie des marqueurs morphologiques (interfluves, talwegs) et des dépôts qui jalonnent les failles de Nord Téhéran, de Firouzkuh et de Taleghan, respectivement (figure II.11) à partir des photos aériennes d'échelle.

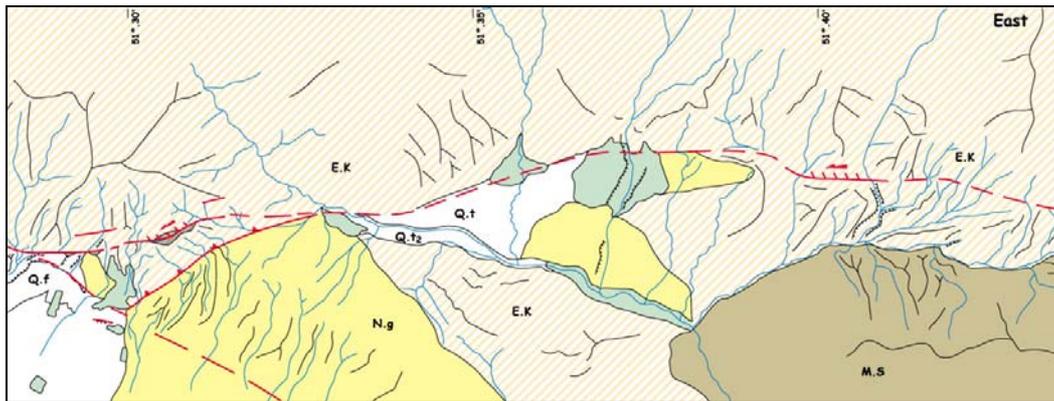


Figure II.10 : Cartographie détaillée de la faille Nord Téhéran à partir des photos aériennes d'échelle 1/50000.

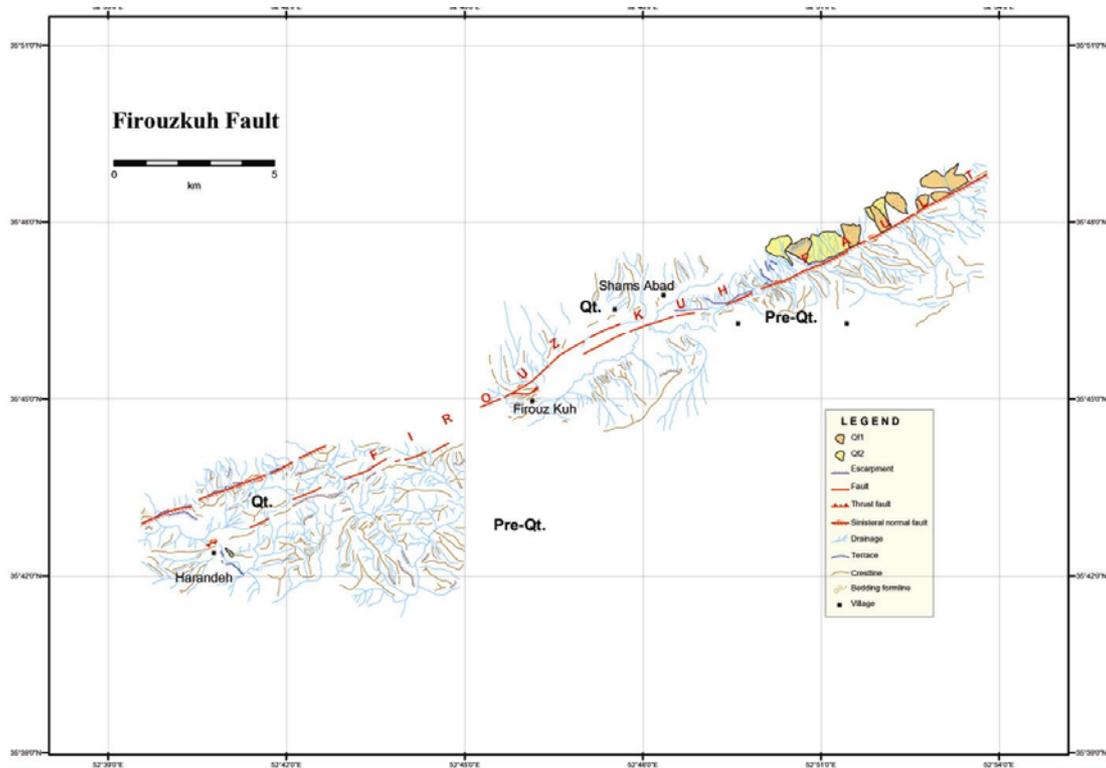


Figure II.11 : Cartographie de la faille de Firouzkuh à partir des photos aériennes d'échelle 1/20000.

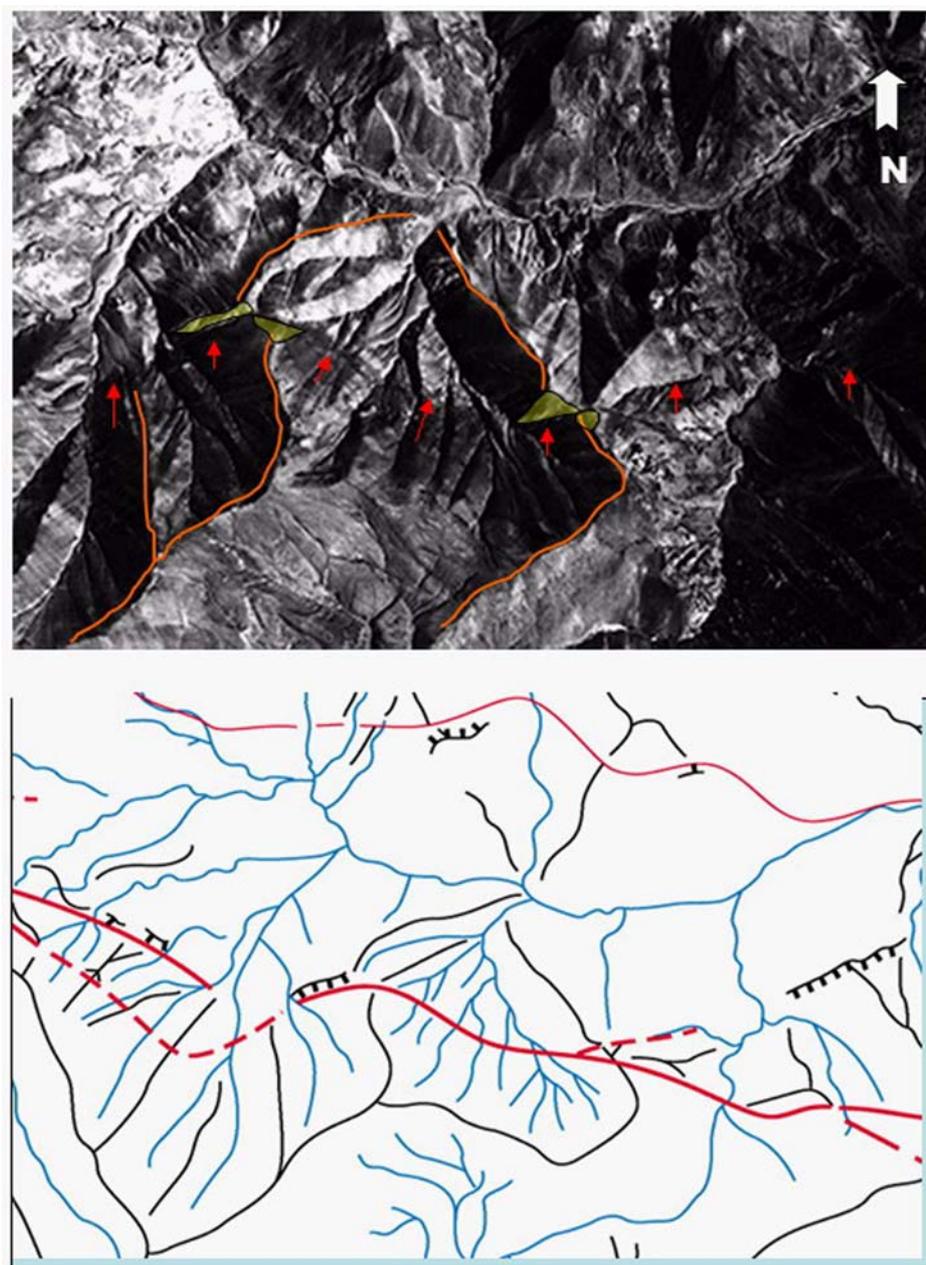


Figure II.12 : Photo aérienne d'échelle 1/50000 de la partie orientale de la faille de Taleghan (en haut) et interprétation cartographique correspondante (en bas) montrant le décalage sénestre normale des interfluves le long d'une faille a pendage Sud..

II.2- L'approche Paléoséismologie

II.2.1- Définitions et objectifs

La paléoséismologie est l'étude des tremblements de terre préhistoriques (e.g. Solonenko, 1973; Wallace, 1981 ; Allen, 1986). Elle vise à déterminer la localisation du séisme, la direction dans l'espace du plan de rupture et le sens du mouvement dans ce plan, ainsi que la magnitude et l'âge du séisme. Tandis que les sismologues travaillent sur des données enregistrées par des ensembles d'instruments pendant la durée des tremblements de terre et de leurs répliques, les paléoseismologues tentent d'interpréter les manifestations ou les structures géologiques créées pendant les différents paleoséismes. Cette approche permet l'étude de la distribution de différents paleoséismes dans l'espace et pour des périodes de temps supérieures à quelques milliers ou quelques dizaines de milliers d'années.

Avant 1970, l'évaluation dans l'espace et dans le temps du risque sismique dans les pays industrialisés comme les Etats-Unis et l'URSS était basée presque uniquement sur les données des tremblements de terre historiques, bien que plusieurs géologues (par exemple, Allen, 1975) ait attiré l'attention sur le danger de cette approche qui ne prenait pas en compte une fenêtre de temps assez large. Il existe encore des cartes récentes sur les mouvements du sol dressées sur la base de ces seules données historiques (voir les exemples cités dans McCalpin, 1996). Actuellement, la plupart des pays traversés par des failles sismiques actives incorporent les données de paléoséismologiques dans leurs analyses de risques (e.g. Algermissen et al., 1982 ; Vittori et al., 1991).

La paléoséismologie complète les données historiques et actuelles de la sismicité en caractérisant et en datant les grands tremblements de terre préhistoriques (Crone et Omdahl, 1987; Vittori et al., 1991). Le plus souvent, l'enregistrement paléoséismique ne garde en mémoire que les plus grands tremblements de terre ($M > 6.5$; $M > 7.8$) parce que les manifestations géologiques résultant de tremblements de terre petits ou modérés sont rarement préservés, ou même créés, près de la surface terrestre.

Les traces de tremblements de terre passés peuvent s'observer à différentes échelles. A petite échelle, on peut observer la déformation locale de la surface du sol le long d'une faille crustale (escarpement de faille, fléchissement piégeant les sédiments ; vallées de drainage décalées, terrasses basculées ou plissées). À plus grande échelle, on peut observer des indicateurs du soulèvement ou de l'affaissement soudain de grandes régions le long d'une faille située en frontière de plaque (terrasses déformées de fleuve, plages élevées). Certains effets stratigraphiques ou géomorphologiques peuvent se produire loin de la faille sismogénique comme les dépôts de tsunamis ou les éboulements de roches, les figures de liquéfaction. Une caractéristique de la plupart de tels dépôts est qu'ils se sont formés instantanément à l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire pendant ou juste après un tremblement de terre. D'autre part, ils couvrent généralement une région assez grande. Ces dépôts quasi-instantanés formés pendant un tremblement de terre sont décrits comme étant co-sismiques, par opposition avec les dépôts plus lents formés par des processus d'érosion et de déformation non sismique. Il fait noter cependant, que des tremblements de terre petits ou modérés ne laissent généralement pas de traces dans l'enregistrement géologique et que les failles peuvent en partie glisser (creep) sans provoquer de séismes.

Les paléoséismologues étudient les déformations qui résultent de tremblements de terre et il n'est pas toujours évidents de discerner si un marqueur est lié à un séisme ou à un autre phénomène (cf Pantosti et al, 1993). Certains auteurs distinguent les marqueurs résultants des changements de la topographie et parlent de tremblements de terre morphogènes (Caputo, 1993) et d'autres donnent le nom de sismites aux structures sédimentaires produites par une

secousse sismique (Seilacher, 1969). Il existe également des formes/marqueurs de type érosionnel ou dépositionnel qui peuvent caractériser des paléoséismes.

Le terme paléoséisme peut s'employer pour tout événement antérieur à la Préhistoire. Mais les études paléosimologiques d'intéressent également aux marqueurs associés aux tremblements de terre dits « historiques ». On parlera alors de paléoséismologie historique (Yeats, 1994).

II.2.2- Relation de la Paléosismologie avec d'autres études néotectoniques

La paléosismologie est un champ de recherche interdisciplinaire. Elle emprunte beaucoup de concepts à la séismologie, à la géologie structurale, et à la tectonique. Cependant, la méthodologie et les techniques paléosismiques sont dérivées principalement de la géologie quaternaire et des disciplines qui lui sont liées, telles que la géomorphologie, la mécanique des sols, la sédimentologie, l'archéologie, la paléoécologie, la photogrammétrie, la datation radio-isotopique, ou la pédologie. La plupart des études paléosismiques sur le terrain exigent la formation ou l'expérience étendue de la géologie du quaternaire, qui est elle-même un champ fortement pluridisciplinaire. Ainsi, il n'est pas surprenant que beaucoup d'avancées significatives dans le domaine de la paléosismologie aient été faites par des géomorphologues et d'autres spécialistes du quaternaire, travaillant à l'interface entre la tectonique et la séismologie. La paléosismologie est un exemple particulièrement réussi de géologie du quaternaire appliquée (Wallace 1986), et une sous-discipline dans les champs beaucoup plus larges de la néotectonique et de la tectonique active.

La néotectonique, est l'étude des mouvements de la croûte terrestre pendant quaternaire (Vita-Finzi 1986), (Mörner and Adams 1989).

La tectonique active inclut plusieurs types de mouvements de la croûte terrestre, mais elle est limitée dans sa tranche de temps aux études des mouvements tectoniques qui sont attendus ou censés se produire dans un futur proche, préoccupation des sociétés exposées à ces risques (Wallace 1986). Beaucoup d'études néotectoniques sont concernées par l'évolution structurale à long terme de grandes régions et de continents événement (Summerfield 1991); (Merritts and Ellis 1994), tandis que même les études paléosismiques les plus étendues incluent mais une partie d'un plaque ou d'une frontière de plaque. (Yeats et al, 1996) fournissent la vue la plus récente et la plus compréhensive des aspects des tremblements de terre, connexes de la néotectonique, qu'ils nomment géologie des tremblements de terre. Les études tectoniques, néotectoniques et de tectonique active mesurent généralement le taux de la déformation et proposent un modèle spatial de cette déformation sur des failles ou pliées ce résultat de beaucoup de paléoséismes au-dessus des dizaines de milliers ou de millions d'années.

Les formes de terre tectoniques ont intéressé de nombreux géomorphologues (Merritts and Ellis 1994) et la géomorphologie tectonique des années 1980 était le sujet de plusieurs conférences et monographies (Ollier 1981); (Embleton 1987). Cependant, la géomorphologie traditionnelle axée sur la forme extérieure de la Terre et le processus moderne ? plutôt que sur l'histoire de la Terre n'a généralement pas rapporté de données sur la croissance des plis, le déplacement des failles, ou la répétition cosismique de tremblements de terre, ce qui est l'objectif des études paléosismiques les plus modernes.

Le développement récent de la géomorphologie tectonique, y compris son intégration à la paléosismologie, la tectonique, et la séismologie, est discuté par Merritts et Ellis (1994).

Les modèles théoriques qui décrivent le comportement seismogénique des failles, développés à partir d'une grande variété d'études en sismologie, géodésie, mécanique des roches, et géologie structurale (Bullen and Bolt 1985), fournissent un autre type de cadre pour interpréter des histoires paléoséismique pour des analyses de risques sismiques complètes. Les deux modèles les plus importants sont peut-être ceux qui décrivent la segmentation des failles et le cycle de déformation des tremblements de terre (fig. II.13). Dans le modèle de segmentation, les grands tremblements de terre, généralement d'une magnitude caractéristique, rompent à plusieurs reprises la même partie ou segment d'une faille, progressant généralement moins dans les segments adjacents (Schwartz and Coppersmith 1984).

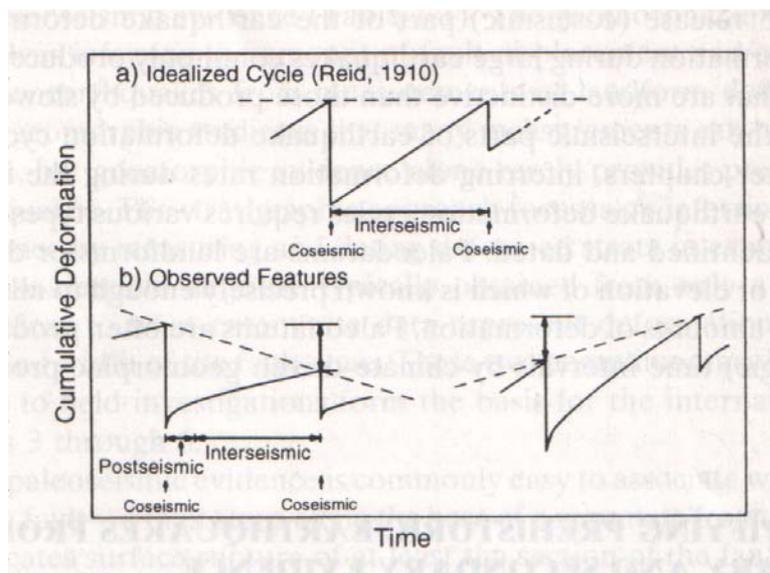


Figure II.13 : Schéma simplifié illustrant le cycle sismique.

Dans beaucoup de zones de frontière de plaque, des segments de failles ont été modélisés avec un cycle temps-prévisible de l'accumulation tectonique de contrainte suivi du relâchement des contraintes pendant des tremblements de terre caractéristiques (Stein et al. 1988). D'autres études ont souligné les caractéristiques différentes des tremblements de terre successifs, et des modèles à long terme de groupement de tremblements de terre ont été proposés (Sieh et al., 1989, McCalpin, 1996).

II.2.3- Creusement de Tranchée

L'excavation des tranchées dans des zones de déformation est devenue un élément important des études paléoseismologiques dans la plupart des pays. Après l'utilisation à court terme des tranchées dans des investigations de centrale nucléaire aux Etats-Unis (Hatheway, 1982), les techniques de creusement de tranchée se sont généralisées et sont souvent considérées comme la base de toute étude paleosismologique.

Dans cette partie nous décrivons dans le détail (d'après McCalpin et al, 1996) les méthodes d'excavation et la manière de noter et de décrire chacun des éléments observés(eg. Figure II.14). L'emplacement et l'interprétation des tranchées dépendent fortement des types de dispositifs tectoniques étudiés. De nombreuses preuves de paléoséismes peuvent être détruites par le creusement lui-même, ainsi que par les dépôts de matière excavée (backfilling). À cet égard le creusement d'une tranchée pour une étude paléosismique est semblable aux excavations archéologiques qui sont susceptibles de déranger les objets. L'archéologie de conservation (Schiffer et Guterman, 1977) est un concept selon lequel quelques emplacements critiques sont préservés intacts en vue de fouilles dans le futur qui utiliseront des techniques améliorées, plutôt que d'effectuer actuellement des fouilles à la hâte. Ce concept n'a pas été largement appliqué en paléoséismologie, mais il peut être approprié à l'avenir.



Figure II.14 : Vue de la tranchée (réalisée par creusement manuel) à travers la faille de Nord Téhéran (à gauche); Tranchée réalisée sur la faille de Firouzkuh (à droite).

II.2.4- Endroit, orientation, et modèle des tranchées (*Choix du site et orientation des tranchées*)

Le choix du site des tranchées est un élément si critique dans les investigations paléoseismologiques que le succès ou l'échec de l'étude dépend souvent de lui. Ce choix prédétermine la stratigraphie et les structures qui seront exposées dans la tranchée. Pour que la recherche soit réussie, la tranchée doit fournir le type de données attendues par l'investigateur, condition qui n'est pas toujours remplie. Les tranchées sont choisies pour recueillir le maximum de données sur le déplacement provoqué lors d'un paléoséisme ou lors de la répétition de paléoséismes (Sieh, 1981). Les meilleurs emplacements pour les mesures de déplacement sont là où tout le déplacement est concentré sur une faille unique, étroite, et où les failles secondaires sont négligeables. Les meilleurs emplacements pour les mesures de déplacements répétés sont les dépressions locales le long de la zone de faille remplies de dépôts à grains fins et/ou organiques (McCalpin, 1996).

Le choix du site de la tranchée est souvent dicté par le nombre de paléoséismes que l'investigateur souhaite observer. Les tranchées à travers des failles sur les surfaces quaternaires très jeunes peuvent exposer seulement un ou deux déplacements de paléoséismes, ainsi la structure et la stratigraphie des tranchées peuvent-elles être relativement simples. Les tranchées à travers des surfaces progressivement plus anciennes sont susceptibles d'exposer la déformation cumulative de nombreux paléoséismes.

En outre, le choix des sites de tranchées est souvent limité par des considérations autres que géologiques, comme l'accès de la route, la propriété terrienne, et la perturbation du sol. Autant que possible, les emplacements pour le creusement de tranchées doivent avoir subi la perturbation la plus petite possible qui pourrait détruire les relations critiques des failles aux dépôts peu profonds, particulièrement le sol moderne.

L'orientation des tranchées est dictée par le sens présumé du déplacement de la faille, avec des tranchées étant théoriquement parallèles au sens du mouvement (figure II.15) (McCalpin, 1996).



Figure II.15 : Photo montrant le creusement de tranchée au travers de l'escarpement de la faille de Taléghan.

Le déplacement en faille normale peut souvent se caractériser au moyen d'une simple tranchée au travers de la faille, particulièrement là où le déplacement est concentré sur un simple escarpement de faille (figure II.16). Pour les déplacements obliques (transpressifs ou transtensionnels), les tranchées multiples sont nécessaires pour mesurer les composantes vertical et horizontal du mouvement.

Des tranchées ont été également réalisées pour étudier des plis et les dispositifs paléosismiques divers, loin des failles tels que les volcans de boue (liquéfaction) (McCalpin, 1996). Ces tranchées sont employées principalement pour exposer la stratigraphie qui a été déformée par la secousse sismique ou déposée en réponse à la déformation de tremblement de terre. L'orientation et l'emplacement de la tranchée ne sont pas autant critiques dans ces cas.

II.2.5- Logistique d'excavation

Le choix de l'équipement d'excavation, la forme de la tranchée etc... sont liés entre eux, et dépendent des caractéristiques du matériel dans lequel est creusée la tranchée, de la topographie à l'emplacement de la tranchée, de la profondeur de la tranchée, de la stabilité de ses murs (si le mur doit être photographié) et de la « réalité » du terrain (zone urbaine, plaine, pentes montagneuses...). Comme le Hatheway et Leighton (1979), la méthode d'excavation qui s'avère perturber le moins le sol et/ou à la roche s'avère souvent être la moins chère.

Les tranchées dont les dépôts ne sont pas consolidés sont habituellement excavés à la main. Ce fut le cas de toutes les tranchées destinées à étudier la paléoseismologie des principales failles du Nord de l'Iran (failles Nord Téhéran, failles de Taléghan) ainsi que celles de la région de l'Alborz central, réalisées dans le cadre de cette étude (figure II.14,II.15).

Un modèle alternatif de creusement est l'excavation à ciel ouvert des Japonais modèle, dans lequel tous les murs de tranchée ont une pente de 45° (fig. II.16). Dans des secteurs où la topographie est plate, de telles tranchées sont souvent presque à angle droit vues en plan. Ces tranchées sont prolongées si elles traversent un escarpement de faille ayant un rejet vertical significatif (Okumura et al, 1994). Les tranchées à ciel ouvert ont plusieurs avantages: (1) elles peuvent être très profondes, (2) elles n'exigent pas d'échafaudage, (3) les murs peuvent être notés (**log**) sans besoin d'échafaudage raffiné, (4) il est facile d'examiner les murs de la tranchée et de les photographier de l'extérieur, enfin (5) l'excavation est assez stable pour former une exposition quasi permanente (Okada et al, 1992).



Figure II.16 : Style de tranchée modèle japonais (d'après McCalpin, 1996).

L'inconvénient principal du modèle de tranchée à ciel ouvert est la taille de l'excavation et du volume de matériel qui doit être enlevé. Un inconvénient mineur est la nécessité de projeter sur une coupe verticale la description d'une tranchée dont les pentes sont à 45° . Cependant, si la tranchée est décrite électroniquement ou selon les techniques photogrammétriques la projection des points sur un plan vertical est simplifiée. En raison des nombreux avantages de l'approche à ciel ouvert, les paléoseismologues devraient privilégier l'excavation selon le modèle japonais si les conditions géologiques locales et le budget le permettent.

Les tranchées dans la roche en place consolidée préservent rarement l'évidence de différents événements paléosismiques, mais aux emplacements critiques où la roche en place affleure, des tranchées doivent être creusées dans la roche compétente simplement pour prouver ou réfuter l'existence des failles (McCalpin, 1996).

Des tranchées peuvent être creusées complètement avant que l'inventaire ne commence, ou creusées par incréments successifs pendant que la description en est faite en avant et re-remplir à l'arrière. Pour les failles décrochantes, il est souvent nécessaire, pour mesurer la déformation tridimensionnelle (par exemple, Wesnousky et al., 1991) de creuser deux tranchées, l'une parallèle, l'autre perpendiculaire à la direction de la faille et de faire l'inventaire détaillé de toutes les murs verticaux. Le creusement par accroissement se rapporte à l'excavation progressive des murs étroitement espacés et parallèles à la tranchée. Après que la tranchée initiale ait été excavée et inventoriée, le mur logué est excavé en arrière de 20 à 50 centimètres, et la nouvelle exposition est loguée. Le mur est alors ravalé 20 à 50 centimètres parallèlement au mur précédent et il est de nouveau inventorié. Les données étant étroitement espacées, les descriptions parallèles de la tranchée peuvent être employées pour créer un diagramme tridimensionnel des relations structurales et stratigraphiques dans la zone de déformation.

Actuellement, cette technique a été principalement employée sur des traces de failles décrochantes, où une représentation 3D est nécessaire pour calculer des vecteurs de déplacement. L'inconvénient est que cette méthode de creusement est totalement destructive, parce que l'excavation consomme la totalité du dispositif qui a été levé. Les planchers (base) des tranchées peuvent être également levés (Sieh, 1978a).

II.2.6- Préparation au levé (log) des tranchées

Avant qu'une tranchée puisse être inventoriée et *loguée*, les murs doivent être nettoyés et un système de coordonnées de référence doit être établi. On choisit de préférence le mur le plus à l'ombre, parce qu'il est difficile de tracer des contacts sur un mur qui est en partie éclairé en direct par la lumière du soleil tandis qu'une autre partie est dans l'ombre. Ainsi par exemple, dans une tranchée orientée est-ouest, comme les tranchées réalisées dans le cadre de cette étude sur les failles actives de l'Alborz central, seul le mur méridional a été levé. En raison du travail supplémentaire que cela impliquerait de nettoyer le mur opposé de la tranchée, ceci n'est habituellement fait que s'il est nécessaire de confirmer les observations du mur inventorié.

Dans les sols très cohérents, la lame large d'une binette est nécessaire pour gratter les couches, tandis que pour des sols moins cohésifs ou pour des sables fins, les truelles (« scriper ») sont efficaces. Dans les dépôts granulaires et bruts sans cohésion tels que les graviers fluviaux ou deltaïques, les murs sont nettoyés avec des brosses, des pinces, ou avec l'air comprimé.

Après que les murs aient été nettoyés, une grille de référence doit être construite si la tranchée doit être levée manuellement. Typiquement la grille se compose de traits horizontaux matérialisés par un fil en nylon ou en métal très fin, espacés d'1 m, fixés au mur de la tranchée par de grands clous (5-millimètres x 15centimètres). Des rubans attachés à ces lignes à intervalles de 1 m fournit la référence horizontale. Après que la première ligne de grille horizontale ait été fixée, d'autres sont placées parallèlement avec une séparation verticale de 1 m. L'horizontalité de chaque ligne successive doit être vérifiée avec niveau (à bulle), et en mesurant la distance verticale entre les fils horizontaux. Si la distance verticale change de plus de 2% (± 2 centimètres sur 1 m), la ligne doit refaite. Une fois matérialisés les traits horizontaux, les lignes verticales sont placées à l'aide d'un fil à plomb. Les mesures des distances horizontales successives entre deux lignes verticales sont vérifiées en chacun des nœuds successifs afin d'atteindre une précision de 2%.

Si le mur de la tranchée est vertical et lisse (une opportunité malheureusement rare), la grille épouse parfaitement le mur et les problèmes de parallaxe sont alors minimaux pendant la description manuelle. Cependant, si le mur de la tranchée à inventorier n'est pas vertical, ou si sa surface est très irrégulière avec des cavités et des aspérités, la ligne verticale de corde peut diverger de manière significative du mur de tranchée. Souvent les lignes de niveau sont plaquées étroitement contre la partie supérieure du mur, même si le mur n'est pas un plan vertical, ce qui revient à loguer selon la pratique japonaise dans les tranchées à ciel ouvert.

II.2.7- Dégradation d'un escarpement simple de faille dans des dépôts non consolidés

Lorsque qu'un escarpement de faille se forme, il est rapidement attaqué par les processus d'érosion liés au climat. Ce schéma simpliste suppose que (1) l'escarpement de faille forme une pente de degré plus fort que l'angle de repos d'un matériel non consolidé, (2) l'escarpement est recouvert principalement par le matériel colluvial issu de la face libre (« free face ») – c'est à dire la partie de la faille qui par rejet en surface se trouve exhumée, plutôt que par des dépôts (fluviaux, lacustres, éoliens) provenant du bloc affaissé, et (3) que l'érosion et le transport du matériel associé à l'escarpement sont directement issus des processus géomorphologiques locaux, et ne proviennent d'ailleurs (Nash, 1980).

II.2.8- Évidences stratigraphiques de paléoséismes

Dans le cas de failles normales, les évidences de plans de failles normales, de fissures, de couches inclinés, et de coins colluviaux qui déposés au pied du domaine faillé. Dans la cas de faille inverses, l'expression stratigraphique la plus simple - si la faille de glissement est à plusieurs reprises concentrée dans la même zone étroite – est un contraste de matériaux, comme une roche plus consolidée plus ancienne chevauchant des dépôts plus jeunes, superficiels et moins consolidés. La déformation tend à être concentrée où la roche est cataclastique (zone de gouge). Brèches et stries de faille (slickensides) sont plus communs, et les fissures et la blocaille moins commune sur les failles inverses que sur d'autres types de faille (Bonilla et Lienkaemper, 1991).

Même dans un environnement compressif, des espaces vides proche de la surface au sein de la zone faillée peuvent exister. Là où les dépôts sont mal consolidés, habituellement dans le mur, le cisaillement inter-granulaire peut accommoder une partie du déplacement. Si les dépôts proches de la surface sont riches en argile et saturés en eau, la déformation ductile peut être importante et le mouvement des failles ainsi que des plis de propagation peuvent se former au front de la zone déformée (McCalpin, 1996).

II.2.9- Récurrence et taux de vitesse

La méthode la plus tôt pour estimer la répétition de paléoséismes utilisée a fait la moyenne (ou long terme) des taux de vitesse, divisés en valeurs assumées de glissade par événement; calculer un intervalle moyen de répétition (Wallace 1970). Cette méthode s'est nommée la méthode directe d'évaluation de répétition, bien que ce modificateur puisse tromper des personnes dans penser que des tremblements de terre sont datés directement, (McCalpin 1996). L'évaluation du taux à long terme de glissade est basée sur le déplacement cumulatif d'un dispositif ou d'un dépôt datée qui avait été compensés par les ruptures multiples de tremblement de terre. La glissade par événement est plus difficile à estimer à partir des études de reconnaissance, mais peut être estimée à partir de la glissade de maximum ou de moyenne observée pendant de grands tremblements de terre historiques, ou à partir de plus petits à excentrages conformés des objectes géomorphologiques. En général, le taux de vitesse peut être calculé (après Wallace 1970) comme:

$$RI=D/(S-C)$$

RI- récurrence d'intervalle moyen

D- Déplacement pondant de un événement sismique simple et typique

S - taux cosismique

C- taux de vitesse (assumé pour être zéro pour la plupart des failles à moins que le séisme historique ait été documenté).

II.2.9.1-Taux de vitesse

Des Toux de vitesse peuvent être calculées à partir du déplacement cumulées des marqueurs géomorphologiques ou des dépôts datés, même si différents paléoséismes ne peuvent pas être identifiés, mais la vitesse peut également être calculée dans des études paléosismiques en divisant le déplacement mesuré par événement par intervalle de répétition. Le petit nombre de paléoséismes qui peuvent être caractérisés sur une faille simple limite notre capacité d'évaluer la variabilité des taux de vitesse et intervalle de récurrence depuis le passée géologique pour cette faille.

II.3- Datation des marqueurs quaternaires

Introduction

La paléoseismologie s'intéresse à des régions qui ont été affectées par une activité tectonique pendant la période Quaternaire, c'est-à-dire au cours des derniers 1,8 millions d'années (Ma). Une variété de méthodes géochronologiques est employée dans l'étude du Quaternaire. Le statut de ces méthodes tombe dans une des deux catégories: méthode bien établie - c'est-à-dire qu'elles ont fait leurs preuves et ont été largement acceptées et appliquées par la communauté scientifique - ou encore à un stade expérimental.

Certaines de ces méthodes, telles que la géochronologie K-Ar (ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), ont été initialement établies sur des matériaux beaucoup plus anciens mais leur domaine d'applicabilité se déplace vers des roches de plus en plus jeunes. D'autres méthodes sont nouvelles; elles n'ont pas encore totalement fait leurs preuves et ne sont donc pas encore largement acceptées.

II.3.1- Géochronologie de Radiocarbone ou Radiochronologie du Carbone

Introduction

Depuis une cinquantaine d'années, les quaternaristes utilisent la méthode de datation du Carbone 14 (^{14}C) pour reconstituer et comprendre l'histoire de l'homme et de son environnement au cours des 50.000 dernières années. La datation au radiocarbone est une méthode isotopique basée sur la désintégration radioactive du ^{14}C en ^{14}N (demi-période de radioactivité 5,730 ans). Le radiocarbone est produit par l'interaction des rayons cosmiques avec l'Azote et l'Oxygène, qui représentent la composition majoritaire de l'atmosphère terrestre dans l'atmosphère (Noller et al, 2000).

Dans la nature, des mesures du ^{14}C ont été effectuées pour la première fois par Libby et ses collègues à l'université de Chicago en 1940. Plus tard, Arnold et Libby (1949) ont démontré la possibilité d'employer le radiocarbone comme outil de datation. Au cours des quarante dernières années, le radiocarbone s'est imposé dans les domaines de l'archéologie, de la paléoclimatologie et de la paléoseismologie (Taylor et al., 1992).

En plus de son utilisation comme méthode de datation, le radiocarbone est un outil fondamental pour comprendre le cycle du carbone de la Terre. Les échanges de carbone entre l'atmosphère, l'océan, et la biosphère sont en grande partie déduits de la répartition du radiocarbone entre ces différents réservoirs (Noller et al, 2000). Pendant les 20 dernières années, les améliorations de la sensibilité de la mesure du radiocarbone réalisée par le développement de la spectrométrie par accélérateur de masse (« AMS »), ont considérablement augmenté l'utilité de cet isotope et des études géochimiques (Elmore et Phillips, 1987). L'utilisation du radiocarbone comme élément permettant de dater les séismes s'est concentrée sur la « prédiction » de séismes destructeurs, en essayant de déterminer les temps de récurrence de ces séismes à partir de la datation de séismes historiques, sur une faille.

II.3.1.1- Théorie de la Méthode

Principes

La méthode de datation par le Carbone 14 dans son principe est simple. Le Carbone 14 est produit principalement par l'action des protons cosmiques sur les noyaux des atomes dans la haute atmosphère (Fontugne, 2004). Le Carbone a trois isotopes naturels : Les deux les plus abondants sont les isotopes stables : le ^{12}C (98.89 %) et le ^{13}C (1.11%). Le radiocarbone, avec une abondance inférieure à 10^{-10} %, est instable - sa demi-période de vie est 5.730 ans - et subit une désintégration (β^-) en ^{14}N . Il n'est présent sur Terre que parce qu'il est produit en permanence par l'interaction des rayons cosmiques avec l'azote et l'oxygène dans l'atmosphère (Noller et al, 2000). Le taux global de production de ^{14}C est $\sim 2 \text{ atcm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Noller et al, 2000).

Approximativement 75% de cette production se fait dans la stratosphère, les 25% restants dans la troposphère supérieure (figure II.17). Damon et al. (1989) et plus récemment Noller et al. (2000) ont réalisé une compilation de la quantité de ^{14}C stockée dans les réservoirs globaux de Carbone. Ils suggèrent que les dépôts côtiers et les sédiments d'estuaire récemment déposés constituent parmi les plus grands réservoirs (>16%) de l'ensemble du ^{14}C recensé sur la Terre.

Le cycle relativement rapide du carbone entre l'atmosphère et la biosphère permet de maintenir une activité de ^{14}C qui est approximativement égale à celle de l'atmosphère, une fois que le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ a été corrigé des effets de fractionnement isotopiques qui sont fonction de la masse des éléments. La matière terrestre, végétale, telle que les composants ligneux des arbres, peut avoir une activité de ^{14}C inférieure à celle des constituants des plantes courte durée, tels que des feuilles, les graines, le pollen et les racines fines. Les tissus des animaux qui consomment des plantes et ont des durées qui sont courtes relativement à la demi-vie du ^{14}C refléteront pareillement l'activité ^{14}C des plantes ou des animaux qu'elles consomment.

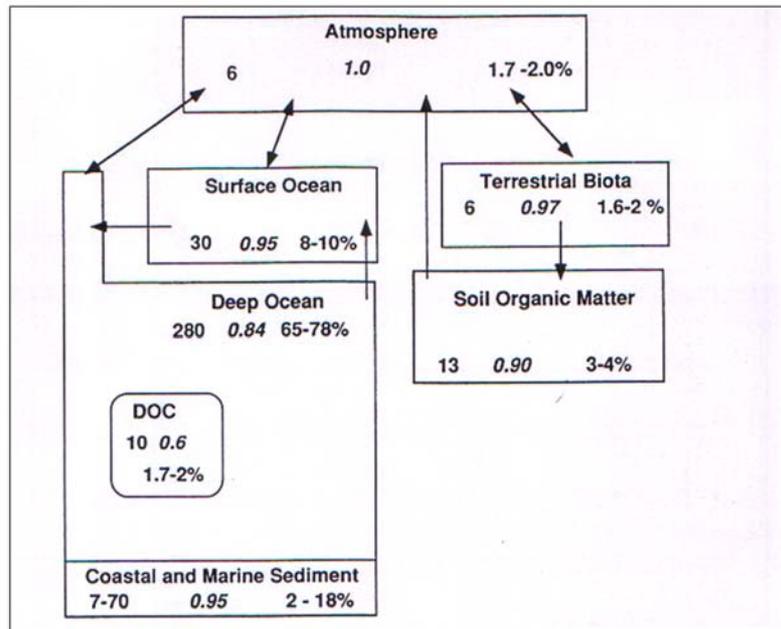


Figure II.17 : Distribution du Carbone ($\times 10^{16}$ moles, nombre à gauche), typique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ sur atmosphérique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (en italique au centre) et pourcentage total de ^{14}C (à droite).

A la mort d'un organisme, le ^{14}C dans ses tissus n'est plus alimenté par l'échange direct ou indirect avec le CO_2 atmosphérique, et se désintègre à nouveau en ^{14}N . Si le tissu reste intact et si le système est isolé, la diminution de son contenu en ^{14}C (exprimé comme le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$), peut être employée pour indiquer le temps écoulé depuis la mort de l'organisme. Ce principe sert de base à la méthode et est illustrée sur le figure II.18. Le calcul d'un âge de radiocarbone repose sur l'hypothèse que la teneur ^{14}C du carbone fixé à l'origine dans les tissus de plantes ou d'animaux égalait celle du CO_2 de l'atmosphère pendant des périodes préindustrielles - définies en tant que 0,95 fois l'activité d'une norme d'acide oxalique de NBS avec ^{13}C de 19‰ mesuré en 1950 (Noller et al, 2000)-. Il y a deux limitations principales à ces suppositions : 1/ D'abord, les réactions chimiques et biologiques fractionnent des isotopes selon leur masse, de sorte que le taux de $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans la composition du CO_2 atmosphérique, différera du carbone organique fixé de l'atmosphère du fait de la photosynthèse. Ceci est facilement corrigé en mesurant quel degré de fractionnement (qui dépend de la masse) affecte la teneur en ^{13}C isotopique stable d'un échantillon (Craig, 1954). 2/ Le deuxième problème est que la teneur en ^{14}C de l'atmosphère a changé au cours du temps, en raison des changements du taux de production de ^{14}C (les variations de flux de rayon cosmique et de champ magnétique) et en raison des changements de la distribution du carbone dans l'océan, la biosphère et l'atmosphère (e.g. Noller et al, 2000).

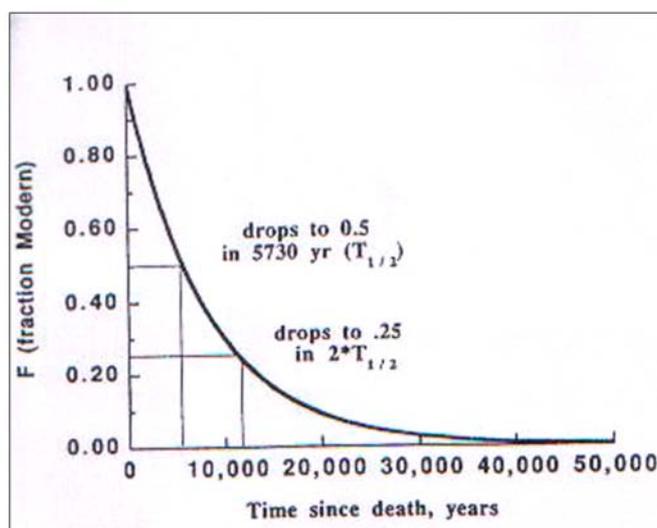


Figure II.18 : Taux de diminutions du carbone par rapport au temps.

Ces variations, déduites de la teneur en ^{14}C de la cellulose à partir des anneaux annuels de croissance des arbres, sont généralement inférieures à 10% au cours des 7000 dernières années, mais peuvent approcher 30% pour des âges plus anciens que 13000 ans (Bard et al, 1990). Ainsi à l'aide de facteurs de correction on peut déterminer les âges calendaires des

datations ^{14}C (calibration des âges ^{14}C). On peut également calibrer les âges ^{14}C avec les varves lacustres contenant des macro-fossiles (e.g. Noller et al., 2000). Des changements plus récents de la teneur en ^{14}C du CO_2 atmosphérique résultent de la contamination par le carbone fossile-carburant (Noller et al, 2000) et par la production de ^{14}C dans l'atmosphère lors des essais thermonucléaires (bombe ^{14}C). Cette composition isotopique globale transitoire du système du Carbone augmente les problèmes de contamination des échantillons mais constitue un traceur utile des processus du cycle de carbone sur les dernière décennies (Bard et al., 1990; Taylor. 1992) (figure II.19).

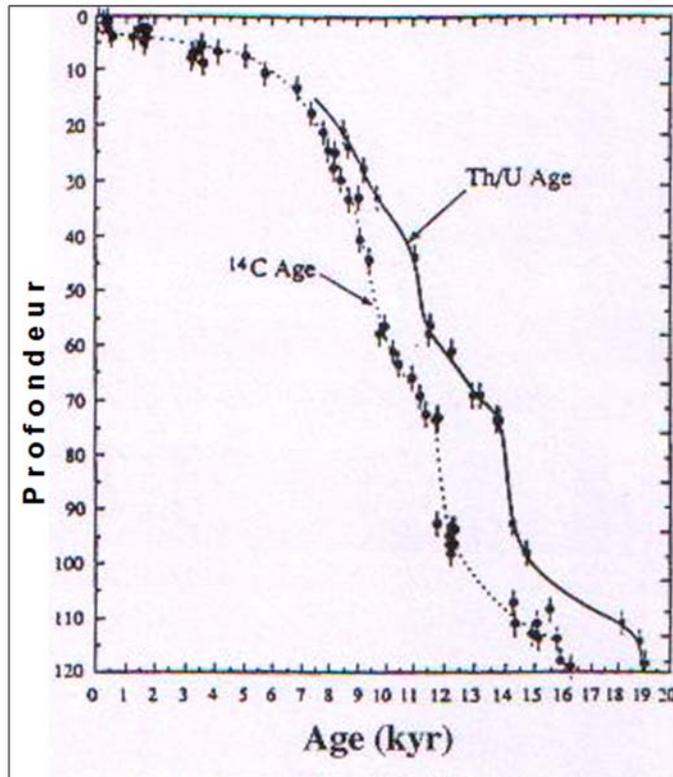


Figure II.19 : Comparaison entre d'âges dérivés des méthode U/Th et ^{14}C .

Une complication finale des datations au radiocarbone résulte de la ré-évaluation de la demi-vie du ^{14}C après qu'un volume considérable de littérature ait été publié sur ce sujet (Noller et al, 2000). Il a ainsi été établi que la demi-période de vie du radiocarbone du ^{14}C devait être considérée comme égale à 5568 ans dans le calcul des âges conventionnels au radiocarbone.

II.3.1.2- Gamme d'applicabilité ou Domaine d'application de la méthode du ^{14}C

La datation au ^{14}C est applicable à la matière organique formée de carbone fixé par la photosynthèse au cours des 50000 à 60000 dernières années. Le domaine d'application de la méthode ^{14}C est limité par plusieurs facteurs: (1) les variations de ^{14}C dans le CO_2 atmosphérique dans le passé (figures. II.19 et II.20), (2) l'incertitude globale sur l'analyse de radiocarbone, y compris la contamination de fond et (3) le choix approprié des échantillons dans le domaine de temps à dater.

L'incertitude de mesure est généralement de 0.5 à 1%, ou de 95 % de la norme de l'acide NBS-1 oxalique, mais elle peut atteindre 0.2% dans les laboratoires de haute précision. Si cette incertitude était la seule limitation à la datation au ^{14}C , on devrait pouvoir dater des échantillons d'âge compris entre environ 20 à 40 ans et 70.000 ans. Cependant, le domaine d'application est plus restreint, généralement de >300 ans à 55000 ans. La limite inférieure à 300 ans provient du fait que, au cours des trois derniers siècles, la teneur en ^{14}C de l'atmosphère a diminué, comme le prouvent les enregistrements par des anneaux de croissance d'arbres d'âge connu (Noller et al, 2000).

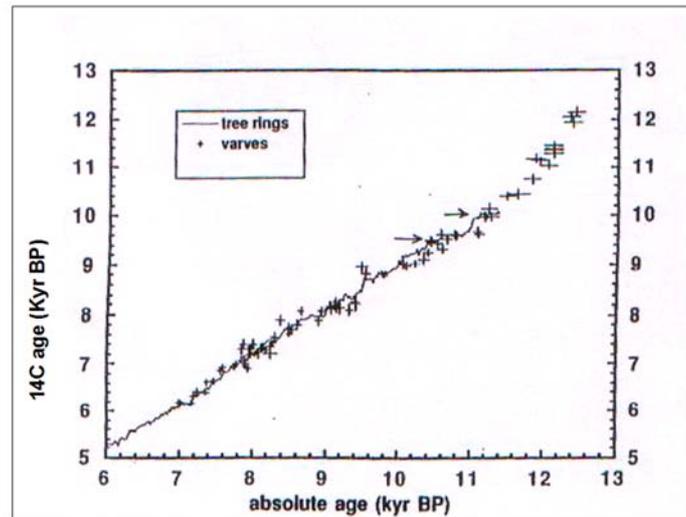


Figure II.20 : Comparaison des âges ^{14}C calibrés avec anneaux de croissance et de macro fossiles (varves)

L'exception à cette tendance se produit entre 1955 et l'époque actuelle, quand les changements bien documentés du ^{14}C dû à l'explosion de bombes nucléaires permet de dater du matériel organique ayant seulement 2 à 5 ans. La limite supérieure à 55000 ans résulte principalement de problèmes de contamination des échantillons par de très petites quantités de carbone moderne, pendant l'échantillonnage ou dans le milieu de stockage, ou en raison de ^{14}C produit dans l'échantillon par le bombardement de rayons cosmiques (Noller et al,2000).

L'exactitude de la méthode de radiocarbone change avec l'échelle d'étalonnage utilisée pour convertir les années ^{14}C en années civiles. Pour les échantillons correspondants à la gamme d'âges pour laquelle l'étalonnage des anneaux de croissance des arbres existe (figure II.20), l'exactitude de l'âge calibré dépend du comportement du ^{14}C atmosphérique pendant l'intervalle des plateaux observé dans les courbes d'étalonnage (figures II.20). On augmente

souvent d'un -sigma l'erreur analytique pour des échantillons datant de plus de 10000 ans. A partir de cette durée, la conversion des âges de radiocarbone en âges calendaires est incertaine, comme l'indiquent les données fournies par des macro fossiles des dépôts de lac et les comparaisons des âges U-Th et ^{14}C sur des coraux (Barde et al., 1990 ; Noller et al, 2000) (Voir figures II.19 et II.20).

L'exactitude globale des âges calibrés par datation radiocarbone dépend de l'intervalle de temps dans lequel l'échantillon a été formé. Depuis 1963, l'année du pic de production du ^{14}C , la teneur en ^{14}C d'un échantillon peut être comparée à la courbe de ^{14}C atmosphérique enregistrée depuis cette époque, respectivement dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud où les courbes sont différentes.

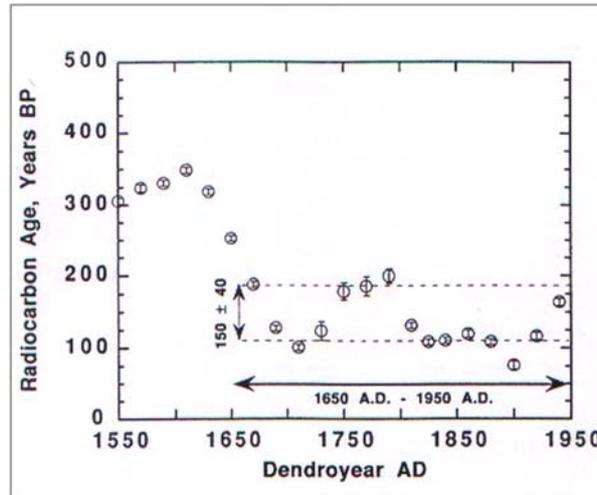


Figure II.21 : Age radiocarbone et âge calendaire correspondant par dendrochronologie.

Les échantillons formés entre 1950 et 1650 A.D. (le calendrier 30-300 ans BP), ont généralement des âges conventionnels de radiocarbone s'échelonnant sur 100-150 ans (la gamme réelle est de 80-220 ans). D'autres plateaux similaires, quand les âges conventionnels de radiocarbone demeurent relativement constants sur un grand choix d'âge de calendrier, sont identifiables dans les enregistrements d'anneaux de croissance. Pour des échantillons formés entre il y a 300 et 10000 années, plusieurs plateaux ramènent l'exactitude globale du radiocarbone de <10 à 10-50% de l'âge calendaire.

Un âge calibré dépend de l'incertitude des mesures de radiocarbone (l'erreur de laboratoire d'un sigma, qui devrait inclure non seulement la précision analytique mais une évaluation globale de l'erreur dans la préparation de l'échantillon témoin, de la connaissance des corrections de fond, etc...) et d'une erreur d'un sigma rapporté pour la détermination de la courbe d'étalonnage (Noller et al, 2000). L'écart type est calculé de la façon suivante:

$$\sigma = [(\text{échantillon } \sigma)^2 + (\text{courbe } \sigma)^2]^{1/2}$$

La gamme des âges de calendrier pour l'échantillon est alors déterminée par la courbe d'étalonnage pour l'âge $^{14}\text{C} + \sigma$ et $^{14}\text{C} - \sigma$.

Enfin, et d'une manière primordiale, l'âge radiocarbone est correct si un échantillon est seulement aussi fiable que l'échantillon lui-même. Beaucoup « d'échantillons » peuvent se rajouter à un système qui n'est pas resté fermé. Le prétraitement approprié des échantillons à enlever peut aider dans les cas où une macro fossile spécifique doit être datée. Dans d'autres

cas, lorsque par exemple la matière organique dans un paléosol ou un dépôt sédimentaire doit être daté, l'âge obtenu pourra ne pas refléter l'âge vrai de l'événement mais plutôt le carbone accumulé dans le sol dans une période de plusieurs milliers d'années (Turnbore, 1993; Noller et al, 2000).

II.2.3.1.3- Méthode de mesure

Il existe actuellement deux méthodes de mesure de la teneur en radiocarbone de la matière organique. La première mesure l'activité du ^{14}C de l'échantillon par le comptage du gaz produit pendant la désintégration: CO_2 , CH_4 , C_2H_2 et rarement C_2H_6 , ou par le dosage du benzène liquide. La deuxième méthode, en service seulement depuis 1977, utilise la spectrométrie de masse par accélération (AMS). Ces accélérateurs de particules d'assez hautes énergies ($> 8 \text{ MeV}$) permettent d'analyser différents ions ^{14}C .

L'AMS permet de mesurer couramment entre 200 μg et 2 mg de carbone, alors que le comptage des désintégrations exige habituellement un minimum de plusieurs grammes de carbone. La sensibilité de l'AMS et son continuel perfectionnement permettent d'augmenter la vitesse d'analyse des échantillons, pouvant aller jusqu'à 100 échantillons analysés en 24 heures contre plusieurs centaines par an en utilisant un compteur simple. Évidemment la collecte d'échantillons (et même du type d'échantillons mesurés) différera selon la méthode employée pour la mesure de ^{14}C .

II.3.1.4- Collecte d'échantillons

Matériaux Appropriés

Pour pouvoir être daté par la méthode du ^{14}C , un échantillon doit contenir du carbone, ayant fixé dès son origine la teneur atmosphérique en CO_2 , et il doit présenter un rapport clair dans son contexte géologique avec l'événement daté. Il doit être correctement préservé. Les matériaux généralement analysés sont le bois (cellulose), les graines, les pollens, le charbon de bois, les os, la tourbe ainsi que les « coquilles » de chitine ou de carbonate. Également mesurés, mais d'une utilisation plus incertaine en termes de datation, sont des dépôts organiques des lacs ou des paléosols.

Pour une discussion plus générale des différents types de matériaux datable au radiocarbone voir le livre de Noller et al (2000). La plupart des échantillons à dater pour des interprétations paléoseismiques se trouvent dans des dépôts fluviaux, des sols, ou des dépôts lacustres. Il s'agit des matériaux suivants (Tableau II.1):

Le bois. Le bois est généralement considéré comme un matériel idéal pour la datation radiocarbone, car il contient le CO_2 qu'il a fixé de l'atmosphère. Les arbres peuvent vivre plus de cent ans, ainsi un échantillon de bois peut aider à déterminer son âge. Les morceaux de bois trouvés dans les dépôts alluviaux peuvent avoir plusieurs centaines d'années, même s'ils sont partiellement décomposés, particulièrement dans les environnements arides.

Les macro fossiles. Les feuilles, les graines, les brindilles, les racines, les pollens, et les « phytolithes » ont des durées de vie courtes, formées en moins d'un à plusieurs années. Les Phytolithes sont les particules *opalines* microscopiques formées dans des parois des cellules des organismes végétaux. Comme le pollen et les graines, elles sont bien préservées dans de

nombreux environnements géologiques et peuvent être employées pour identifier la végétation (Noller et al, 2000).

La persistance de ces fossiles peut constituer un problème pour dater. Ils peuvent survivre en subissant des cycles répétés d'érosion et de re-déposition, ou être verticalement transférés par éluviation. Donnant de ce fait un âge plus vieux que les dépôts dans lesquels ils sont trouvés. Les feuilles, les racines et les brindilles sont plus facilement décomposées. Un soin extrême doit être pris pour distinguer les brindilles et les racines dans l'affleurement car des racines actuelles peuvent pénétrer venant de la surface.

Quelques organismes vivants incorporent du CO₂, déficitaires en ¹⁴C tout en croissant, conduisant à une surestimation de l'âge de l'organisme de ¹⁴C. Les sources de ¹⁴C provenant de ce type de CO₂ pourraient être (1) les gaz volcaniques (Noller et al, 2000), (2) l'incorporation du CO₂ dérivé de la décomposition de vieille matière organique, ou (3) la combustion locale de combustible fossile (Noller et al, 2000). A l'inverse, l'enrichissement en ¹⁴C est observés pour des organismes croissant près de centres nucléaires (McCartney et al., 1986).

Le charbon de bois. Le bois, les graines ou les os carbonisés identifiables sont souvent considérés comme les matériaux de datation idéaux, en raison de leur contenu élevé en Carbone et leur bon état de conservation. Les fragments finement disséminés de charbon de bois, cependant, peuvent être du matériel détritique hérité. Le charbon de bois peut être plusieurs centaines d'années plus ancien que la date de son incinération. Dans ce cas, il ne reflète pas l'âge du bois duquel il est dérivé (Noller et al, 2000).

Les os. L'os est poreux et facilement pollué par le carbone du sol ou des eaux souterraines. D'une façon générale, dater du collagène intact des os bien préservés donne des résultats fiables. En utilisant l'AMS, on peut dater des fractions organiques spécifiques, telles que des protéines ou différents acides aminés (Nelson, 1991).

La tourbe. Fortement organiques, elles contiennent normalement des macro-fossiles identifiables appropriés à dater. Des graines, le pollen de feuilles et les corps fruitiers doivent être séparés de racines. La comparaison des âges des tourbes et celles de leurs macro-fossiles est souvent bonne (Tornqvist et al., 1992), mais il est toujours meilleur de travailler sur quelque chose d'identifiable, in situ, et s'affranchir ainsi des problèmes de re-déposition de matériel érodé. Les tourbes ou les dépôts riches en matière organique de lac, composés la plupart du temps de restes de plantes aquatiques, peuvent être influencés par la migration des fluides riches en matière (Aravana et al., 1993; Noller et al., 2000). Dans la mesure du possible, des échantillons de plantes aquatiques du dépôt supérieur devraient être datés pour évaluer la part de contamination par le carbone inorganique de l'eau de lac.

Les coquilles. Chitineuses ou calcaires, des exosquelettes ou des coquilles sont généralement bien préservées dans beaucoup d'environnements géologiques. Pour la coquille de carbonate, le carbone inorganique est généralement daté. Si les coquilles sont marines, l'activité du ¹⁴C du carbone inorganique dissous (à partir duquel le CaCO₃ précipite) peut être plus faible que celle du ¹⁴CO₂ atmosphérique;. Par exemple, une correction d'âge de réservoir jusqu'à 400 ans est généralement appliquée aux âges de radiocarbone obtenus à partir des coquilles de foraminifère marins en raison de leur faible teneur en ¹⁴C du Carbone inorganique dans les eaux extérieures marines, comparées à la teneur en ¹⁴C du CO₂ atmosphérique (Stuiver et d'autres, 1993).

Les sols et les paléosols. Il arrive souvent que l'on ne trouve pas de macro-fossiles identifiables contenant des quantités suffisantes de Carbone. On tente alors de dater la matière organique globale en bloc trouvée dans un sol ou dans un paléosol. L'incertitude associée aux âges globaux de radiocarbone de matière organique est beaucoup plus grande que l'incertitude analytique d'un l'âge ^{14}C . La matière organique dans les sols est un mélange de matériaux de différents âges, allant de l'époque actuelle à plusieurs milliers d'années (Trombore, 1993; Noller et al., 2000).

Quelques composants, comme la matière végétale vasculaire relativement fraîche, reflètent le Carbone contemporain. Les âges radiocarbone sont souvent interprétés dans ces fractions en termes de résidence du Carbone dans le sol, mais elles peuvent aussi bien refléter l'accumulation à long terme de Carbone dans le sol, ou même le Carbone détritique hérité.

Les carbonates pédogéniques. Les interprétations de la teneur en ^{14}C des carbonates « pédogéniques » sont compliquées par plusieurs facteurs. D'abord, les carbonates de sol peuvent avoir des systèmes radiochronologiques qui ne sont pas restés fermés depuis leur formation originelle. Les sols carbonatés se forment de manière complexe, et peuvent partiellement se dissoudre et se ré-équilibrer avec le $^{14}\text{CO}_2$ du sol, chaque fois que des sols deviennent humides (Noller et al, 2000). Amundsen et al. (1994) notent que la teneur de ^{14}C du CO_2 du sol, avec laquelle les carbonates du sol s'équilibrent peut être appauvrie en ^{14}C comparé à celui du CO_2 atmosphérique en raison de la contribution de CO_2 provenant de la décomposition de la vieille matière organique. Ainsi le contenu en ^{14}C du carbonate dans le sol peut ne pas refléter la période de sa précipitation originale.

Material	Sample Size for AMS (milligrams)	Sample Size for Counting (grams)	Notes on Pretreatment
Wood	2 - 5	10 - 25	High precision: extract cellulose; also extract with acid-base-acid
Seeds, leaves, twigs, etc.	2 - 5	10 - 25	High precision: extract cellulose; also extract with acid-base-acid
Pollen	2 - 5	-	Extract by dissolving sediment and destroying other organics
Charcoal	1 - 5	10 - 100	Amount required depends on charcoal quality and preservation. Mostly treated by extracting with acid-base-acid.
Bone	2 - 10	20 - 100	Amount depends on preservation. Many treatments, mostly relying on extraction of intact proteins.
Peat	2 - 20	20 - 200	Acid-base-acid washes, or selection of macrofossils (AMS).
Shells (carbonate)	8 - 20	90 - 200	Bake to destroy organics, acidify.
Soils, paleosols	10 - 200	100 - 2,000	Pretreatment varies. Low-density fraction is youngest material; organic matter residue after acid and base extraction oldest component.

Tableau II.1 : Taille d'échantillons pour datation ^{14}C avec AMS et datation ^{14}C « classique » (désintégration par comptage) pour différents matériaux (d'après Noller et al, 2000).

II.3.1.5- Méthodes d'échantillonnage

Dans la plupart des cas, les études paléoseismologiques ont employé des mesures de radiocarbone pour déterminer des intervalles de répétition de mouvements tectoniques dans une région donnée. Les hypothèses sous-jacentes à l'utilisation de la méthode de datation par radiocarbone sont les suivantes : 1) L'événement sismique est accompagné de marqueurs géologiques identifiables (i.e. décalage, éboulements ou récessions, ligne de rivage ou terrasses, liquéfaction - émission de sables). On doit pouvoir prouver que ces marqueurs sont liés à l'activité sismique de la région en corrélant et en synchronisant ces structures avec l'occurrence d'un ou plusieurs tremblements de terre. 2) L'événement peut être encadré par des mesures de radiocarbone. 3) Si possible, on vérifie la fiabilité de la datation de l'événement avec des échantillons multiples.

Un grand soin doit être pris dans la description et le marquage du matériel selon sa position à l'affleurement. Une photographie ou un croquis de l'affleurement sont extrêmement utiles, car les tranchées doivent souvent être comblées avant que les données de radiocarbone ne soient disponibles. Des échantillons doivent être stockés dans des récipients spécialement conçus pour empêcher la contamination – boîte en aluminium, bouteilles en verre, bouteilles de polyéthylène ou sacs. Il faut évidemment s'assurer que les récipients en plastique ne risquent pas de se déchirer pour ne pas contaminer l'échantillon en carbone. Des échantillons scellés dans des récipients en verre, s'ils sont humides et exposés à la lumière, peuvent être pollués par la croissance d'algues ou de champignons. Les échantillons doivent être répertoriés précisément, en indiquant l'endroit du prélèvement, la date, le type de matériel, et toute autre information importante (Noller et al, 2000).

II.3.1.6- Conservation et transport

Une fois dans le laboratoire, les échantillons doivent être séchés à poids constant pour limiter la décomposition. La réfrigération ou la congélation peuvent également limiter la détérioration des macro-fossiles et la croissance de micro-organismes si les échantillons doivent être stockés pendant longtemps (Noller et al, 2000).

II.3.1.7- Analyses en laboratoire

Les procédures pour le prétraitement et la mesure d'échantillon varient considérablement selon la quantité et le type du matériel à mesurer, et selon la méthode de mesure du ^{14}C . La quantité minimum d'échantillon nécessaire pour les datations radiocarbone par comptage des désintégrations et par les méthodes d'AMS est indiquée dans le tableau II.1, qui récapitule également l'information concernant les procédures de prétraitement d'échantillon (Faure, 1986 ; Noller et al., 2000).

II.3.2- Utilisation de la géomorphologie du sol (« pédologie ») dans le domaine de l'étude des failles

Introduction

Le degré du développement de profil de sol a été employé pour estimer l'âge de faille active et de matériel alluvial affecté par une faille et, dans certain cas pour déterminer la chronologie des séismes (Rockwell et al., 1990; Berry, 1994, Noller, 2000). Le sol, dans ce contexte, est le profil de altération climatique qui se développe sur la surface de la terre (figure II.22). Des profils de sol peuvent être employés dans des études tectoniques : la méthode est basée sur la corrélation du sol en question avec ceux d'un ensemble de sol comparable qui ont pu être datés. Comme une datation technique, le développement de profil de sol peut être largement appliqué à différents types d'environnements.

Cependant, les sols sont développés de manières variables selon les régions et les conditions environnementales. Par conséquent, les profils de sol doivent être localement calibrés par des techniques de datation fiables avant que des évaluations d'âge puissent être faites à partir de ceux-ci pour des dépôts non datés. Beaucoup de facteurs physiques influencent le sol et sont taux de développement. Ils ont été intensivement explorés en littérature et développés en tant que modèles pédologiques (i.e. Bikerland, 1984)

II.3.2.1- Théorie de la méthodologie

La théorie de l'analyse pédologique commence par l'idée que les propriétés d'un profil de sol sont une fonction des conditions initiales, des facteurs environnementaux, et du temps. La plupart des concepts ont été développés par les Russes et les allemands qui ont proposé un modèle de formation de sol, qui ont été ensuite remplacé par une théorie Américaine de formation du sol. Le climat et la végétation ont été généralement considérés comme les facteurs dominants dans des modèles plutôt pédogéniques, avec une importance particulière donnée au climat, au matériel parent, à la végétation, aux effets topographiques, et au temps. Les modèles ultérieurs ont souligné les aspects d'organisation de l'eau traversant le sol (Noller et al., 2000).

Une autre approche dans l'étude de la pédogenèse est formulée dans un modèle de processus qui évalue le développement de sol en termes d'additions, de déplacements, de translocations et transport. Bien qu'importante dans la compréhension des processus de formation des sols, cette approche ignore l'importance du temps comme facteur dans le développement du sol, facteur clé pour les études paléosismique et néotectoniques.

Dans la plupart de ces modèles, le développement du sol a été généralement considéré comme étant monogénétique (Noller et al, 2000). Or il est évident que le climat local, régional et global a changé sensiblement pendant le Quaternaire. Ces observations ont déclenché la réévaluation de plusieurs des concepts en pédogénèse en insistant sur le caractère polygénétique de pratiquement tous les sols (McFadden, 1982; Noller et al., 2000). Dans cette perspective, des sols sont interprétés en termes de tendances progressives et régressives (figure II. 23) (Phillips, 1993) aussi bien que l'interaction complexe dynamiques multiples et des variables passives (la poussière éolienne et les flux de sel, le matériel parent, climat, végétation, les effets topographique régionaux). Également dans cette perspective, le développement du sol est évalué dans la façon dont ces variables, avec leurs rétroactions respectives, ont changé au cours du temps (Noller et al, 2000).

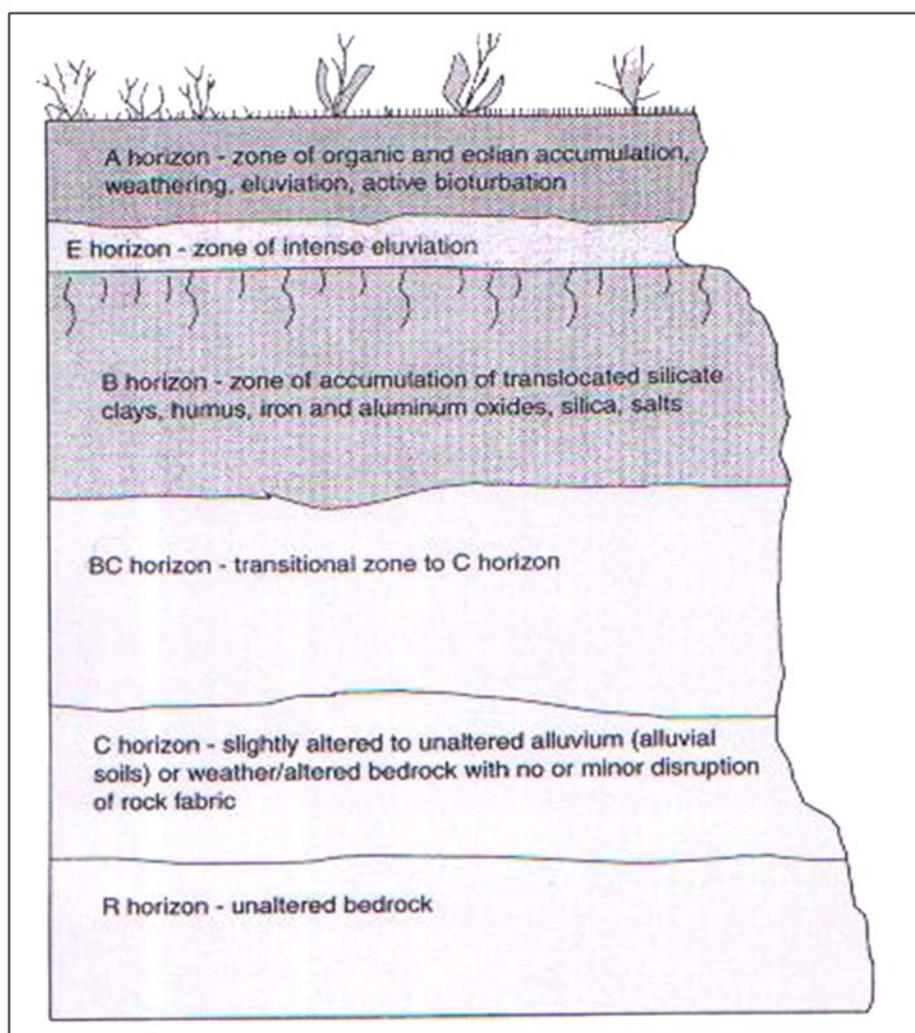


Figure II.22 : Coupe schématique de sol.

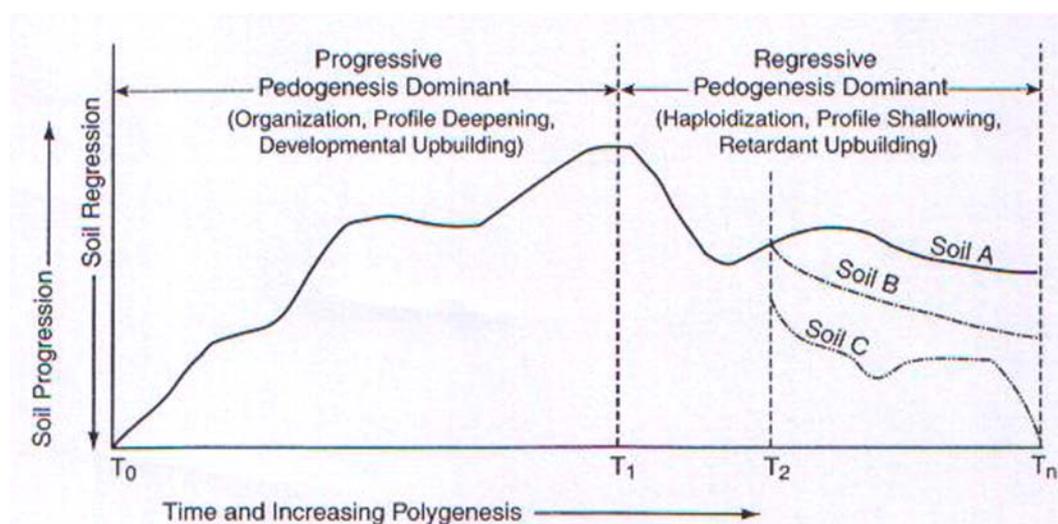


Figure II.23 : Diagramme hypothétique de l'évolution d'un sol.

II.3.3 Géochronologie et principes de la méthode TL/OSL

Introduction

Ce chapitre est repris de la thèse de S. Balescu (2004) et synthétise les principes essentiels de la méthode dite OSL. La luminescence peut être décrite comme un phénomène de stockage d'énergie - accumulation d'électrons dans des « pièges à électrons » au sein des minéraux - induit par une exposition à des rayonnements radioactifs. Cette énergie peut être restituée en laboratoire sous forme lumineuse (photons) lorsque le minéral est chauffé (Thermoluminescence = TL) ou soumis à une impulsion lumineuse brève et puissante dans le domaine du visible ou de l'infra-rouge (Optically Stimulated Luminescence = OSL ; Infra-Red Stimulated Luminescence = IRSL).

Les séquences sédimentaires quaternaires constituent de précieuses archives du passé qui enregistrent les changements du climat et du milieu et qui conservent les vestiges d'occupation humaine. La chronologie des événements géologiques, géomorphologiques et archéologiques enregistrés au sein des séquences quaternaires continentales constitue donc un élément majeur de réflexion indispensable à notre compréhension de la révolution quaternaire du climat et de l'environnement ainsi qu'à notre connaissance de l'évolution de l'Homme (Figure II.24).

La datation des sédiments quaternaires par la méthode de luminescence, dont la découverte et la mise au point remontent au début des années 80, occupe aujourd'hui une place importante dans le domaine de la géochronologie quaternaire continentale. Il s'agit d'une méthode physique de Datation radiométrique qui regroupe deux méthodes: la thermoluminescence (TL en abrégé ; Wintle et Huntley, 1980) et la luminescence optique (Optically Stimulated Luminescence, OSL en abrégé ; Huntley et al. 1985) qui fut introduite ultérieurement en 1985; cette dernière est directement dérivée de la thermoluminescence. C'est la même propriété physique des minéraux appelée luminescence, qui est à la base de ces deux méthodes de datation.

La méthode de luminescence s'applique à la fraction minérale détritique du sédiment (grains de quartz et de feldspath, présents dans la plupart des sédiments) et mesure directement l'âge des dépôts détritiques quaternaires. Contrairement aux méthodes classiques du Quaternaire (^{14}C , U/Th et RPF), elle ne requiert donc pas la présence de matière organique (humus, tourbe, charbon de bois) ou de fossiles (coquilles, dents, ossements).

Les quartz et les feldspaths stimulés thermiquement ou optiquement en laboratoire, émettent des signaux lumineux (TL ou OSL, respectivement) qui constituent de précieux outils de datation radiométrique appelés chronomètres. Ceux-ci mesurent le temps écoulé depuis le dépôt des minéraux ou plus précisément depuis leur dernière exposition à la lumière solaire. En s'appliquant à la fraction détritique des sédiments continentaux et océaniques, à des dépôts argileux, limoneux ou sableux, sur un intervalle de temps qui s'étend à plusieurs centaines de milliers d'années (500 voire 700 ka), elle élargit ainsi considérablement notre champ d'investigation dans le domaine de la géochronologie du Quaternaire.

Couramment utilisée en archéologie depuis les années 1960, la TL est devenue une méthode classique de datation pour les matériaux archéologiques chauffés (poteries, céramiques, silex brûlés pierres de foyers). Son application à la géochronologie des sédiments quaternaires par contre est beaucoup plus récente : elle remonte au début des années 1980 (Wintle et Huntley. 1980 ; wintle, 1981 et 1990 ; Aitken, 1985 ; Mejdahl, 1986 ; Berger,

1988 ; Fonnán. 1989). Ce sont les sédiments éoliens, et en particulier les loess, qui sont les premiers sédiments sur lesquels la méthode a été testée et qui se sont par ailleurs révélés les mieux adaptés à cette méthode. La datation TL des sédiments d'origine aquatique demeure par contre plus problématique car il subsiste au moment du dépôt, un signal TL résiduel difficilement quantifiable dans certains contextes sédimentaires.

La datation par luminescence a connu un développement rapide et a accompli des progrès spectaculaires dans le domaine de la géochronologie des sédiments quaternaires au cours de ces dix dernières années. Le raffinement de la méthode TL a en effet permis la mise au point en 1985 d'une nouvelle méthode, l'OSL (Huntley et al. 1985). Cette découverte a constitué un tournant important et a produit une révolution dans le domaine de la datation quaternaire comparable à l'AMS pour le ^{14}C ou le TIMS pour les séries de l'Uranium et les techniques K/Ar. Elle a également abouti à une réduction de la quantité de matériel nécessaire à l'obtention d'une datation et à une meilleure précision sur l'âge.

La méthode de datation OSL occupe donc aujourd'hui une place importante dans les Sciences de la Terre et de l'Homme. Elle se révèle beaucoup plus performante et plus précise que la TL. Elle permet de dater une plus grande variété de sédiments continentaux d'origine aquatique ainsi que des sédiments holocènes (en particulier d'âge historique), avec une meilleure précision et une plus grande fiabilité (Wintle, 1993; Berger, 1995 ; Duller, 1996 ; Prescott et Robertson, 1997 ; Aitken.1998). Sa portée chronologique s'étend de quelques centaines d'années à 500 voire 700 milliers d'années. Signalons enfin que les derniers développements méthodologiques et technique de OSL orientent aujourd'hui les applications vers une diminution de la masse de l'échantillon, jusqu'à la mesure de grains uniques, conduisant ainsi à une meilleure appréciation de l'efficacité de la remise à zéro du signal OSL au moment du dépôt et une amélioration significative de la précision sur l'âge.

La datation OSL des sédiments quaternaires est aujourd'hui en plein essor et ne cesse de se développer. Elle est devenue en quelques années un outil chronologique de choix pour l'étude du Quaternaire. De l'évolution de l'Homme et de son environnement, complétant ainsi les autres méthodes de datation radiométriques et renforçant l'arsenal dont disposent les géologues, les géomorphologues, les archéologues et les préhistoriens pour établir des chronologies absolues en milieu continental. Elle offre de nombreuses potentialités à explorer en géologie du Quaternaire (paléoclimats et paléo environnements), en géomorphologie (dynamique éolienne en milieu littoral, évolution des paléo rivages, glissements de terrain...), en géophysique (néotectonique et paléoseismologie), en préhistoire et en archéologie.

Elle est aussi un outil majeur pour mieux appréhender la dynamique de divers processus géologiques (pour quantifier la vitesse de sédimentation, le taux de soulèvement continental. La vitesse de déplacement le long de failles actives, la fréquence des séismes. La vitesse de progression des déserts, l'évolution du profil côtier...). L'OSL est une méthode récente, en plein essor, qui apparaît donc aujourd'hui comme une méthode d'avenir dans le domaine de la géochronologie quaternaire compte tenu de ses nombreuses potentialités d'application et de l'ubiquité des minéraux analysés. De nombreux laboratoires de recherche internationaux s'y sont investis au cours de ces quinze dernières années. Si de nombreuses recherches fondamentales, méthodologiques et appliquées, accompagnées d'importants développements techniques des appareillages de mesure, ont contribué à renforcer la fiabilité de la datation, elle reste toutefois en développement constant et ne cesse de s'améliorer et de se perfectionner.

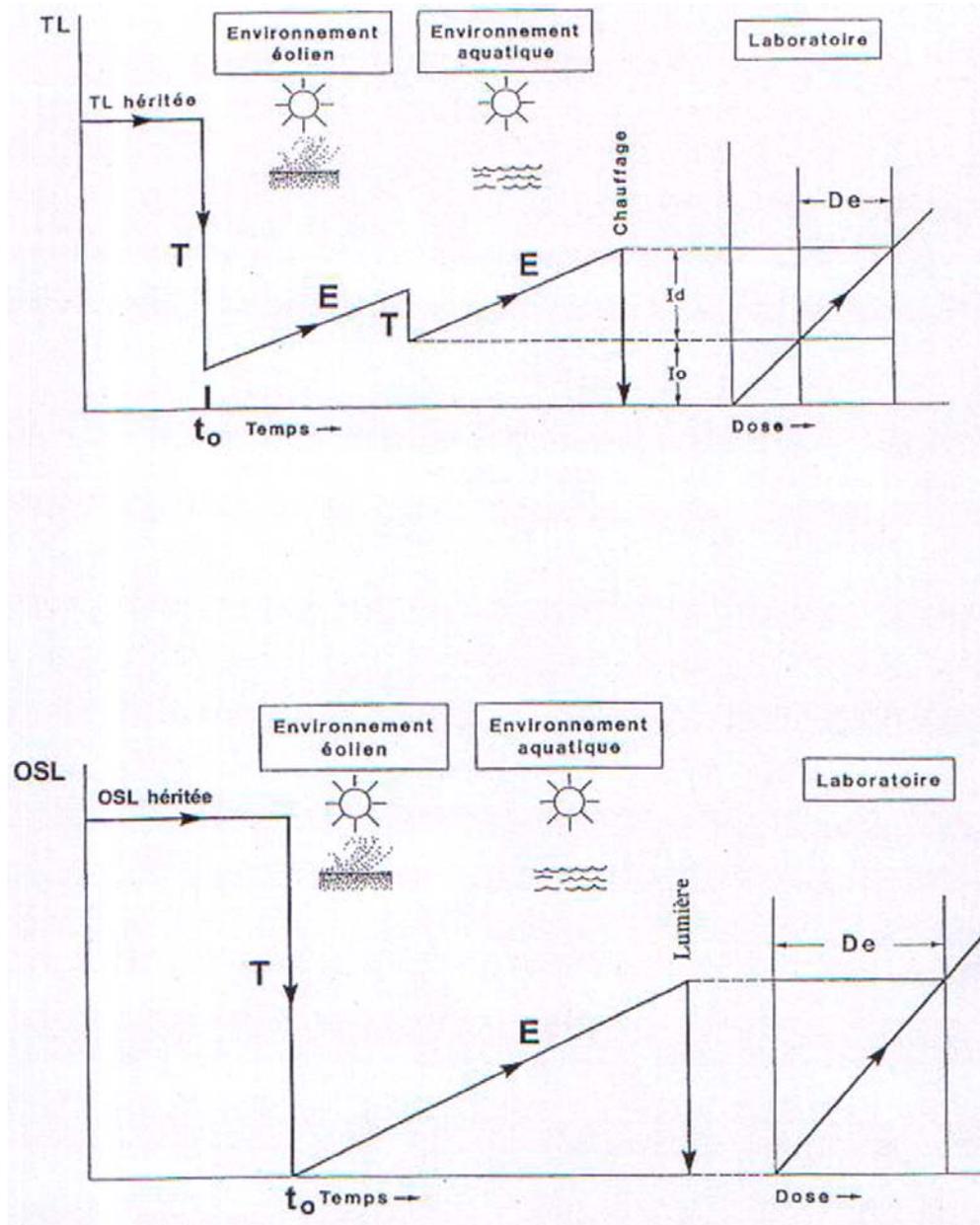


Figure II.24 : Principes de la datation TL/OSL des sédiments (d'après Balescu, 2004), T : Transport sédimentaire; E : Enfouissement; t_0 : dépôt du sédiment; D_e : paléodose.

II.3.3.1-Méthodes d'échantillonnage

Il existe plusieurs approches pour l'échantillonnage. Nous avons réalisé celle préconisée par S. Balescu qui consiste à échantillonner un volume cubique de taille d'environ 20 x 20 x 10 cm en veillant à préserver sa structure interne (figure II.25). L'échantillon est ensuite emballé avec un film plastique pour garder l'humidité puis recouvert de papier d'aluminium pour l'isoler du soleil et de la chaleur. Il est ensuite soigneusement logé dans une boîte assez rigide qui permettra son transport sans risquer sa désagrégation (Figure II.26). Les échantillons sont stockés en milieu réfrigéré le temps qu'ils soient analysés.

Ensuite, sortir l'échantillon comme un cube (avec les min. de taille 20 × 15 × 10 cm), il faut essayer de bien garder l'échantillon dans cette étape, (Figure II.25).

A ce stade la plus importante chose qui doit être réalisée est l'emballage des échantillons pour les protéger du soleil et de la chaleur. On protège d'abord les échantillons par une feuille plastique (pour garder l'humidité du sol) puis par une feuille d'aluminium (pour protéger de la température et la lumière). La situation de couverture sera très importante dans ce stade. Nous préférons appliquer une boîte plastique pour transférer des échantillons entre le site d'étude et le laboratoire OSL, (Figure II.26).

En cas que, le temps intervalle pendant la date d'échantillonnage et le processus d'analyse de datation à labo de luminescence est long, il faut garder les échantillons dans le réfrigérateur.



Figure II.25 : Cube d'échantillon OSL prélevé dans la tranchée réalisée sur la faille Nord Téhéran.

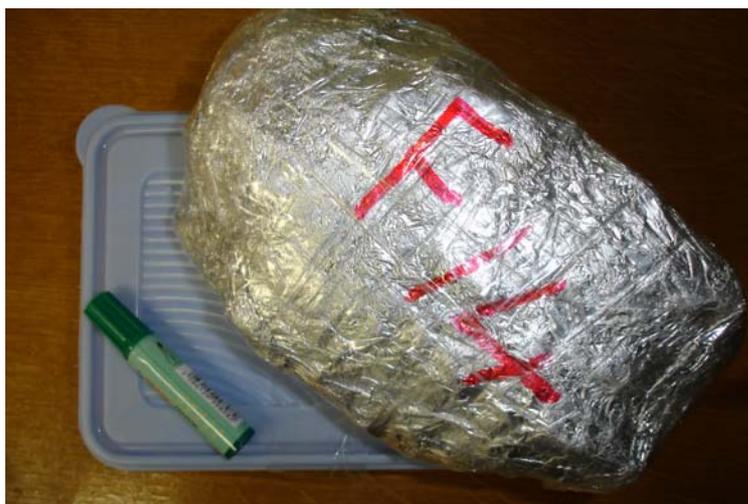


Figure II.26 : Amballage d'un échantillon OSL.

II.3.3.2- Principes de base de la méthode

Les principes de bases sont exposés brièvement et de façon schématique (Voir de Aitken 1985, 1998 pour de plus de détails). Les minéraux présentent de nombreux défauts cristallins (impuretés, dislocations, lacunes) qui se comportent comme des pièges à électrons. La luminescence correspond à un stockage d'énergie (accumulation d'électrons dans les pièges à électrons) induit par une exposition à des rayonnements radioactifs. L'énergie stockée dans le minéral est restituée en laboratoire sous forme lumineuse (photons) mesurable lorsque le minéral est chauffé (thermoluminescence: TL), ou soumis à une impulsion lumineuse brève et puissante dans le domaine du visible ou de l'infrarouge (luminescence stimulée optiquement: OSL).

Au cours du transport éolien ou aquatique, les minéraux détritiques (comme le quartz et le Feldspath) exposés à la lumière solaire, perdent une fraction ou la totalité de l'énergie accumulée antérieurement (figure II.25). Les électrons sensibles à la lumière, initialement piégés par l'irradiation géologique très ancienne (TL/OSL héritée), sont ainsi libérés de leur piège. L'horloge interne des minéraux est alors remise à zéro au moment du dépôt. Cette remise à zéro fournit un point des départs (t_0) à partir duquel on peut mesurer le temps écoulé. Les minéraux ne recommencent à accumuler de l'énergie qu'après qu'ils soient mis à l'abri de la lumière solaire, c'est-à-dire après leur recouvrement par d'autres sédiments. Tout au long de leur enfouissement, les minéraux sont exposés de façon continue à la radioactivité naturelle ambiante du sédiment (rayonnements α , β et γ engendrés par la désintégration des radio-isotopes du Potassium, de l'Uranium et du Thorium du sédiment et de l'environnement), ainsi qu'aux rayonnements cosmiques. Sous l'effet de cette irradiation naturelle, les pièges précédemment vidés, se remplissent à nouveau d'électrons.

Le nombre d'électrons ainsi piégés est proportionnel à la dose totale de radiation reçue par le minéral depuis son dépôt. On parle de paléodose ou dose équivalente D_e (figure II.24) et de débit de dose annuel D_a pour la radioactivité naturelle que reçoit le sédiment annuellement. Si D_a (débit de dose annuel) est restée constante tout au long de l'enfouissement, et si elle est connue, le nombre d'électrons piégés dans les défauts cristallins fournit une estimation du temps écoulé depuis le dépôt (t_0) des minéraux (ou depuis leur dernière exposition à la lumière solaire). L'âge TL ou OSL s'exprime en années par le rapport:

$$\text{Age} = \text{paléodose (De)} / \text{débit de dose annuel (Da)}$$

Il correspond au temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière solaire des minéraux datés. Pour mesurer la paléodose D_e , la luminescence naturelle de l'échantillon est comparée à celle induite par des doses de radiation artificielle connues délivrées en laboratoire par une source radioactive étalonnée. L'intensité du signal lumineux TL/OSL (ou le nombre de photons émis) est une mesure indirecte de la paléodose. Elle croît de façon exponentielle avec la dose ou le temps, jusqu'à l'apparition d'un palier de saturation qui fixe la limite d'application de la mesure (1 unité internationale de dose absorbée est le gray (Gy)).

La Thermoluminescence est utilisée depuis le début des années 80 comme méthode de datation des sédiments (Wintle et Huntley, 1982). Elle est toutefois limitée par la présence au moment du dépôt d'une TL résiduelle (I_0 , figure II.24).

L'évaluation exacte n'en est pas toujours facile, en particulier pour les sédiments mis en place en milieu aquatique. Dans ce milieu, les grains sont exposés à une lumière solaire indirecte, dont certaines longueurs d'onde, telles celles des ultra violets, ont été absorbées et dont l'intensité est atténuée par la présence des particules en suspension. L'existence de ce niveau résiduel au moment du dépôt est demeurée une variable méthodologique difficilement contrôlable, jusqu'à la découverte en 1985 de la luminescence stimulée optiquement (Huntley et al., 1985). Lorsque les minéraux sont stimulés optiquement en laboratoire, seuls les électrons très sensibles à la lumière sont libérés et mesurés (signal OSL). L'intérêt de la méthode OSL réside dans le fait que le signal OSL est une mesure sélective des électrons très sensibles à la lumière, sa remise à zéro est dès lors beaucoup plus efficace, plus complète et plus rapide, de sorte que le niveau OSL résiduel subsistant au moment du dépôt est nul ou négligeable, même en milieu aquatique.

D'après Balescu, 2004, les avantages de la méthode OSL par rapport à la TL sont les suivants: 1/ la méthode est plus précise (<10%) dans la mesure de l'âge. 2/ Elle permet de dater des sédiments très récents, jusqu'à quelques centaines d'années B.P. (e.g. Ollerhead et al., 1994; Murray, 1996; Wintle et al., 1998; Olley et al., 1998). 3/ Elle permet de dater une plus grande variété de sédiments aquatiques. 4/ Elle requiert moins de matériel. 5/ Il est désormais possible d'estimer un âge sur une seule fraction aliquote composée de plusieurs grains, voire sur un grain individuel.

II.3.3.3- Minéraux et sédiments auxquels s'applique la méthode

Les minéraux les plus utilisés pour la datation des sédiments sont le quartz, et le feldspath. La luminescence peut être appliquée à deux fractions différentes du sédiment:

1) la fraction fine (4-11 μm) poly minérale, constituée d'un mélange de quartz de feldspaths potassiques et de plagioclases calco-sodiques.

2) les fractions monominérales grossières (40 à 300 μm) contenant des grains de quartz ou de feldspath. La méthode OSL permet aujourd'hui de dater une grande variété de sédiments quaternaires : éoliens, fluviaux, lacustres, marins, colluviaux (Prescott et Robertson 1997). Si la remise à zéro du signal OSL est plus efficace que celle du signal TL, certains sédiments tels que les tills, les dépôts fluvio-glaciaires et glacio- lacustres proximaux demeurent difficilement datables par OSL classique, la durée d'exposition à la lumière solaire avant leur dépôt étant insuffisante voire nulle dans le cas des tills (Balescu 2004). Par contre, la nouvelle technique OSL des grains individuels permet aujourd'hui de dater des sédiments sableux dont le signal OSL a été partiellement remis à zéro au moment du dépôt.

II.3.3.4- Limite d'âge supérieure de la méthode

La limite supérieure de la méthode de luminescence varie entre 100 ka et 800 ka, selon les compositions minéralogique et chimique du matériel utilisé et la radioactivité naturelle ambiante à laquelle les minéraux ont été exposés. L'âge maximal accessible par la luminescence de la fraction fine polyminérale du sédiment varie selon la provenance géographique du sédiment, entre 150-250 ka (loess européens : Wintle, 1990) et 800 ka (loess de Nouvelle-Zélande; Berger et al, 1992).

La méthode TL/OSL sur quartz est limitée à environ 100 ka par l'apparition, précoce du seuil de saturation, dans un environnement de radioactivité moyenne (soit environ 2-3 Gy/ka). Toutefois, si la radioactivité naturelle du sédiment est très faible, cette limite peut être franchie. Ainsi des âges TL de 720 ka ont ainsi été mesurés sur des quartz de dunes australiennes dont la radioactivité naturelle était de l'ordre de 0.5 Gy /ka (Huntley et al. 1993a) Des études récentes de grains individuels de quartz ont montré que le niveau de saturation du signal OSL varie beaucoup d'un grain à l'autre. En identifiant des grains à niveau de saturation élevé (super grains), on peut en effet espérer dater des dépôts sédimentaires vieux de 1 million d'années environ, voire davantage si les conditions dosimétriques sont favorables (Duller et al., 2000, Yoshida, al., 2000). Enfin, la limite supérieure de la méthode de luminescence TL/OSL appliquée aux grains de feldspaths alcalins (> 40 μm) varie entre 200 et 800 ka selon la provenance géographique du sédiment.

Référence :

- Aitken, M. J. (1985). Thermaluminescence Dating. New York, Academic Press.
- Algermissen, S. T., Perkins, D.M., Thenhaus, P.C., Hanson, S.L., Bender, B.L. (1982). Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United State, GSA: 1-107.
- Allen, J. L. (1986). "Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins." Sediment. Geol. **46**: 67-75.
- Aravena, R., Warner, B., Charman, D.J., Mathur, S.P., Diné, H. (1993). "Carbon isotopic composition of deep carbon gases in a ombrogenous peatland, northwestern Ontario, Canada." Radiocarbon **35**: 271-276.
- Arnold, J. R., Libby, W. (1949). "Age determinations by radiocarbon content, checks with samples of known age." Science **110**: 678-680.
- Balescu, S. (2004). Datation par Luminescence des sédiments Quaternaires et exploration des champs d'application de la méthode. Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire, UMR 8018 du CNRS. Lille, Université des Sciences et Technologies de Lille: 194.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., Mathieu, G., Arnold, M. (1990). "Calibration of ¹⁴C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U/Th ages from Barbados coral." Nature **345**: 405-410.
- Berger, G. W. (1988). ". Dating Quaternary events by luminescence. In: Easterbrook, D.J. (éd), Dating Quaternary Sédiments." Geol. Soc. Am. Spécial Paper **221**: 13-50.
- Berger, G. W. (1995). "Progress in luminescence dating methods for Quaternary sédiments. In: Rutter, N.W. et Catto, N.R. (éds), Dating Methods for Quaternary Deposits." Geological Association of Canada GEOTEXT vol.2: 81-104.
- Berger, G. W., Pillans, B.J., Palmer, A.S. (1992). "Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence." Geology **20**: 403-406.
- Berry, M. E., McCalpin, J.P. (1994). "Soil catena phenomena on fault scarp and their implications in dating faulting events in the Wasatch fault zone, Utah." Geol. Soc. Am. **26**(6): 4.
- Birkeland, P. (1984), Soils and Geomorphology, Oxford University Press, 372 p.
- Bonilla, M. G., Lienkaemper, J.J. (1991). "Factors affecting the recognition of faults exposed in exploratory trenches." GSA Bull. **1947**: 54.
- Bullen, K. E., Bolt, B.A. (1985). An introduction to the Theory of Seismology. Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press.
- Caputo, R. (1993). "Morphogenic earthquakes: A proposal." Bull. INQUA Neotecton. Comm. **16**: 24.
- Crone, A. J. (1987). Introduction. In directions in Paleoseismology, GSA: 1-6.
- Damon, P. E., Sternberg, R.E. (1989). "Global production and decay of radiocarbon." Radiocarbon **31**: 697-703.
- Duller, G. A. T. (1996). "Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments." Progress in physical Geography(20): 127-145.
- Duller, G. A. T., Botter-Jensen, L., Murray, A.S. (2000). "Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability." Radiat. Meas.(32): 453-457.
- Elmore, D., Phillips, F. (1987). "Accelerator Mass Spectrometry for measurement of long-lived isotopes." Science **236**: 543-550.

- Embleton, C. (1987). "Neotectonics and morphotectonics." Z.Gemorphol.,Suppl. **63**: 1-211.
- Faure, G. (1986). The principle of Isotop Geology. New York, John Wiley and Sons.
- Fontugne, M. (2004). "Les derniers progrès du Calibrage des ages radiocarbone permettent-ils une révision des Chronologies entre 25 et 50000 ans B.P.?" Quaternaire **15**(3): 245-252.
- Grant, L. B., Sieh,K. (1994). "Paeoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas fault in the Carizzo plain,California." J.Geophys. Res. **99**: 6819-6841.
- Hatheway, A. W. (1982). "Trench, shaft,and tunel maping." Bull. Geol. **19**: 173-180.
- Hatheway, A. W., Leighton,F.B. (1979). "Exploratory trenching." GSA,Rev.Eng.Geol. **4**: 169-195.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith,D., Thewalt,M.L.W. (1985). "Optical dating of sediments." Nature **313**: 105-107.
- Huntley, D. J., Hutton. J. T. , Prescott, J. R. (1993). "The stranded beach-dune séquence of south-east South Australfa: a test of thermoluminescence dating, 0-800 ka." Quat. Sci Rev. **12**: 1-20.
- McCalpin, J. P. (1996). Paleoseismology. New York, Academic Press.
- McCartney, M., Baxter,M.S.,McKay,K.,Scott,E.M. (1986). "Global and local effect of 14C discharges from the nuclear fuel cycle." Radiocarbon **28**: 634-643.
- McFadden, L. D. (1982). "Climatic influnces on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California." Geol. Soc. Am. Special paper **216**: 153-157.
- Merritts, D., Ellis,M. (1994). "Introduction to special section on tectonics and topography." J.Geophys. Res. **99**(B6): 12,135-12,141.
- Mörner, N.-A., Adams,J. (1989). "Paleoseismicity and neotectonics." Tectonophysics **163**: (Whole volume).
- Nelson, D. E. (1991). "A new method for carbon isotopic analysis of protein." Science **493**: 552-554.
- Noller, J. S., Sowers,J.M.,Lettis,W.R. (2000). Quaternary Geochronology. Washington,DC, American geophysical Union.
- Okada, A., Watanabe,B.M.,Ando,M.,Tsukuda,T.,Hirano,S. (1992). "Estimation of paleoseismicityin the Nobi active fault system,central Japan-excavation study of the Umehara fault,central strand in the Nobi active fault system(In Japanese with English abstract)." J.Geophys. Res. **101**: 1-8.
- Okumura, K., Shimokawa,K.,Yamazaki,H.,Tsukuda,E. (1994). "Recent surfece faulting events along the middel section of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line." J.Seismol. Soc.Jpn. **46**: 425-438.
- Olley, J. M., Caitcheon G. et Murray, A. (1998). "The distribution of apparent dose as dctennined by Optically Stimulated Luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments." Quat. Sci. Rev. **17**: 1033-1040.
- Ollier, C. (1981). Tectonics and Landforms. London, Longman.
- Pantosti, D., Yeats,R.S. (1993). "Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene." Ann. Geofis. **36**(3-4): 237-257.
- Phillips, J. D. (1993). "Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution." Quaternary Research **40**: 169-176.
- Prescott, J. R., Robertson,G.B. (1997). "Sediment dating by luminescence:a review." Radiat. Meas.(27): 893-922.

Chapitre II : Outils et méthodes utilisées pour l'analyse morphotectonique et paléoseismologique

- Rockwell, T. K., Loughman, C., Merifield, P. (1990). "Late Quaternary rate of slip along the San Jacinto fault zone near Anza, southern California." Journal of Geophysical Research **95**: 8593-8605.
- Schiffer, M. B., Guterman, G. J. (1997). Conservation Archeology: A Guide for Cultural Resource Management Studies. New York, Academic Press.
- Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J. (1984). "Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zone." J. Geophys. Res. **89**: 568-5698.
- Seilacher, A. (1969). "Fault-graded beds interpreted as seismites." Sedimentology **13**: 155-159.
- Sieh, K. E. (1978). "Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California." J. Geophys. Res. **83**: 3907-3939.
- Sieh, K. E. (1981). A review of geological evidence for recurrence times for large earthquakes. In Earthquake Prediction: An International Review. Washington, DC, Am. Geophys. Union.
- Sieh, K. E., Stuiver, M., Brillinger, D. (1989). "A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas fault in southern California." J. Geophys. Res. **94**: 603-623.
- Solonenko, V. P. (1973). "Paleoseismology." Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth (In Russian) **9**: 3-16.
- Stein, R. S., King, G. C., Rundle, J. B. (1988). "The growth of geological structure by repeated earthquakes. 2. Field examples of continental dip-slip faults." J. Geophys. Res. **93**: 13,319-13,331.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. (1993). "Extended C-14 data base and revised calib 3.0 C-14 age calibration program." Radiocarbon **35**: 215-230.
- Summerfield, M. A. (1991). Global Geomorphology. London, Longman.
- Taylor, R. E., Long, A., Kra, R. (1992). Radiocarbon after Four Decades: An interdisciplinary perspective. NY, Springer Verlag.
- Taylor, R. E., Long, A., Kra, R. (1992). Radiocarbon after four Decades: an interdisciplinary perspective. New York, Springer Verlag.
- Törnqvist, T. E., Jong, A. F. M. D., Oosteraan, W. A., Borg, K. V. (1992). "Accurate dating of organic deposits by AMS 14C measurement of macrofossils." Radiocarbon **34**: 566-577.
- Trumbore, S. E. (1993). "Comparison of carbon dynamic in two soils using measurements of radiocarbon in pre- and post-bomb soils." Global Biogeochemical Cycles **7**: 275-290.
- Vita-Finzi, C. (1986). Recent Earth Movements-An Introduction to Neotectonics. Orlando, FL., Academic Press.
- Vittori, E., Labini, S. S., Serva, L. (1991). "Paleoseismology; review of the state-of-the-art." Tectonophysics **193**: 9-32.
- Wallace, R. E. (1970). "Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault." Geol. Soc. Am. Bull. (81): 2875-2890.
- Wallace, R. E. (1981). Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. In Earthquake Prediction: An International Review. Washington, DC., Am. Geophys. Union.
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J. (1994). "Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement." Bull. Seismo. Soc. Am. (84): 974-1002.
- Wesnousky, S. G., Prentice, C. S., Sieh, K. E. (1991). "An offset Holocene stream channel and the rate of slip along the northern reach of the San Jacinto fault zone, San Bernardino Valley, California." GSA, Bull. **103**: 700-709.

Chapitre II : Outils et méthodes utilisées pour l'analyse morphotectonique et paléoseismologique

- Wintle, A. G. (1980). "Thermoluminescence dating: A review of recent applications to non-pottery materials." Archaeometry **22**: 113-122.
- Wintle, A. G. (1981). "Thermoluminescence dating of late Devonian loesses in southern England." Nature(289): 479-480.
- Wintle, A. G. (1990). "A review of current research on TL dating of loess." Quat. Sci. Rev. **9**: 385-397.
- Wintle, A. G. (1993). "Recent developments in the optical dating of sediments." Radiation Protection and Dosimetry **47**: 627-635.
- Wintle, A. G., Huntley, D. J. (1982). "Thermoluminescence dating of sediments." Quat. Sci. Rev. **1**: 31-53.
- Yeats, R. S. (1994). Historical paleoseismology. Workshop on Paleoseismology. Marshall, California, U.S. Geological Survey: 208-210.
- yeats, R. S., Allen, C.R., Sieh, K.E. (1996). Earthquake Geology. New York, Oxford Univ. Press.
- Yoshida, H., Roberts, R.G., Olley, J.M., Lasset, G.M., Galbraith, R.F. (2000). "Extending the age range of optical dating using single "supergrains" of quartz." Radiat. Meas. **32**: 439-446.

Chapitre III :
**Analyse morphotectonique de l'Alborz
Central**

III.1-Introduction

Les travaux sur l'analyse des déformations récentes montrent que l'Alborz se déforme dans un régime de transpression avec un coulissage senestre tout le long de la chaîne, parallèle aux structures et chevauchement (Jackson et al, 2002); (Allen et al, 2003b). Le raccourcissement N-S est estimé à 5 ± 2 mm/a et le cisaillement senestre à 4 ± 2 mm/a d'après les données GPS (Vernant 2004).

Le but de notre étude est d'apporter des données complémentaires à ce premier schéma, en développant une approche morphotectonique et géosismologique.

Notre but est de préciser la géométrie et la cinématique des failles actives dans un domaine compris entre $35^{\circ},00'$ et $37^{\circ},00'$ de latitude et $50^{\circ}, 30' - 53^{\circ},00'E$ de longitude, (région centrée dans la grande ville de Téhéran). L'approche morphotectonique permet de caractériser l'activité des failles en analysant les marqueurs cumulés de la déformation (e.g. Talwegs et crêtes décales) et fournit ainsi des caractéristiques long terme (géométrie, cinématique, vitesse) de l'activité des failles.

Nous avons compilé les observations images satellitaires, de photos aériennes et de MNT de terrains. Dans ce chapitre notre étude morphotectonique réalisée à la région de l'Alborz Central est présentée dans la cadre d'image satellitaire de Landsat 7 (Figure III.a).

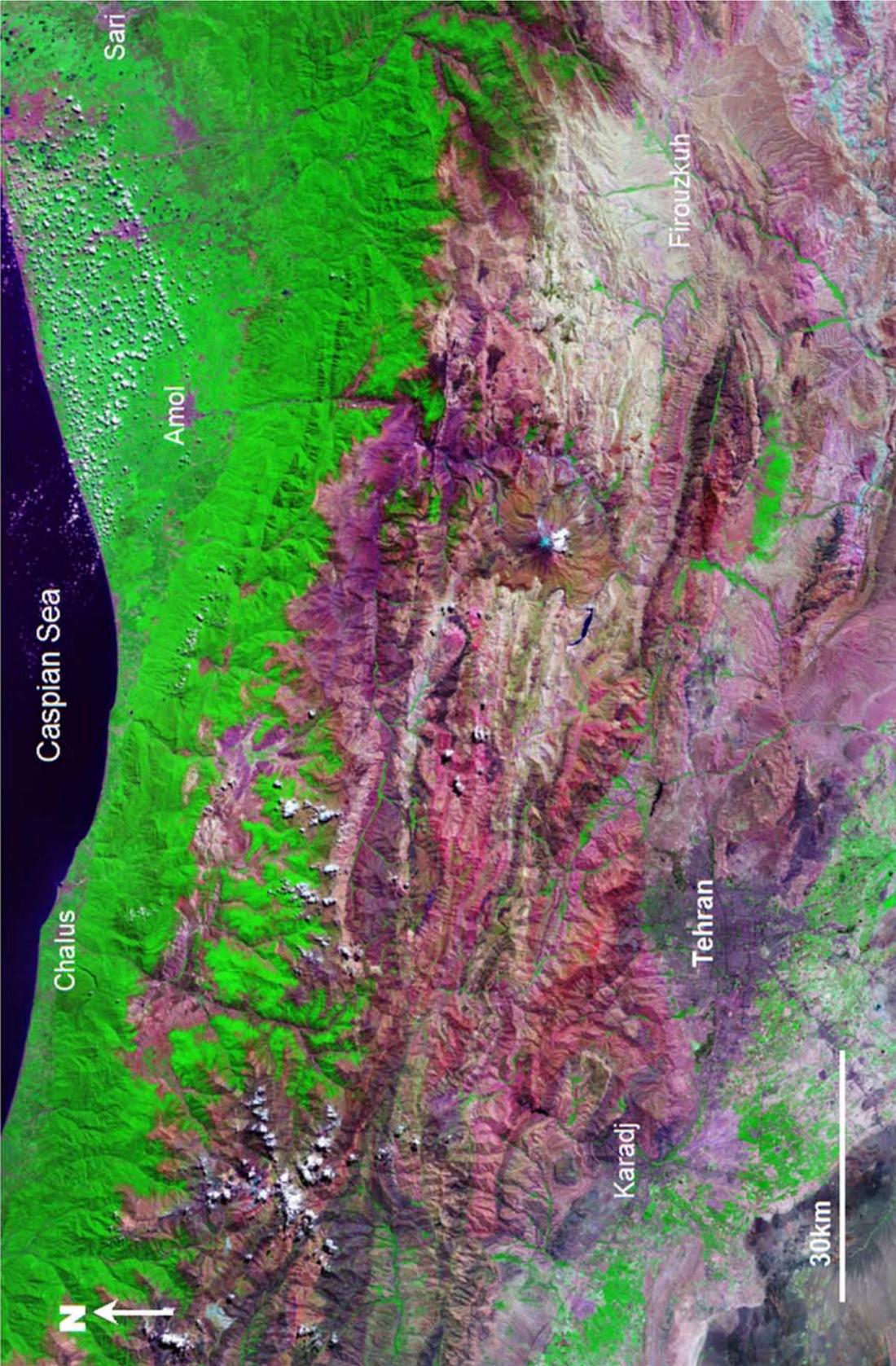


Figure III.a :Image satellitaire de Landsat 7(2000) correspondant de la zone de cette étude.

III.2- La région Nord Alborz

III.2.1 La Faille de Khazar

La faille de Khazar est décrite comme le front septentrional de la chaîne de l'Alborz au sud du bassin caspien (Berberian et al, 1993). Avec près de 450 kilomètres de long, elle correspondrait à une faille de plis de propagation (« Fold propagation Fault ») (Ghassemi 2005). La question immédiate que l'on peut se demander est de savoir s'il n'existerait pas en mer, une structure active encore plus frontale. Plusieurs tremblements de terre historiques seraient associés à la faille de Khazar : Gorgan-Gonbad-e-Kavoos en 874 AD ($M_s = 6.0$, $I_o = VII$), en 1498 AD et en 1809 AD, Gorgan en 1944 ($M_b = 5.2$, $I_o = VII$), Gorgan en 1952 ($M_b = 4.7$), Farsian en 1970 ($M_b = 5.0$), Babolkenar en 1971 ($M = 5.2$), Aliabad-e-Katoul en 1999 ($M_b = 5.3$), Gorgan en 2004 ($M_w = 5.6$) et en 2005 ($M_w = 5.3$). Ces derniers séismes instrumentaux sont situés au Nord de Gorgan et donc au Nord du tracé de la faille de Khazar suggérant l'existence d'une structure cachée encore plus frontale. Malheureusement ces séismes sont mal contraints du point de vue de la profondeur. Cette activité sismique pourrait être associée au rejeu de structures anciennes dans le Jurassique-Crétacé, situées en avant de la chaîne (Figure III.1c).

Sur image satellitaire (Figure III.1a, III.1b), la faille de Khazar apparaît comme un escarpement majeur limitant les reliefs de la chaîne de l'Alborz d'un domaine apparemment non déformée correspondant au bord sud du domaine Caspien. Entre $50^{\circ} 00'$ et $52^{\circ} 30'$ de latitude, l'escarpement apparaît continu. Au delà de $52^{\circ} 30'$, le tracé de la faille de Khazar est plus difficile à suivre et celui-ci semble se subdiviser en plusieurs segments (Vahdati Daneshmand, 1991) (Figures III.2, III.1b, III.8a).

Sur les modèles numériques de terrain obtenus par la digitalisation des cartes topographiques 1/50.000, l'escarpement associé à la faille de Khazar apparaît très clairement souligné par les incisions du réseau de drainage (Figure III.3). A quelques endroits, comme à Royan, l'activité de la faille est particulièrement bien illustrée par les déviations du réseau de drainage (allant jusqu'à 1 km) du fait de l'émergence et la propagation des structures anticlinales au toit de la faille (Figure III.4).

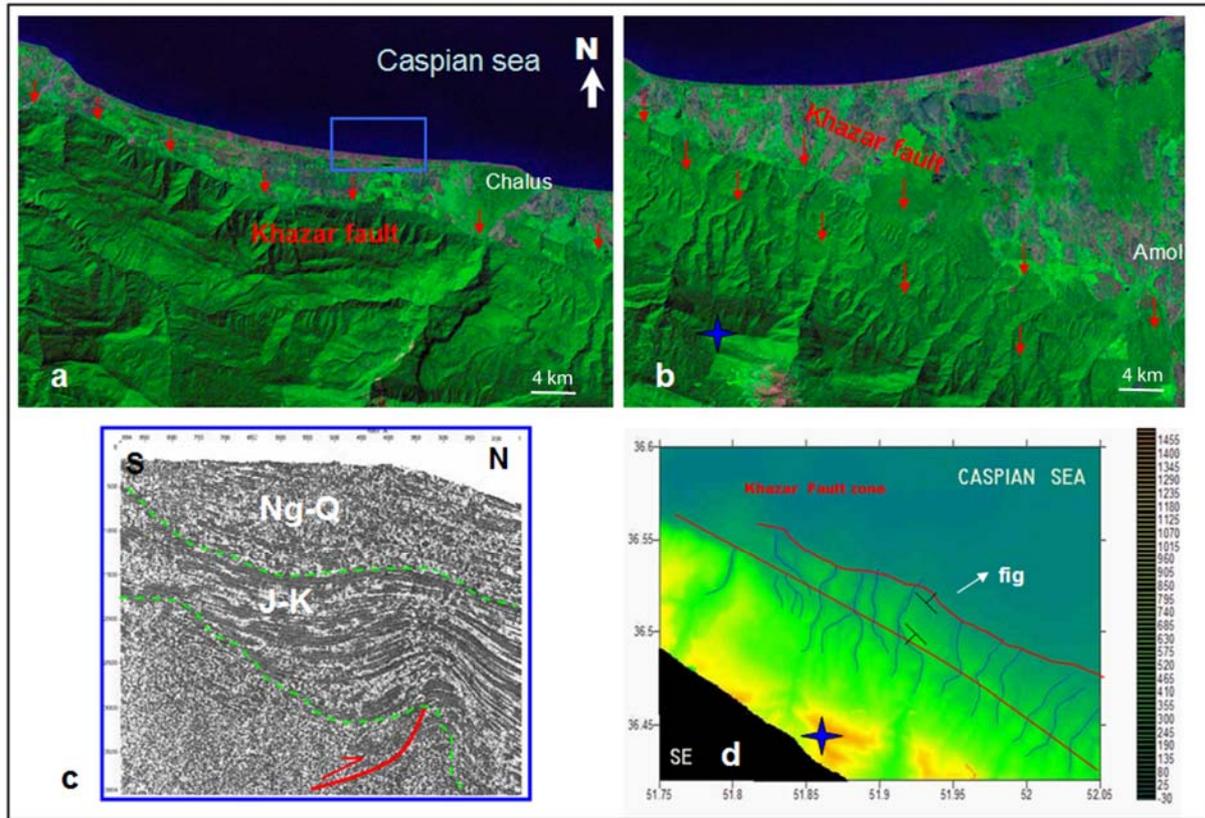


Figure III.1 : Image satellitaire Landsat montrant la faille de Khazar dans sa la partie centrale occidentale (a) et centrale orientale (b). Log sismique de la région de Tönékabon (correspondant au rectangle bleu sur la figure (a)), (c). Illustration obtenue à partir d'une image satellitaire de la région montrée en (b) montrant le contrôle de la zone de faille de Khazar sur le réseau de drainage [l'étoile bleue sert de point contrôle entre b et d].

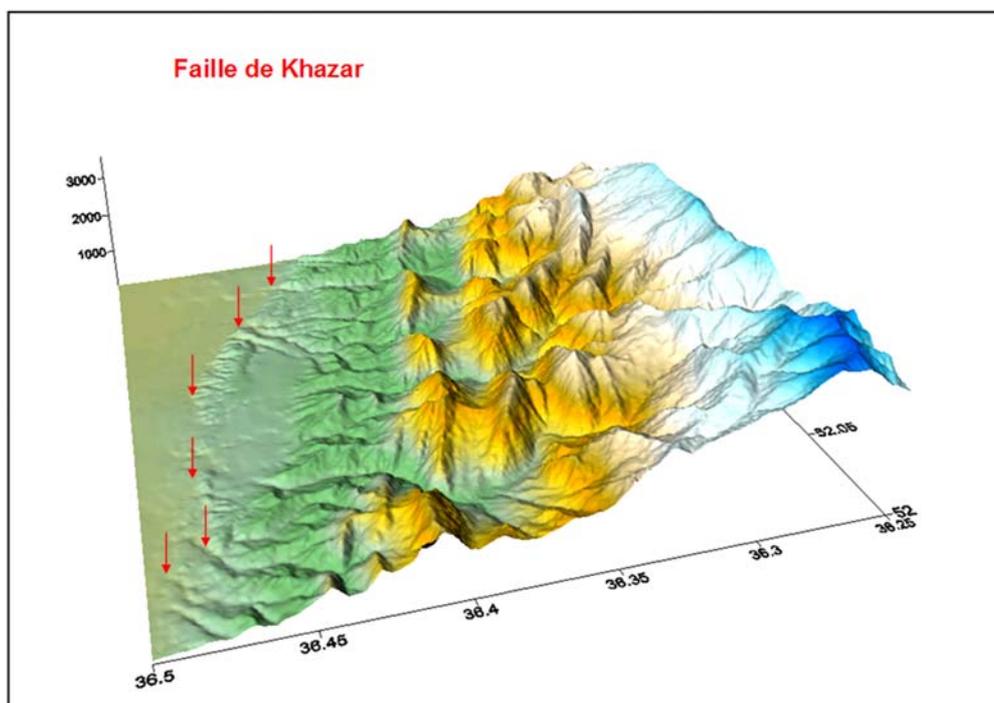


Figure III.3 : MNT de la région située à l'Ouest d'Amol montrant l'escarpement de la faille de Khazar.

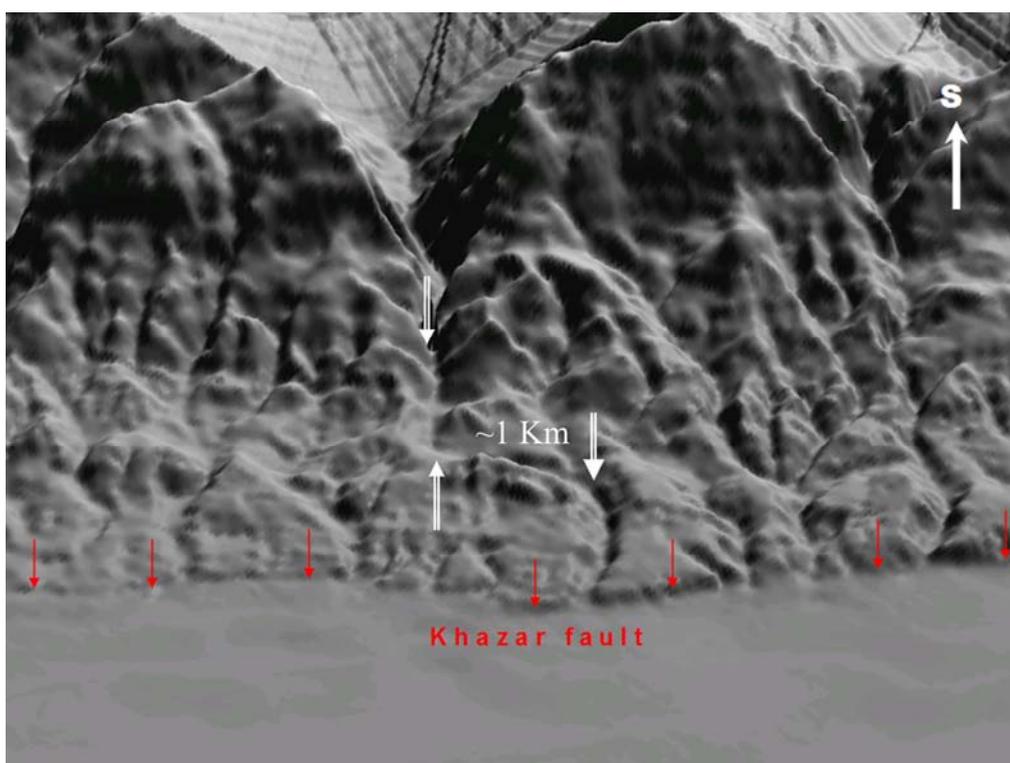


Figure III.4 : Déviation (~1km) du drainage au front nord de l'Alborz, le long de la zone de faille de Khazar dans la région Royan.



Figure III.5 : Vue vers le Sud montrant l'escarpement frontal de la faille de Khazar et l'axe principal de drainage (vallée en V) qui se trouve déviée vers l'Ouest (voir MNT de la figure précédente, Figure III.4).

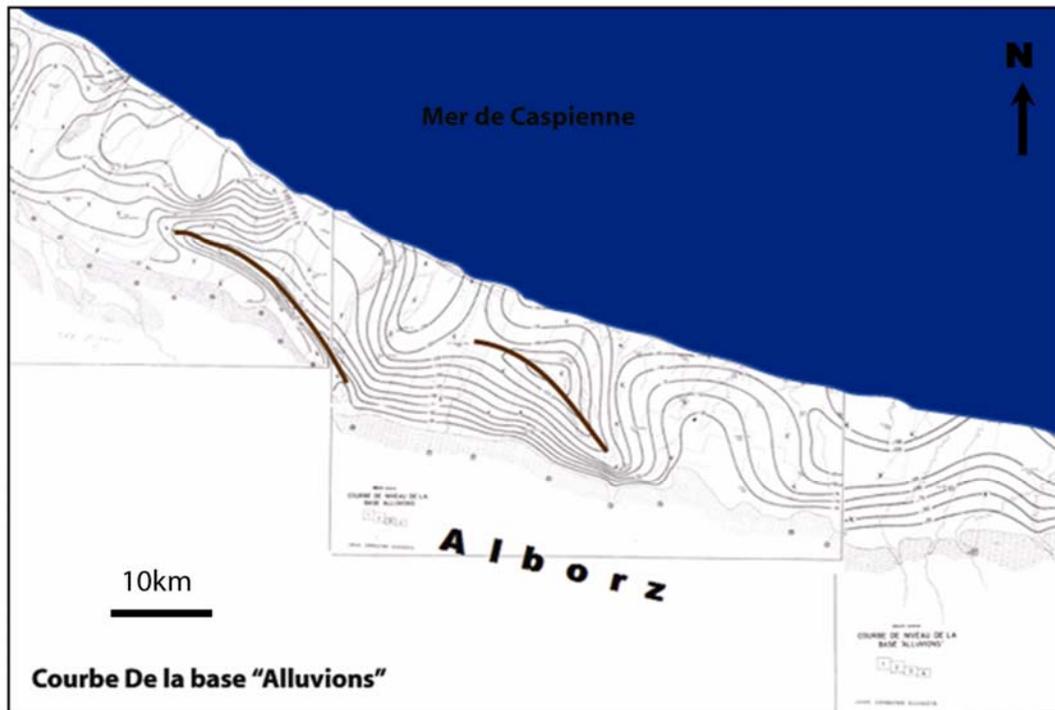


Figure III.6 : Topographie de la surface de base des alluvions le long du littoral Sud Caspien (région Tonekabon) obtenue à partir des données géophysiques. Les axes de quelques plis sont marqués en trait marron.

Nos investigations de terrain – somme toute rapides - le long de cette faille ne nous permettent pas de détailler la cinématique de la faille de Khazar (notamment en ce qui concerne une éventuelle composante décrochante). Néanmoins, dans certains endroits comme

au sud de Royan, les relations entre le drainage, la morphologie et les structures démontrent clairement l'occurrence d'un système de plis actifs de direction moyenne WNW-ESE en cours de propagation, contrôlés très certainement pas un système de failles inverses cachées à pendage sud (Figure III.5b, III.5d).

Ce système serait actuellement en cours de propagation vers le Nord. Les profils sismiques en mer caspienne au nord de Tönékabon et les données de sub-surfaces tout le long du pourtour Sud de la Mer Caspienne montrent une inclinaison générale des sédiments néogènes - quaternaires ainsi que des séries carbonatées du Crétacé vers le nord (Figure III.1c). L'épaisseur maximale des alluvions quaternaires déposées devant la faille de Khazar, le long du rivage sud-caspien arrivent à 300 m au nord d'Amol et 325 m au sud-est de Tönékabon (Figure III.6). D'après les données géo-électriques, quelques structures plissées de direction E-W existeraient sous les alluvions quaternaires. A l'Est de Chamestan (36° 29' 15.9'' N, 52° 10' 31.1'' E), nous avons observé un léger pli de direction NW-SE affectant les sédiments quaternaires. Ces données suggèrent que la déformation compressive est en cours de propagation vers le Nord à partir de la faille de Khazar.

D'après Berberian et al, (1993), la faille de Khazar correspondrait au linéament F-479 de la carte aéromagnétique de Qazvin, Yousefi and Friedberg (1977). Cependant, aucune disharmonie n'est visible sur la carte aéromagnétique dans la partie orientale dans la région de Amol et de Babol (Yousefi and Friedberg, 1977). Ces données aéromagnétiques compilées avec les données sismiques et les données de sub-surface (i.e. forages, géophysiques) suggèrent qu'il n'y a pas d'accidents actifs majeurs s'enracinant en profondeur, au delà la faille de Khazar (Figure III.7). De notre point de vue, la faille de Khazar correspondrait à l'émergence en surface au front de la chaîne d'une structure qui s'enracine au niveau de la faille Nord Alborz, plutôt qu'une structure individualisée s'enracinant en profondeur (cf. coupe équilibrée Chap. I).

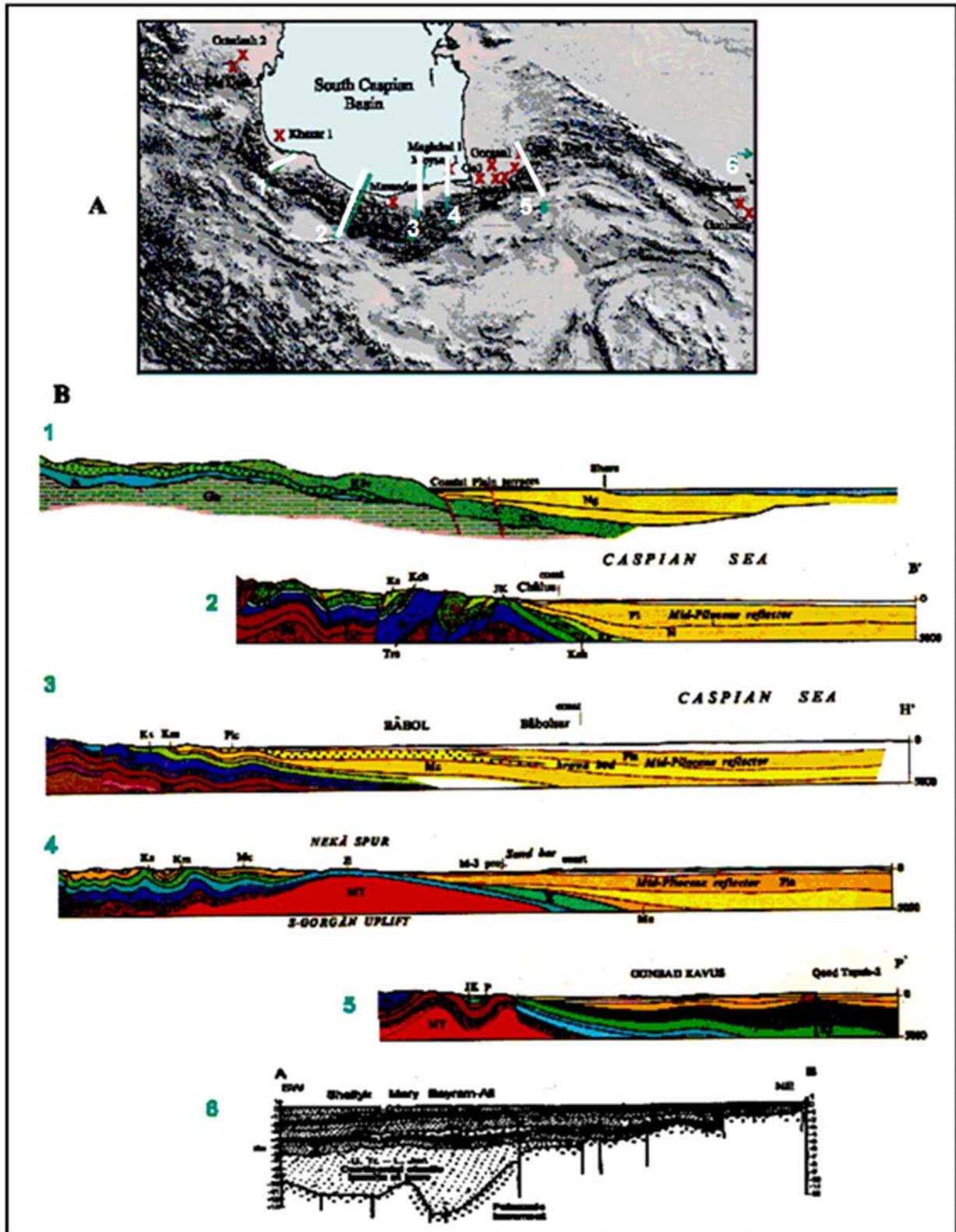


Figure III.7 : Coupes structurales de l'Alborz, contraintes avec les données de forages (x) réalisés (d'après NIOC, 1978; Brookfield et Hashmat, 2001). Les lignes de coupes sont indiquées par les traits blancs sur la carte dans le cadre A.

Par ailleurs, j'ai pu observer tout le long du front de l'Alborz, des microstructures suggérant que le fonctionnement de la zone frontale de la chaîne (faille Nord Alborz + faille de Khazar) a été, et est sans doute encore, accompagné de phénomènes gravitaires. Ainsi dans la partie occidentale de la faille de Khazar, à l'Est de la ville de Foman, jusqu'à la ville de Ramsar, on observe de nombreuses failles à composante normale d'échelle métrique à décamétrique dans les formations du Mésozoïque situées au toit du système chevauchant (Figure III.7b). Entre Ramsar et Noor, notamment au Sud de Nowshahr, j'ai observé des joints conjugués en failles normales d'échelle décamétrique situés au niveau d'un front de falaise. Non loin de ce secteur, des données géophysiques (i.e. courbes de potentiel électrique, voir figure III.6) dans la région située à l'Ouest de Châlus (Hachiroud) suggèrent également l'existence de glissements vers la mer. De Sari jusqu'à Bandar Gaz, à Chal-é-Pol, Rostamkola, ainsi qu'au Nord d'Abbas-abad et au Sud de Glogah, les dépôts quaternaires sont affectés par quelques failles normales à pendage nord.

D'après Berberian et al (1996), les roches métamorphiques de Gorgan chevauchent les dépôts quaternaires et constituent ainsi la preuve de l'activité de la faille de Khazar en chevauchement. Cependant, mes observations me poussent à considérer qu'il pourrait s'agir là aussi d'un phénomène de glissement de grande ampleur. Dans la continuité de cette analyse, il m'apparaît que le Golfe de Gorgan, au sud-est de la mer Caspienne, pourrait être interprété soit comme un bassin contrôlé au Sud par une faille normale – associée à un méga-glissement de la marge sud-caspienne - et basculé le long de celle-ci, soit comme un bassin « piggy-back » situé au toit d'une faille chevauchante cachée prolongeant la faille de Khazar au Nord.



Figure III.7b: Plan de faille sub-vertical normal- senestre dans les calcaires du Jurassique-Crétacé au sud de Ramsar observé à proximité de la zone de la faille de Khazar.

III.2.2- Faille Nord Alborz:

La faille Nord Alborz mesure approximativement 100 kilomètres de long, est parallèle à la faille de Khazar, et est située une dizaine de kilomètres au sud de celle-ci (Figure III.8). Les deux failles se rejoignent dans la région de Chalus et la faille résultante se poursuit jusqu'à la faille de Lahijan dans l'Alborz occidental (Figure III.8a).

Dans sa partie orientale, la faille Nord Alborz montre un tracé caractérisant un système de plis de propagation sur failles. Cette faille est considérée comme une faille chevauchante à plongement sud, mettant en contact les séries mésozoïques sur les séries cénozoïques (Saidi and Ghassemi, 2003). Elle forme la frontière méridionale des dépôts Néogènes du bassin sud-caspéen (Stöcklin, 1974) (Figure III.9). D'après Stöcklin (1974), les séries pliocènes sont chevauchées sur 2 km.

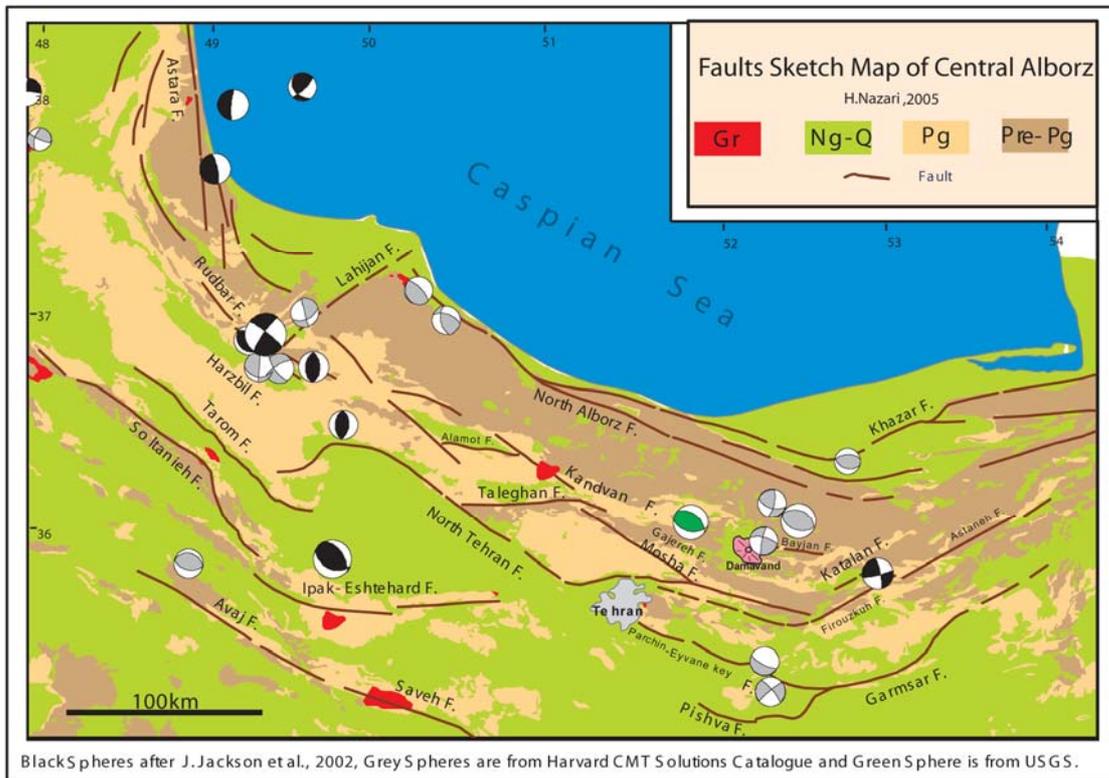


Figure III.8a : Carte simplifiée des failles principales de l'Alborz Central et principaux mécanismes aux foyers des séismes.

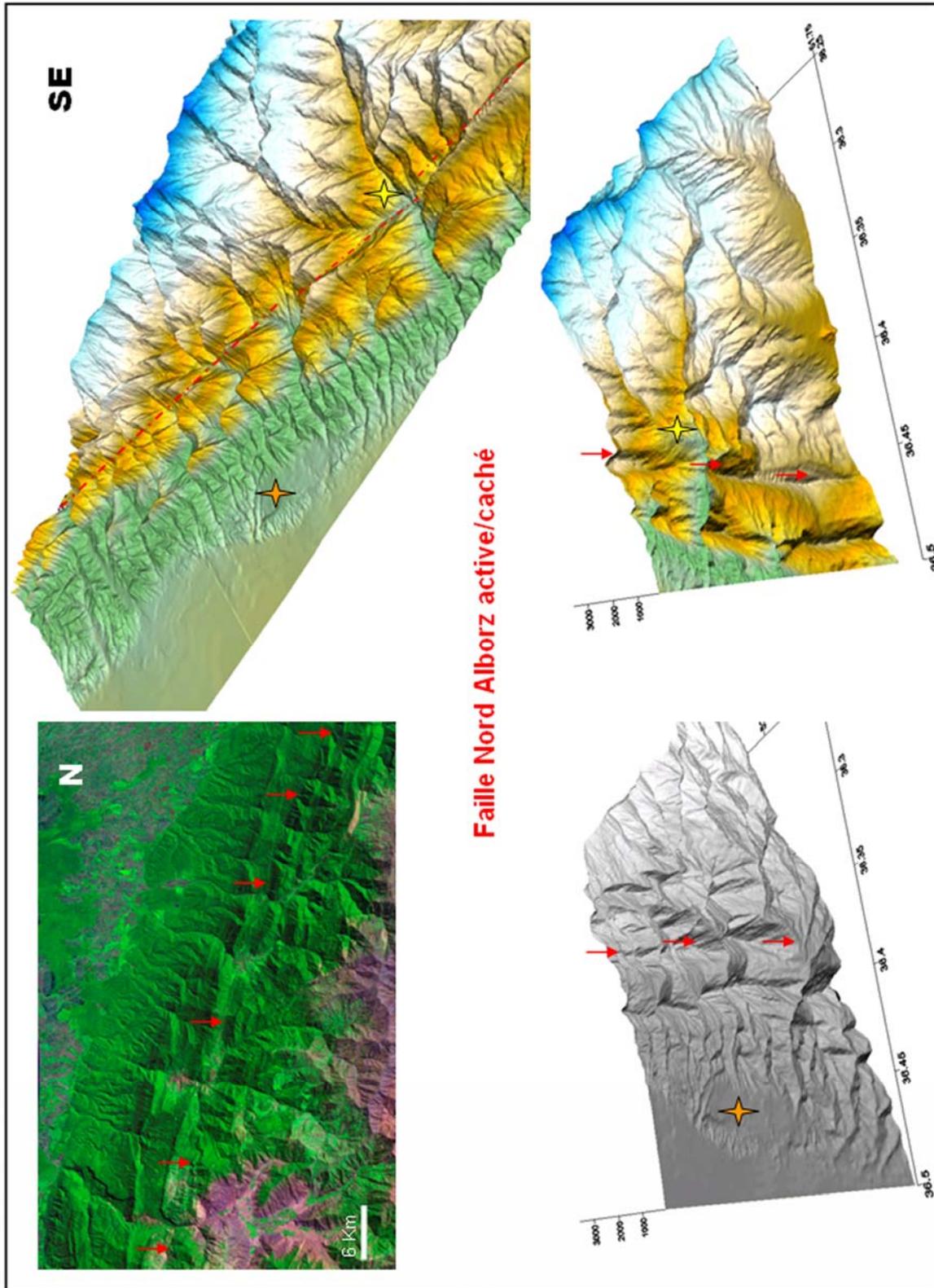


Figure III.8 : Image Landsat et MNT de la région située à l'Ouest d'Amol : L'escarpement frontal correspond à la faille de Khazar. La faille Nord Alborz, soulignée par les flèches rouges, ne correspond pas toujours à une zone d'escarpement marquée. Le tracé de la faille suit le contact entre les séries précambriennes-paléozoïques et les séries mésozoïques. D'après notre analyse, il s'agit d'un contact qui n'est plus actif en surface. La faille Nord Alborz resterait active en profondeur, et les mouvements le long de celle-ci seraient transférés sur la faille de Khazar.

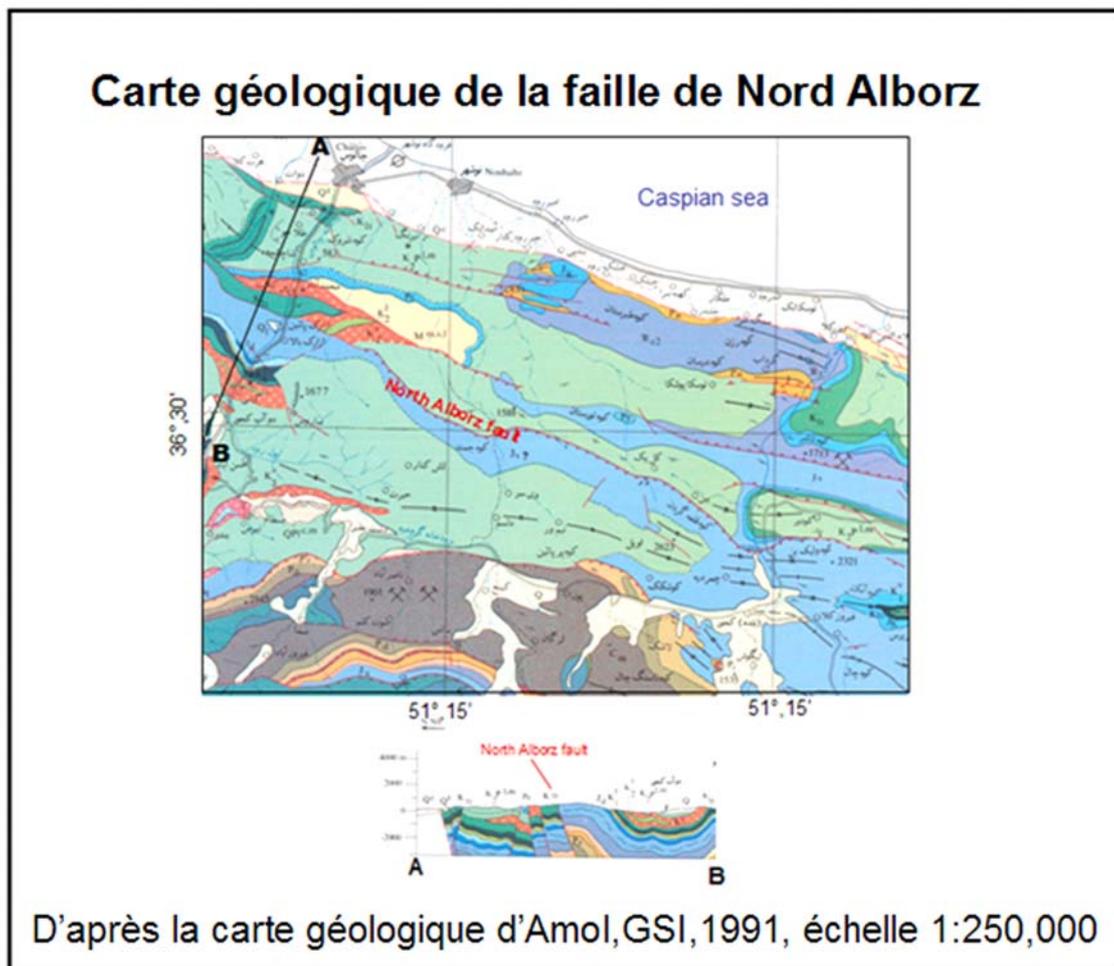


Figure III.9 : Carte géologique de la région de Chalus.

D'après Ghassemi et Mosavari (2001), la faille Nord Alborz marquerait le contact entre la plaque sud-caspienne et l'Alborz avec plongement du domaine sud-caspien vers le Sud au néogène. Pourtant nos coupes équilibrées - comme nous l'avons vu au Chap.I - montrent que la faille Nord Alborz pré-existe avant le Néogène et contrôle probablement une première construction de la chaîne au Précambrien tardif.

Plusieurs tremblements de terre historiques et instrumentaux sont classiquement attribués à la faille Nord Alborz : Frim-Chahar dangeh 1127 ($M_s = 6,8$, $I^{\circ} = VIII$), Frim 1301, Mazandaran 1686, Haraz 1805, Amol 1809, Haraz 1825, Kosout- Mazandaran 1935, Sangechal 1957 ($M_s = 6.8$), Nomel-Tashi 1985 ($M_b = 6,0$, $M_s = 6,0$), Hezar-jarib 1999 ($M_w = 4.8$) et Firouz abad-Kojour 2004 ($M_b = 6.3$) (Figure III.15) mais aucune rupture de surfaces claires le long de la faille Nord Alborz n'a été décrite, et bien que de nombreux travaux aient été effectués sur la faille Nord Alborz, il n'y a pas de données robustes (morphotectoniques, stratigraphiques) attestant d'une activité récente de la faille en surface.

Dans la partie orientale de la faille (sud de la vallée Chaman Savär), Ghassemi et Ghorashi (2004) décrivent des dépôts alluviaux quaternaires inclinés, et interprète cette observation comme indiquant un mouvement récent le long de la faille. Sur le terrain, nous n'avons pas pu suivre le contact de la faille sur une longueur assez grande (du fait de la densité de végétation), mais lorsque nous l'avons trouvé nous n'avons pas observé de rejeux dans le Quaternaire. D'autre part, notre interprétation de l'escarpement sur les images

satellites et aériennes est qu'il s'agit d'un ancien contact révélé par l'érosion différentielle. Pourtant les données sismologiques montrent clairement qu'une activité assez forte (i.g. séismes de Sangechal, 1957 Ms 6.8 et Firozâbâd-Kojor, (Mai 2004, Mb 6.3) existe en profondeur correspondant à un mouvement inverse avec une petite composante senestre sur un plan de faille E-W. D'après la distribution des répliques du séisme de Balladeh, le plan de faille plongerait vers le Sud. Par conséquent une partie de la faille Nord Alborz serait active en profondeur mais cette activité n'atteindrait pas la surface, en tout cas pas dans le prolongement immédiat du plan de faille profond. Par ailleurs, l'existence d'une faille en profondeur est parfaitement corrélée avec un linéament aéromagnétique (cartes aéromagnétiques de Amol et Babol, (F5) et (T16) (Yousefi and Friedberg 1977)).

Par ailleurs, nos observations de terrain combinées à l'analyse des images satellitaires suggèrent l'existence de failles normales raides situées à l'aplomb de la faille Nord Alborz (i.e. faille de Kard), (Figure III.10,III.11 ,III.12). Cette interprétation est notamment suggérée par la parfaite continuité des bassins versants de part et d'autre de ces accidents (Figure III.10, III.13a).

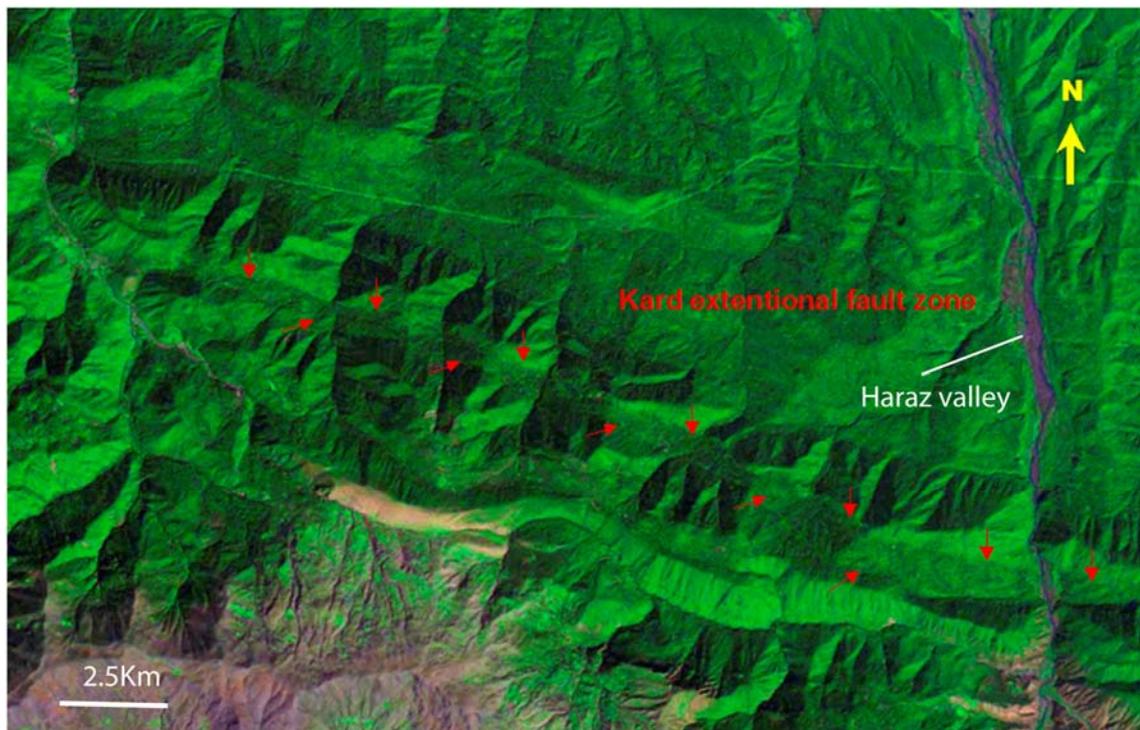


Figure III.10 : Image satellitaire (landsat) de la faille de Kard à l'Ouest de vallée Haraz au sud d'Amol, la zone en extension est indiquée entre les deux lignes de flèche rouges.

Nous n'avons pu corroborer cette interprétation avec des observations de terrain compte du couvert végétal très dense. Néanmoins, une carrière située sur l'un de ces accidents - d'après ses coordonnées GPS (36°, 16', 10.3 'N ; 52°, 20',35.7'' E) - montraient de nombreux plans de failles normales (100°/75° S) affectant les calcaires mésozoïques (Figure III.11, III.13).

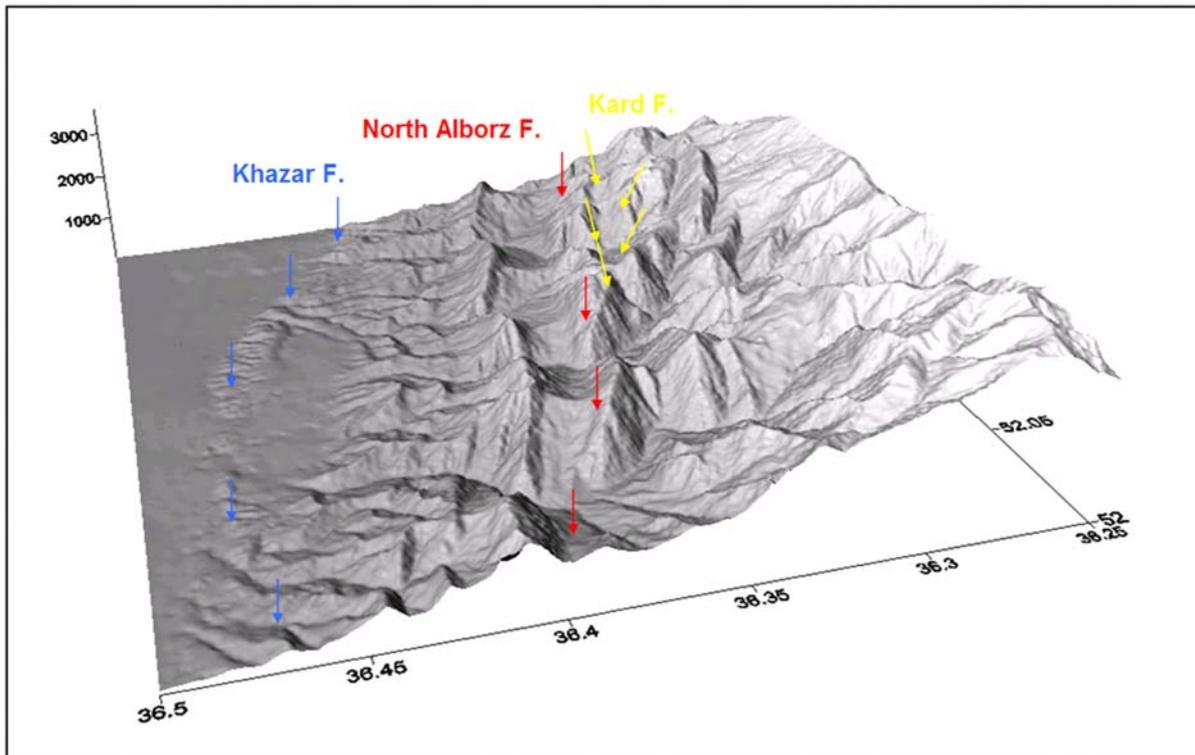


Figure III.11 : MNT obtenu à partir de la carte topographique (1 :50000) de Chamestan, avec indications des failles de Khazar, Nord Alborz et Kard.



Figure III.12 : Faille normale entre calcaires triasique et dépôts quaternaire.

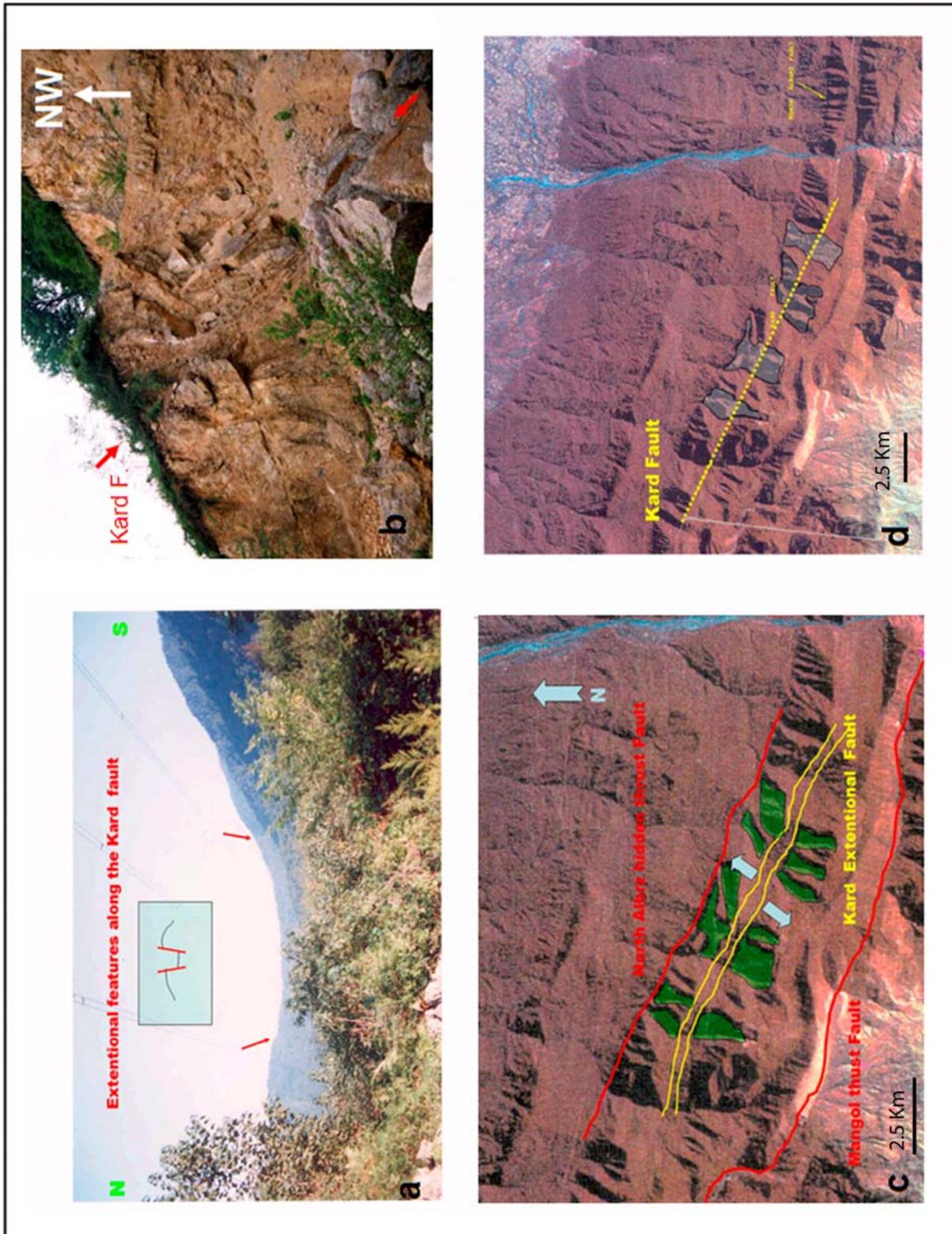


Figure III.13 : Zone en extension le long de la faille de Kard au toit de la faille Nord Alborz : photo de terrain de la vallée interprétée en extradors (a) zone de broyage correspondant au passage de la faille de Kard au nord de la vallée (b) ; images satellitaires montrant une tentative de restauration des bassins versants le long de la faille de Kard (c : état actuel, d : état avant extension).

Dans la direction du village de Sangéchal, à l'Est de la vallée de l'Haraz, nous avons pu observer plusieurs glissements de terrain caractérisés par des structures d'extension en forme de horsts et grabens affectant des dépôts glacières et post-glacières holocènes (Figure III.14).



Figure III.14 : Faille normale locale dans la région de Sangéchal.



Figure III.15 : Rupture senestre en échelon associées au séisme de Firouzabad-Kojor, 2004, observée dans le village de Firouzabad.

En conclusion, sur la base des données sismiques, des coupes structurales de la bordure du bassin sud-caspien (NIOC, 1978; Brookfield et Hashmat 2001), de notre analyse morphotectonique et de nos coupes équilibrées, nous interprétons la faille Nord Alborz comme une rampe crustale majeure qui recoupe la partie supérieure de la croûte continentale ainsi que la couverture sédimentaire de l'Alborz Central dans sa partie septentrionale. Emergeant en surface lors des premiers épisodes orogéniques (notamment au cours de l'orogénèse Laramide, voir Chap. 1), la faille Nord Alborz est maintenant aveugle, ou plus

exactement devient la faille de Khazar pour émerge en surface au front Nord de la chaîne. Une déformation en extradors au toit de la faille Nord Alborz est observée en surface.

III.2.3- Faille de Nour Roud- Balladeh :

La faille de Nour Roud – Balladeh représente une structure d'une longueur d'environ 75 kilomètres de direction sub-E-W entre les vallées de Haraz et Châlus, (Figure III.16).

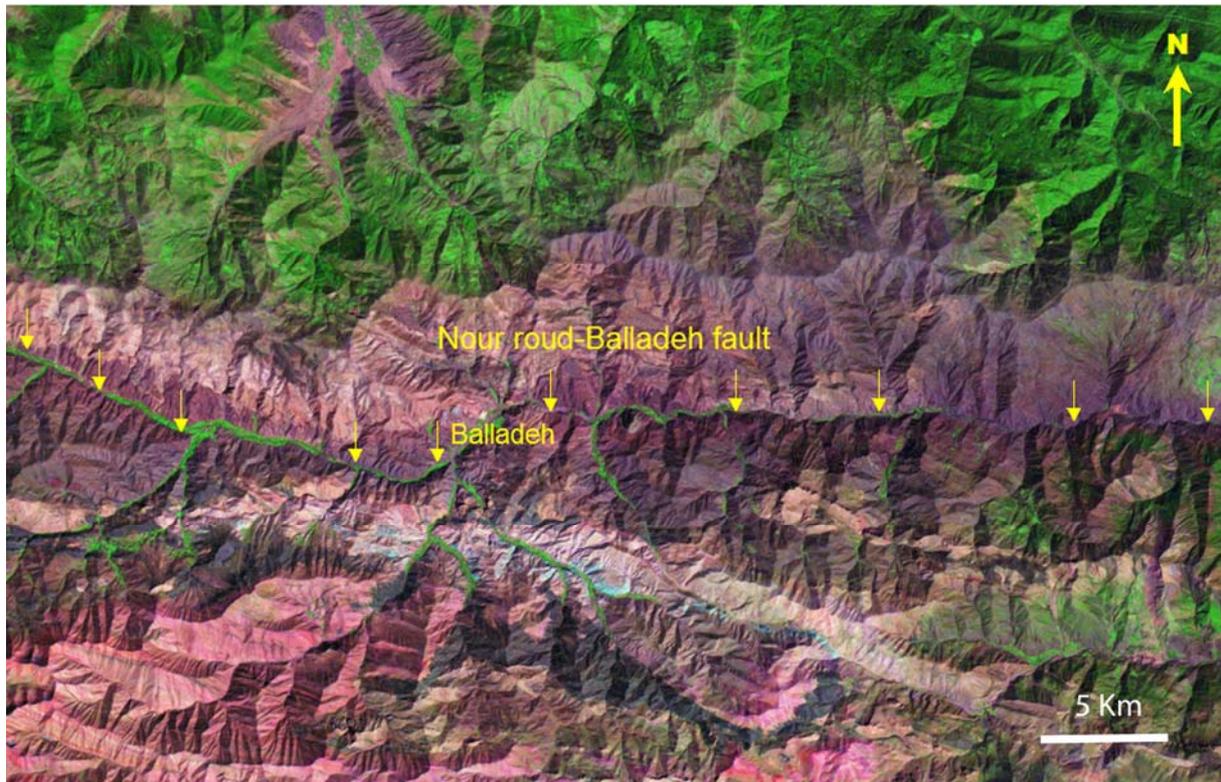


Figure III.16 : Photo satellitaire (landsat) de la partie occidentale de la région de la faille de Nour roud-Balladeh.

Dans sa partie orientale, la faille de Nour Roud - Balladeh (Figure III.17) correspond à une faille chevauchante à pendage nord plaçant les formations jurassiques de l'anticlinal de « Short » sur les dépôts crétacés du synclinal de Nagleh Sar (Vahdati et al, 1999), (Figure III.18). Ce contact apparaît clairement sous la forme d'un linéament E-W sur la carte aéromagnétique de Babol (Yousefi et Feriedberg 1977), tandis que celui-ci disparaît plus à l'Ouest.

La question d'un mouvement récent de cette faille est posée par le brusque changement de direction de la vallée de l'Haraz (autrement dit, la faille de Nour Roud pourrait contrôler le cours de la rivière par propagation du pli de Short) et la quantité importante de dépôts Plio-Quaternaire qui jalonne la vallée de Nour Roud à l'Ouest de l'Haraz. A noter que sur la carte géologique d'Amol, les formations quaternaires cachettent la faille. Sur le terrain, nous n'avons pas observé d'évidences de mouvements récents dans le secteur oriental où la vallée de Nour Roud apparaît remplie par d'épais dépôts colluviaux-alluviaux quaternaires (l'emboîtement de la rivière actuelle dans ces dépôts suggère un

contrôle climatique important dans les mécanismes d'érosion- transport- sédimentation), (Figure III.19).

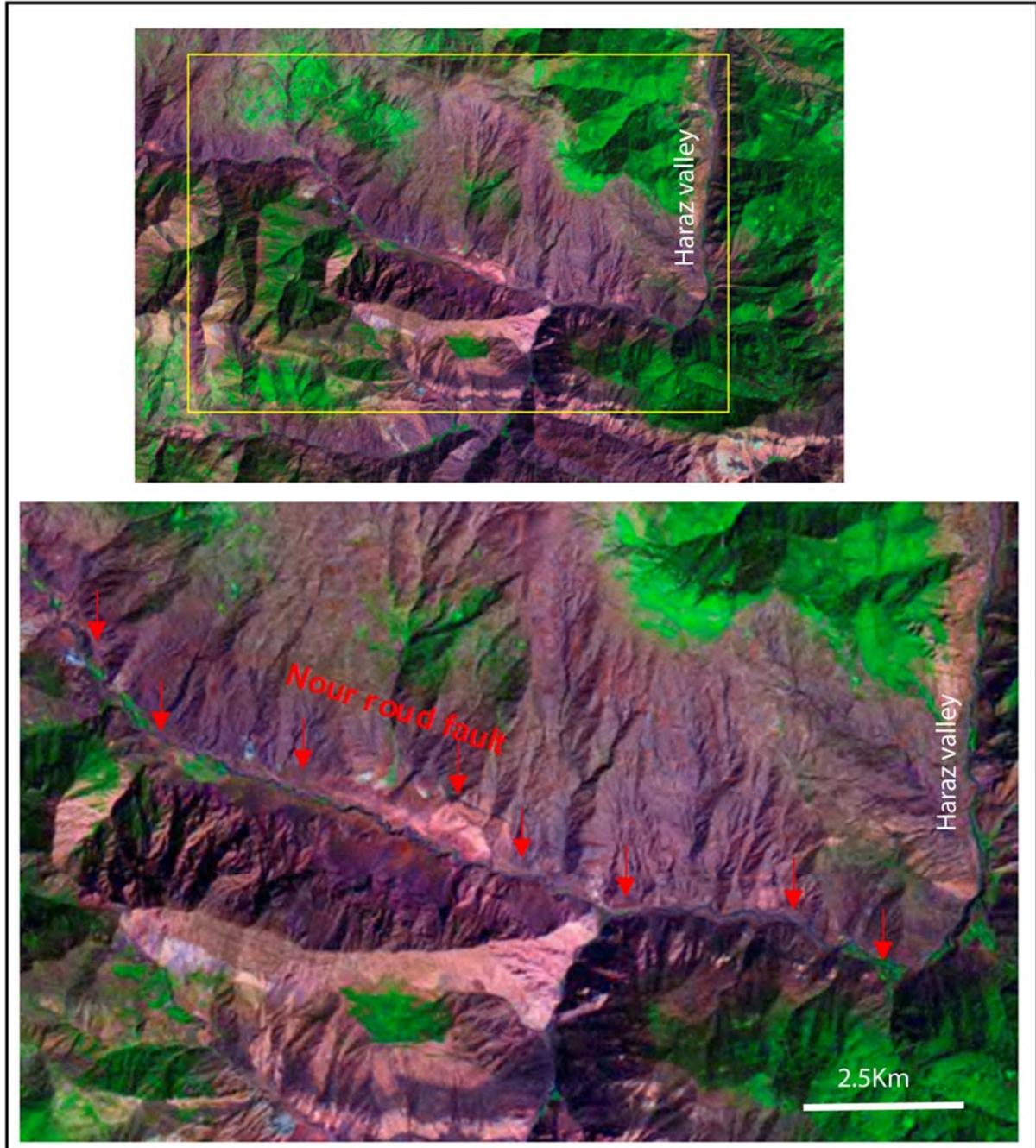


Figure III.17 : Image satellitaire (landsat) de la vallée de Nour Roud à l'Ouest de la vallée de Haraz, les flèches rouges indiquent le tracé de la faille de Nour Roud-Balladeh d'après la carte géologique.

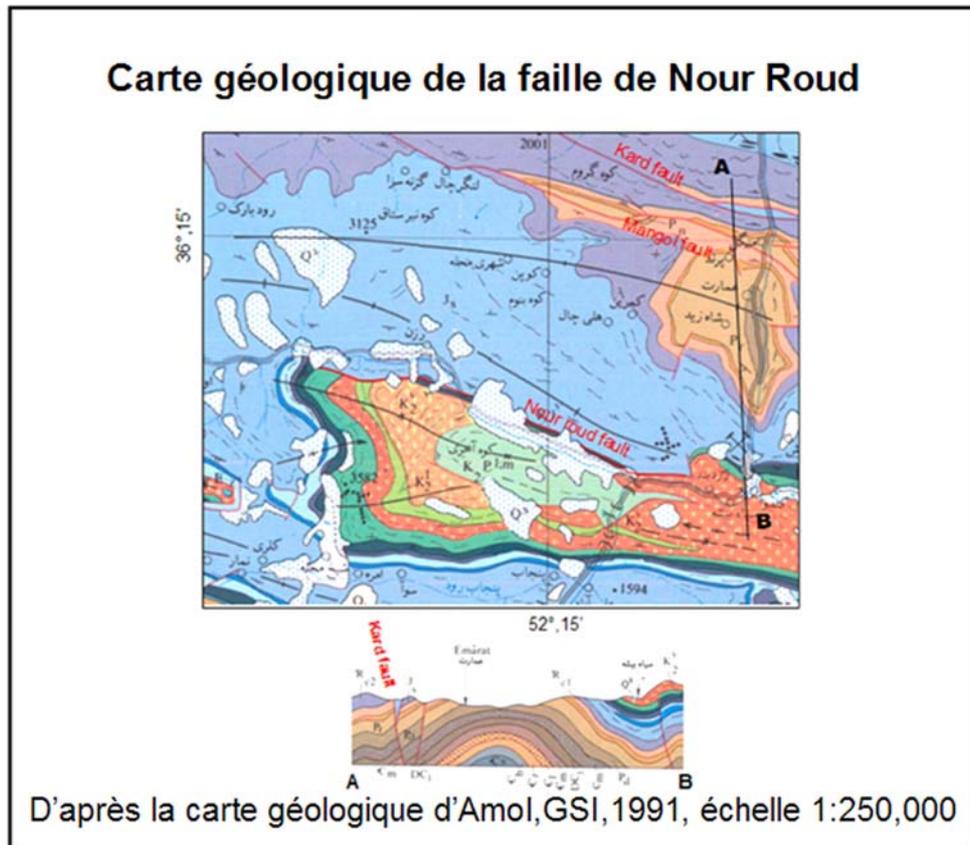


Figure III.18 : Carte géologique de la partie orientale de la faille Nour roud-Balladeh

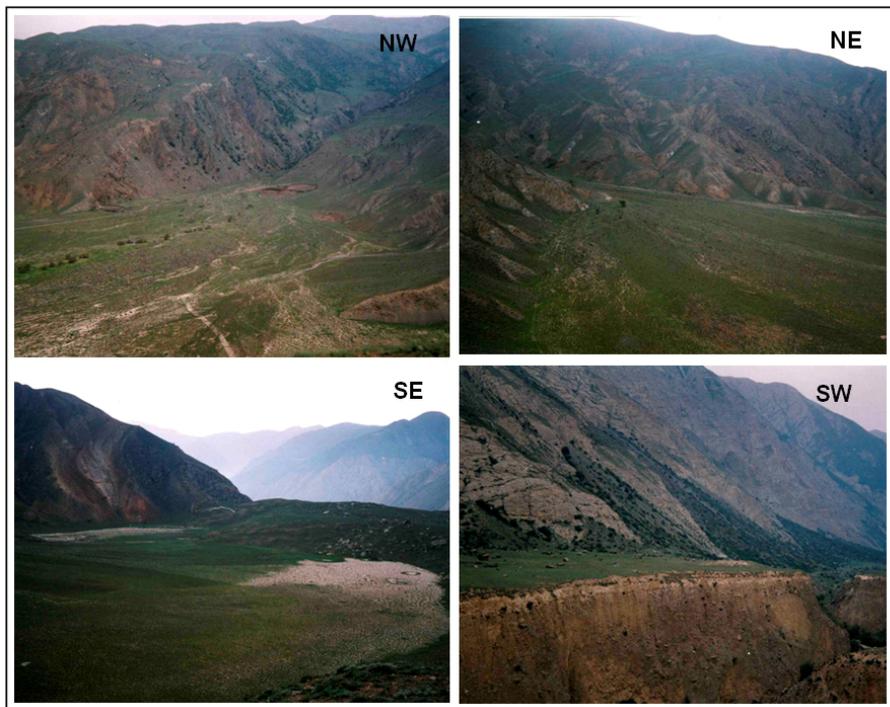


Figure III.19 : Photos de terrain dans la vallée de Nour Roud : cône de déjection actuel (en haut) barré par des dépôts morainiques ou par un ancien front de glissement (en bas, à gauche) ; dépôts (glaciaires ?) épais accumulés au fond de la vallée et ré-incisés (en bas, à droite).

III.3- La région interne de l'Alborz Central

III.3.1- Faille de Kandevar:

La faille de Kandevar représente une zone de faille d'une longueur totale d'environ 150 kilomètres. Berberian et al. (1993) limitent la faille de Kandevar à la partie centrale (76 km de long) de cette zone, appelant son extension NW faille de Kelichom et ne donnant pas de nom pour son extension SE. La faille de Kandevar s'étend depuis la région Nord-Est du volcan Damavand jusqu'à la base du massif d'Alam kuh (Figure III.22a, III.23b) au Nord-Ouest. Elle correspond à un chevauchement vers le Sud-Ouest des séries Précambriennes, Paléozoïques et Mésozoïques sur les sédiments volcano-sédimentaires éocènes de la formation de Karadj (Vahdati Daneshmand et Nadim, 2001) (Figure III.20).

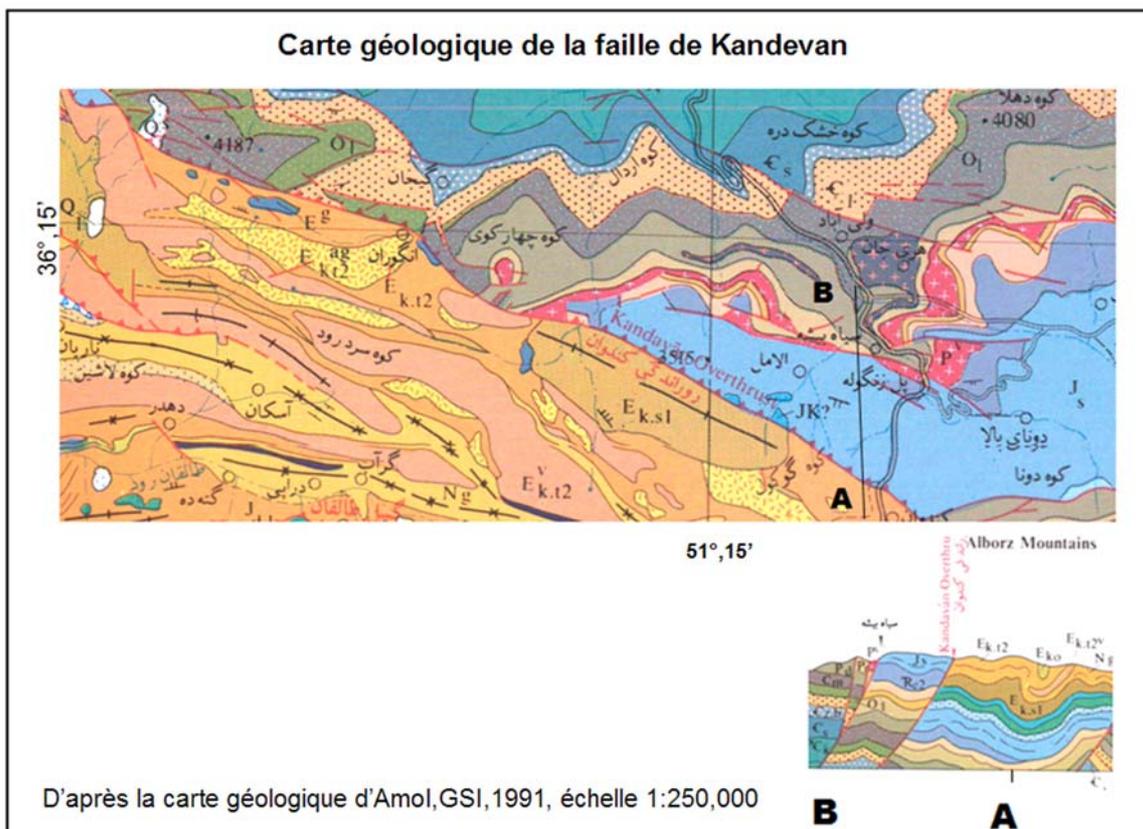


Figure III.20 : Carte géologique de la partie centrale de la faille de Kandevar

La faille de Kandevan est considérée comme une de structure majeure et ancienne dans la chaîne de l'Alborz. En effet, du fait de l'absence de dépôts éocènes au Nord, la faille de Kandevan correspondait probablement à une zone de paléo-relief pré-cénozoïque, limitant vers le Nord l'extension du bassin de Karadj pendant la période Eocène.

Du point de vue de son activité récente, l'analyse des images satellitaire, des photos aériennes et des Modèle Numérique de terrain à grande échelle (obtenus par numérisation des courbes niveau des cartes topographiques au 1/50.000) semble indiquer la possibilité de mouvements récents (quaternaires) de la faille dans sa partie centrale dans la région de « Mast-Chal » où on observe un escarpement topographique et une incision du réseau de drainage et des décalages de niveaux d'anhydrites miocènes (Figure III.21, III.23a, III.23d). Mais nous n'avons pu corroborer ces observations à grandes échelle avec des observations claires sur le terrain. Par contre, l'analyse des photos satellites dans la partie occidentale montrent plus clairement des signes d'activité (e.g. déviations du drainage et des crêtes), (Figure III.22). Malheureusement, nous n'avons pu aller sur le terrain dans cette région.

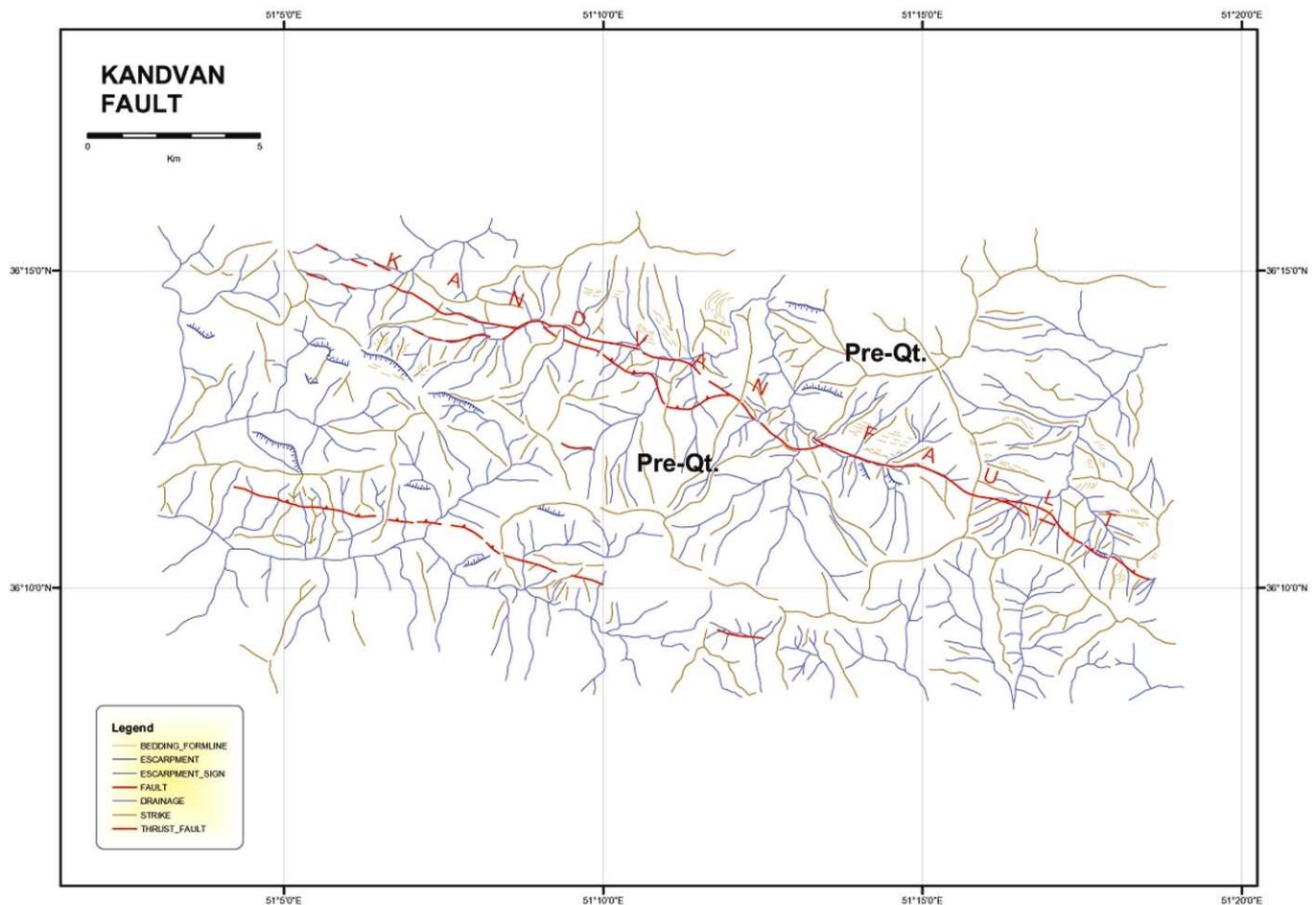


Figure III.21 : Cartographie de la faille de Kandevan dans sa partie centrale

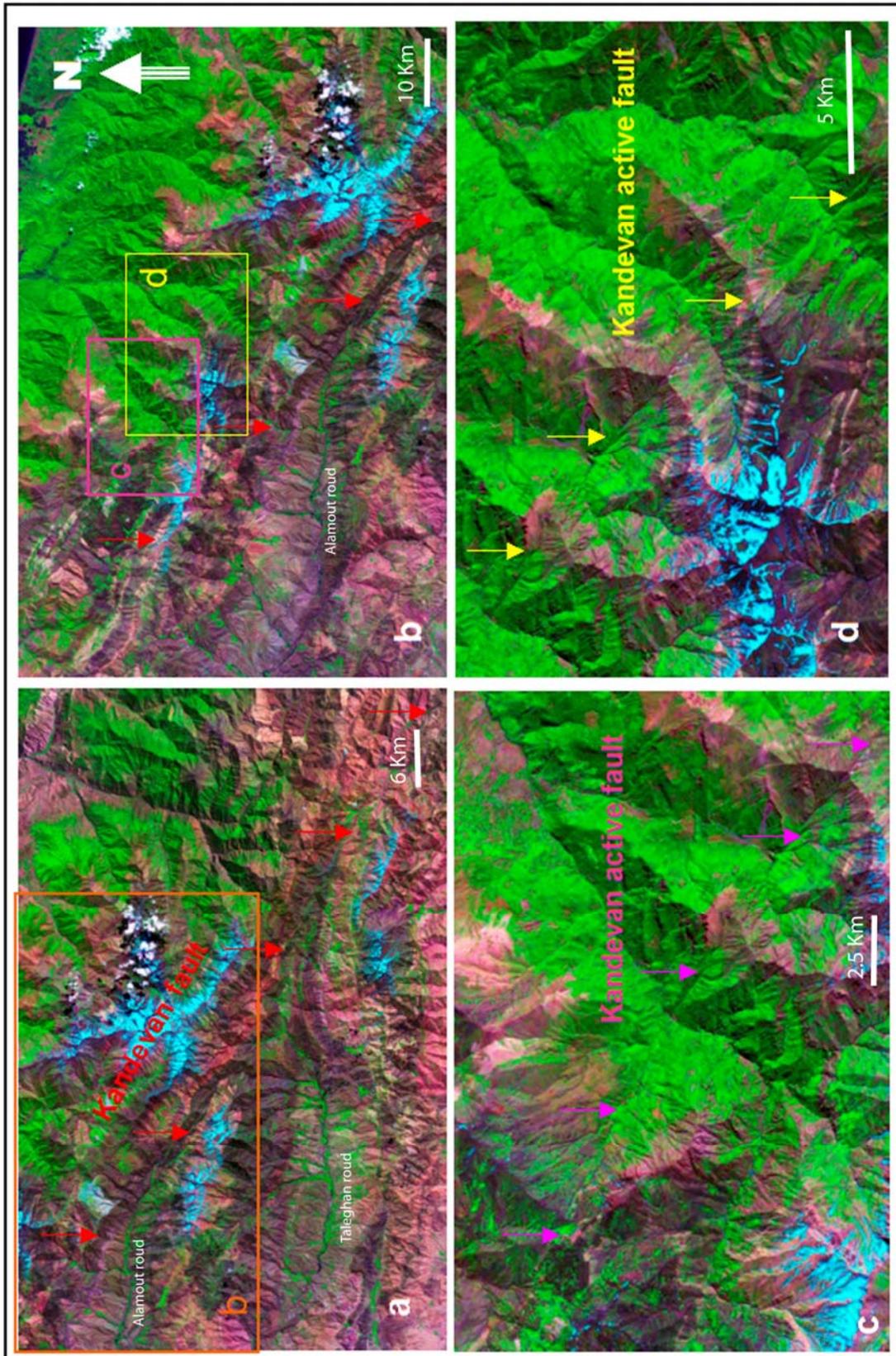


Figure III.22 : Images satellitaires (landsat) montrant la faille de Kandeivan (flèches) : position de la faille d'après les relevés géologiques (a et b) et marqueurs d'activité récente au plus nord du tracé géologique (c et d).

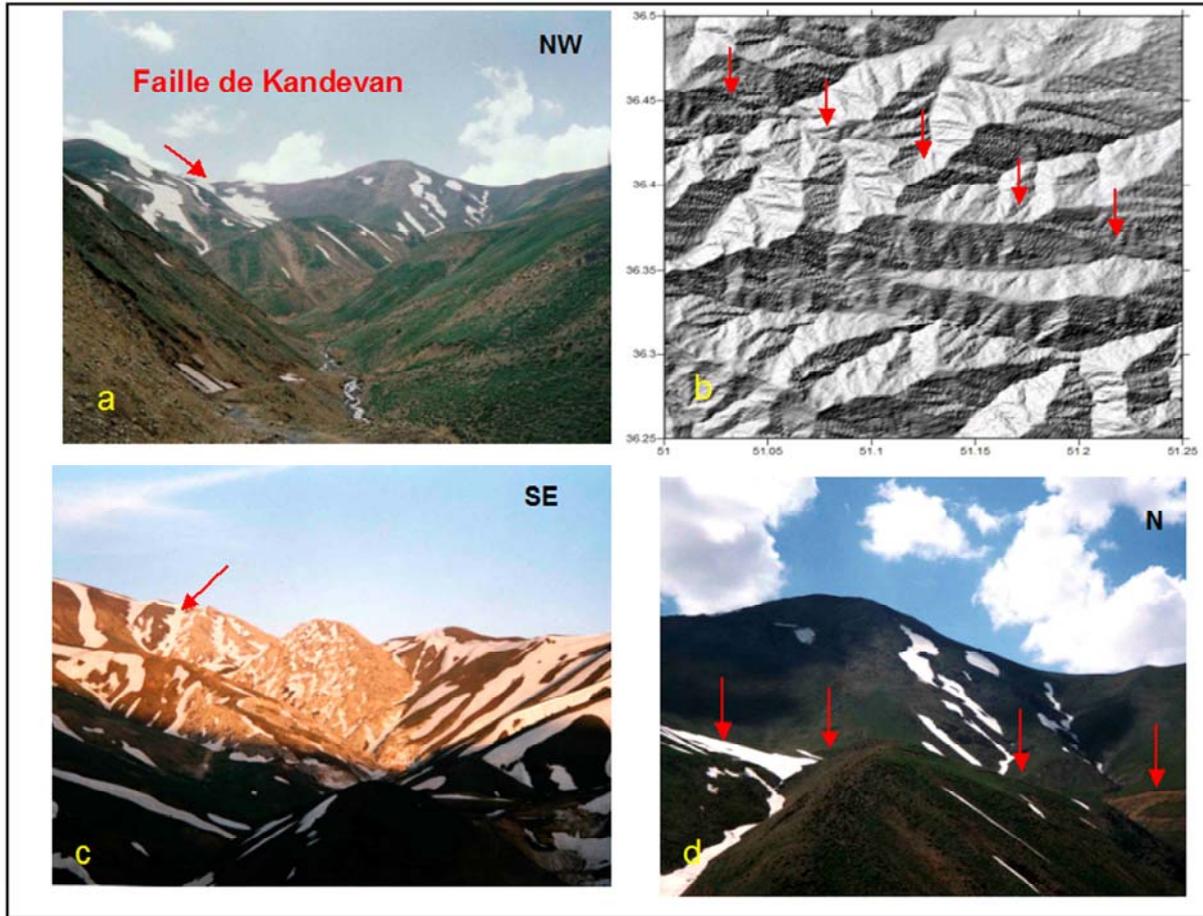


Figure III.23 : Photos de terrain de la faille de Kandevan dans sa partie centrale au sud-ouest du village d'Angoran (a, c et d), Noter les dépôts évaporitiques éocènes pris dans la zone faille (a et c), escarpement le long de la faille (le pendage de la faille étant au Nord, on peut se poser la question de savoir s'il n'y a pas une composante normale du mouvement (d), Position du segment central sur un MNT représenté en ombrage « shaded relief map » (b). Les orientations indiquées sur les photos indiquent les directions de prises de vues.

Il existe quelques séismes historiques (1428 AD et 1485 AD) et instrumentaux qui sont classiquement associés à la faille de Kandevan : Le séisme de 1485 AD serait situé dans la partie occidentale de la faille et aurait eu une magnitude de Ms 7.2 (Ambraseys et Melville, 1982) affectant toute la région comprise entre la Mer Caspienne et la faille. Avec une telle magnitude, on peut supposer qu'il a eu une rupture en surface, mais à ce jour aucune observation n'a été faite à ce sujet.

Deux séismes instrumentaux se sont produits dans la région de Bayjan entre les 25 et 26 Mars 1983 avec des magnitudes de mb 4,5 et 5,2. D'après (Berberian and Yeats 2001), ces séismes pourraient être associés au mouvement le long de la terminaison sud orientale de la faille de Kandevan, ou la terminaison nord occidentale de la faille de Bayjan (voir ci-après).

III.3.2- Faille de Bayjan:

La faille de Bayjan a une longueur d'environ 20 kilomètres et est située au nord-est du volcan Damavand. D'après Allenbach (1966), la faille de Bayjan à l'est du volcan de Damavand peut être considéré comme la continuation vers l'Est de la faille de Kandevar (Figure III.25). D'après les documents d'images satellitaires et de photos aériennes, le tracé en surface des 2 failles ne se rejoint pas. Cependant, les 2 failles pourraient bien correspondre à un même accident du point de vue de la structure en profondeur (voir coupes figure I.8).

La faille de Bayjan est classiquement décrite comme un chevauchement à pendage nord, s'étendant au pied de l'anticlinal de « Haft-Tan » jurassique chevauchant les dépôts jurassiques et crétacé (Alenbach 1966); (Berberian et al, 1985); (Amini et al, 1997),(Figure III.24).

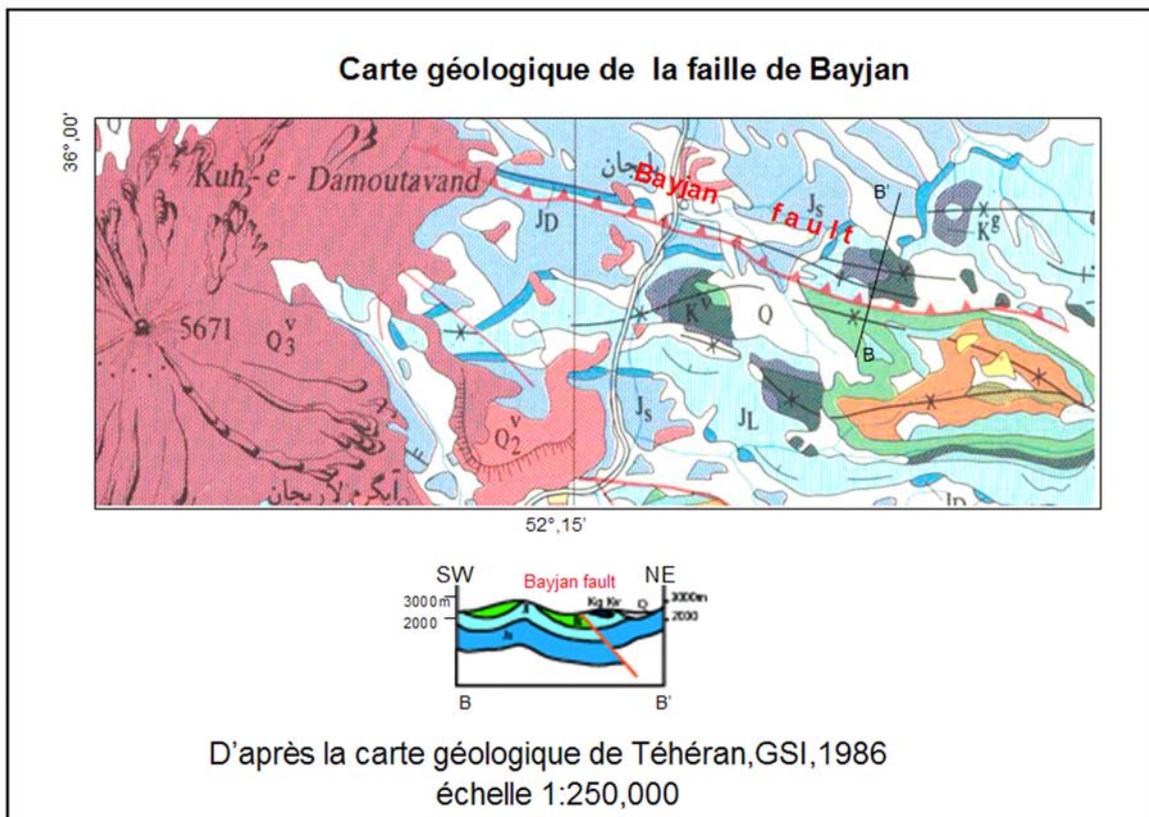


Figure III.24 : Carte géologique de la faille de Bayjan, et coupe schématique.

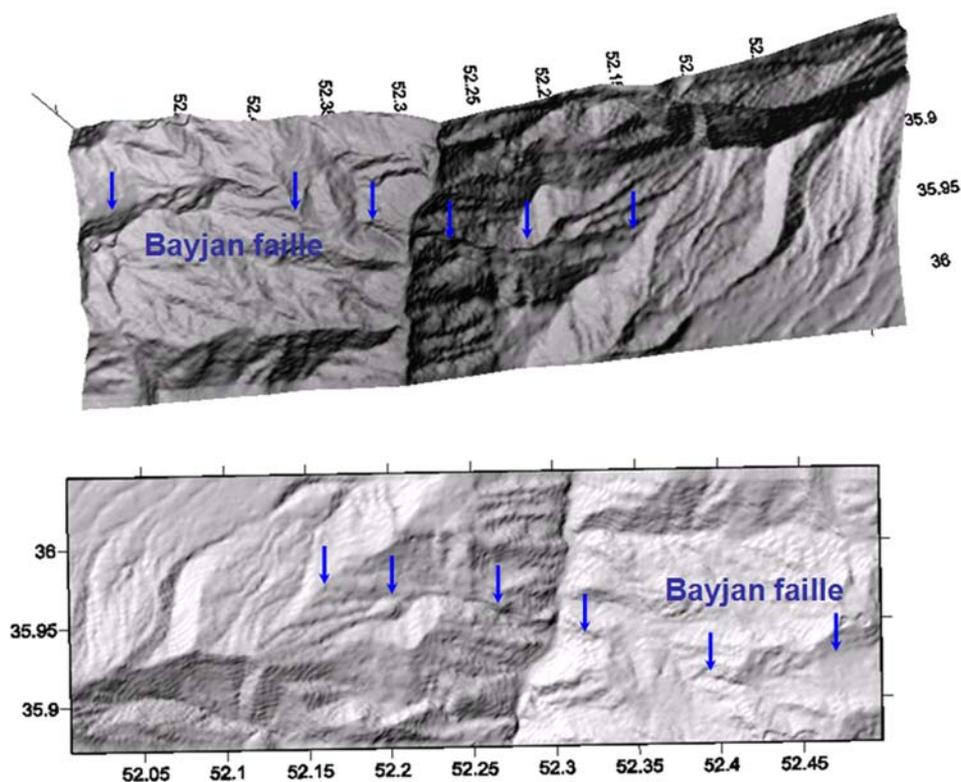


Figure III.25 : Trace de la faille de Bayjan sur MNT en 3D (en haut) et ombré (en bas).

Berberian et al. (1985) et Berberian et Yeats (1999) ont suggéré que les 2 séismes de 1983 (Mb 4.5 et 5.2) qui ont eu lieu dans la région pourraient être liés à l'activité de cette faille. Ces mêmes auteurs décrivent que les coulées quaternaires du Damavand, au voisinage du village de Korf ont été affectées par des ruptures (Figures III.26, III.27).

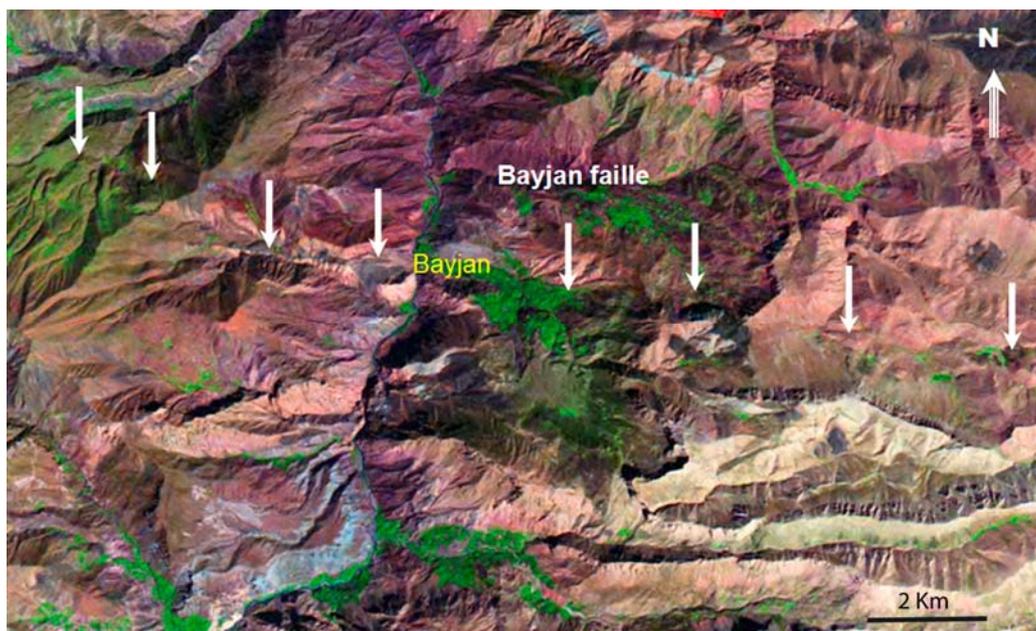


Figure III.26 : Image satellitaire (landsat) de la région de Bayjan.



Figure III.27 : Faille de Bayjan vue en photo aérienne.

Notre étude morphotectonique a surtout porté sur la partie de la faille située à l'Est de la vallée de Haraz. Dans ce secteur, nous n'avons pas relevé d'évidences attestant d'un rejeu récent exprimé en surface le long de la faille, que ce soit à l'échelle des photos aériennes ou à l'échelle de l'observation de terrain (à noter tout de même l'existence de quelques glissements de terrain observés le long de la faille) (Figure III.26). Toutefois, notre analyse ne nous permet pas de conclure quant à l'activité ou non de cette faille compte tenu d'une analyse trop parcellaire.

III.3.3- Faille de Taléghan:

La faille de Taléghan est située près de la frontière méridionale de l'Alborz Central, à 90 kilomètres au Nord-Ouest de Téhéran (Figures III.28, III.29). Elle borde au sud la vallée de Taléghan et met en contact les roches pyroclastiques du Cénozoïque inférieur et les dépôts du Jurassique et du Précambrien (Annells et al., 1977) (Figure III.30).

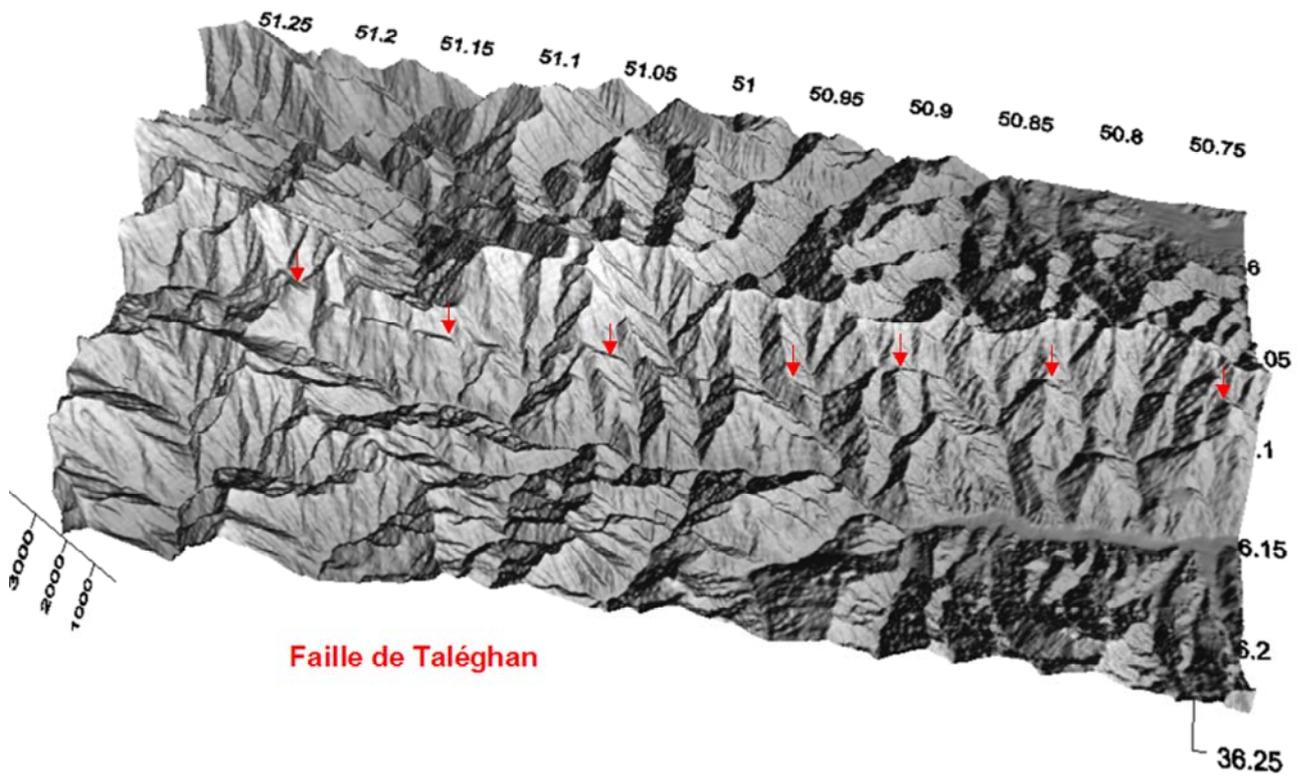


Figure III.28 : MNT de la faille de Taléghan obtenu à partir des cartes topographiques (1 :50000) d'Asara et de Fashand.

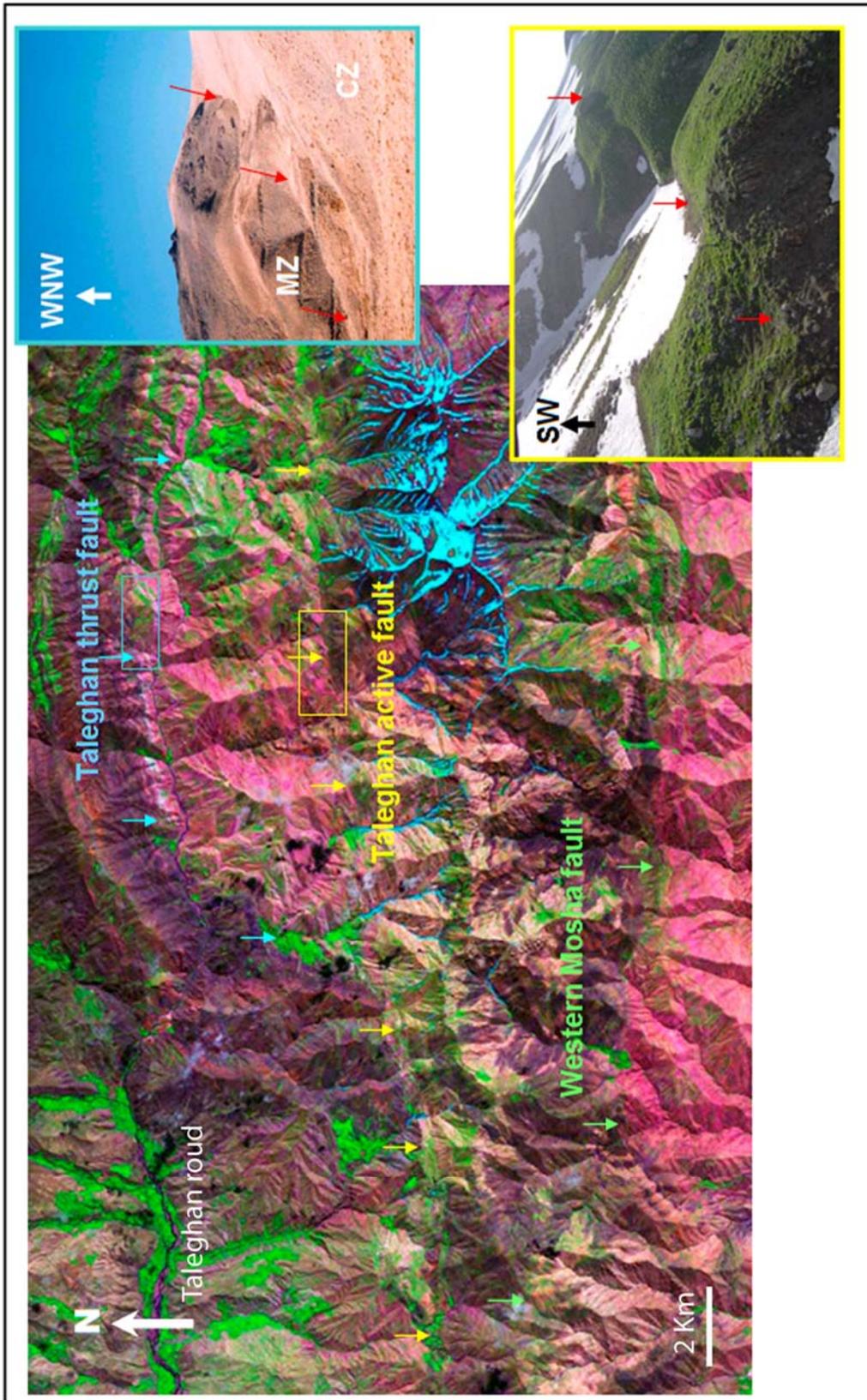


Figure III.29 : Image satellitaire montrant la position des failles de Taléghan et Mosha occidental. Les flèches bleues indiquent la faille de Taleghan cartographique correspondant à un chevauchement vers le Nord (inactif maintenant), les flèches jaunes indiquent la faille active de Taléghan et les flèches vertes le segment occidental de la faille de Mosha (inactif actuellement d'après nous). Les 2 photos de terrains correspondent aux rectangles bleu et jaune sur les failles de Taléghan de part et d'autre de la vallée d'Azadbar (Ouest de Gachsar).

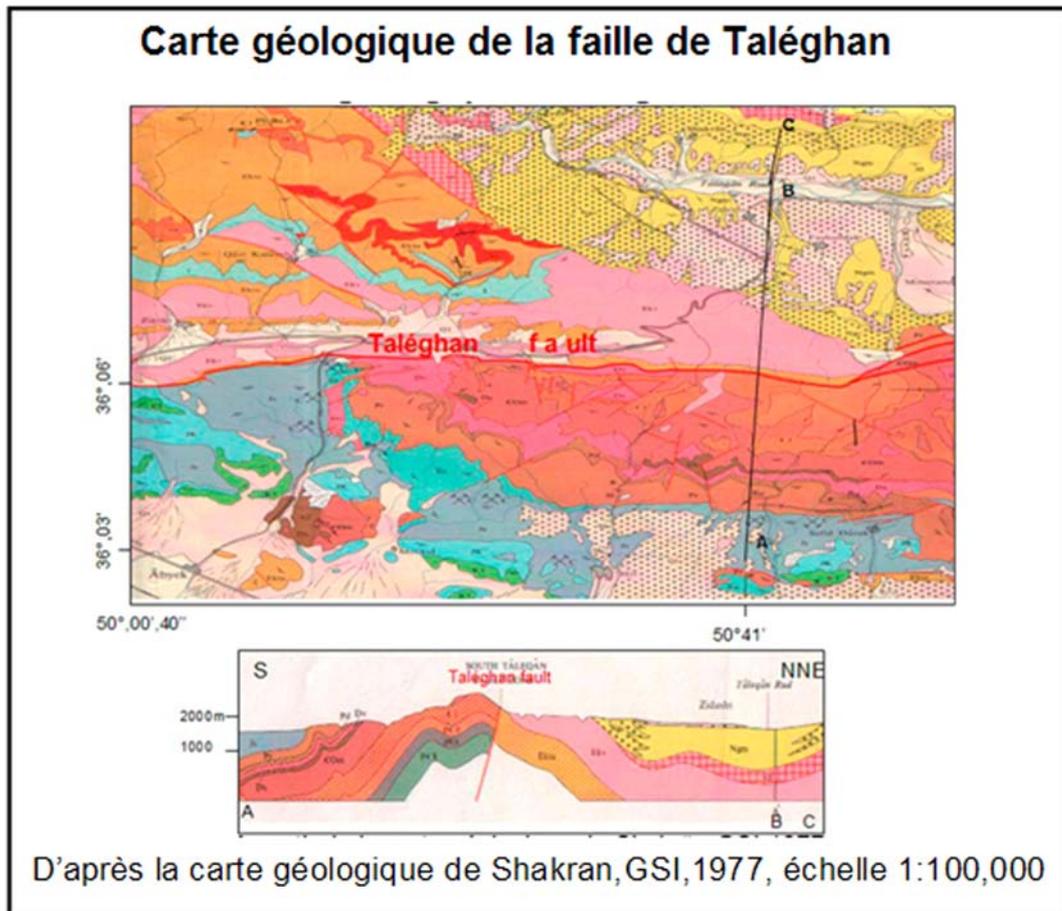


Figure III.30 : Carte géologique de la partie occidentale de la faille de Taléghan et coupe schématique.

La faille s'étend sur plus de 70 kilomètres de long et montre une direction principale Est-Ouest. D'après la cartographie géologique, la faille de Taléghan rejoint à l'Ouest, la faille de Qazvin, et à l'Est, les failles de Gajéré et de Mosha centrale. D'après Dedual (1967), et Meyer (1967), la faille de Taléghan correspond à une faille chevauchante à pendage nord. Cependant, dans leur carte géologique, Annells et al., (1977) décrivent une faille chevauchante à pendage sud. De même, Berberian et Yeats (1999, 2001) décrivent-ils également la faille de Taléghan comme une faille inverse à plongement vers le sud. Enfin, la récente carte géologie (échelle 1:100000) de Marzan-Abad (Vahdati et Nadim, 2001) présente la partie orientale de la faille de Taléghan comme une faille chevauchante à pendage nord (Figure III.31).

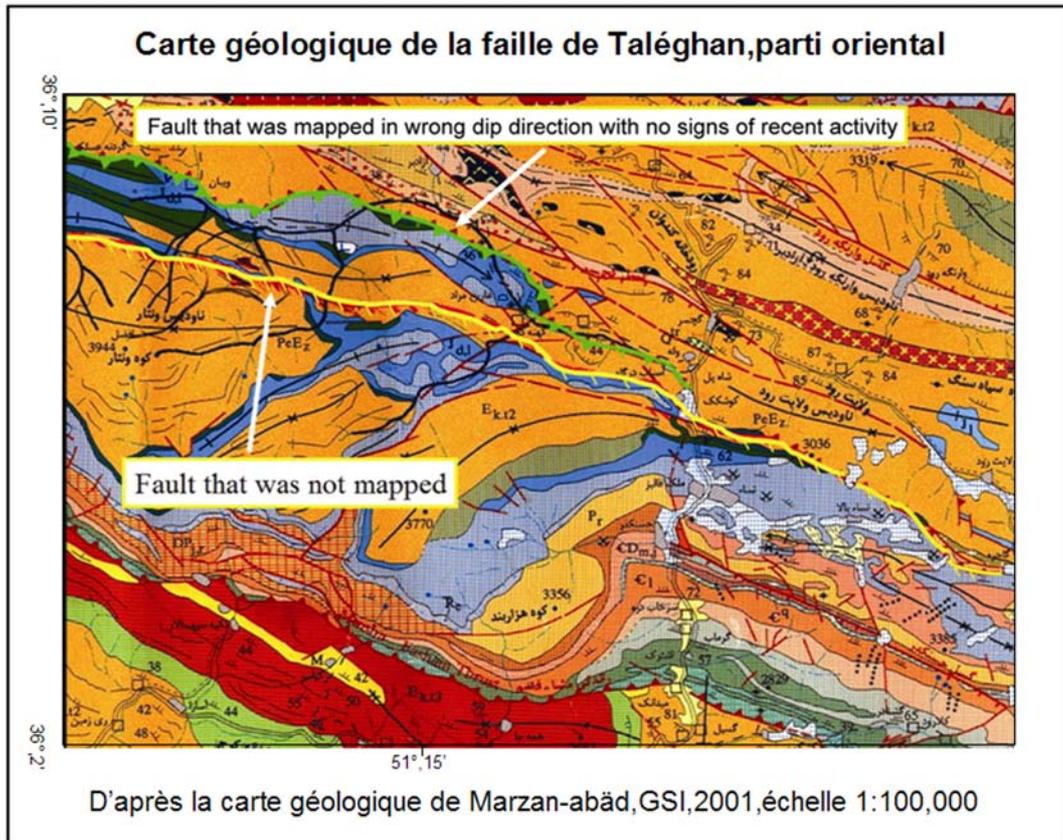


Figure III.31 : Carte géologique de la partie orientale de la faille de Taléghan : la branche chevauchante indiquée par la ligne verte est inactive, la branche active non cartographiée est soulignée par la ligne jaune.

Cependant, sur le terrain, nous avons pu constater que le pendage de cette faille n'était pas vers le Nord, mais vers le Sud (ce qui est cohérent avec l'âge des séries en présence : au Nord Eocène, au Sud Jurassique).

Du point de vue de son activité récente, la faille de Taléghan pourrait bien être la source du tremblement de terre de 958 AD qui a dévasté les régions de Taléghan et Rey, et qui correspond à l'événement historique le plus fort jamais enregistré ($I = 7$; $M = 7,7$) dans la région de l'Alborz central (Mallet 1850-53); (Ambraseys 1974); (Nabavi 1972), (Nabavi 1978); (Melville 1978); (Poirier and Taher 1980); Ambraseys et Melville, 1982; Berberian et al, 1993 ; Berberian et Yeats, 2001) (Figure I.14). D'autres tremblements de terre en 1428, 1608, 1808, et 1966 pourraient également être associés à l'activité de la faille de Taléghan (Berberian et al., 1985).

Notre analyse morphotectonique à partir des images satellitaires, des photos aériennes, des MNT et des observations de terrain, combinée à l'étude paléoseismologique sur cette faille (voir chapitre suivant) nous permet d'apporter de nouveaux éléments en ce qui concerne la géométrie et la cinématique de la faille. Notre analyse nous conduit à sub-diviser la faille en deux secteurs (l'un occidental et l'autre oriental) (Figure III.32).

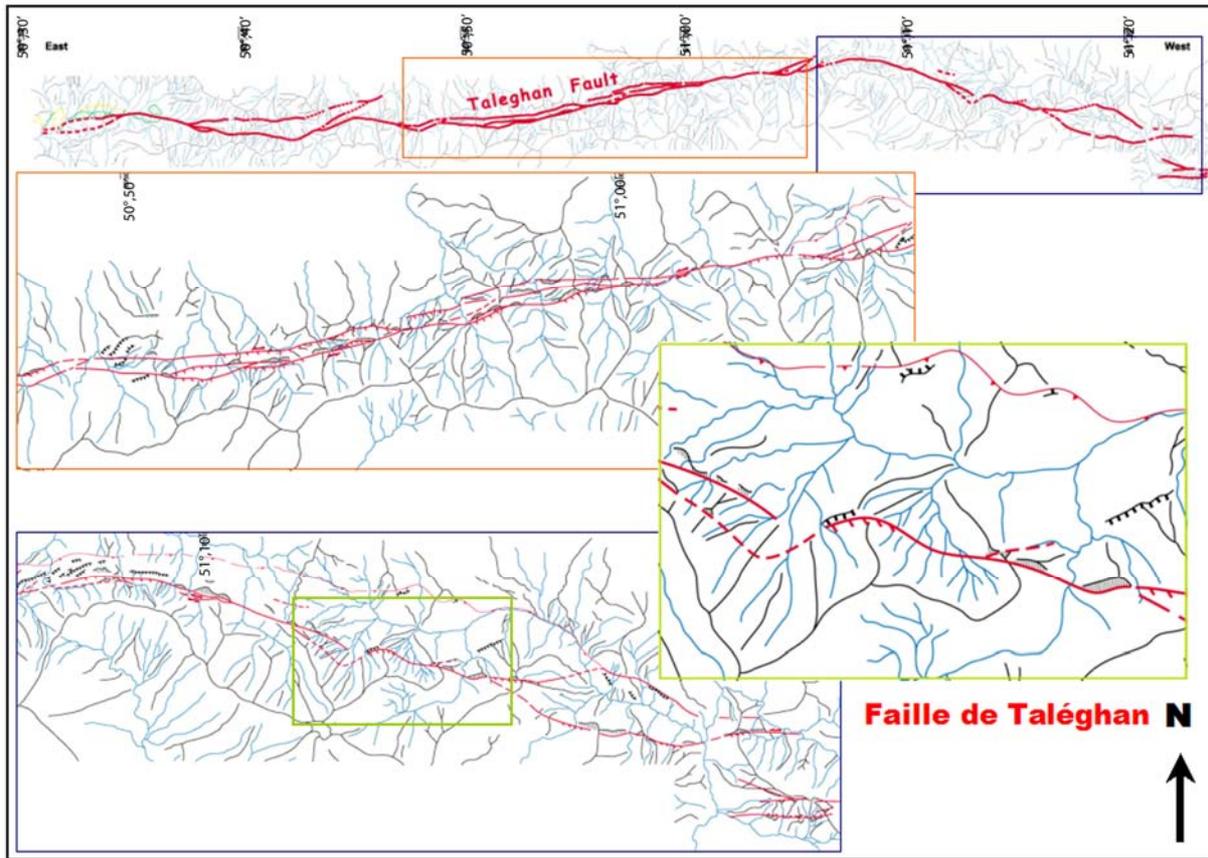


Figure III.32 : Cartographie des ruptures le long de la faille active de Taléghan : les déplacements senestres des crêtes et talwegs sont bien visibles dans le cadre vert.

Dans les deux secteurs, à toutes les échelles d'observations, la zone de faille est jalonnée par une zone d'escarpement évidente dont la morphologie indique clairement (Figure III.34) un jeu récent cumulé le long d'un plan de faille à pendage sud, impliquant par conséquent une composante normale dans le mouvement (voir également les résultats des observations paléosismologiques au chapitre suivant).

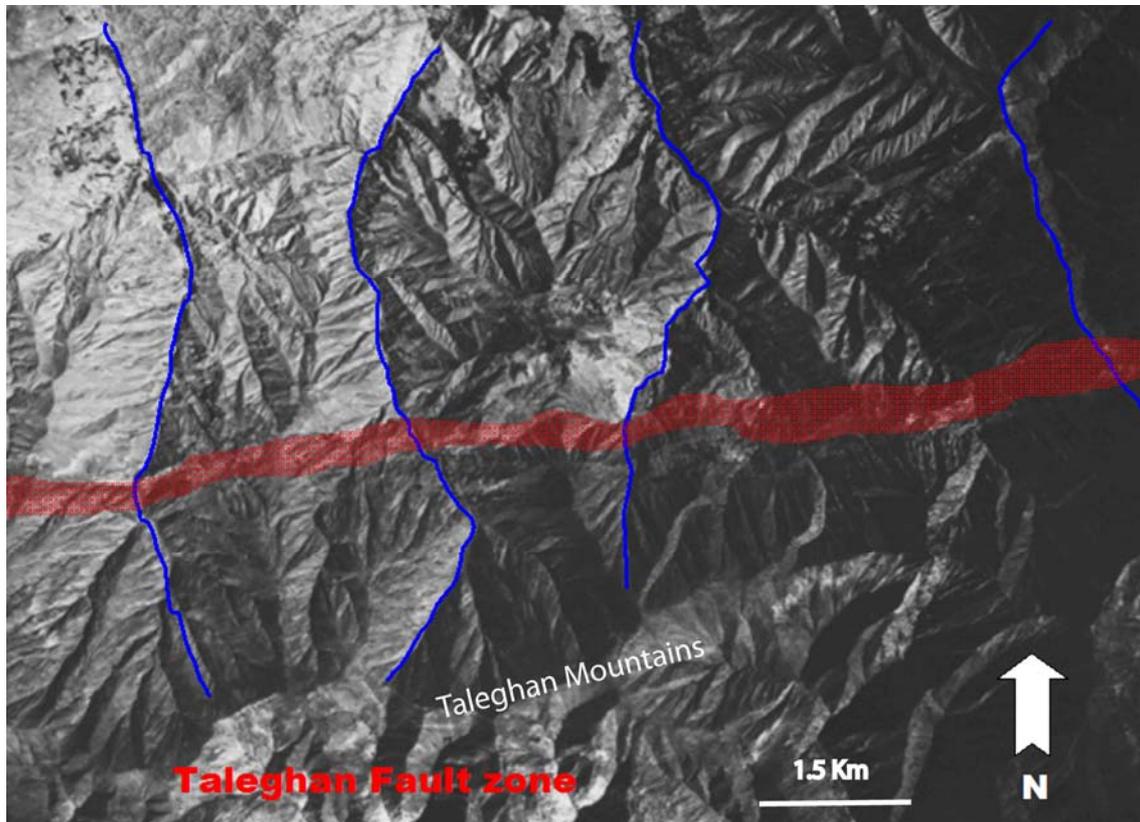


Figure III.33 : La zone de rupture le long de la partie occidentale de la faille de Taléghan observée en photo aérienne (échelle 1 :50000 # 4987/31). La géométrie des talwegs au passage de la zone de rupture est cohérente avec une composante normale (voir Chapitre 2).

La zone d'escarpement définit une large zone cisailée (sa largeur peut atteindre plus de 500 m par endroits). La géométrie du réseau de drainage (Figure III.33) ainsi que des marqueurs topographiques (rides) indiquent un mouvement général senestre accompagné d'un étirement dans la direction de NW-SE. Cette cinématique est particulièrement bien exprimée le long de la partie orientale de la faille (Figure III.34, III.35).

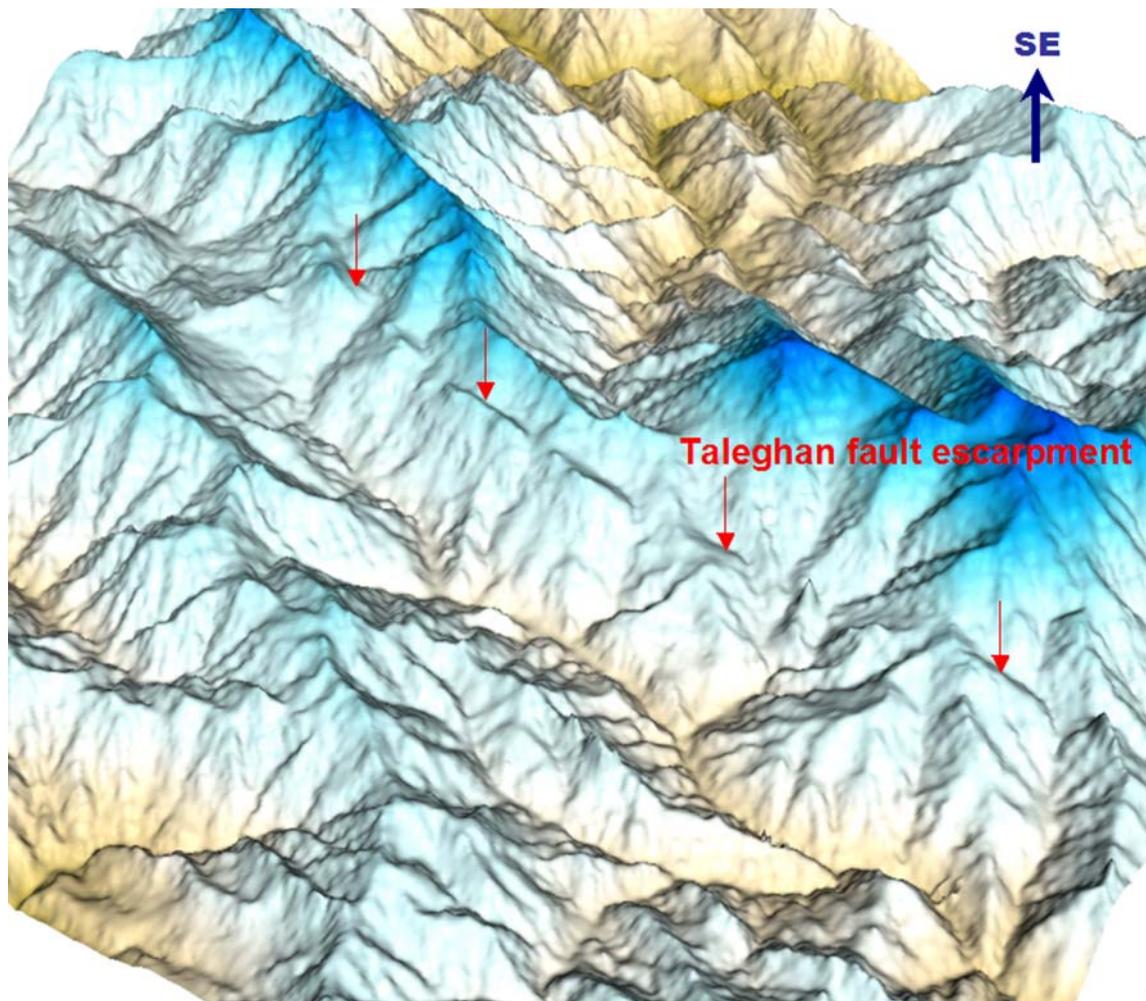


Figure III.34 : MNT du secteur oriental de la faille active de Taléghan, obtenu à partir de la carte topographique (1 :50000) d'Asara. Les flèches rouges soulignent la zone d'escarpement caractérisant une faille à pendage Sud et au jeu senestre-normal.

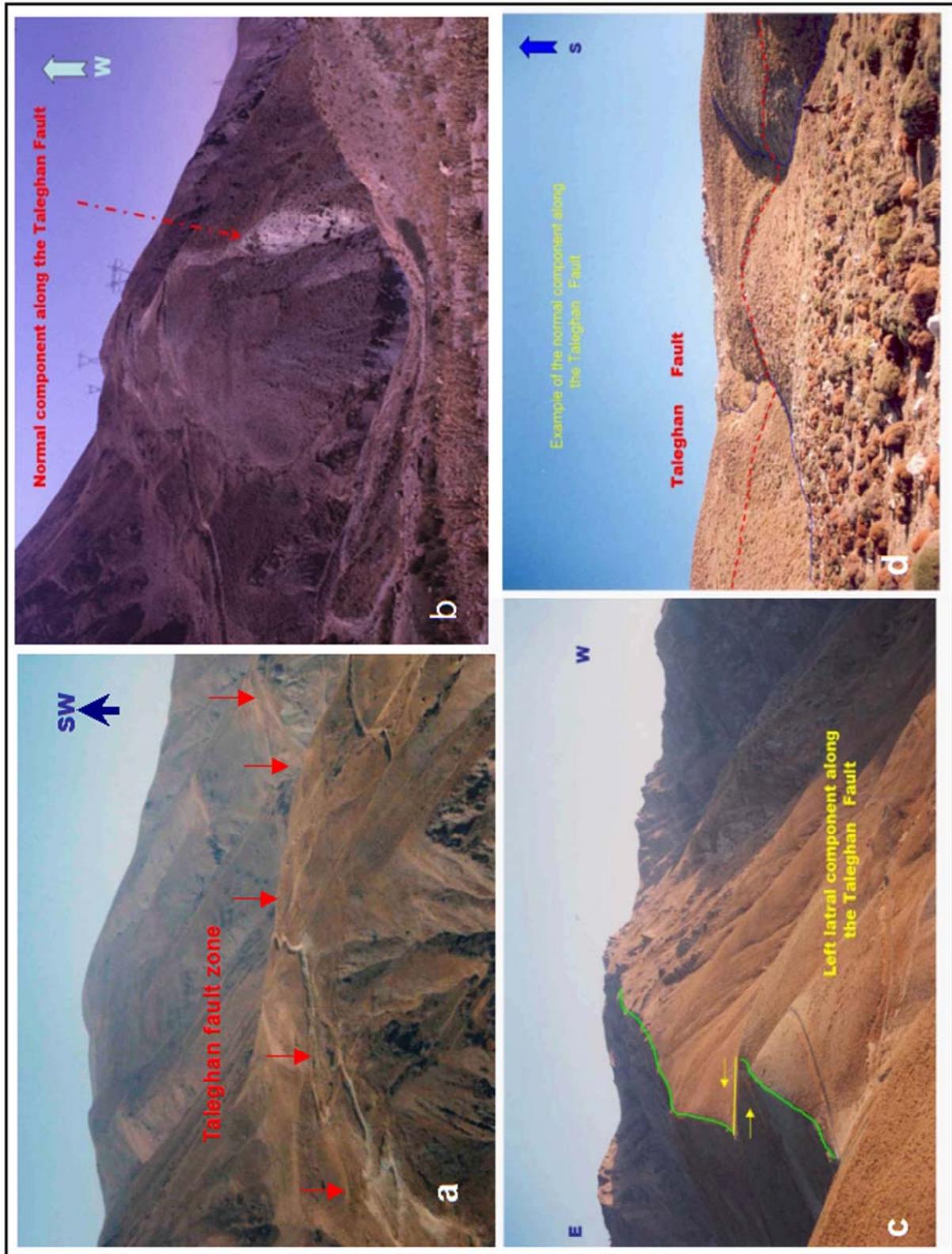


Figure III.35 : Faille de Taléghan : zone de rupture (500 m de large) (a) ; Idem, noter l'escarpement en faille normale limitant au nord la zone de rupture (b) ; déplacement d'une ligne de crête en senestre (c) et petite rupture en faille normale à pendage nord.

À une plus petite échelle, à l'intérieur de la zone de cisaillement elle-même, nous observons des escarpements de failles normales orientés NE-SW agencé en échelon (Figure III.43). Par conséquent, nous concluons que la faille de Taléghan est une faille décrochant senestre avec une composante normale.

Pour autant cette cinématique en transtension ne peut pas être très ancienne car elle ne cumule pas assez de déformation pour inverser la topographie à grande échelle qui est le résultat des mouvements compressifs (transpressifs ?) antérieurs Nazari et al., (2003) (Figure III.34, III.40b).

Estimation de la déformation transtensive totale :

Les coupes réalisés au travers des MNT issus de la digitalisation des courbes de niveaux des cartes topographiques au 1/50.000, permettent d'estimer les composantes normale et senestre cumulées le long de la faille de Taléghan. Les mesures calculées sur 8 sites où l'on observe des crêtes décalées (Figure III.36) sont présentés dans le tableau au-dessous (Tableau III.1) :

N. de site	Décalage vertical(m)	Décalage horizontale(m)
T1	~ -10	~ 60
T2	~135	
T3	~205	~90
T4b	~350	~ 90
T5	~50	
T6	~ 295	~115
T7		~115
T8		~90

Tableau III.1 : Les mesures calculées de décalage vertical et horizontal.

Au maximum, les composantes verticale et horizontale peuvent atteindre ~350m et 115 m respectivement (Figure III.37). Bien que nous ne puissions garantir la fiabilité de toutes ces mesures compte tenu de la possible érosion des marqueurs, il apparaît qu'en moyenne la composante normale est 3 fois supérieure à la composante senestre. Ceci est en accord avec l'estimation plus précise de la cinématique effectuée à partir des MNTs de détails (voir ci-dessous).

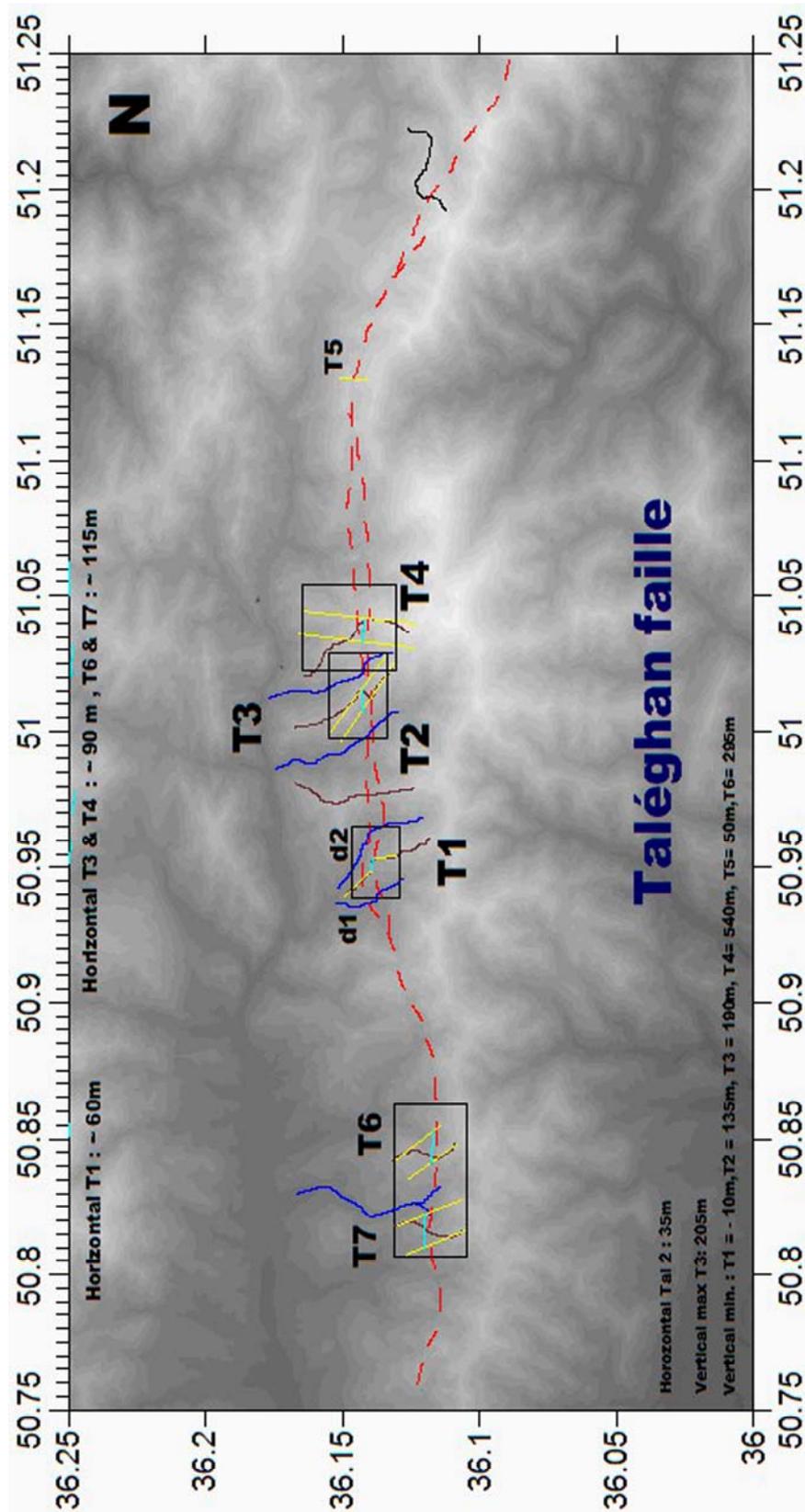


Figure III.36 : les 8 sites de étude morphotectonique pour calcule décalage vertical et horizontal corresponde de résultats présentées au tableau III.1.T s'indique comme le site de mesure sur la crête et d pour la mesure sur la drainage.

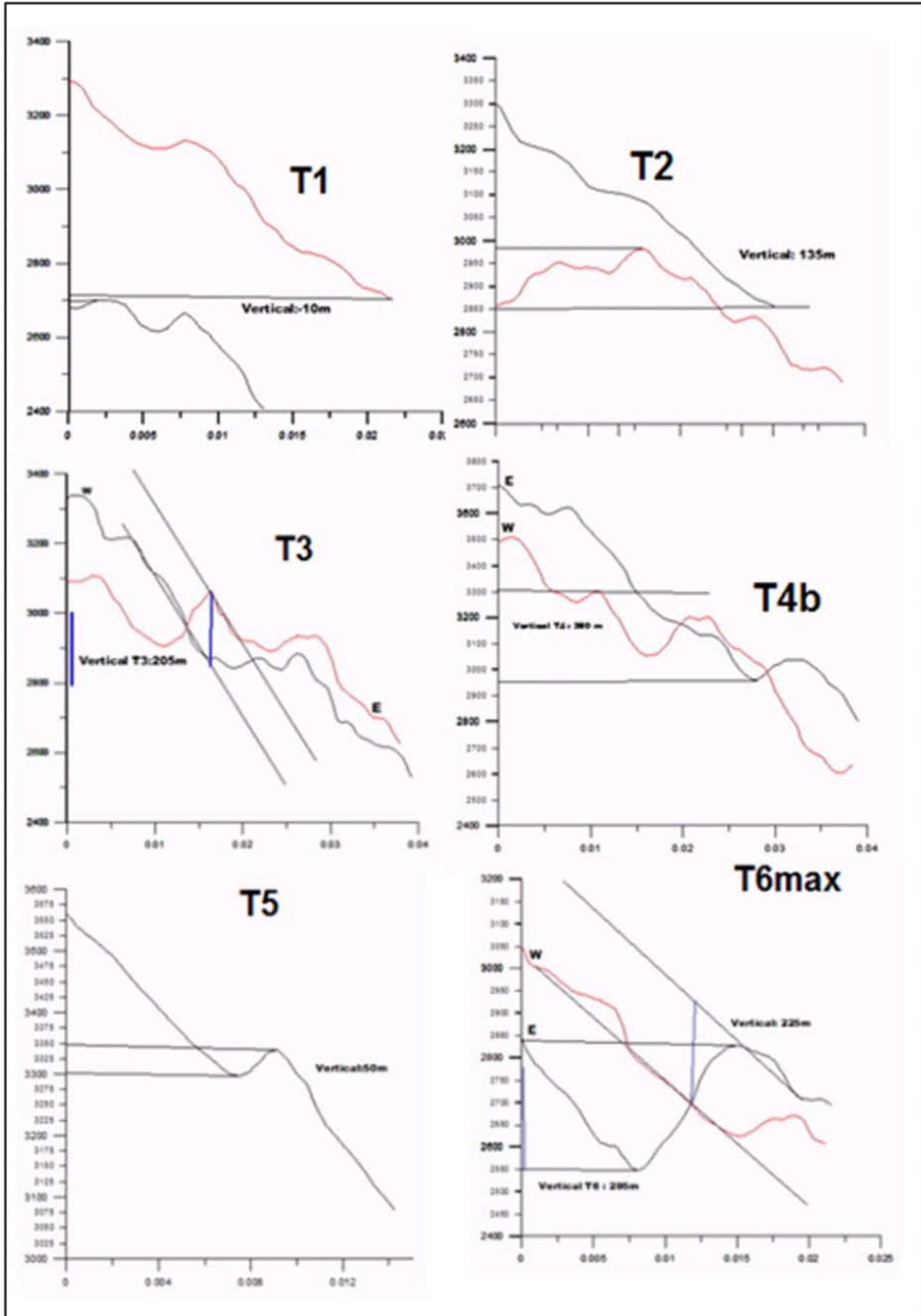


Figure III.37 : Graphes de la mesure décalage vertical, correspondant des les sites marquant en figure III.34.

Le pendage de la faille est plus raide dans la partie occidentale où la faille réactive l'ancien contact entre dépôts précambriens paléozoïques et dépôts cénozoïques. Il est moins raide à l'Est où la faille met en contact les dépôts jurassiques crétacés (formations Délichai-Lar) et les formations éocènes (formation de Karadj). D'après nos observations, la faille active de Taléghan se prolonge jusqu'à la vallée de Karadj où l'on peut clairement observer le plan principal à pendage Sud jalonné d'une zone de Gouge, et associé à de nombreux plans secondaires plus verticaux (Figure III.38, III.40d). Nous avons pu observer des stries sur la zone de gouge ($F_p=210^\circ/30^\circ$, $F_r=170^\circ/30^\circ$) principale et sur le plan de faille secondaire $F_p=130^\circ/55^\circ$, (Figure III.39).

A partir de ce point, la faille est plus difficile à suivre de l'autre côté de la vallée. Nous avons pu observer à la fois sur les photos aériennes (en stéréoscopie) et sur le terrain la présence de failles normales mais leur extension géographique semble très localisée. En fait, notre interprétation est que l'activité dans le secteur se poursuivrait sur le segment central de la faille de Mosha (voir plus loin).



Figure III.38 : Faille active de Taléghan observée au passage de la route de Karadj-Chalus au sud de Gachsa : Noter le plan strié (entourée en jaune) observés au niveau d'une zone de gouge rouge, indiquant clairement un mouvement normal-senestre (la photo est prise vers le Sud-Est).

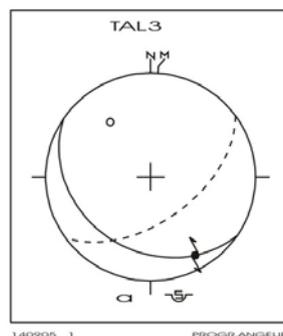


Figure III.39 : Plan de faille strié (montré en figure III.38) mesuré le long de la faille de Taléghan.

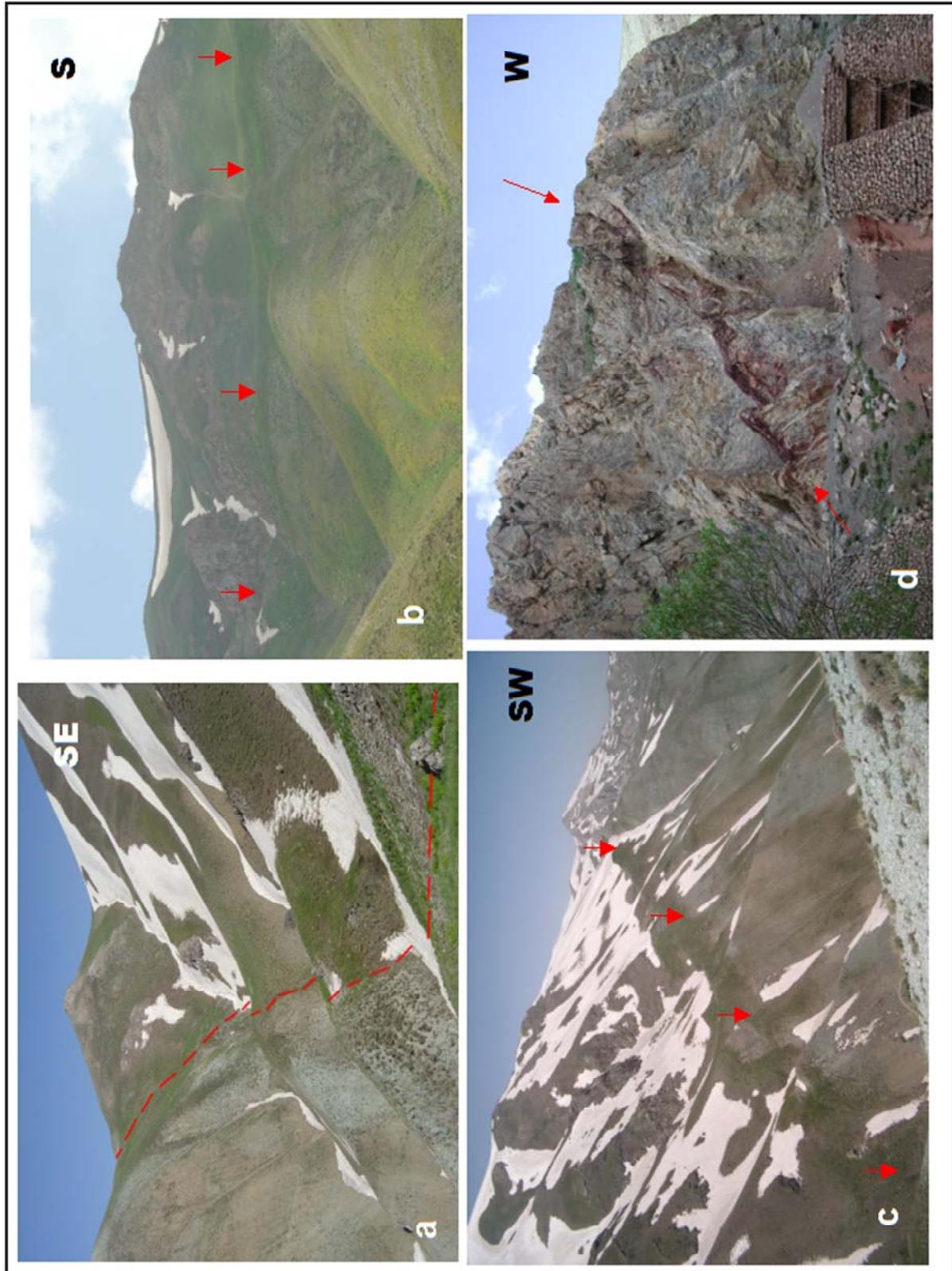


Figure III.40 : Photos de terrain montrant : l'escarpement observé le long de la de Taléghan mettant en contact les rochés Paléozoïques sur les formations vertes de Karadj (Eocène) (a et b) ; Vue de profil de la rupture (contre-escarpement) indiquant le pendage Sud et la composante normale de la faille au sud de vallée d'Azadbar (c) ; Gouge rouge marquant la faille de Taléghan recoupant les séries secondaires observée le long de la route Karaj-Chalus .

Ces données de géométrie et de cinématiques sont tout à fait cohérentes avec les données géométriques et cinématiques récoltées à plus petite échelle au niveau des tranchées (où nous avons mis en évidence un plan de faille principal à pendage Sud, associé à plans de failles secondaires normal- dextre avec ($F_p=45^\circ/227^\circ, F_r=13^\circ/304^\circ$) (Figure III.41).

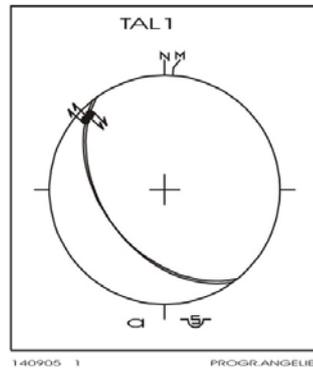


Figure III.41 : Plan de failles mesurés en tranchée (voir Chap suivant) .

Analyse détaillée de la cinématique de la faille :

Les levés topographiques de détails effectués le long de la faille à l'aide de l'outil GPS cinématique temps réel (GPS RTK) nous permettent de calculer avec précision la géométrie (direction et pendage) et la cinématique du mouvement le long du plan de faille à partir de l'estimation des composantes horizontale et verticale (voir chapitre II).

Pour ce faire, nous avons utilisé le levé effectué sur le site Tal2 montrant le décalage senestre-normal d'une ride topographique (interfluve) (Figures III.43, III.46). Le tracé de l'escarpement sur la carte topographique issu du MNT nous permet de calculer la direction moyenne de l'horizontale du plan de faille ainsi que son pendage. Nous obtenons respectivement un azimuth de N105E et un pendage de 59° vers le Sud, tout fait cohérent avec la mesure du pendage de 55° S faite en tranchée (voir chapitre suivant). Le décalage horizontal de la ride (13 ± 1 m) est estimé à partir du tracé des crêtes décalées (lignes jaunes sur la Figure III.47). Les deux coupes parallèles l'une à l'autre et perpendiculaires à la direction du plan de faille nous permettent d'estimer d'autre part, un déplacement vertical de 17 ± 1 m.

A partir de ces données (azimuth, pendage, composantes horizontale et vertical) et selon la méthode expliquée dans la chapitre II, nous calculons un pitch de 50° vers l'Est. En résumé, le plan de faille sur le site Tal2 est N105E 60S 50E Normal-Senestre (Figure III.42).

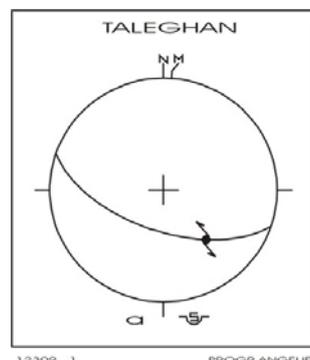


Figure III.42 : Géométrie et cinématique de la faille de Taléghan déterminé à partir de l'analyse morphotectonique du site Tal2.

Le MNT réalisé sur le site Tal2 nous permet également d'estimer la magnitude du dernier événement qui s'est produit le long de la faille de Taléghan. En effet, la partie orientale de ce site montre le décalage d'un interfluve qui pourrait bien correspondre à un seul événement (Figures III.43, III.44).

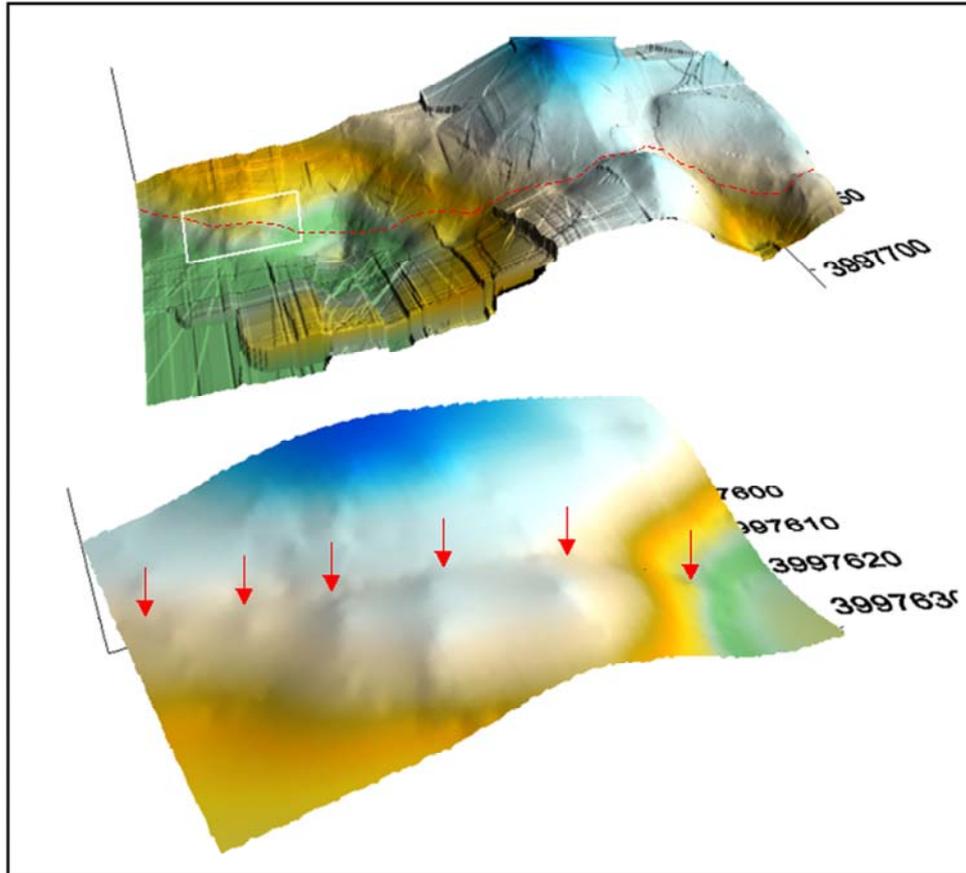


Figure III.43 : MNT du site Tal2 (en haut) obtenu à partir d'un levé au GPS cinématique montrant le décalage d'interfluves. La cadre blanc (détaillé en bas) pourrait bien correspondre au dernier événement qui s'est produit la long de la faille.

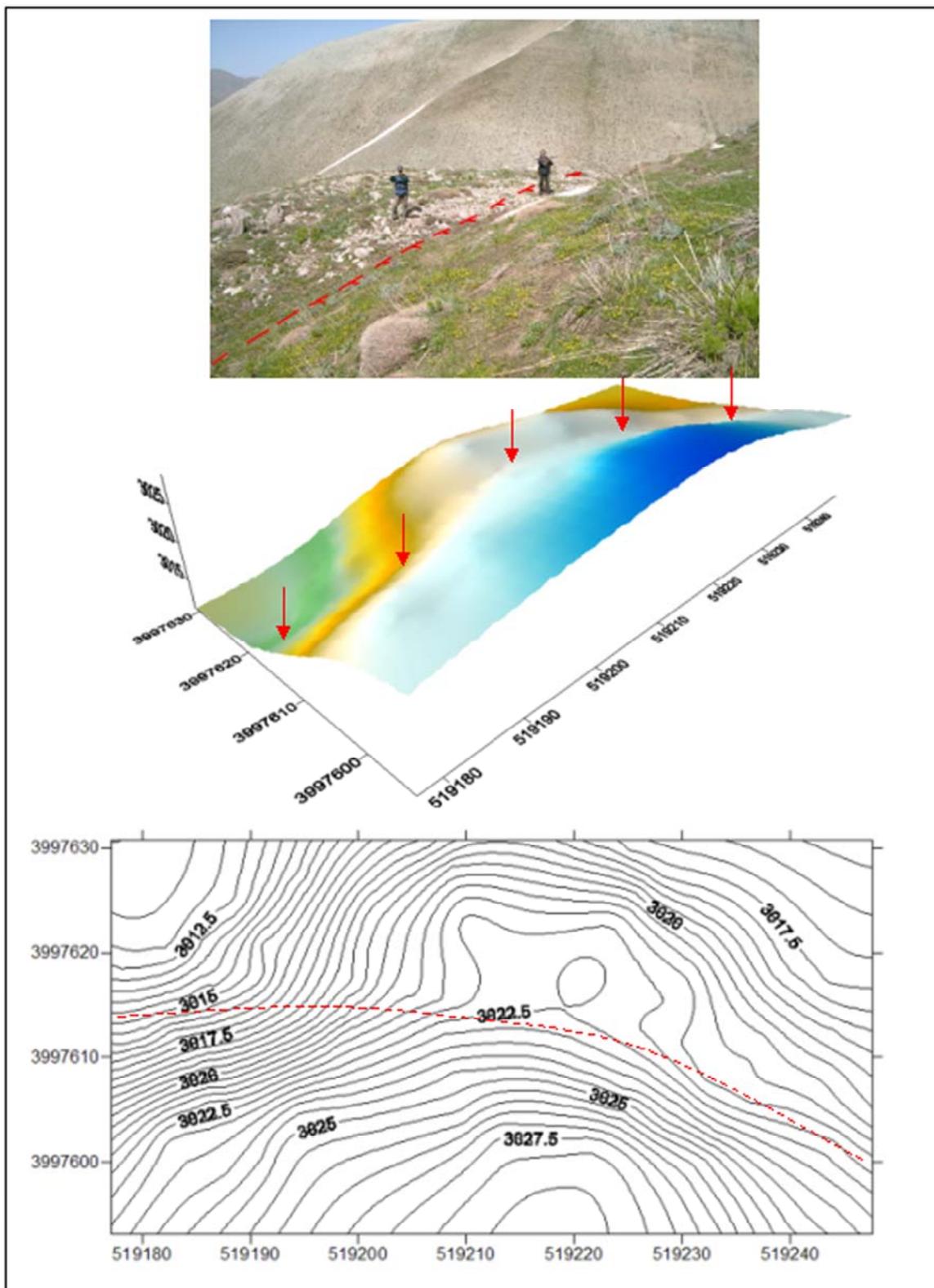


Figure III.44 : Photo de terrain, MNT vue en 3D et en carte du décalage d'interfluve observé le long de la faille de Taléghan (cadre blanc de la Figure III.43) correspondant au(x) dernier(s) événement(s) s'étant produit sur la faille.

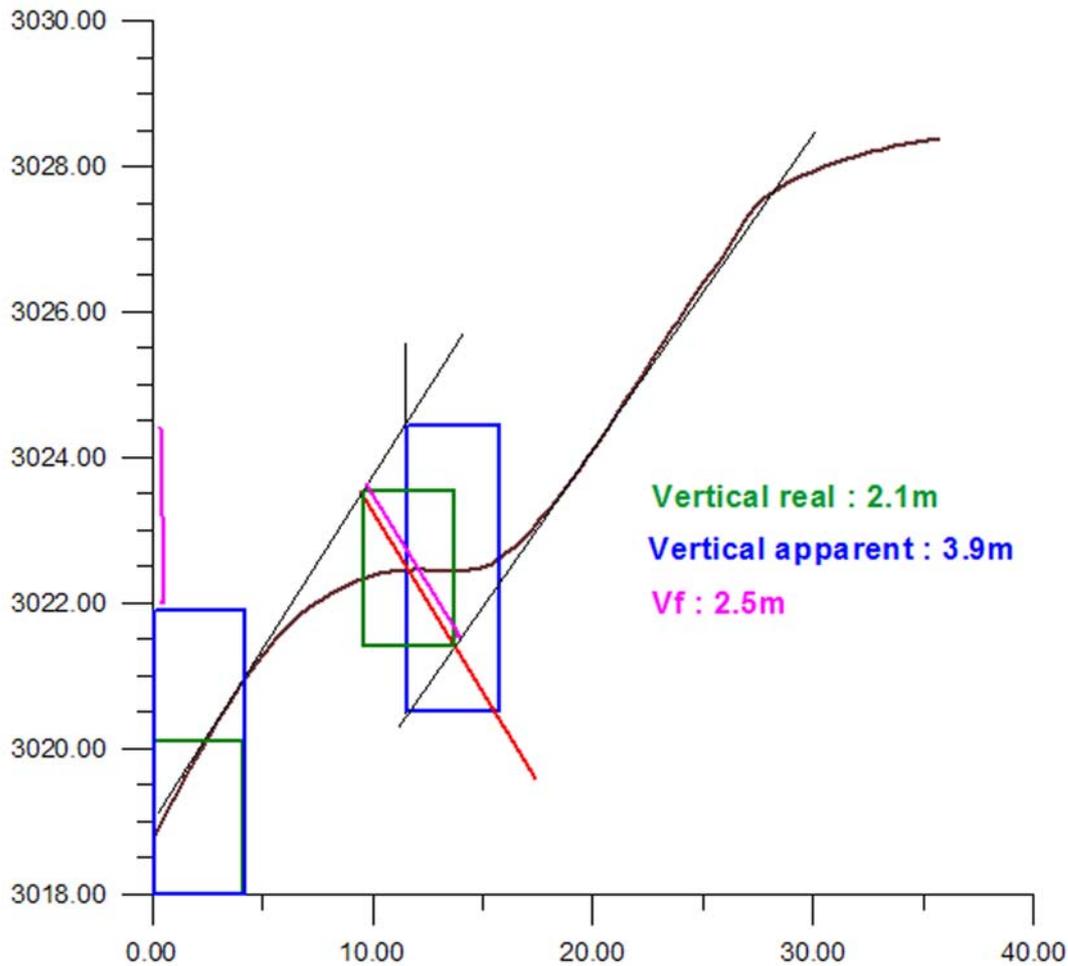


Figure III.45 : Mesure du décalage vertical associé au dernier événement sur le site Tal2.

A partir du MNT de détails de cet endroit (Figures III.43, III.44), nous estimons un rejet horizontal compris entre 1.5 et 3 m (il ne nous est pas possible d'obtenir une plus grande précision des mesures de déplacements compte tenu de l'érosion de l'interfluve) et un rejet vertical de 2.1 m (en considérant un pendage pour la faille de 55 °d'après la mesure en tranchée). Ceci conduit à une valeur du rejet le long du plan de faille de 2.5 m. Le calcul de la magnitude d'après les fonctions de Wells et Coppersmith (1994) en considérant qu'il s'agit du rejet moyen (AD = Average Displacement) le long de la rupture donne une valeur comprise entre Mw 7.1 et 7.5 selon que l'on considère la fonction correspondante à une faille normale ou à une faille décrochante. Cette estimation est cohérente avec la magnitude avancée par Berberian et Yeats (2001) pour le séisme historique de 958 AD. Comme nous le verrons au chapitre suivant, il ne nous a malheureusement pas été possible de dater précisément l'escarpement de ce séisme qui pourrait correspondre soit à 958 AD soit – et c'est plus surprenant – au séisme de 1665 AD attribué classiquement au segment oriental de la faille de Mosha (voir chapitre IV).

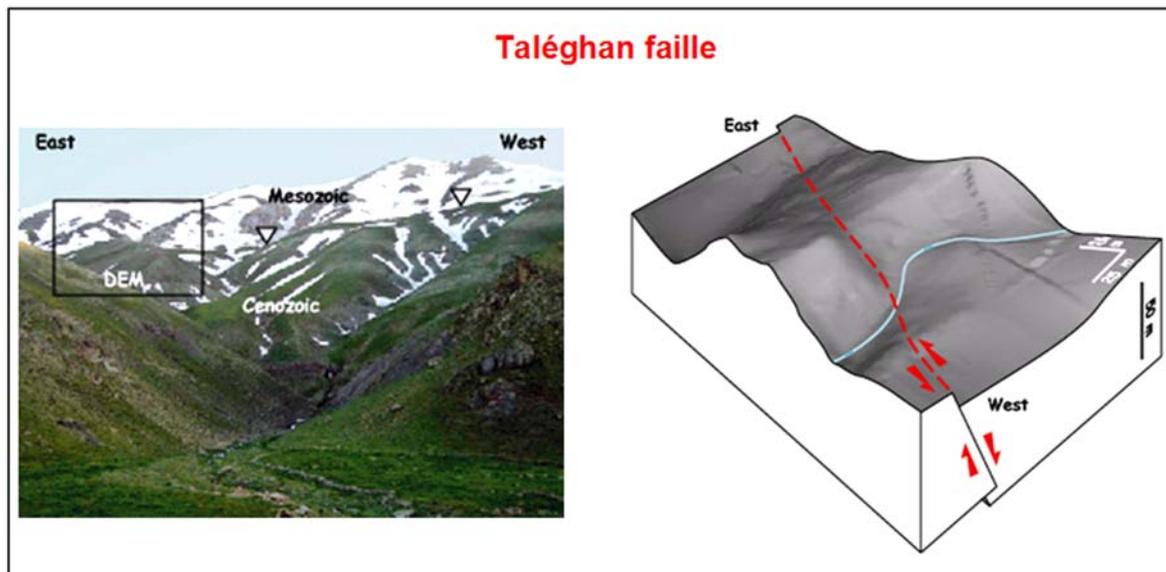


Figure III.46 : Vu dans le paysage de l'escarpement le long de la faille de Taléghan (gauche) et bloc diagramme interprétatif du MNT levé par GPS cinématique sur le site Tal2 montrant la cinématique normal- senestre actuelle.

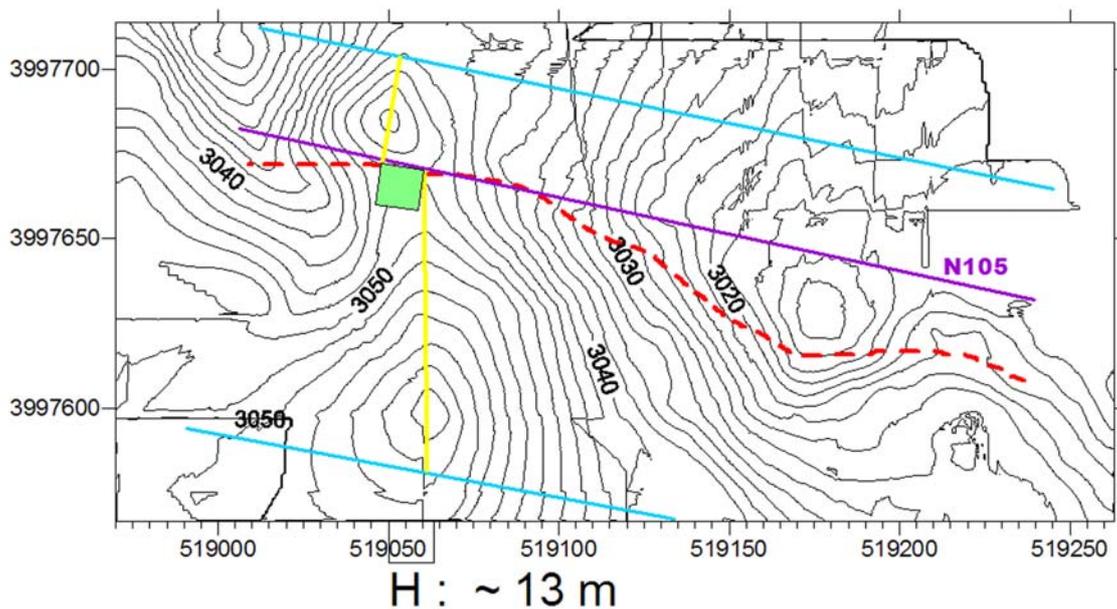


Figure III.47 : Mesure de décalage horizontal sur le site Tal2 à partir de la carte topographique réalisée par GPS cinématique. Tirets rouges : rupture; Ligne violette : direction moyenne de la faille; Ligne jaune : crête décalée; Carré vert : décalage horizontal senestre de 13 m.

III.3.4-Faille de Moshā:

La faille de Moshā, fut appelée la première fois « chevauchement Mousha-Fasham » par (Dellenbach 1964), dénomination qui fut ensuite reprise par (Tchalenko 1974). (Asserto 1966) avait appelé cette faille chevauchement Mingun-Musha (« Mingun-Musha thrust »), nom repris par le Service Géologique d' Iran (Geological Survey of Iran) en 1972 pour signifié qu'il s'agissait d'un chevauchement majeur (« main thrust »). (Berberian and King 1981), (Berberian 1983) et (Berberian et al, 1985) rejoint cette interprétation cinématique et parle de la faille compressive de Moshā.

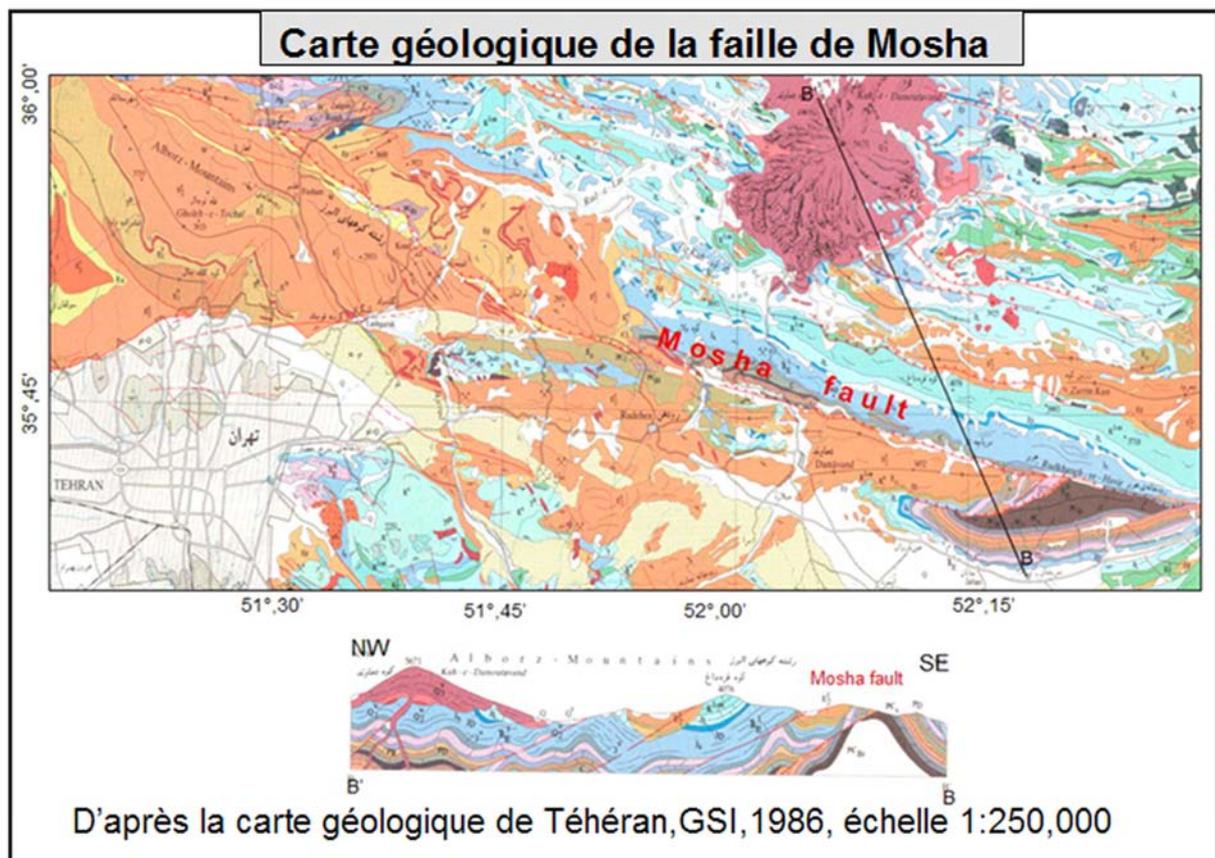


Figure III.48 : Carte géologique de région de Téhéran montrant les segments oriental et central de la faille de Moshā.

La faille de Moshā est considérée comme une des structures principales les plus actives à la frontière méridionale de l'Alborz Central. Du point de vue cartographique, la faille correspond à un chevauchement des unités paléozoïques et précambriennes sur les unités cénozoïques (Figure III.48). Du point de vue de la tectonique active, la faille de Moshā est classiquement, décrite comme une faille chevauchante à pendage nord (Berberian et Yeats, 2001) (Figure III.49).

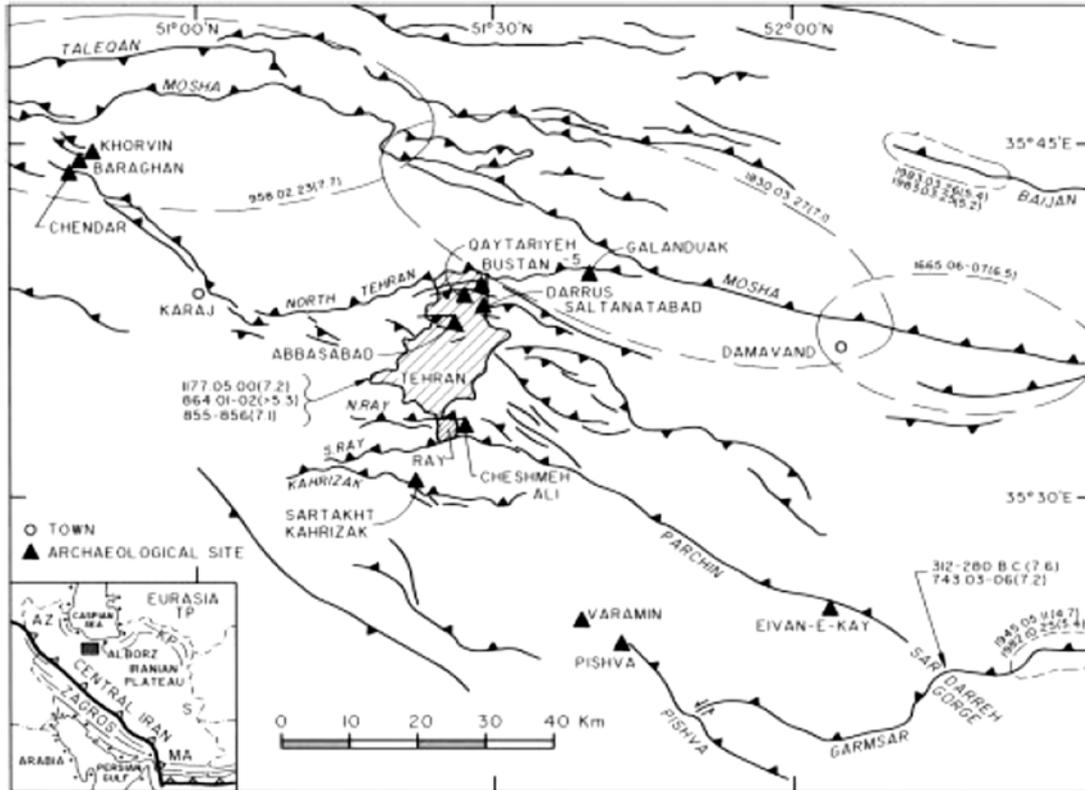


Figure III.49 : Carte structurale de la région de Téhéran, d'après Berberian et Yeats (2001).

Sur l'imagerie satellitaire, on peut reconnaître les trois segments principaux qui constitue la faille de Mosha, soit d'un point de vue morphotectonique (contrôle du drainage) soit d'un point de vue cartographique (contact entre différentes unités géologiques): un segment oriental de direction E-W, très linéaire contrôlant clairement le drainage, de 100 kilomètres de long, s'étendant entre des villages de Délichai (au sud-ouest de Firuzkuh) et de Fasham (au nord de Téhéran); un segment central de direction NW-SE correspondant au contact des unités paléozoïques sur les unités cénozoïques avec un tracé plus sinueux; un segment occidental de direction moyenne E-W, au tracé également sinueux entre les villages de Shahréstanak à l'Est et d'Hiv à l'Ouest (au nord de la ville d'Abyek). Sur la carte géologique 1/250000 de Qazvin-Racht, le segment occidental de la faille de Mosha est appelé faille de Valian, et correspond au chevauchement vers le Nord des unités paléozoïques et mésozoïques sur les dépôts éocènes de la formation de Karadj. Les segments central et occidental totalisent une longueur approximativement de 120 kilomètres de long et sont les segments le long desquels la nature chevauchante vers le Nord de la faille de Mosha (« Main Thrust ») à été initialement caractérisée (Dedual 1967); (Meyer 1967).

Sur les images satellitaires, au niveau du segment central, on peut observer en outre, un linéament très clair de direction NW-SE qui court-circuite le segment central - contact anormal cartographique - au nord des villages de Lavasan et Afjeh et se prolonge en direction de l'extrémité orientale de la faille de Taleghan. Ceci suggère la localisation de la déformation active sur une structure située plus au nord que le tracé géologique de la faille de Mosha à proprement parlé (Figure III.50, III.51).

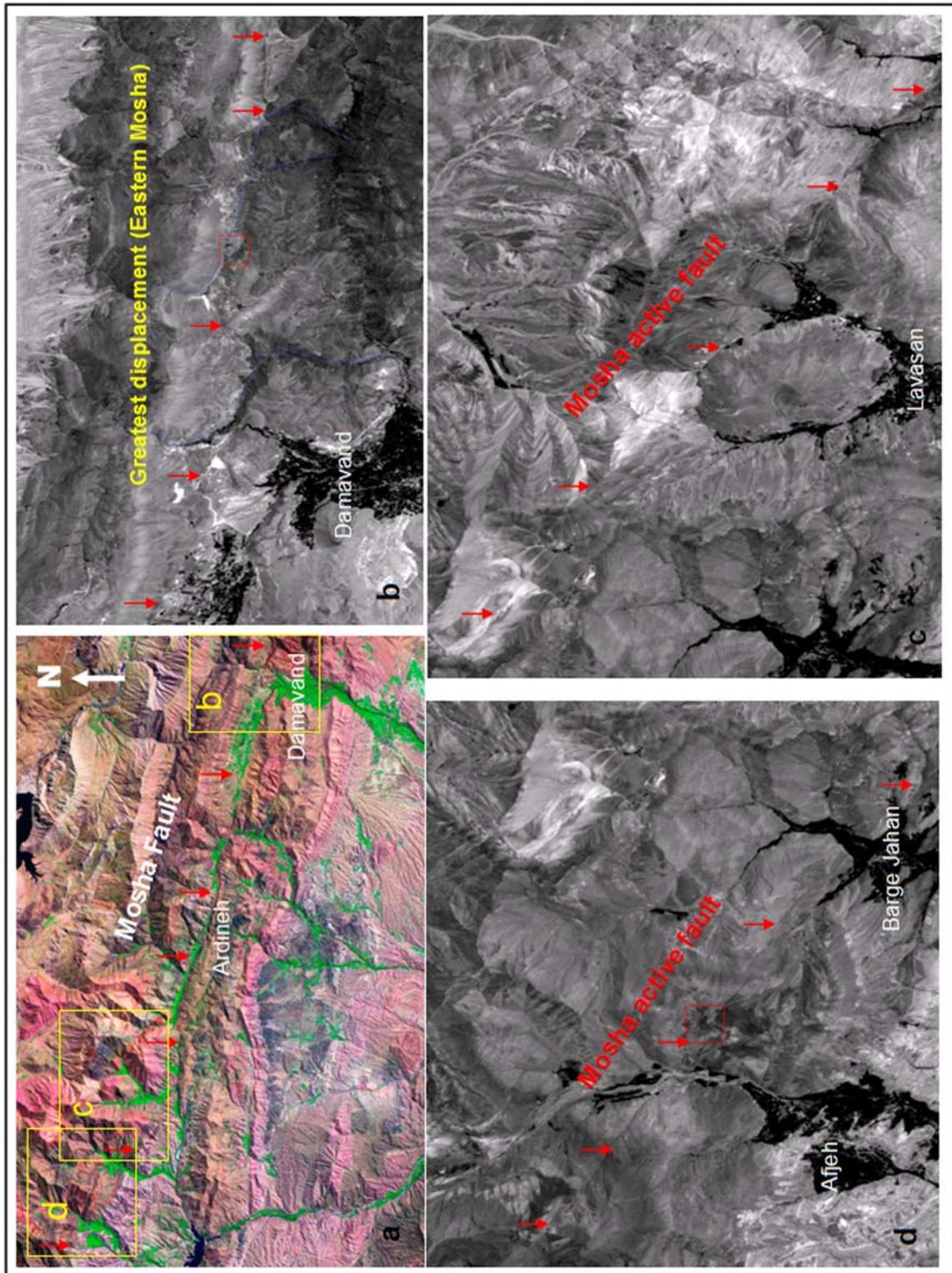


Figure III.50 :Image satellitaire de trace de la faille de Moshha, faille géologique de Moshha marquant par flèches rouge sur l'image satellitaire (landsat)(a) ;le plus grand décalage horizontal accumulé sur la partie orientale de faille a partir de l'image satellitaire(spot)(b) ;découpage et trace de la faille active de Moshha au parti central au plus nord de la trace géologique de la faille montrée sur l'image a (c,d).



Figure III.51 : Escarpement de la faille de Mosha au nord de Lavasan présenté au figure III.50, c.

L'analyse structurale à plus petite échelle, notamment sur le terrain, permet de préciser certains éléments cinématiques. Dans sa partie occidentale, au nord du village de Valian, la faille de Mosha correspond à un contact faillé à pendage Nord caractérisé par une épaisse zone de broyage (plusieurs dizaines de mètres) entre les roches du Permo-Dévonien et la formation éocène de Karadj. Un peu plus à l'Ouest, près du village de Siroud, où la faille principale à pendage nord ($\sim 45^\circ$) met en contact les formations paléozoïques (Zaygon) sur les formations cénozoïques (Karadj), nous avons pu mesurer un plan de faille de dimension pluri-métrique dans le substratum d'apparence plus fraîche que la zone broyée principale (malheureusement nous n'avons pas d'éléments chronologiques) dont la cinématique caractérise un décrochant senestre pur (F_p : Direction et Pendage du plan de faille, F_r : Direction et pendage de la strie): $F_p=20^\circ/89^\circ, F_r=280^\circ/15^\circ$ (Figure III.52).

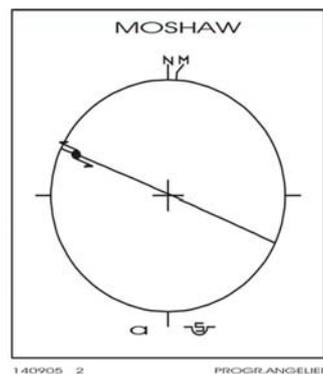


Figure III.52 : Plan de faille mesuré le long du segment occidental de la faille Mosha, au Nord du village de Siroud.

Dans la région de Lavasanat (à l'Est de Téhéran), près du village de « Kond-e-Bala », le long du segment central (Figure III.50), on peut clairement observer le chevauchement vers le Sud des unités paléozoïques inférieures sur la formation calcaire de Ziarat (Karadj).

Plus à l'Est (au nord du village d'Ardineh), la faille de Mosha correspond à une large zone faillée (~350m) qui met en contact les roches du Paléozoïque inférieur (formation de Lalou) avec le Cénozoïque (formation de Karadj) et les sédiments quaternaires. A cet endroit, les caractéristiques géométriques et cinématiques des structures morphotectoniques suggèrent que la faille à un pendage raide vers le Sud et un jeu senestre avec une composante normale (Figure III.53).

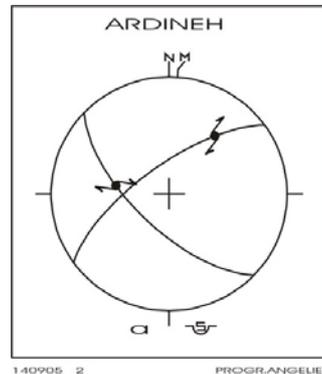


Figure III.53 : Plan de la faille de Mosha dans sa partie orientale, au Sud-est du village d'Ardineh.

L'analyse morphotectonique du segment oriental de la faille de Mosha au delà de la ville de Damavand indique que la faille de Mosha en tant que faille correspond à une structure à pendage nord avec une cinématique décrochante senestre combinée avec un léger mouvement normal (Ritz et al, 2003). A partir d'une analyse morphotectonique et paléosismologiques détaillés combinant MNT réalisé par GPS cinématique et tranchées au travers de l'escarpement de faille, Les caractéristiques géométriques et cinématiques de la faille ont pu être déterminées avec précision : (N100°E75°N 20°WS et N110°E 75°N 32°WS) (Figure III.54, III.55). La vitesse horizontale minimum est égale à 2,2 mm/an (Ritz et al, 2003). Cette cinématique s'observe également à plus grande échelle juste à l'Ouest de la zone d'étude près du lac de Tar, où la composante senestre cumulée associée à la composante verticale cumulée est respectivement 2000 m et 350 mètres (Figure III.56, III.57).

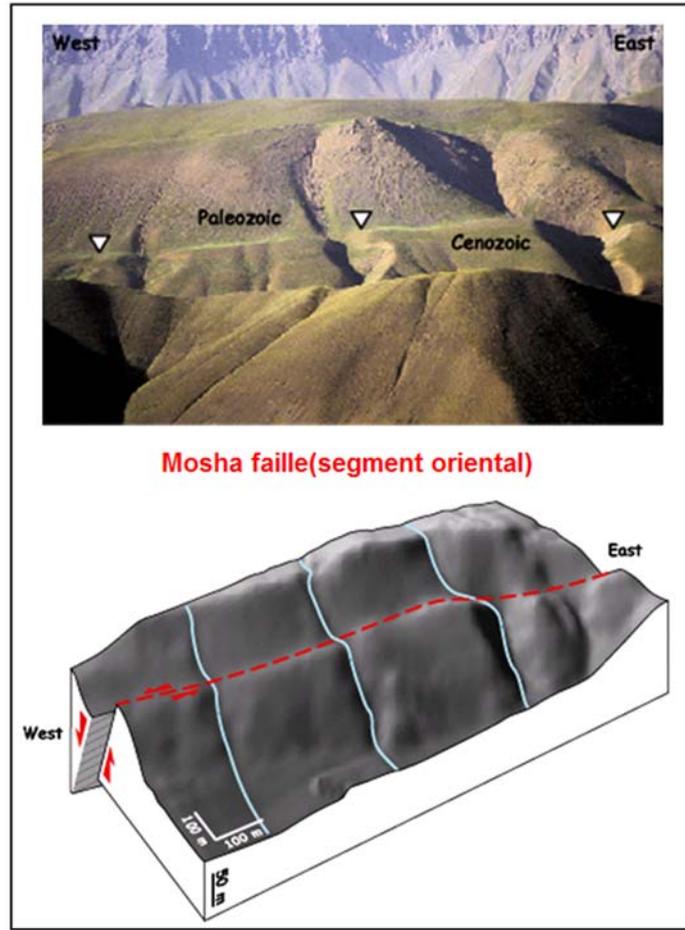


Figure III.54 : Escarpement de la faille de Moshā au parti oriental et le bloc digramme correspondant de cet endroit réalisé à partir des données topographiques sortis par GPS cinématique.

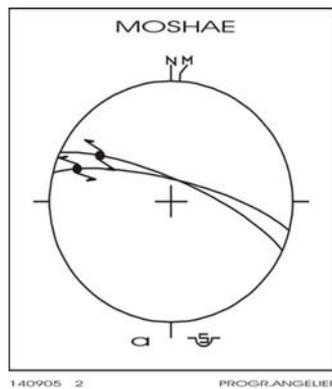


Figure III.55 : Plane de la faille de Moshā du parti oriental, à l'ouest de Tar lac.

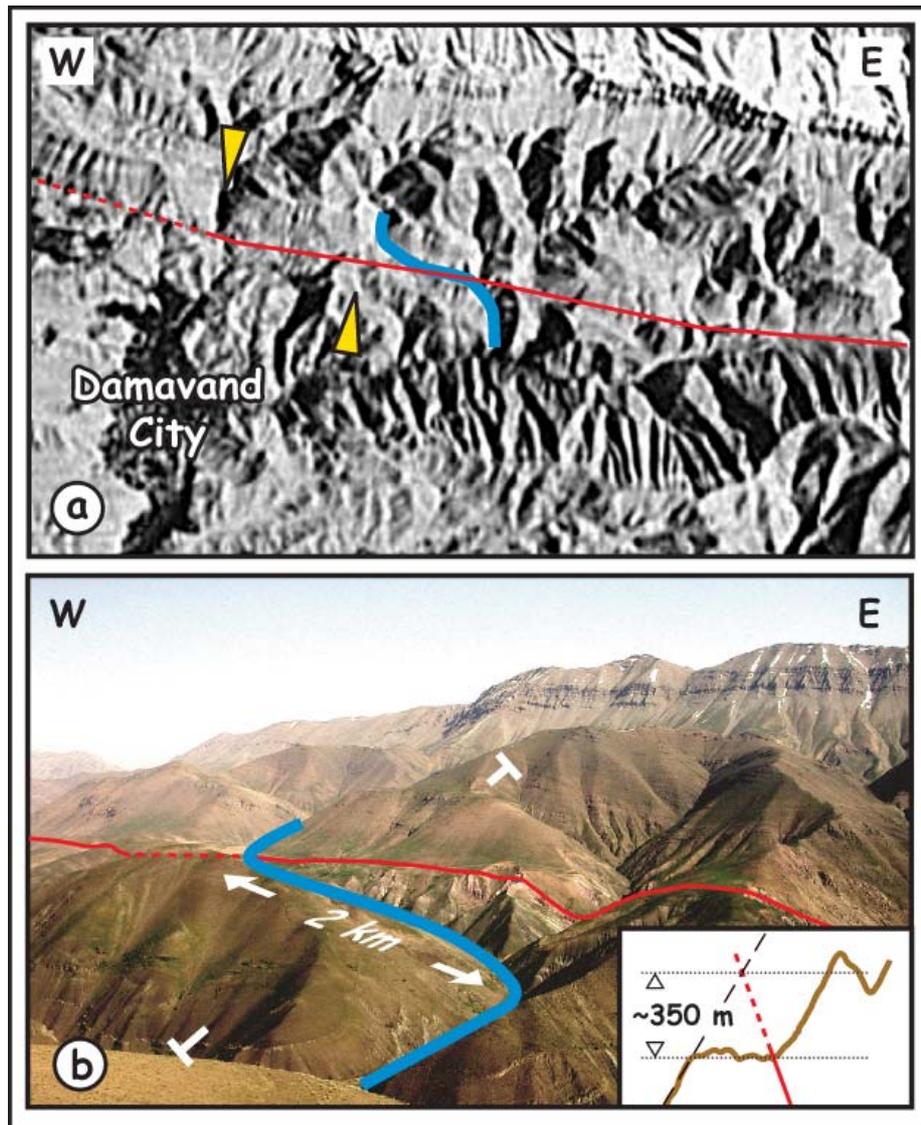


Figure III.56 :Le plus grand décalage horizontal accumulé au partie orientale de la faille de Mosha, ; déplacement horizontal accumulé sur la drainage (bleue) a partir de la photo satellitaire de ICONUS (2km) et le plus grande décalage (3km)présente par flèches jaunes,(a)et le photo de terrain de cette endroit(b) et coup schématique de décalage vertical de cette endroit présenté en détaille au figure suivant .

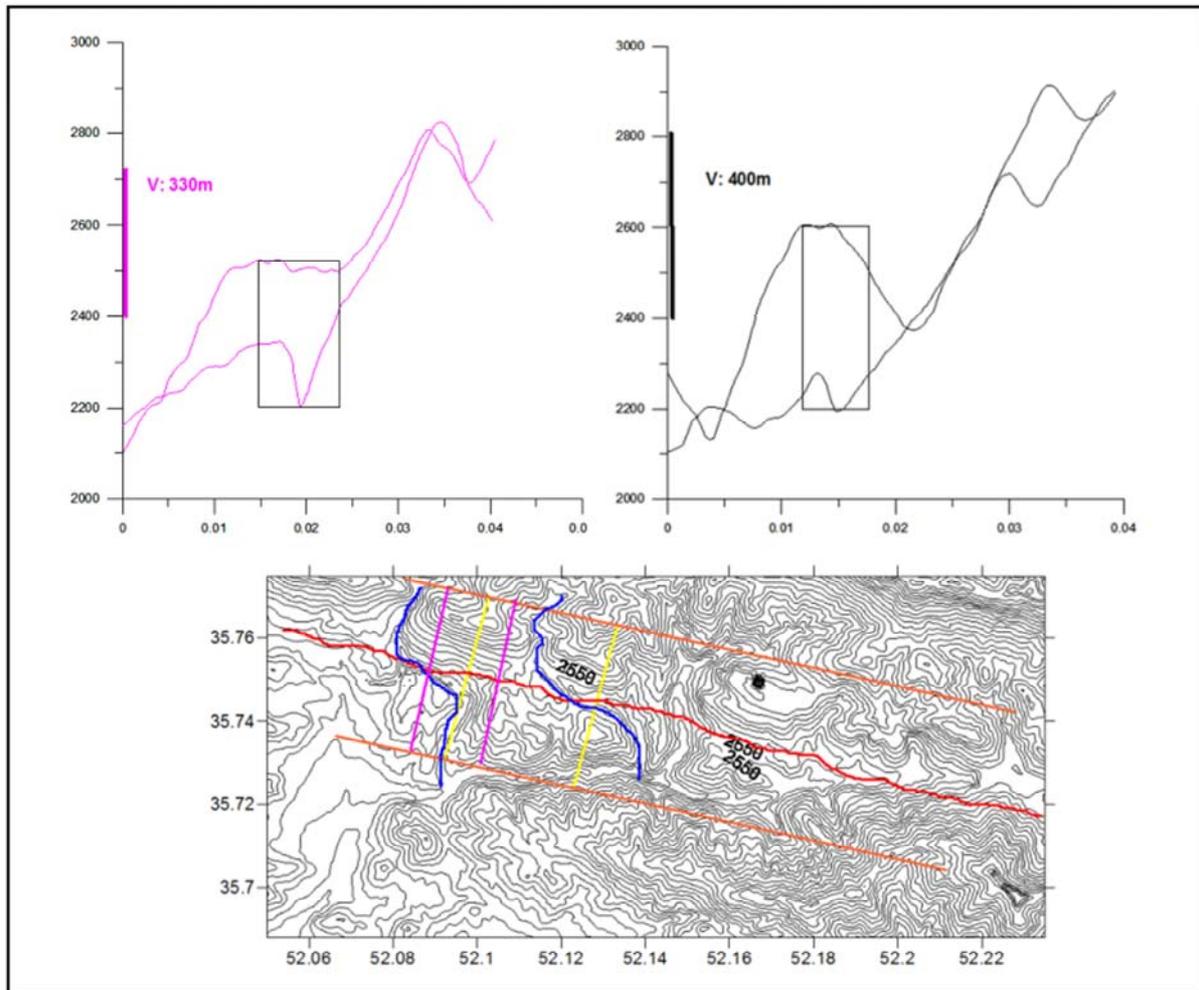


Figure III.57 : Décalage vertical cumulé sur la faille de Moshaf à partir de carte topographique digitalisée en échelle 1/50000.

L'étude récente de micro sismicité le long de faille orientale de Moshaf montre que quelques évidences Pour senestre latérale décrochant censurer associé à une légère normale component (Ashtari 2005), bien que cette prolongation ne soit pas aussi bien vue a partie de données GPS. Peut appartenir pour appliquer le réseau à bande étroite et faible de la densité GPS. Sur la base au modèle de faille dans le secteur de Firouzkuh dans l'est et la région de Taléghan dans l'ouest nous avons supposé que la partie centrale de la faille de Moshaf doit agir en tant que faille décrochant senestre pur depuis la dernière période du régime récent d'effort. À la partie occidentale, nous ne pourrions pas encore préciser la cinématique récente de la morphologie, mais l'évidence des dispositifs morphotéctonique nous permet de suggérer que la faille occidentale de Moshaf ait un composant inverse sans n'importe quelle activité récente manifeste claire (Figure III.58).

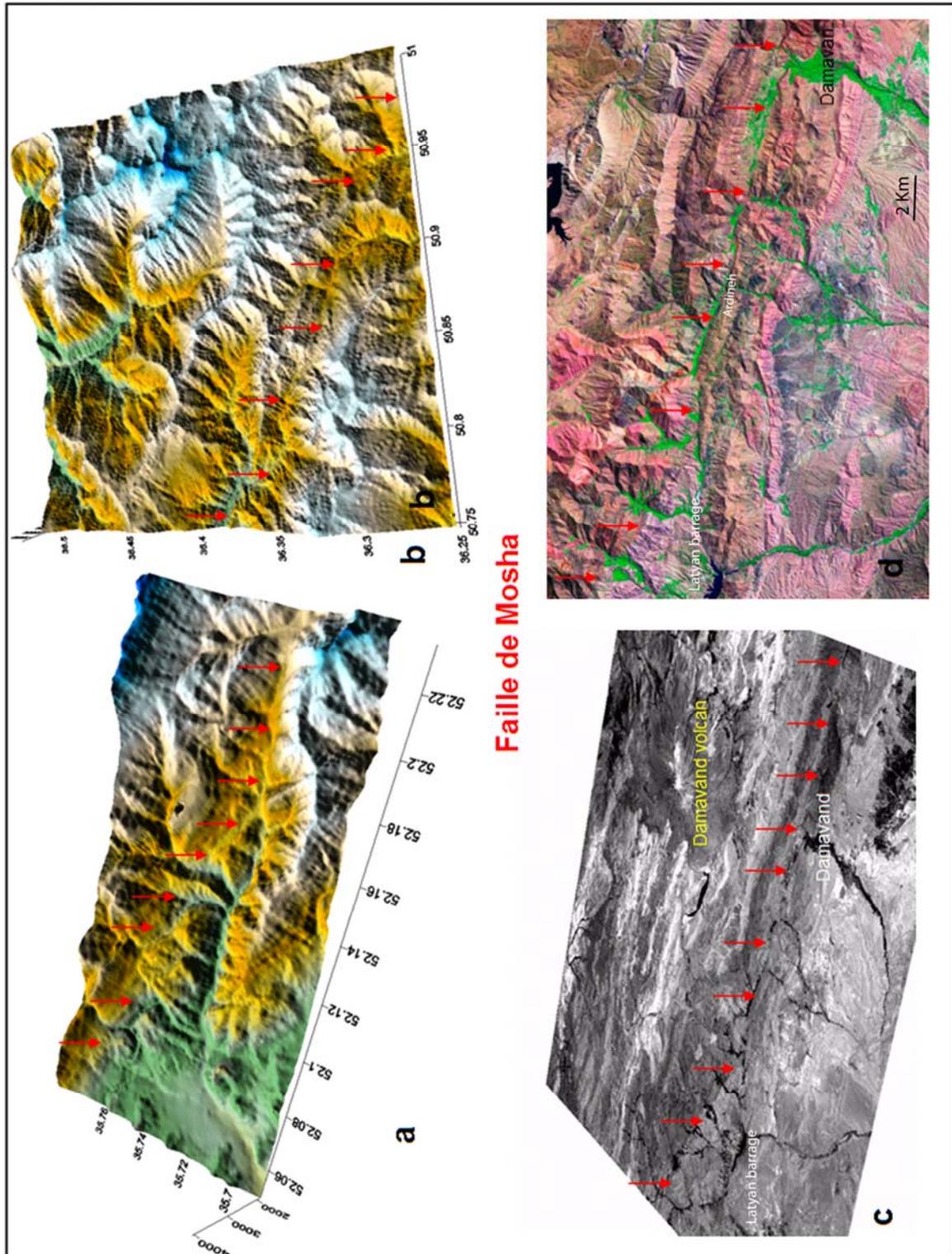


Figure III.58 : Paysage de la faille de Moshaf a partir de la DEM réalisé par digitalisation de la carte topographique en échelle 1 :50000 au parti oriental(a) et central(b) et de photo satellitaire de SPOT(c) ; trace de cette faille sur l'image satellitaire de landsat(d).

Certains tremblements de terre historiques et instrumentaux tels que 1665($M_s=6.5, I_o=VIII$) ; 1802 ; 1811 ; 1815.1830($M_s=7.1, I_o=VIII$) ; 1930($M_s=5.2, I_o=VI$) ; 1947 ; 1955 ($M_b=4.0, I_o=VI$) et 1974($M_b=4.3$) ÄD sont correspondus au secteur d'activité de parti oriental de cette faille, (Berberian and Yeats 1999).mais il n y a aucun données de séisme historique et d'activité récent du parti occidental,(Berberian et al,1993).

III.3.5- Faille de Firouzkuh:

La faille de Firouzkuh d'une longueur d'environ 70 kilomètres est visible sur image satellite depuis l'extrémité orientale de la faille de Mosha à l'est du village d'Aminabad, (Figure III.59). La faille a une direction SW-NE et longe les reliefs situés au sud-est de la ville de Firouzkuh. La faille de Firouzkuh a tout d'abord été décrite comme une faille chevauchante à pendage sud (Berberian et al,1996), puis plus récemment comme un décrochant senestre (Jackson et al, 2002 ; Allen et al, 2003b). (Figure III.60).

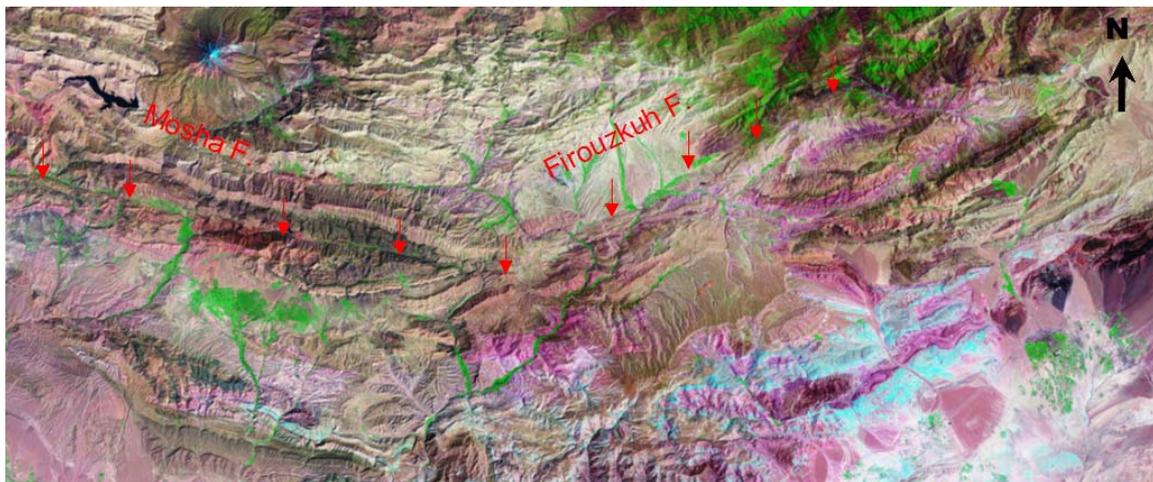


Figure III.59 : Failles de Firouzkuh et de Mosha sur image satellitaire Landsat.

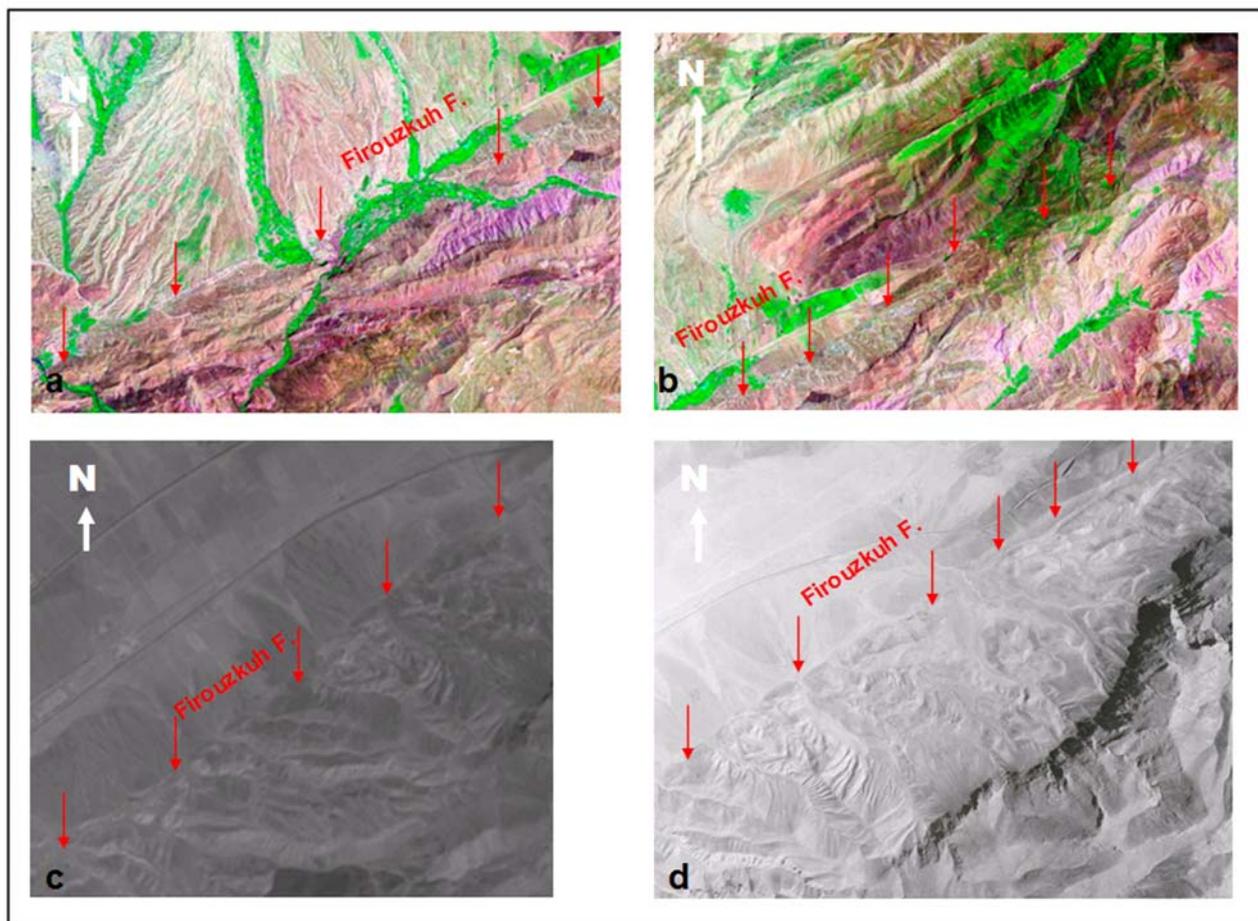


Figure III.60 : Trace de la faille de Firouzkuh sur image satellitaire landsat (a, b) et Aster (c) ainsi que sur photo aérienne juste au Nord-Ouest de la ville de Firouzkuh (d).

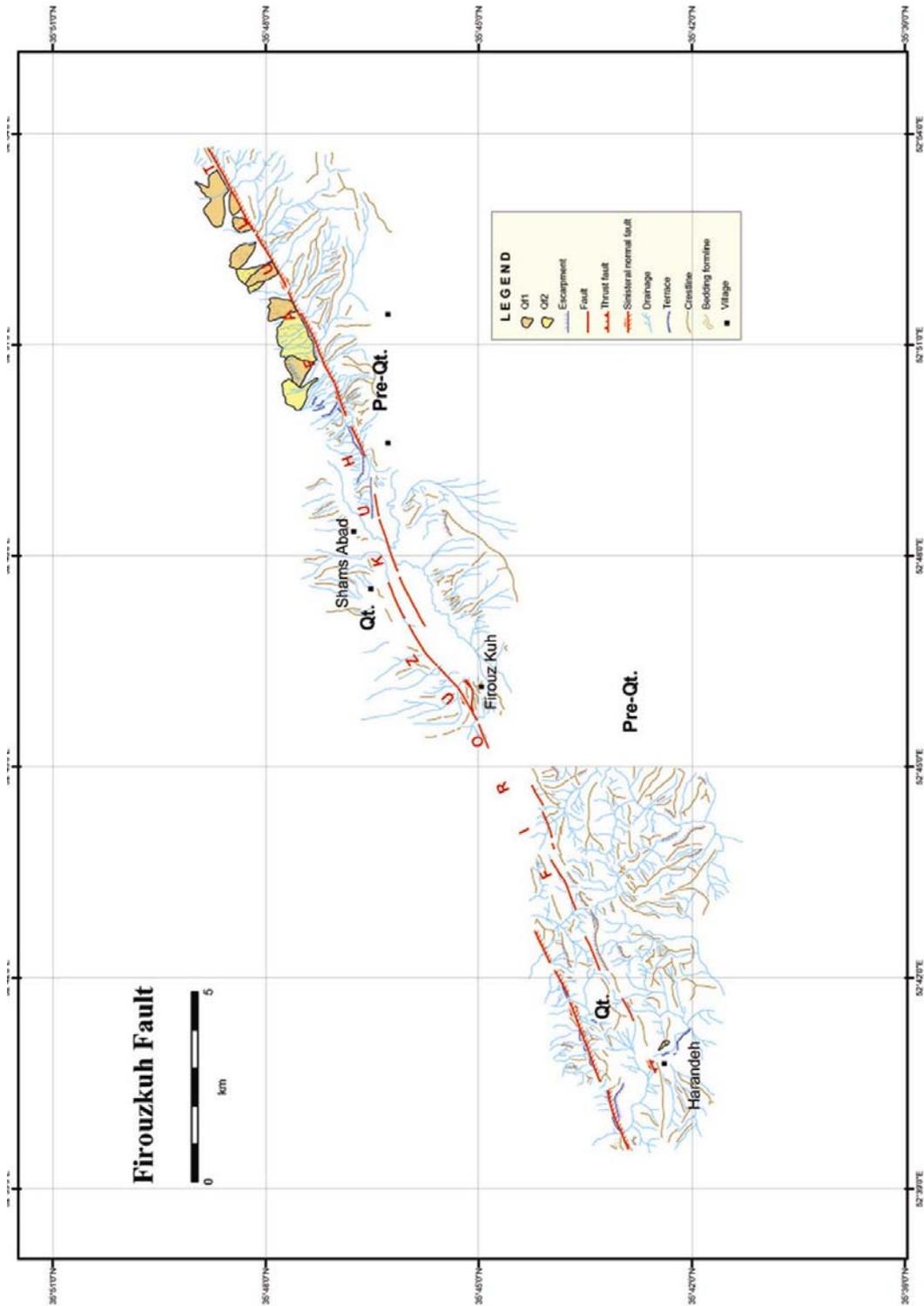


Figure III.61 : Cartographie de la faille de Firouzkuh a partir photo arien en échelle 1 :20000.

Déterminer la géométrie et la cinématique des mouvements récents le long de la faille de Firouzkuh est parfois délicat parce que la déformation se distribue sur plusieurs segments (Fig. III.61, III.62, III.63, III.64, III.65). À grande échelle, l'existence d'une zone de relief jalonnant à l'Est la faille de Firouzkuh, - notamment dans la région du bassin de Firouzkuh - suggère une composante verticale qui s'ajouterait au mouvement décrochant. Dans un contexte compressif, on peut donc imaginer que si cette composante est inverse, la

topographie générale traduit alors un plongement de la faille vers le Sud-Est. Sur la carte géologique, la faille de Firouzkuh marque le contact entre les formations mésozoïque (Jurassique et crétacé) à l'Est et des sédiments récents à l'ouest (plio- Quaternaire) (Aghanabati and Hamedei 1994) (Figure III.62).

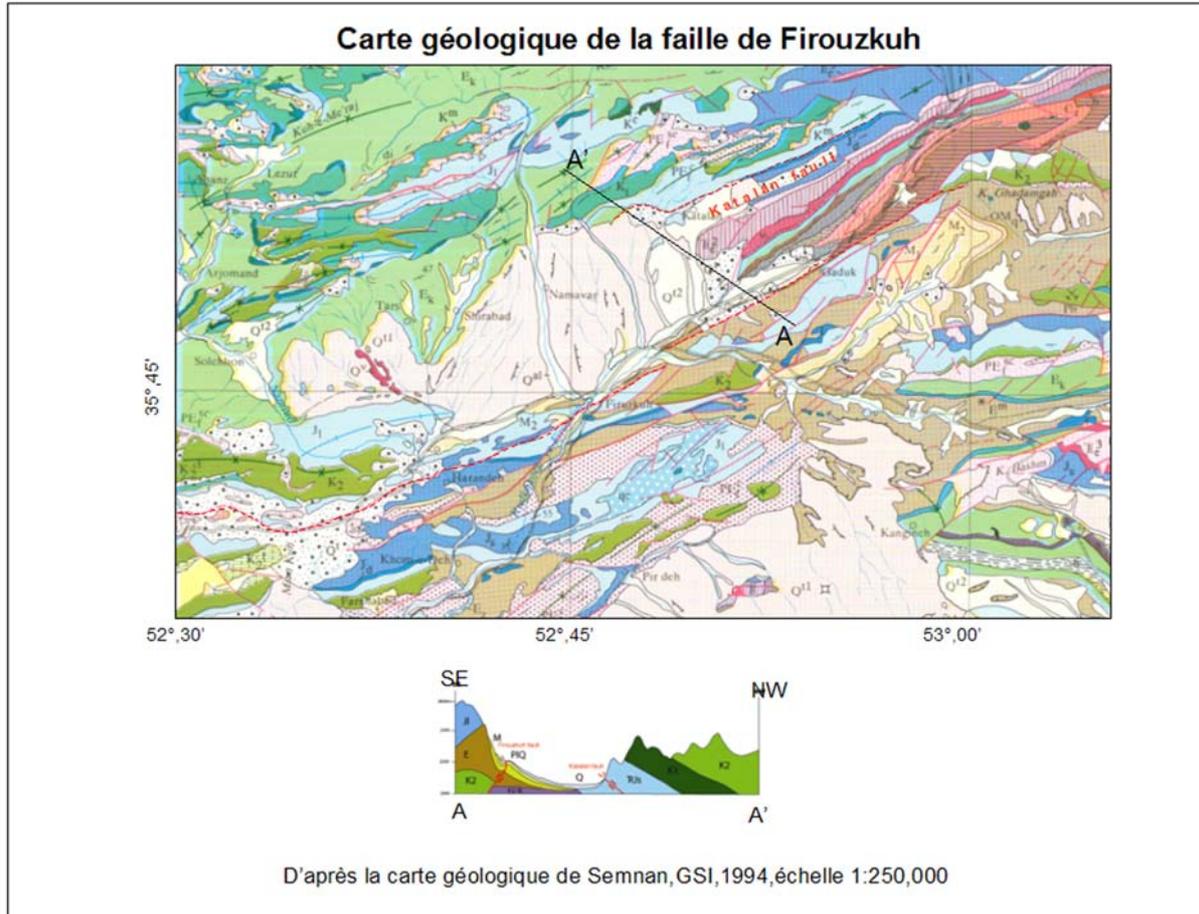


Figure III.62 : Carte géologique de la région de passage de la faille de Firouzkuh et coupe AA'.

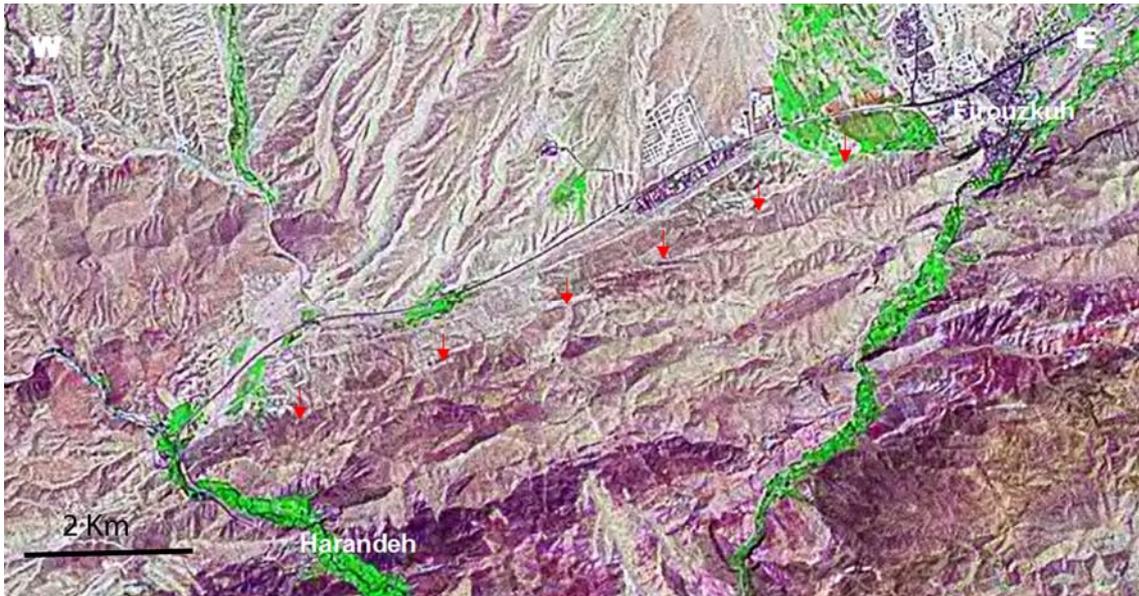


Figure III.63 : Escarpement segmenté de la faille de Firouzkuh.

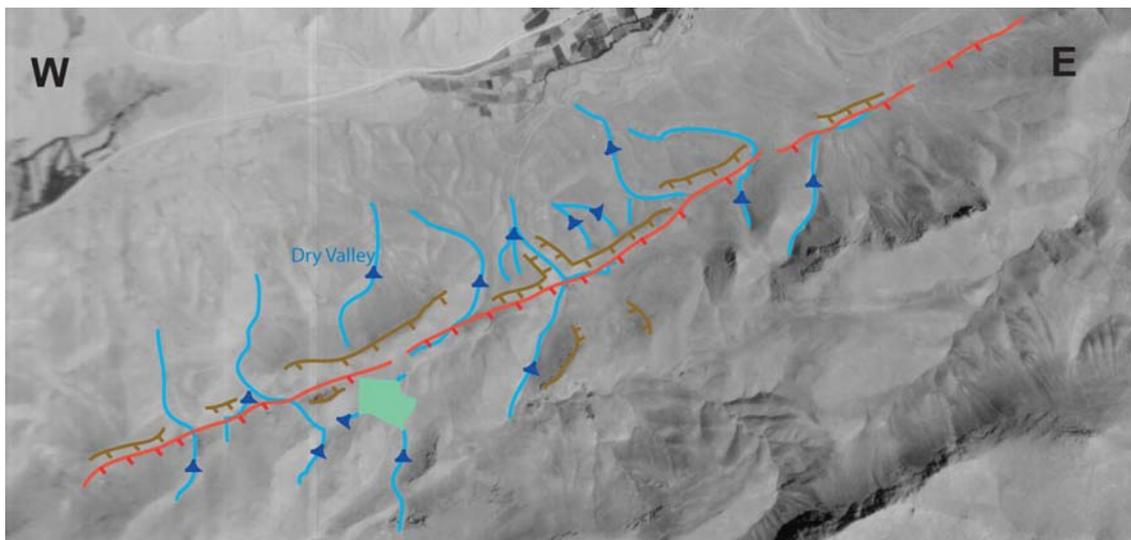


Figure III.64 : Bassins piégée et talwegs décelé sur la faille de Firouzkuh, partir présenté entre village de Harandeh et Firouzkuh sur la figure III.63

Notre étude morphotectonique, structurale et paléosismologique, a porté sur deux parties de la faille, l'une au nord-est de Firouzkuh - que nous avons étudié en détails - , et l'autre au sud-ouest pour laquelle nous ne disposons encore que de résultats préliminaires:

Etude de la partie occidentale : Entre Firouzkuh et le village et d'Amin-Abad (à la terminaison orientale de la faille de Mosha), la faille de Firouzkuh apparaît sur les images satellitaires comme une zone de faille linéaire de direction ENE-WSW. En photos aériennes et sur le terrain, son tracé apparaît divisé en plusieurs segments. Ces différents segments, tous

relativement linéaires sont caractérisés par des escarpements à contre pente jalonnant les reliefs situés au Sud-Est. Parfois, on note la présence de plusieurs escarpements parallèles. C'est le cas par exemple de la zone située juste au Sud-Ouest du village d'Harandeh (Figure III.65, III.66, III.67).

Le tracé très linéaire des zones d'escarpements suggère un pendage raide, et les décalages horizontaux des talwegs le long des escarpements, compte tenu de leur obliquité par rapport à la faille est cohérent avec un pendage vers le Sud- Est ce qui fait de la faille de Firouzkuh une faille à composante essentiellement normale. On note également la présence de zones plates en amont de l'escarpement correspondant à l'accumulation de sédiments piégés devant l'escarpement (« sag pond ») (Figures III.64, III.67). L'interprétation du pendage de la faille vers le Sud-Est est cohérente avec l'observation d'un plan de faille de direction (N060°E) d'échelle décimétrique affectant les calcaires Jurassique- Crétacés, et montrant un pendage de 55° vers le sud-est. Les stries sur le plan caractérisent un mouvement senestre inverse (Figure III.68, Figure III.69) ce qui suggère que le jeu de la faille s'est inversé.

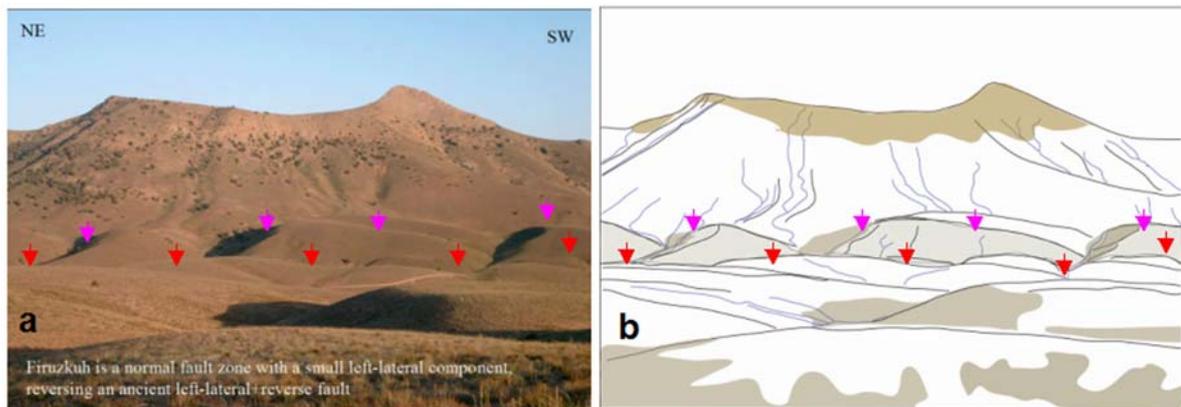


Figure III.65 : Escarpements le long de la faille de Firouzkuh parti occidentale (a) et schéma correspondant (b) .

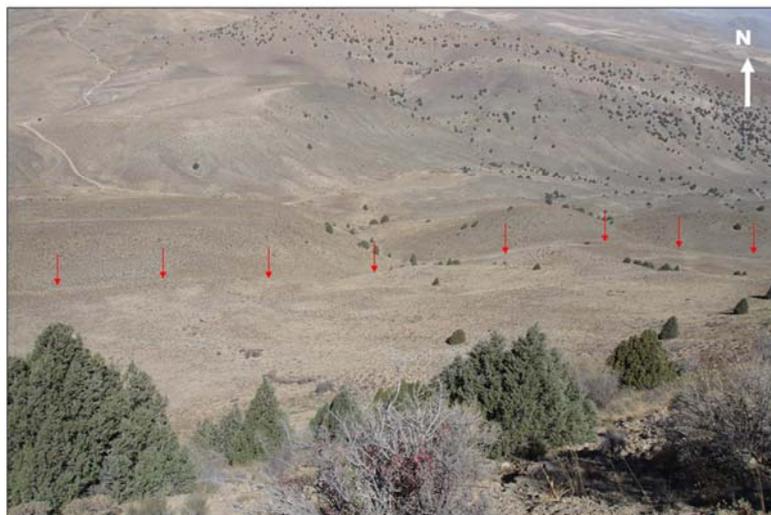


Figure III.66 : Escarpement le long de la faille Firouzkuh (flèche rouge) dans la région Sud-ouest du village d'Harandeh.



Figure III.67 : Escarpements le long de la faille de Firouzkuh et thalwegs décalés et abandonnée dans la région Sud-Ouest du village d'Harandeh.

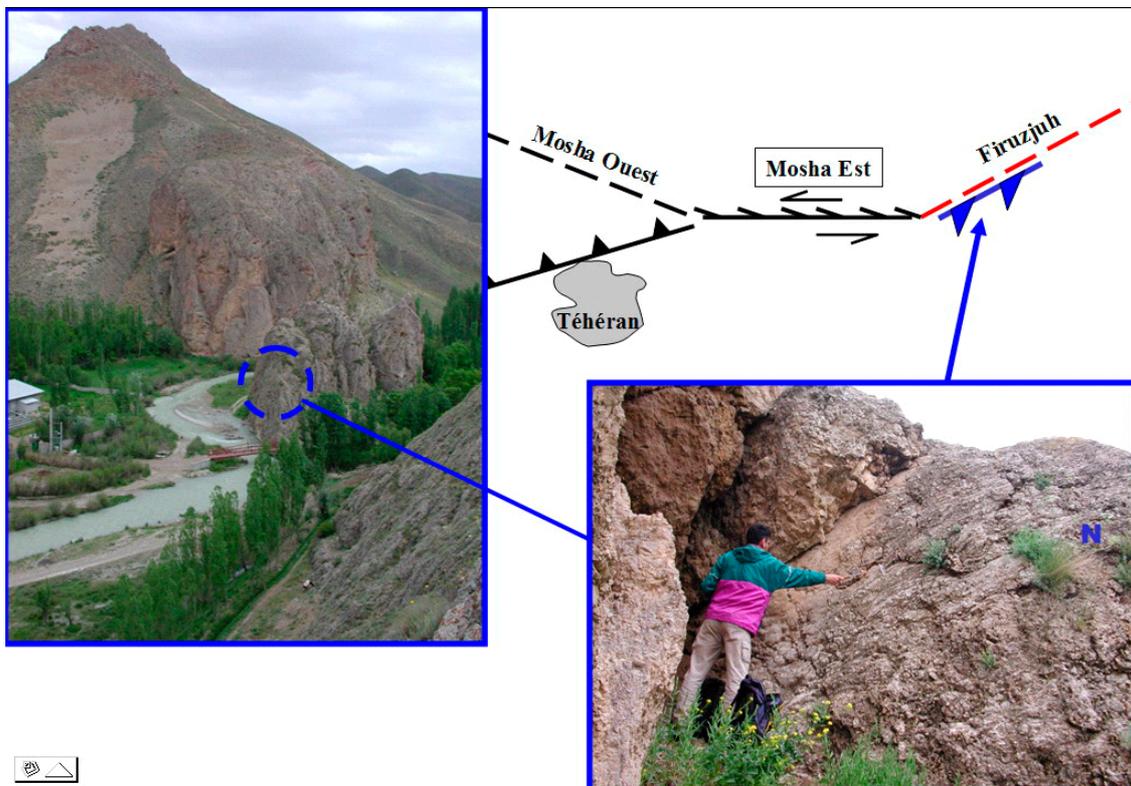


Figure III.68 : Décalage senestre avec léger cinématique inverse le long d'un segment ancien de la faille de Firouzkuh à l'Est du village d'Harandeh affectant les formations Jurassique-Crétacé.

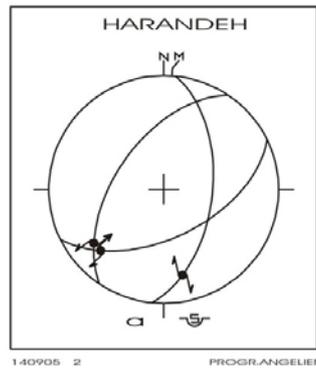


Figure III.69 : Plan de la faille de Firouzkuh observé près d'Harandeh. Les paramètres des stries mesurés sur deux sites sont : ($F_p=150^\circ/55^\circ, F_r=222^\circ/30^\circ$) et ($F_{p1}=300^\circ/055^\circ, F_{r1}=230^\circ/030^\circ ; F_{p2}=092^\circ/055^\circ, F_{r2}=160^\circ/30^\circ$).

Etude de la partie orientale : Dans ce secteur, au sud-est de la ligne de chemin fer reliant Firouzkuh à Gadouk, on observe clairement dans le paysage plusieurs escarpements de faille (Figure III.70). Lorsque l'on se rend sur la zone d'escarpements, on constate la présence de vallées abandonnées, perchées sur les compartiment situés à l'Ouest donnant lieu à une déviation apparente décrochante du drainage (soit senestre soit dextre) et souvent associée à une accumulation de sédiments récents contre la zone d'escarpement au sud-est. C'est le cas par exemple, à l'endroit où la ligne de chemin fer monte vers le col qui descend vers la ville de Gaduk, et où l'on observe très clairement une vallée perchée abandonnée le long de l'escarpement de faille (Figure III.71).sur le mur de tranchée creusé au nord de un' piste au sud de Gaduk quelques caves remplies d'activité humaine apparaît comme les canaux perchés, base de ces caves sont plain de charbonne qu'il été échantillonné pour l'analyse ^{14}C . La date obtenue de cet échantillon est 70 ± 40 ans BP (Figure III.72).



Figure III.70 :l'Escarpement de la faille de Firouzkuh au Nord-Est de la ville de Firouzkuh.

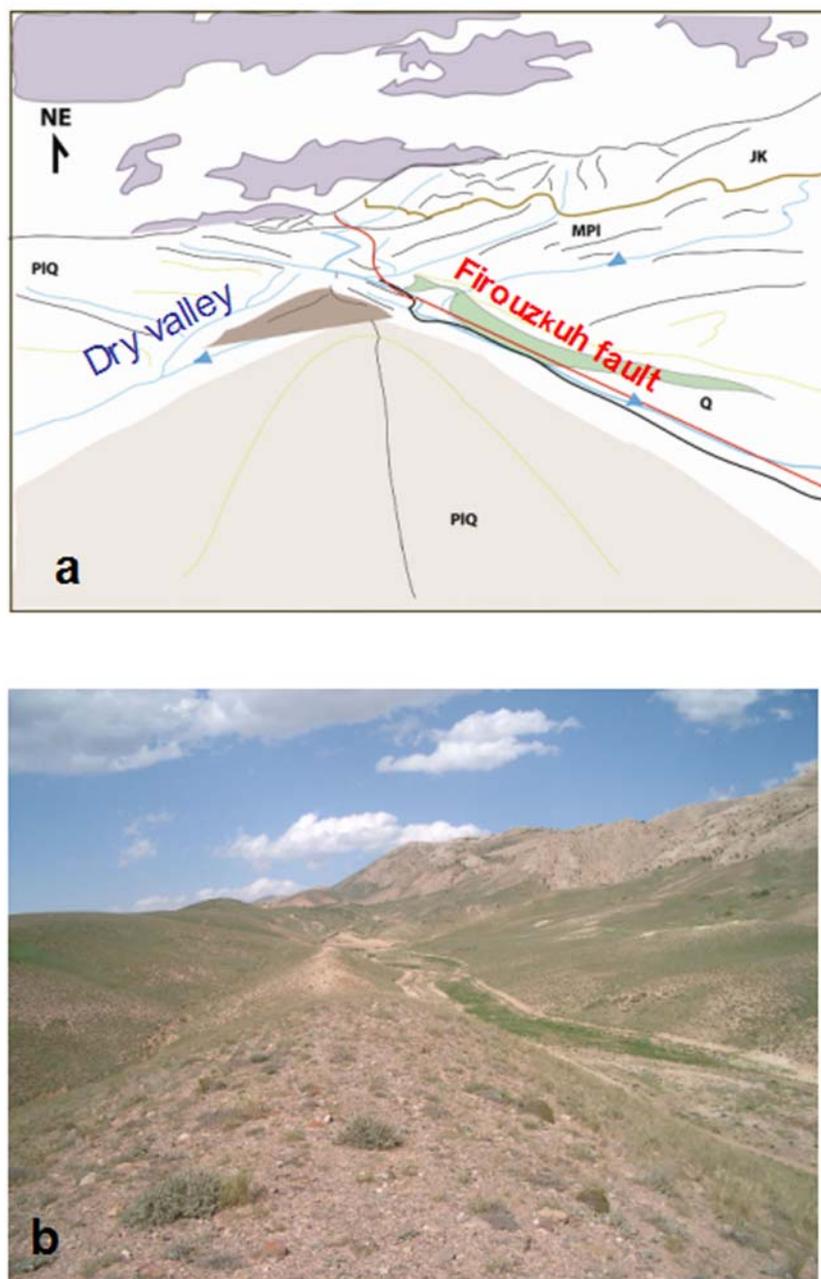


Figure III.71 : Escarpement le long de la faille de Firouzkuh SW de Gaduk, photo de terrain (b) et schéma correspondant (a)

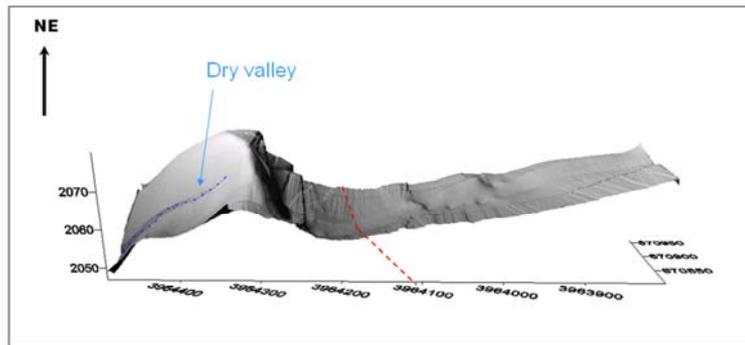


Figure III.72 : DEM réalisé par GPS cinématique au sud de Gaduk montre un drainage perché abandonnée sur le toit de l'escarpement de la faille de Firouzkuh.

C'est également le cas, un petit peu plus au Sud, où nous avons pu réaliser une étude détaillée montrant une vallée sèche abandonnée légèrement décalée en senestre par rapport à son cours amont encore actif – celui-ci apparaît d'ailleurs fortement décalé en décrochement senestre. Sur le terrain, nous avons observé dans le prolongement Sud-Ouest de dispositif une zone de gouge à fort pendage vers le Sud ($\sim 70^\circ S$) situé au pied d'un escarpement bien marqué (Figure III.74). Ces éléments nous donne a pensé que la faille joue en jeu normal avec une faible composante senestre. L'observation de talwegs obliques par rapport à la faille et décalé en horizontal avec des décalages apparent opposés est cohérent avec cette interprétation (Figure III.73, III.74)

Nous avons réalisé un MNT de détails de la zone d'escarpement (3.5 km^2) au niveau de la vallée sèche à l'aide de la station GPS cinématique associé à la cartographie et l'ouverture d'une tranchée dans les sédiments accumulés au pied de l'escarpement qui ont été re-incisés par érosion régressive ensuite (Figures III.76, III.77).

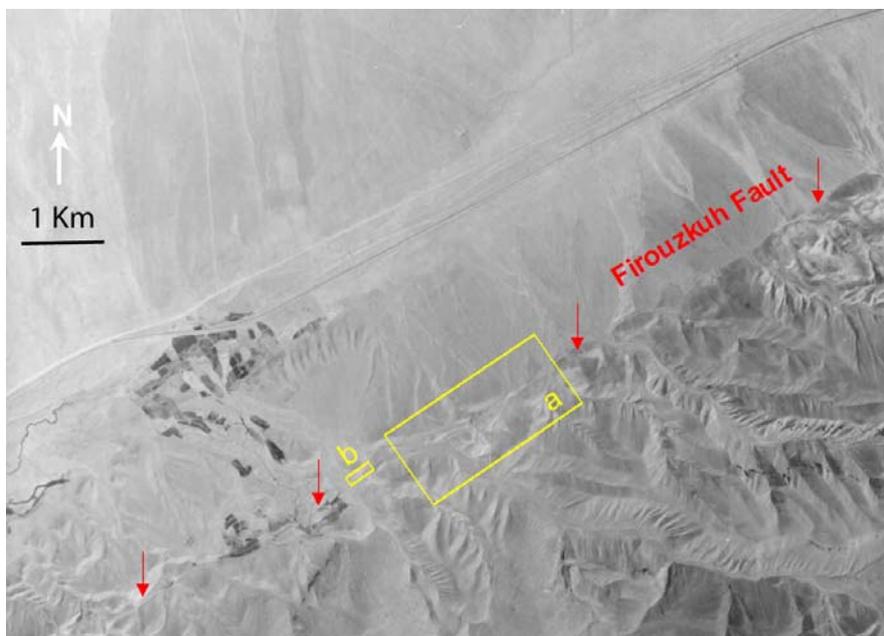


Figure III.73 : Photo aérienne de la partie orientale de la faille de Firouzkuh, les rectangles jaune indiquent les zone d'études paléosismologiques et morphotectoniques (a, b).

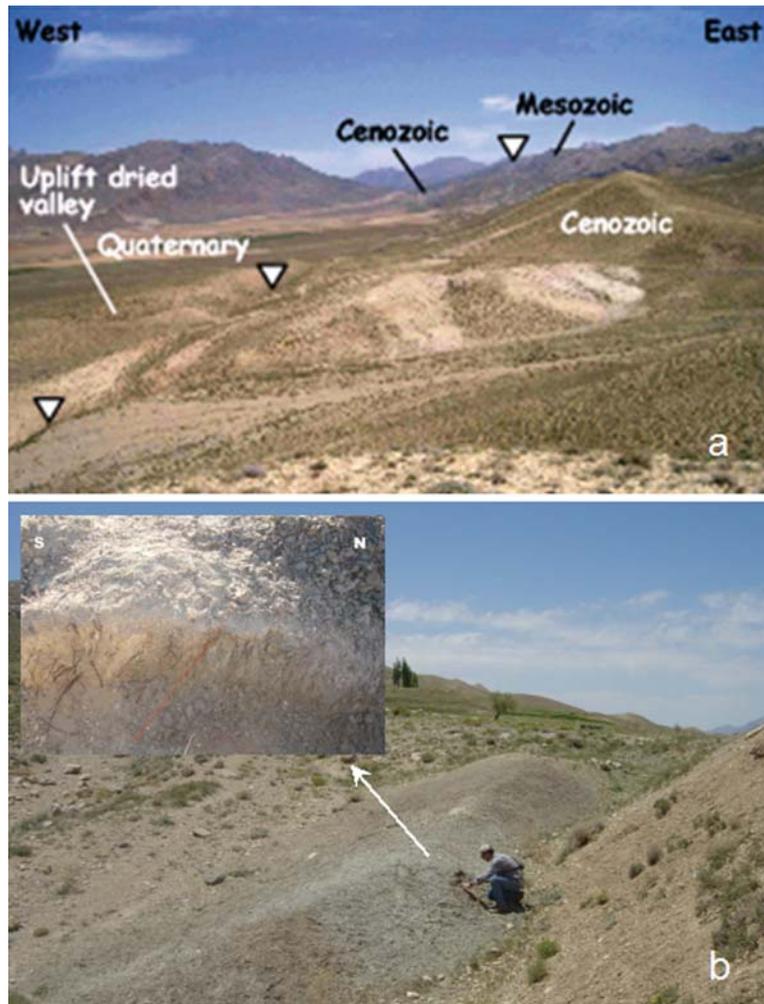


Figure III.74 : Les zone d'études morphotectonique et paléosismologique(a) et (b) présenté dans la figure III.73.

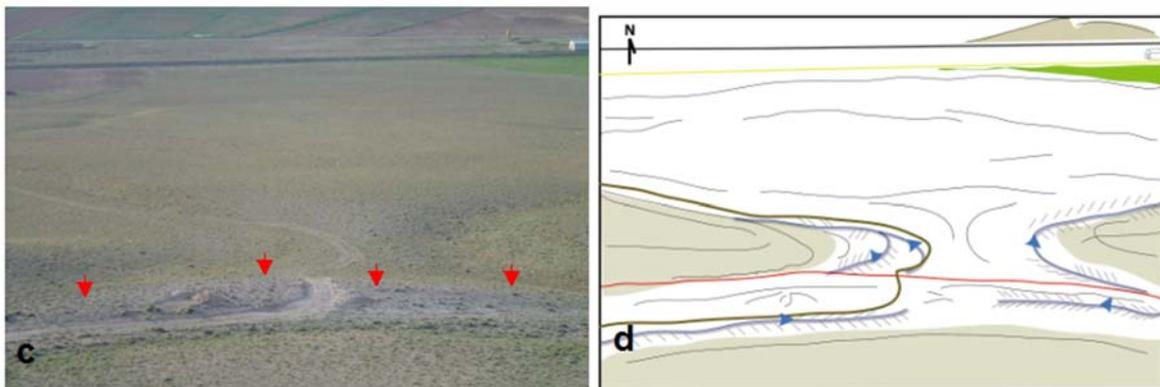


Figure III.75 : Décalage de drainage le long de la faille de Firouzkuh correspondant de une faille avec jeu essentiellement en faille normale avec obliquité des marqueurs(c,d)(voir chapitre II).

Le modèle numérique de terrain nous permet de calculer un déplacement horizontal de d'environ 15 m et vertical d'environ 25 m de la vallée sèche (Figure III.78). Au niveau de la

tranchée creusée dans les sédiments lacustres piégés derrière l'escarpement de faille, nous avons observé deux zones de ruptures, toutes les deux avec un pendage apparent vers le Nord (voir le détail en Chapitre IV). La zone de rupture la plus au Nord – le long de laquelle est observée le décalage vertical - montre une direction apparente oblique en surface par rapport à la zone de rupture située au Sud, qui a la même direction que la zone de gouge observée plus au Sud-Ouest - Cependant, la mesure des plans de failles en tranchée donne une direction constante de N50°E. Du point de vue du pendage, nous accordons plus de crédit aux structures observées au niveau de tranchée creusée dans la zone de gouge que celles observées au niveau des sédiments piégés. Nous interprétons donc les pendages vers le Nord comme un phénomène de rebroussement vers la surface (Figure III.76). Ce type de phénomène a pu être clairement démontré dans certains exemples comme Hebgen Lake (Mw 7.1, 17 Août 1959) ou le jeu d'une faille normale raide a donné lieu à un escarpement de faille inverse contrôlé par une rupture à faible de pendage opposé à la faille principale en surface (Myers et Hamilton 1964) (voir également chapitre IV).

Dans le but d'estimer plus précisément la cinématique de la faille de Firouzkuh, nous avons considéré une direction moyenne de N60°E (d'après la direction cartographique), (Figure III.77) et un pendage vers le Sud-Est de 70°S (mesuré sur le site de la zone de gouge), (Figure III.74b). En prenant les rejets horizontaux (~15 m) et verticaux (25 ± 5 m) mesurés au niveau du site de la vallée sèche, nous calculons un déplacement vertical sur la plane de faille (Vf) de ~24 m, ce qui nous donne une valeur de pitch de ~58° vers le SE. En résumé la faille de Firouzkuh aurait pour paramètres géométriques et cinématiques N60 E 70 S 58 E normale- senestre (Figure III.78, III.79).

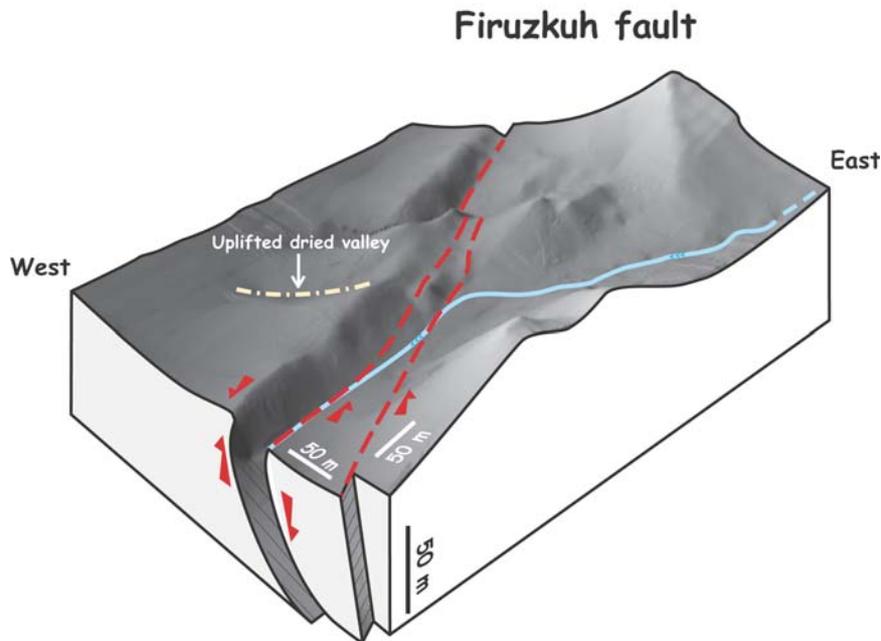


Figure III.76 : Bloc diagramme interprétatif de la faille de Firouzkuh réalisé à partir du MNT généré par GPS cinématique le long de la faille de Firouzkuh.

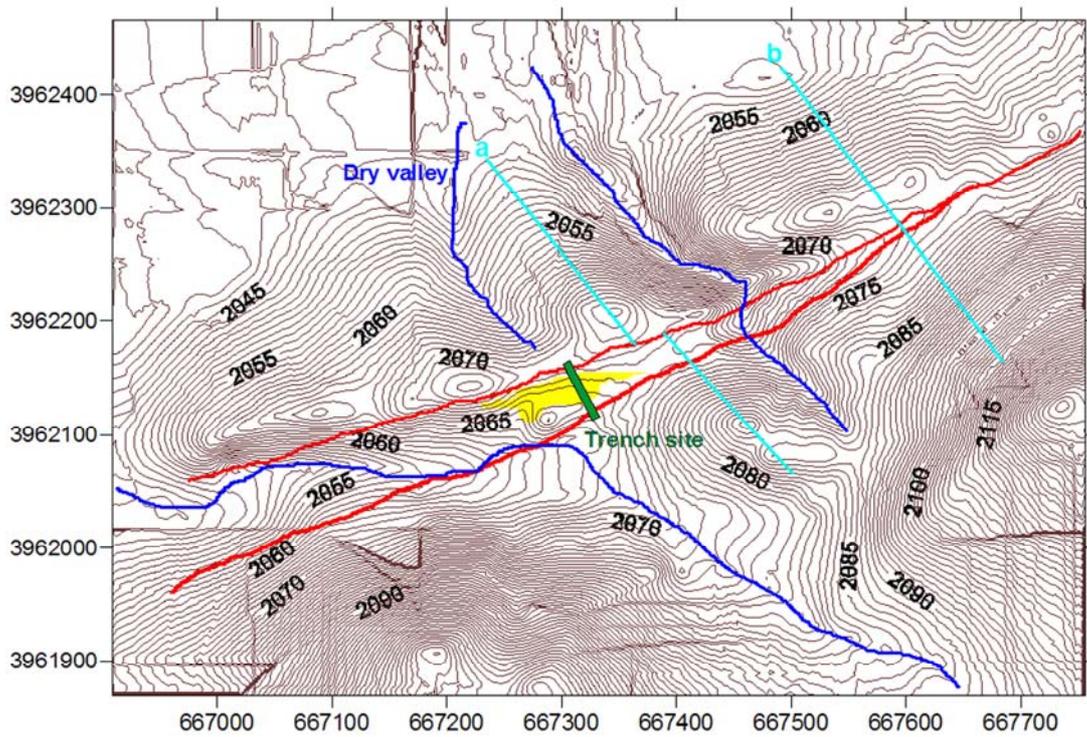


Figure III.77 : Passage de la faille de Firouzkuh et décalage de réseau de drainage correspondant de cette faille sur la carte topographie réalisé a partir de données de GPS cinématique. Ce system interprété comme le system de la faille « P » en forme de Riedel.

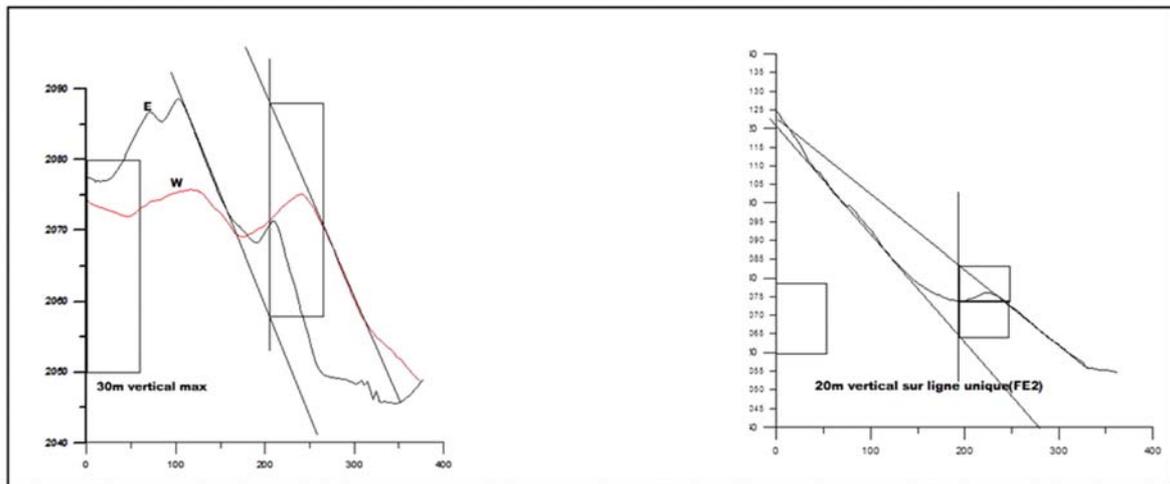


Figure III.78 : Estimation de décalage vertical le long de la faille de Firouzkuh correspondant des lignes (a) et (b) dans la figure III.77.

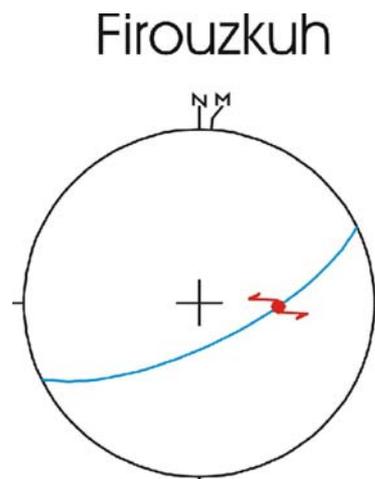


Figure III.79 : Plane de la faille de Firouzkuh a partir de calcul géomorphologique, (N60°E 70°S, 58° E)

III.3.6- Faille de Katalan:

La faille de Katalan est située au nord de la vallée de Firouzkuh et jalonne le relief qui borde cette vallée. De direction SW-NE (N70°E) elle est pratiquement parallèle à la faille de Firuzkuh qui est N060°E (Figure III.80, III.81, 82a, b, d). D'après la littérature (i.e. Berberian et al, 1996) la faille a une longueur de 11,5 kilomètres et sa cinématique est inverse (compression) avec le chevauchement des roches Mésozoïques situées au Nord sur les sédiments récents quaternaires du bassin de Firuzkuh (la figure à laquelle renvoie la description de Berberian dans son rapport est malheureusement absente du rapport).

Nous n'avons pu effectuer qu'une analyse morphotectonique très préliminaire de la faille. Nous avons pu suivre sa en surface sur 24 km, entre les longitudes 52.8° E et 52.95°E et il a nous a semblé d'après nos premières observations – léger escarpement à contre pente ne pouvant pas s'expliquer directement par un mouvement de décalage horizontal de rides topographiques (shutter ridges) – que la cinématique de la faille était plutôt senestre- normale qu'inverse (observation faite près du village de Katalan) (Figure III.80, III.82a,b,c). Mais ce constat demande confirmation par une étude morphotectonique et stratigraphique plus détaillée. Vers l'Est, on peut suivre facilement la faille matérialisée par un escarpement à contre-pente, cette fois-ci bien marqué, au sein même des formations mésozoïques (Jurassique-Crétacé). On peut bien évidemment se poser la question de savoir s'il ne s'agit pas d'un escarpement crée par érosion différentielle, mais il est curieux de voir la formation de Shemshak (schistes argileux), situées au sud au mur de la faille (« footwall »), en relief par rapport à les formations de Delichai et Lar (calcaires) situé au Nord au toit de la faille (« hanging-wall ») (Figure III.81).



Figure III.80 : Escarpement de la faille de Katalan à l'Est de willage de Katalan.



Figure III.81 : Escarpement de la faille de Katalan entre les dépôts de jurassique inférieur (partie vert foncé) et jurassique moyenne (partie marron) à l'Est de willage de Katalan, vue au Nord-est.

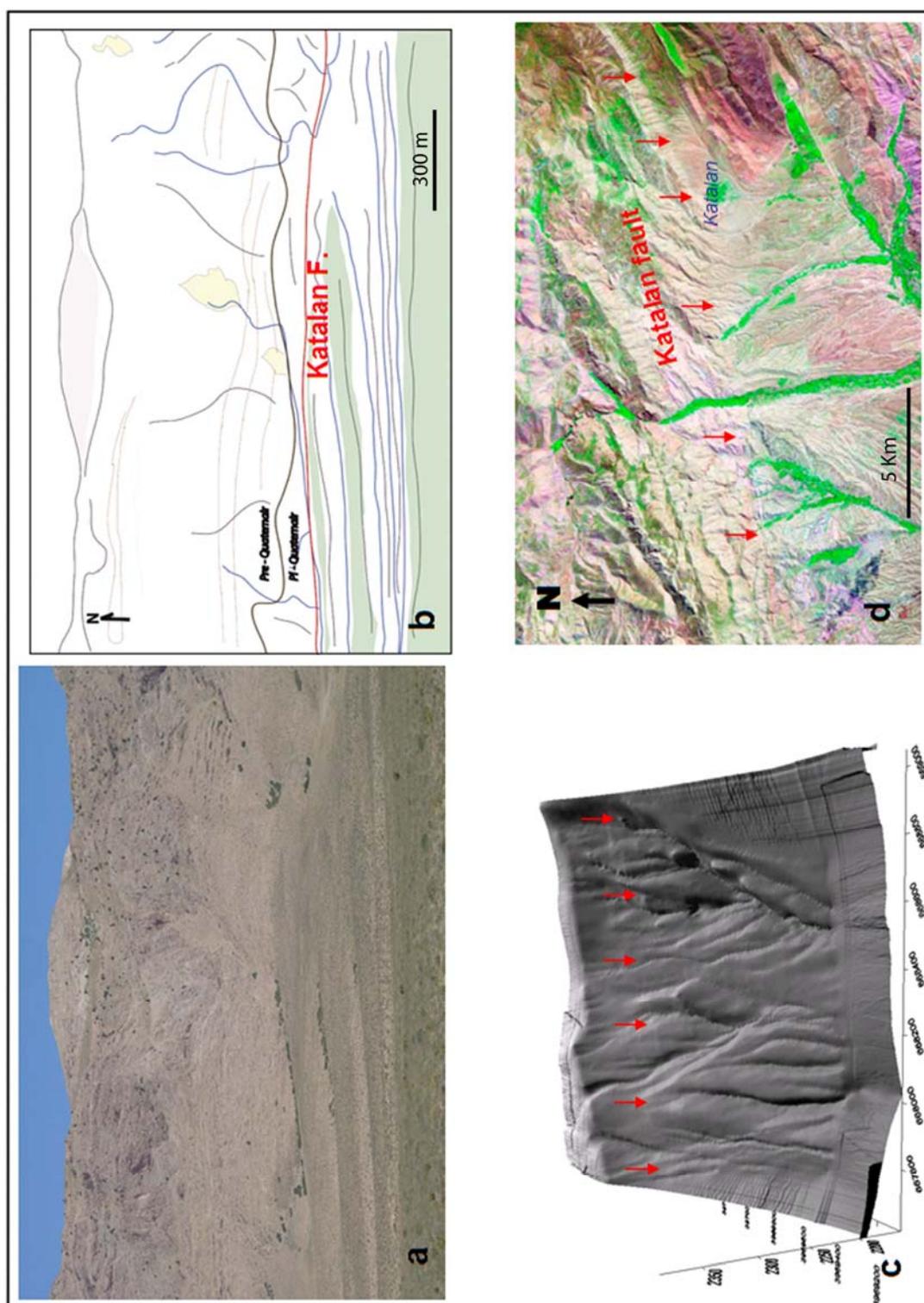


Figure III.82 : La faille de Katalan au nord de vallée de Firouzkuh, photo de terrain et dessin correspondant (a, b) ; DEM réalisé par Théodolite et Total station(c) et trace de la faille de Katalan sur une image satellitaire de Landsat(d).

III.3.6 - La région Sud Alborz

III.4.1- La faille Nord Téhéran

La faille « Nord Téhéran » est située au piedmont méridional de l'Alborz central, et apparaît comme l'une des failles actives majeures qui menace directement la ville de Téhéran, et sa banlieue puisqu'elle traverse les faubourgs nord de la mégapole. Elle a fait l'objet de nombreux travaux (e.g. Rieben, 1955) Dresch (1961), Knill and Jonse (1968), Tchalenko (1974) et Berberian et al. (1985), Abbassi et al. (2003b) et est décrite par tous les auteurs comme une faille chevauchante mettant les séries paléogènes volcano-sédimentaires sur les sédiments détritiques plio-quadernaires : les alluvions « A » (« Hézardareh ») et « Bn » (Nord Téhéran) (Figure III.85, III.86, III.87). La dénivellation entre les sommets des montagnes immédiatement au Nord de Téhéran (i.e. Tochal 3957m) et la faille peut dépasser les 2500 m (Figure III.85, III.88). La faille Nord Téhéran se suit sur environ 110 km, avec une trace générale en surface en forme de « V » passant d'une direction NW-SE à NE-SW entre les villes de Karadj et de Téhéran. Il est difficile de suivre la trace de la faille en surface – notamment du fait de l'urbanisation – et celle-ci apparaît divisée en plusieurs segments. Un des affleurements « classique » (Berberian et al, 1985) où l'on peut observer la faille Nord Téhéran montrant les formations de Karaj chevauchant le Plio-Quadernaire se trouve à l'entrée de la Vallée de Kan (Figure III.89). Ces déformations récentes Quadernaires ne correspondent cependant pas à la faille Nord-Téhéran active puisque les terrains les plus jeunes scellent les contacts chevauchants. On peut trouver le même type de structure au niveau de la vallée Vardij entre Téhéran et Karadj (Figure III.92).

Allen et al (2003b) suggère que la faille Nord Téhéran s'enracine en profondeur dans la croûte (« deep seated fault »), mais d'après notre analyse structurale avec coupe équilibrée (Karadj- Châlus, voir Chapitre I) et la reconstruction de l'Alborz central à l'Eocène, nous interprétons la faille de Nord Téhéran comme une structure qui se branche en profondeur sur la structure majeure d'échelle lithosphérique que serait la faille de Mosha, via un niveau de rampe.

Au sud de la faille Nord Téhéran, les sédiments plus récents du Quadernaire sont affectés dans plusieurs endroits définissant ainsi des branches de plis-failles parallèles à la direction moyenne de la faille principale (e.g. Niavarân, Mahmoudieh, Qasr-e-Firouzeh) (figure III.85, III.87). Ces plis-failles ont des cinématiques globalement inverse avec cependant parfois des pendages vers le Sud (i.e. Mahmoudieh). Du fait de l'existence de ces pendages vers le Sud et du fait de la longueur d'onde des structures, nous interprétons ce système de failles comme étant associé à des plis de propagations sur failles inverses secondaires dans les séries quadernaires qui se branchent en profondeur sur un décollement – potentiellement situé entre les séries plio-quadernaire et le substratum paléogène (Figure III.88, III.96) – que comme des failles qui s'enracineraient en profondeur dans la croûte. Cette question a évidemment une importance du point de vue de l'estimation de l'aléa sismique à Téhéran.

Vers l'Est, la faille Nord Téhéran rejoint la faille de Mosha tandis qu'à l'Ouest, elle devient la faille d'Abyek probablement de même cinématique (Berberian et al, 1993) elle même rejoignant la faille Nord Qazvin. Nous interprétons les failles Nord Téhéran, d'Abyek et de Nord Qazvin comme appartenant à une même zone de cisaillement à cinématique

essentiellement inverse - avec une légère composante senestre - le long de laquelle une partie du raccourcissement de l'Alborz Central est absorbée. Depuis le Miocène, cette zone de failles aurait donc fonctionné dans un régime en compression – tandis qu'elle jouait en faille normale avant le Miocène. Cette compression semble être restée localisée toujours principalement sur la même structure majeure, sauf dans la région de Téhéran où l'on observe des structures plus frontale correspondant notamment en plis de propagation sur failles dans les séries quaternaires récentes (Figure I.12,III.83).

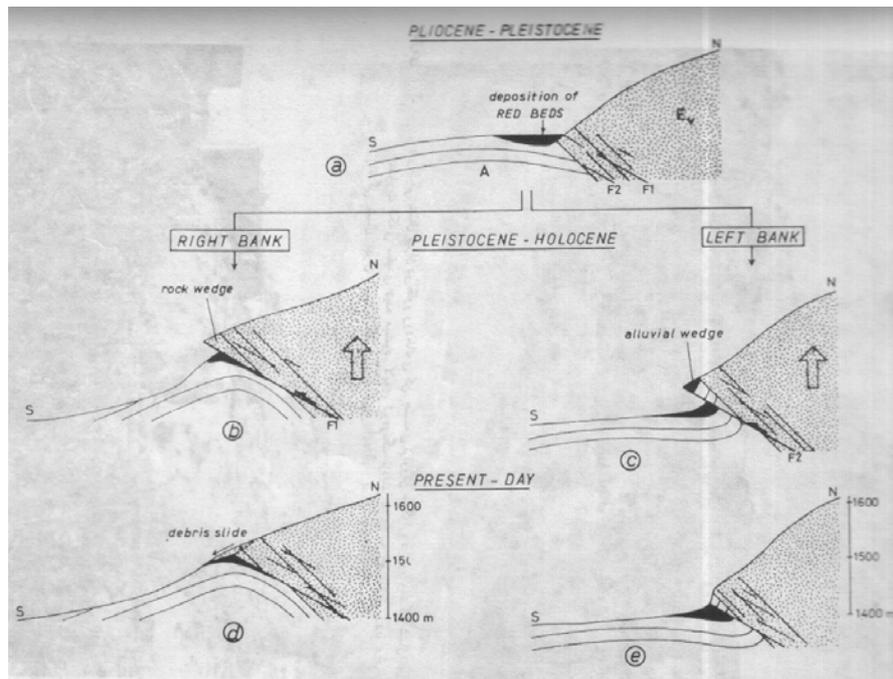


Figure III. 83:Le modèle structural de la faille Nord Téhéran à vallée de Kan, d'après Tchalenko(1974)

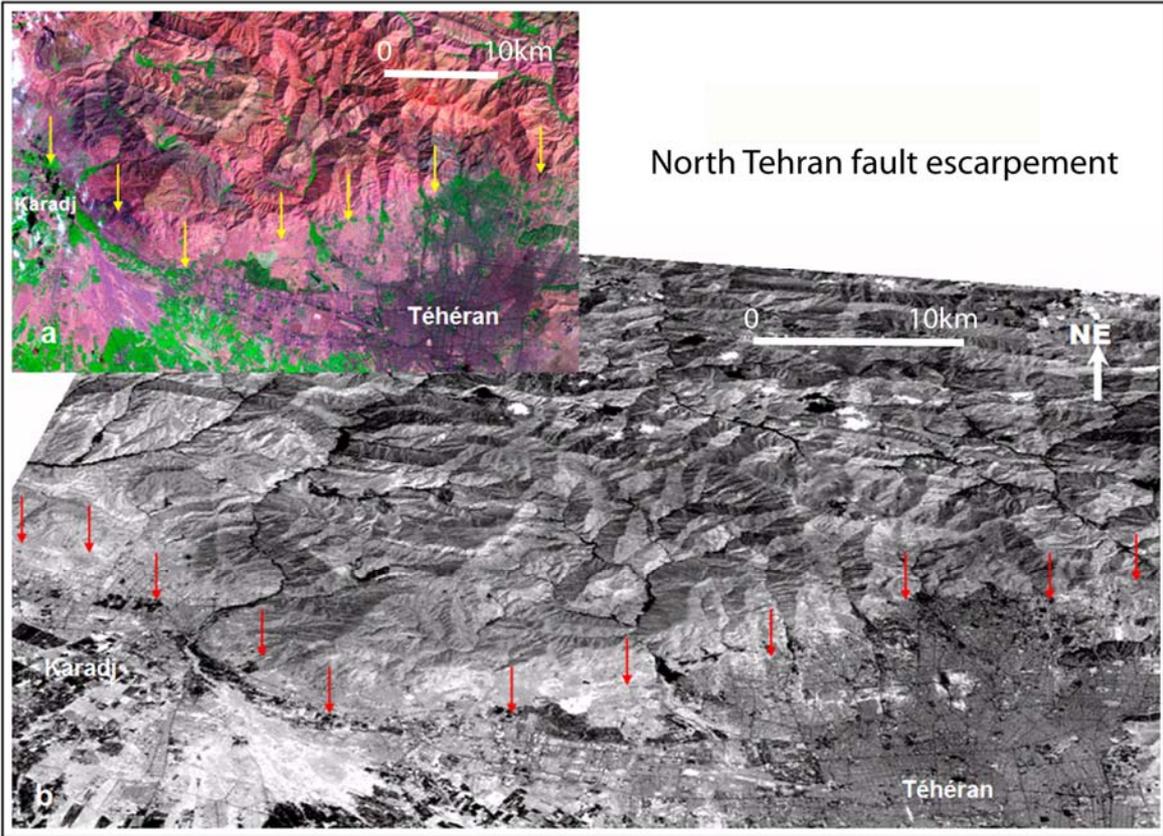


Figure III.84 : Trace de la faille Nord Téhéran à partir d'image satellitaire de SPOT(en bas) et de LANDSAT(en haut).

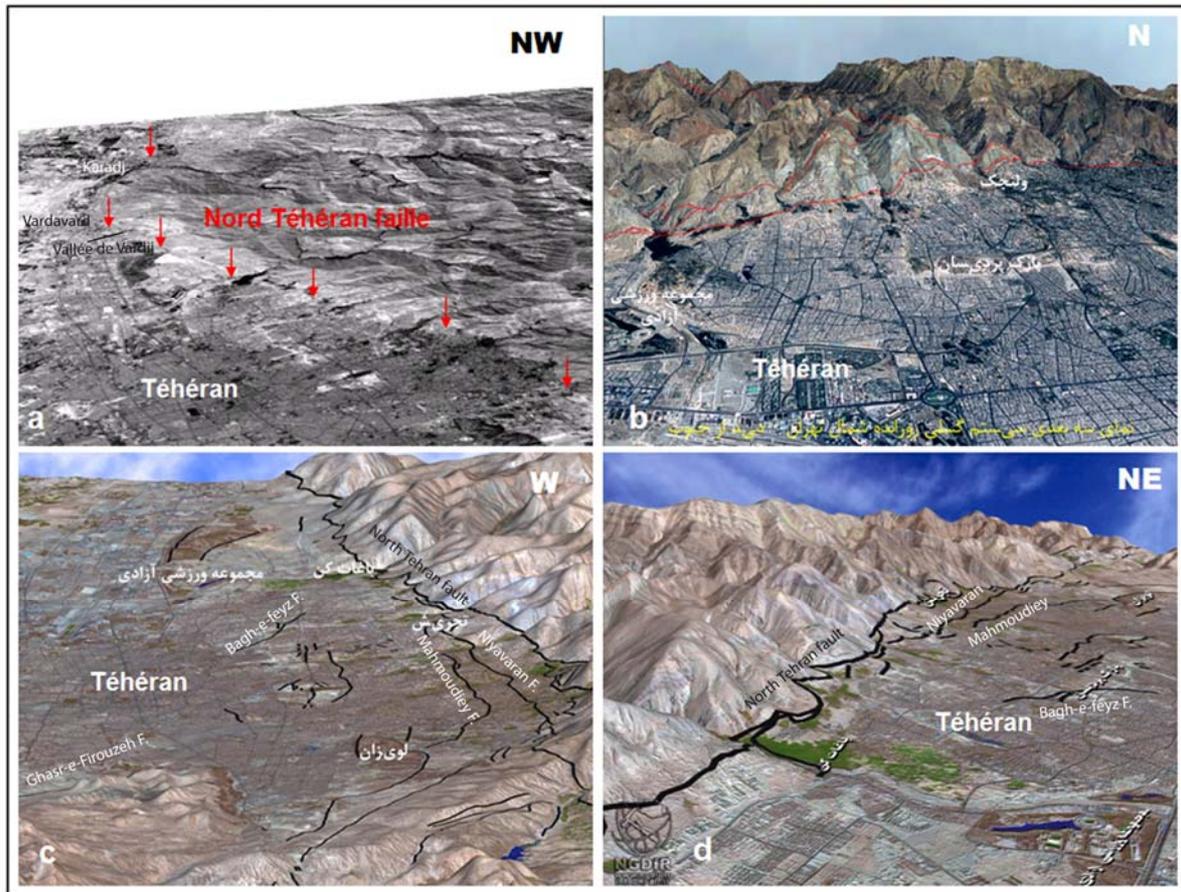


Figure III.85 : DEMs de la région Téhéran, image satellitaire de SPOT et la trace de la faille Nord Téhéran au pied de montagne septentrional de la ville(a) ; passages de système de la faille Nord Téhéran sur les l'images de DEM correspondant de carte topographique et données 3D de l'image satellitaire (Landsat) en déferant vue(b,c,d d'après NGDIR).

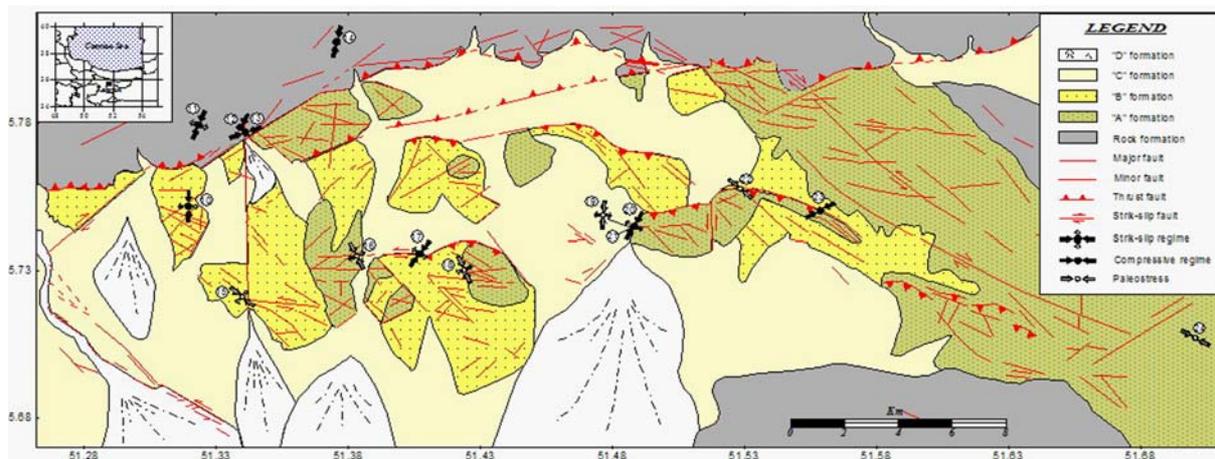


Figure III.86 : Cartographie de la faille Nord Téhéran, d'après Abbassi (2003b)

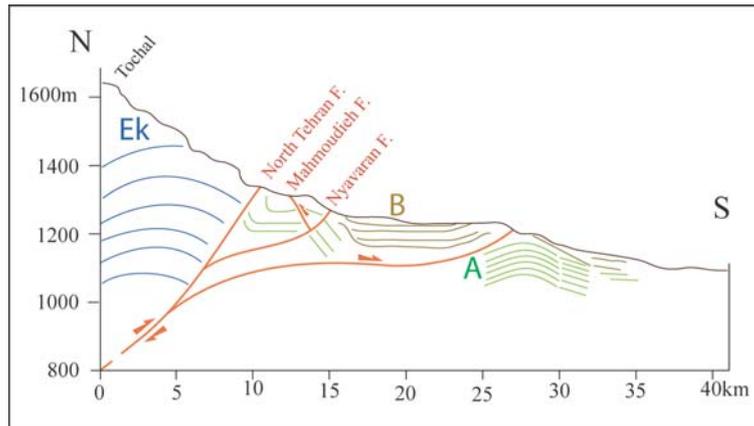


Figure III.88 : Coupe schématisé de la zone de la faille de Téhéran et ses failles secondaires, Formation de Karadj(Ek) Formation de Hézardeh(A), Formation d'alluvion de Téhéran (B)



Figure III.89 : Coup de la faille Nord Téhéran à vallée de Kan, d'après Berberian et al, (1985)

En 1985, dans le cadre d'un travail de recherche en sismotectonique sur la question du risque sismique pour la ville de Téhéran, plusieurs failles et fractures affectant les dépôts du Quaternaire ont été identifiées et cartographiées (Berberian et al. 1985) : e.g. Niavaran, Mahmoudieh, Abbas-abad, Narmak, Tèlé, Qasr-e-Firouzeh (Figure III.85c, III.85d, III.86). Cependant, malgré de nombreuses données de sismicité historiques (i.e. 793 AD, 853 AD, 855 AD, 856 AD, 864 AD, 898 AD, 1177 AD, 1384 AD, 1847 AD et 1868 AD) (Berberian and Yeats 1999, voir chapitre II). L'activité de ces failles ou même celle de la faille Nord Téhéran n'a pas été prouvée (i.e. ruptures dans terrain Holocène). La rapide et vaste urbanisation de la ville de Téhéran surtout depuis les 15 dernières années a malheureusement effacé ou caché (enterré) la plupart des escarpements que l'on peut identifier sur les photos

aériennes des années 50, à l'époque où Téhéran n'était encore la métropole tentaculaire qu'elle est aujourd'hui.

Dans le cadre de ce travail de thèse, l'analyse morphotectonique nous a permis d'identifier quelques marqueurs de l'activité récente de la faille, notamment entre Téhéran et Karadj dans une zone où la morphologie apparaît marquée par des glissements de terrains correspondants à des roches de la formation de Karadj éboulées (Figure III.92). Un de ceux-ci d'abord identifié en photo aérienne puis sur le terrain correspond à un escarpement qui, du fait des critères d'incisions s'interrompant brusquement le long de la ligne d'escarpement topographique – que nous avons interprété comme une rupture de surface décalant verticalement une surface colluviale-alluviale récente (Holocène ?) (Figure III.90, III.92, III.94). Curieusement deux lignes de Qanât parallèles (un Qanât est une ancienne galerie souterraine qui permet de conduire l'eau sur de longues distances. Le pendage moyen de la galerie est de 2%. La galerie est creusée à partir de puits verticaux espacés de quelques dizaines mètres, qui permettaient d'évacuer le sédiment et assurait une bonne aération de la galerie. Le plus ancien Qanât a trouvé dans l'Est de l'Iran et est antérieur à 1000 ans BC) jalonne la zone d'escarpement. La cartographie précise de la zone, combinée à la réalisation d'un MNT de détails de l'escarpement et à l'ouverture d'une tranchée à travers celui-ci nous a permis de confirmer l'existence d'une faille inverse à plongement vers le nord (Figure III.90, III.94). Le MNT permet d'estimer un décalage vertical cumulé de 2.6 m (Figure III.90). La géométrie précise de la faille mesurée en tranchée est N115°E 30 N (Figure III.95). Le mouvement apparaît principalement inverse avec cependant une légère composante décrochante senestre d'après le décalage du drainage dans la morphologie (Figure III.87, III.90, III.92). L'analyse paléosismologique (voir chapitre suivant) révèle l'existence de 3 voire 4 événements sur cette rupture avec 3 événements dans la période holocène.

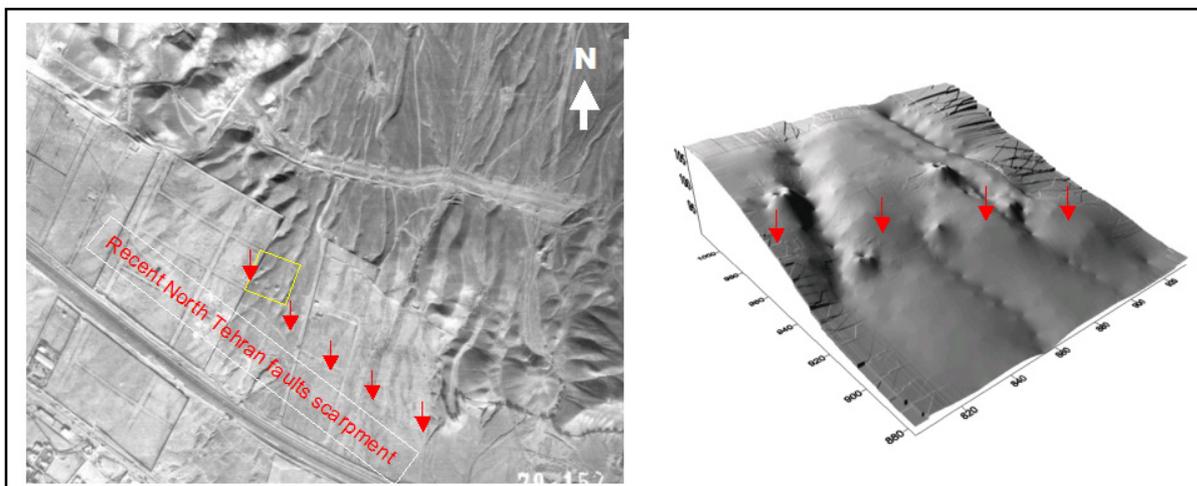


Figure III.90 : Escarpement récent de la faille Nord Téhéran à partir de photo aérien en échelle 1 :10,000 et son DEM correspondant à la région Vardavard (Qanât se montre par les fosses parallèle sur la DEM).



Figure III.91 : Galerie de Qanât, au site TE2, vois vers l'Ouest.

Nous avons retrouvé la trace de la rupture 500 mètres plus à l'Ouest – c'est d'ailleurs tout d'abord en tranchée que nous avons retrouvé cette rupture avant de pouvoir la corroborer avec un escarpement en surface à peine visible du fait de la perturbation du sol par l'activité humaine (Voir chapitre Paléosismologie) (Figure III.91).

L'étude des photos aériennes des années 50 montre également l'existence d'anciennes lignes de rivages (Figure III.92, III.93), observations que nous avons pu corroborer sur le terrain à quelques endroits encore préservés de l'activité humaine. À noter qu'en allant vers Karadj, ces lignes se regroupent du fait de l'accentuation de la pente (voir également le chapitre sur la faille de Parchin).

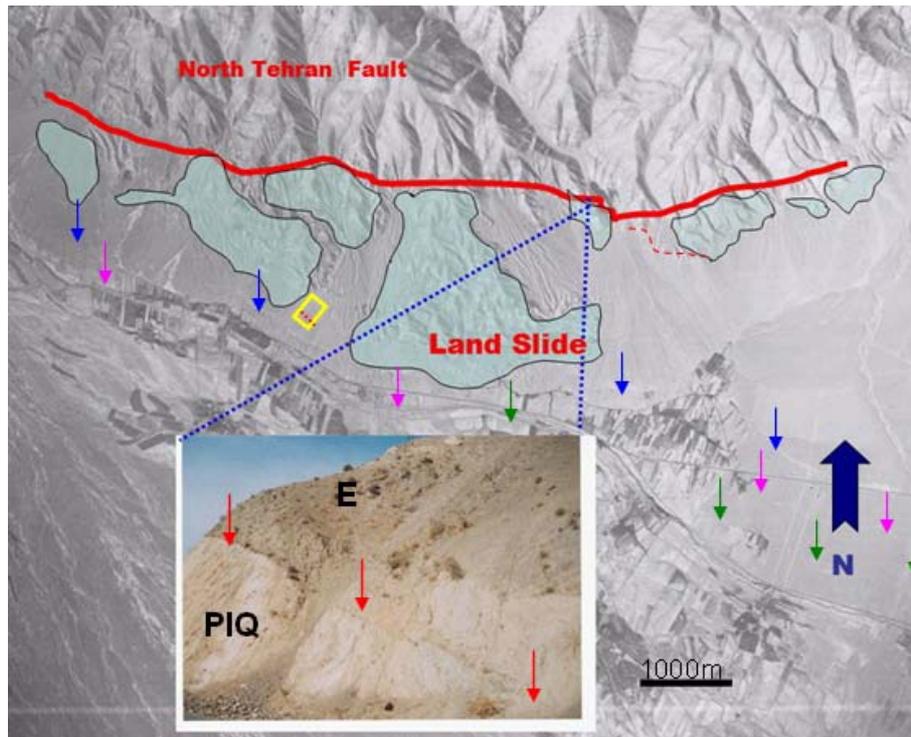


Figure III.92 : La photo aérien en échelle 1 :50,000 (en haut)indiquent La faille Nord Téhéran et les glissements de terrain situé en face de trace principal de cette faille sur accompagne de la photo de terrain de la plane de la faille à vallée de Vardij et site paléosismologie présenté par carré jaune,les flèches bleu, rose et vert indiquent les traces de l'ancien rivages au piedmont de Téhéran ,photo de terrain de plus grand glissement de terrain(en bas) présenté sur la photo aérien (vue sud,sud-est).



Figure III.93 : Dépôt littoral des sédiments lacustres observés à l'altitude 1240 m environ au sud-Est de Karadj.



Figure III.94 : Escarpement récent de la faille Nord Téhéran a la région Vardavard, Vardij, (vue vers le nord).

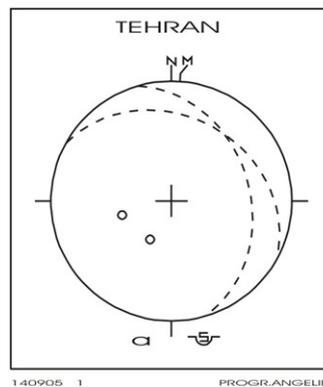


Figure III.95 : Planes des failles Nord Téhéran mesuré dans tranchée TE1.

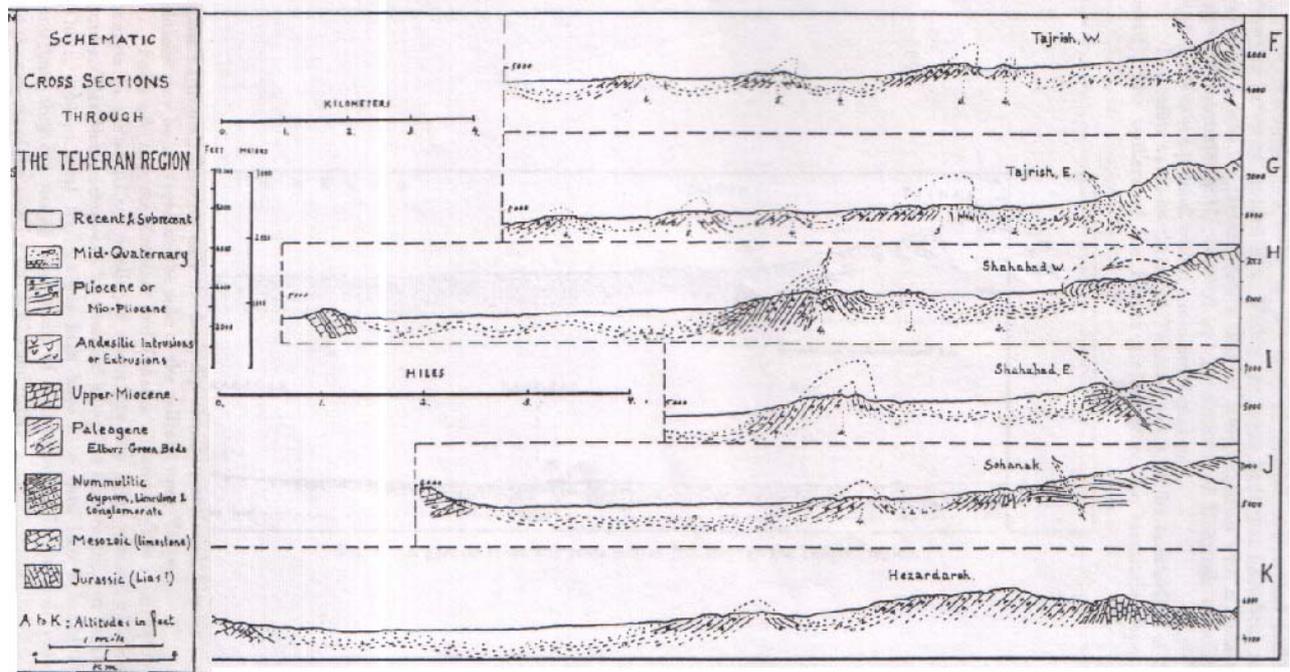


Figure III.96 : Coup structural de ra région Téhéran, Rieben(1955).

III.4.2- Failles de Rey

Au sud de la zone de faille Nord Téhéran et des failles secondaires qui lui sont associées (e.g. Mahmoudieh, Nyavaran, Qasr-e-Firouzeh), on trouve les failles de Rey, deux segments parallèles d'une vingtaine de kilomètres de long chacun, de direction WNW-ESE avec des pendages vers le nord. Celles-ci joueraient avec un jeu inverse. Ces failles ont été cartographiées sur la base d'observations de photos aériennes et de terrain (Berberian 1983), (Figure III.49, III.82, III.83). La faille Nord Rey se trouve dans la prolongation de la faille de Parchin (voir plus loin) et pourrait correspondre à son extension vers l'Ouest. Malgré le développement de l'urbanisation dans la région, on peut encore observer les escarpements sur les images SRTM (Figure III.99a). Les lignes d'escarpements que l'on peut suivre sur les images sont cohérentes avec le tracé des failles proposé par Berberian en 1983, sauf dans le cas de la faille de Sud Rey (Figure III.99b). D'après Berberian and Yeats (1999), plusieurs séismes historiques (i.e 793AD, 853AD, 855 AD, 856 AD, 864 AD, 958 AD, 1177 AD et 1384 AD) ont détruits la ville de Rey, l'une des plus anciennes villes dans cette région et seraient potentiellement associés à ces failles, mais aucun travail de paléosismologie n'avait été réalisé.

En dépit du récent étalement de la nouvelle ville de Téhéran vers la ville de Rey, on peut encore observer aujourd'hui quelques escarpements topographiques (Figure III.97, III.98). Dans le cadre de la présente étude, la réalisation d'une tranchée au travers d'un des ces escarpements - le long du tracé de la faille de Nord Rey - n'a pas révélé l'existence d'une faille (voir chapitre suivant). Ceci suggère que l'escarpement étudié correspond soit à un

escarpement de recul de faille, soit simplement à un talus géomorphologique lié à l'érosion (phénomènes alluviaux) ou à l'activité humaine (Figure III.97). On ne peut conclure cependant à l'inexistence d'une structure active car cette observation est trop fragmentaire, et il est nécessaire de poursuivre les investigations de type paléosismologique dans le secteur, avec toute la difficulté que l'on sait pour réaliser ce genre d'étude dans un environnement totalement perturbé par l'activité humaine.

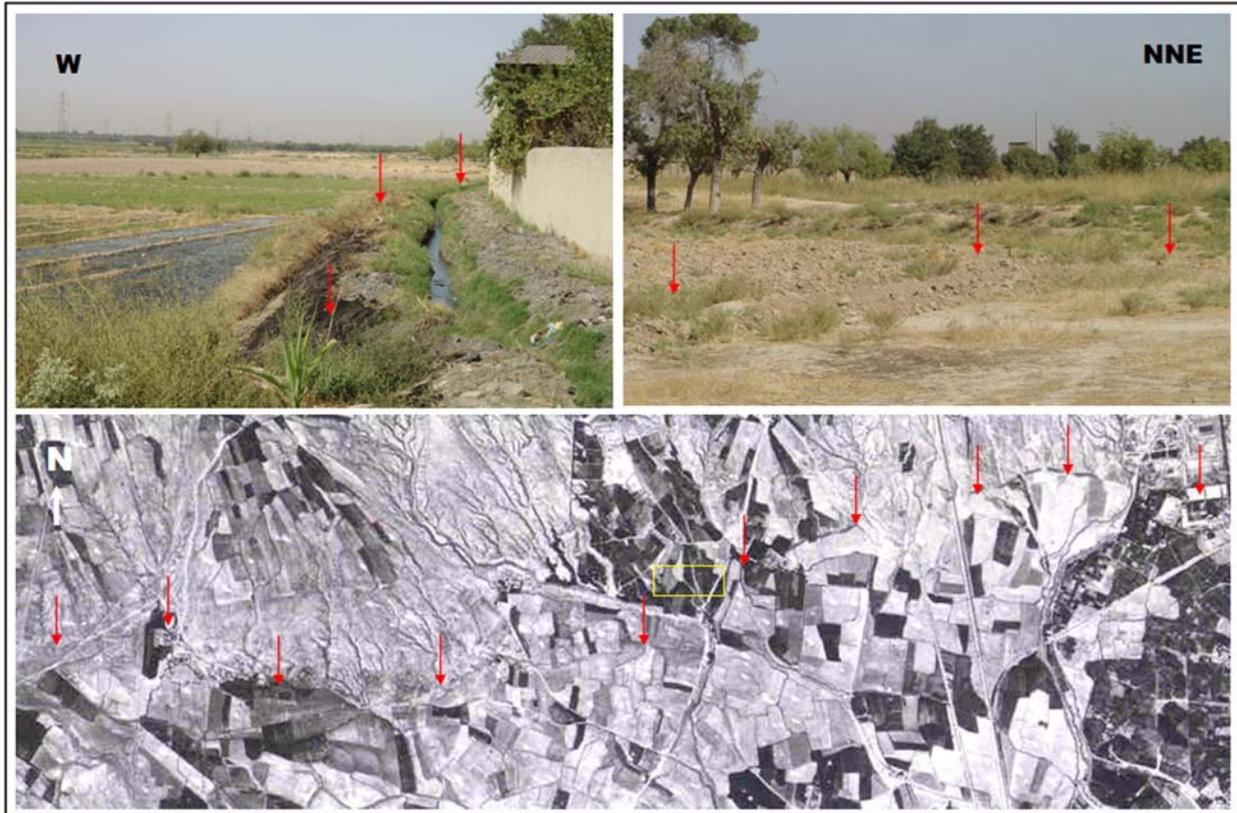


Figure III.97 :Escarpement géo morphique de la faille Nord Rey au sud de Téhéran sur la photo aérien en échelle 1 :50,000,les photos de terrain sont correspondants du rectangle jaune sur la photo aérien.

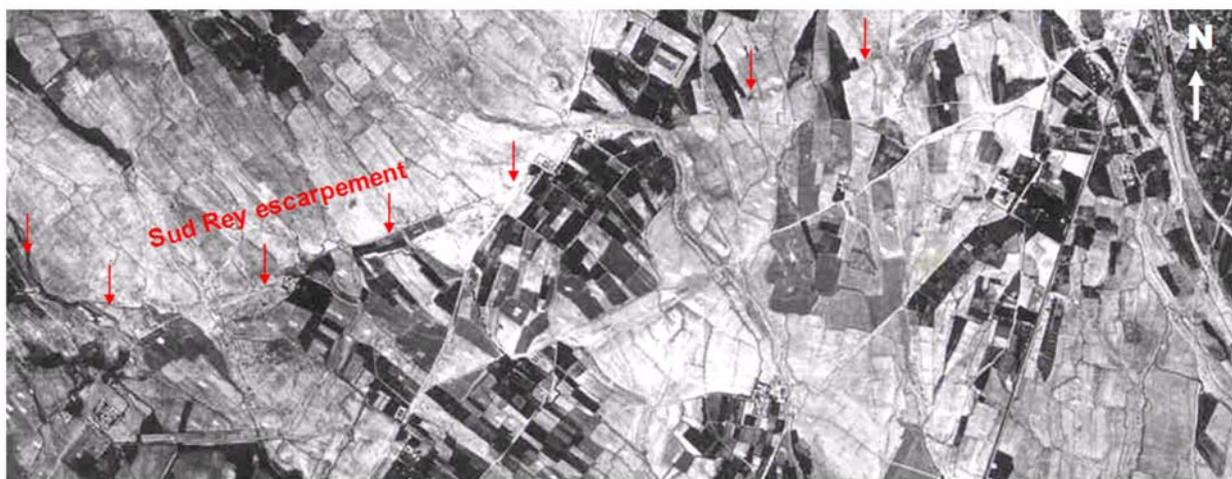


Figure III.98 : Escarpement géo morphique de la faille Sud Rey à partir de photo aérien en échelle 1 :50,000.

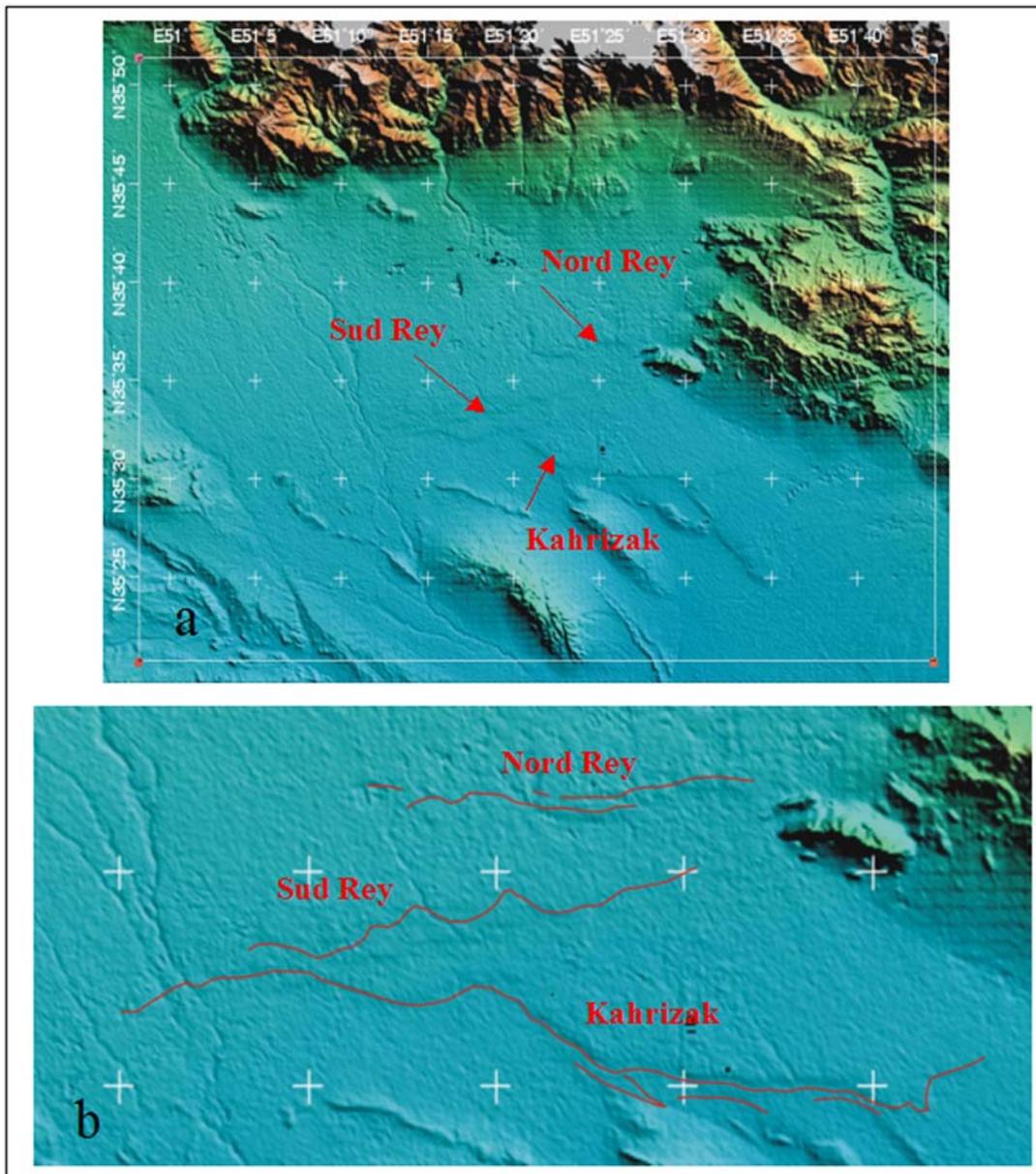


Figure III.99 :l'image SRTM d'escarpements topographique de les failles Nord Rey, Sud Rey et Kahrizak,(a) ;et les failles (traits rouges) présentées par Berberian et al.(1983),(b) .

III.4.3- Faille de Parchin-Eyvan-e-Key

La faille de Parchin jalonne le piedmont méridional des montagnes de l'Anti-Alborz situées au Sud-Est de Téhéran (Figure III.100, III.101). La faille de direction WNW-ESE s'étend sur 50 kilomètres de long entre le quartier de Parchin dans le Sud-Est de Téhéran et la rivière Jajroud qui débouche dans la plaine de Varamin. Son tracé sieux indique clairement son pendage Nord avec une cinématique principalement inverse (Berberian 1983).

A l'Ouest de l'exutoire de la rivière Jajroud, la faille recoupe les dépôts quaternaires de la plaine de Varamin (i.e. la formation quaternaire alluviale d'Hézardeh (A) ce qui atteste de son activité récente (Berberian et al, 1985, Amini 1993) (Figure III.100). Notons qu'initialement, la faille était appelée faille d'Eyvan-e-Key (Berberian and King 1981). On

peut se poser la question de savoir si la faille de Nord Rey ne correspondrait à la prolongation de la faille de Parchin au Nord-Ouest (Figure III.86). Notons enfin, le fort tremblement de terre ayant eu lieu au 3^{ème} Siècle BC dont l'intensité et la magnitude ont été estimées à $I_0=X$ et $M_s=7.6$, respectivement est attribué à la faille de Parchin (Berberian et al, 1985).

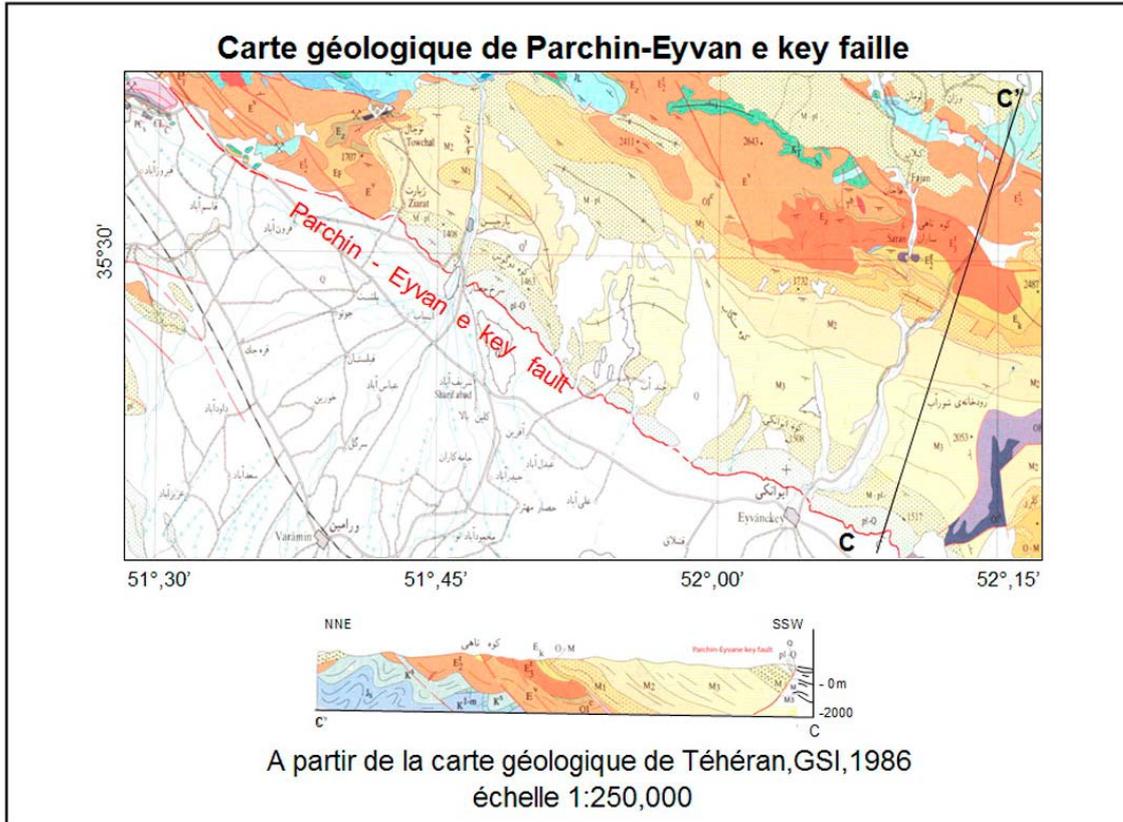


Figure III.100 : Carte géologique de la faille Parchin-Eyvan-e-key au sud-est de Téhéran.



Figure III.101 : Escarpement de la faille Parchin- Eyvan-e-key a partir de image satellitaire de SPOT.

Comme les failles Nord Téhéran et de Rey, les marqueurs de l'activité de la faille de Parchin observables sur les photos aériennes des années 50, sont de nos jours très difficiles à retrouver sur le terrain compte tenu du développement de l'activité humaine dans la région au cours de ces derniers décennies. Notre analyse morphotectonique sur le terrain, très préliminaire, nous permet simplement de confirmer qu'il s'agit d'une faille inverse avec très certainement un pendage faible vers le Nord. Il est probable d'ailleurs que la faille n'atteigne pas la surface et reste cachée sous les sédiments récents dans bien des endroits.

Par ailleurs, notre étude sur le terrain confirme l'existence d'une série d'anciennes lignes de rivages qui avaient été cartographiées par Rieben (1955). Les sédiments correspondent à des sables fins dans lesquels nous avons trouvé des charbons et des coquilles. Ces lignes de rivages qui se connectent avec celles décrites dans la section concernant la faille Nord Téhéran attestent de l'existence d'un immense lac – sebkra qui s'étendait au pied des reliefs de l'Alborz Central dans un passé récent plus humide (Pléistocène moyen - supérieur ?) et qui se serait évaporé au fil du temps. Ce lac – sebkra peut être considéré comme l'ancêtre du lac de Daryacheh Namak qui se trouve maintenant 150 km plus au sud (Figure III.102). Nous avons prélevé quelques échantillons pour faire des datations OSL sur un ligne située à l'altitude de 1070 m (Figure III.104).

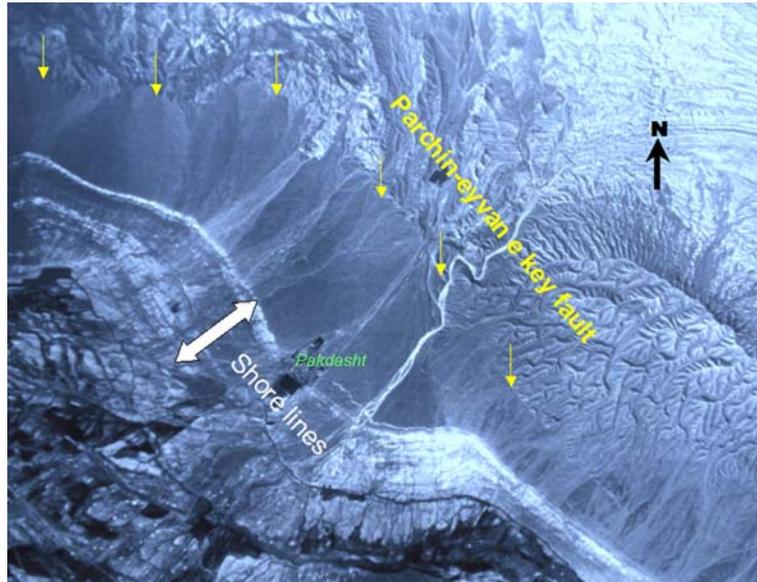


Figure III.102 : Escarpement de la faille de Parchin(flèche jaune) sur Photo aérien de la région sud-est de Téhéran, bande blanc montré par les flèche blanc est la bord septentrional de la bassin Plio- Quaternaire.



Figure III.103 : Escarpement de la faille de Parchin.



Figure III.104 : Dépôts littoral de Plio -Quaternaire au Nord de Pakdasht, vue vers l'Ouest.

III.4.4- Faille de Kahrizak

La faille de Kahrizak est située à 20 kilomètres au sud de la ville de Téhéran et 10 kilomètres au sud de la ville de Rey. Elle constitue la frontière méridionale du piedmont alluvial de Téhéran. Elle est décrite comme une faille inverse à pendage nord et affecte les dépôts sédimentaires récents dits de « Kahrizak » qui correspondent à la formation B (Berberian et al, 1985). De Martini et al, (1988) la décrivent plutôt comme une faille décrochante dextre à composante inverse. En surface, la faille est soulignée par un escarpement formant un mur d'une quinzaine de mètres, (Figure III.107). L'escarpement a une direction N70-80W et se suit sur environ 35 kilomètres (Martini et al,1998) (Figure III.49,III.106). On peut se demander si la faille de Kahrizak ne se connecte pas à la faille de Parchin à l'Est. A l'Ouest, elle pourrait rejoindre une autre structure active (qui n'apparaît pas cartographiée sur la carte géologique 1/250000 présentée dans la Figure III.105), la faille de Robât Karim.

Si l'existence d'un escarpement suggère une activité récente le long de la faille de Kahrizak, l'absence de topographie cumulée suggère au contraire que celle-ci n'existe pas depuis longtemps. D'après les études de sismicité historiques (Berberian et al, 1985), la faille de Kahrizak aurait été la source de plusieurs tremblements de terre historiques : 855-856 AD ($M_s=7.1$ et $I_o=VIII$) ; 864 AD ($M_s=5.3$ et $I_o=VII$) ; 1383 ($I_o=VIII$). D'après une analyse paléosismologique, Martini et al. (1988) ont estimé une vitesse de déplacement verticale minimum d'~1 mm/an et horizontale dextre minimum d'~3.5mm/an pour la période Holocène. D'autre part, une valeur maximum de ~3000 ans est estimée pour la période de récurrence moyenne pour des séismes avec des magnitudes comprises M_w entre 7.0 et 7.4.

Comme pour les failles de Rey, nous n'avons pu effectuer qu'une analyse très préliminaire de l'escarpement de Kahrizak, à partir d'images satellitaires et de photos aériennes, et d'une courte visite sur le terrain ce qui ne nous permet d'apporter de plus amples

informations. Néanmoins, nous avons été étonné de la forme de l'escarpement observé en photo aérienne qui limite une surface Sud étagée vers le bas par rapport à une surface Nord incisée sur une grande largeur depuis l'escarpement, et ceci de façon très monotone et montrant apparemment la même dénivelée tout le long de l'escarpement alors que la direction de la faille change. En fait, en photo aérienne l'escarpement de Kahrizak pourrait très bien être interprété comme un talus de terrasse séparant une surface alluviale jeune au Sud d'une surface plus ancienne au Nord. Si l'escarpement de Kahrizak est lié au jeu d'une faille dextre-inverse, comme le suggère l'étude réalisée par De Martini et al, (1988), on s'attendre à plus de variation de la topographique le long de celui-ci.

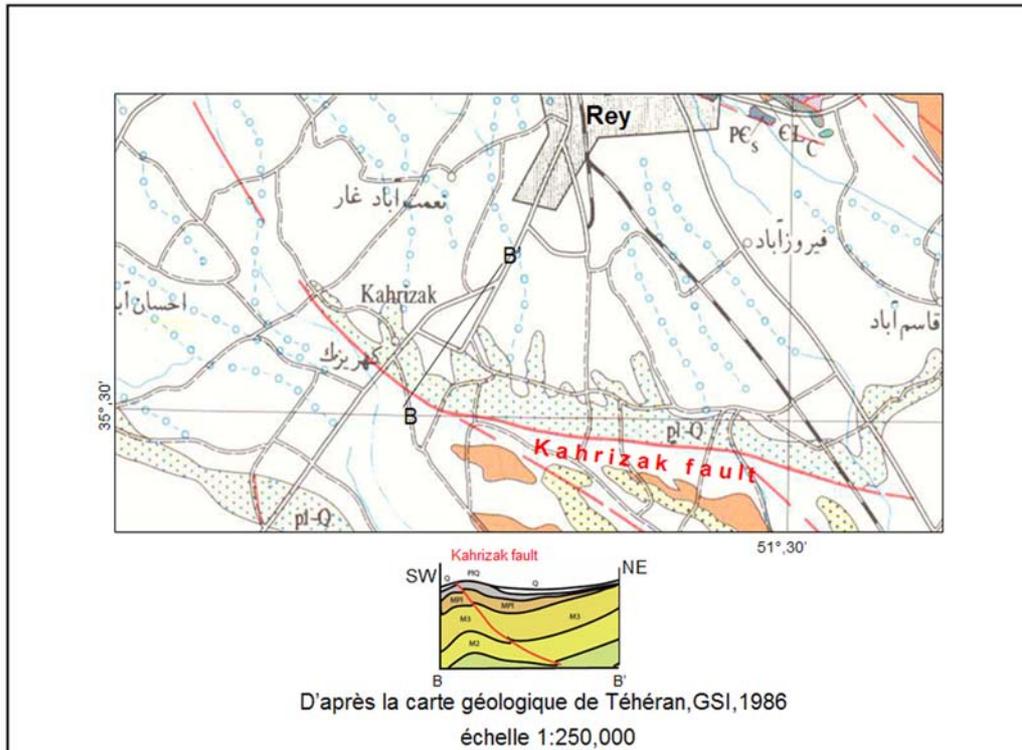


Figure III.105 : Carte géologique de la faille de Kahrizak.

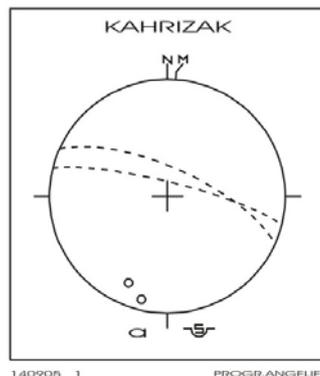


Figure III.106 : Planes mesuré de la faille de Kahrizak dans la tranchée paléoseismologique, d'après Martini et al,(1998).

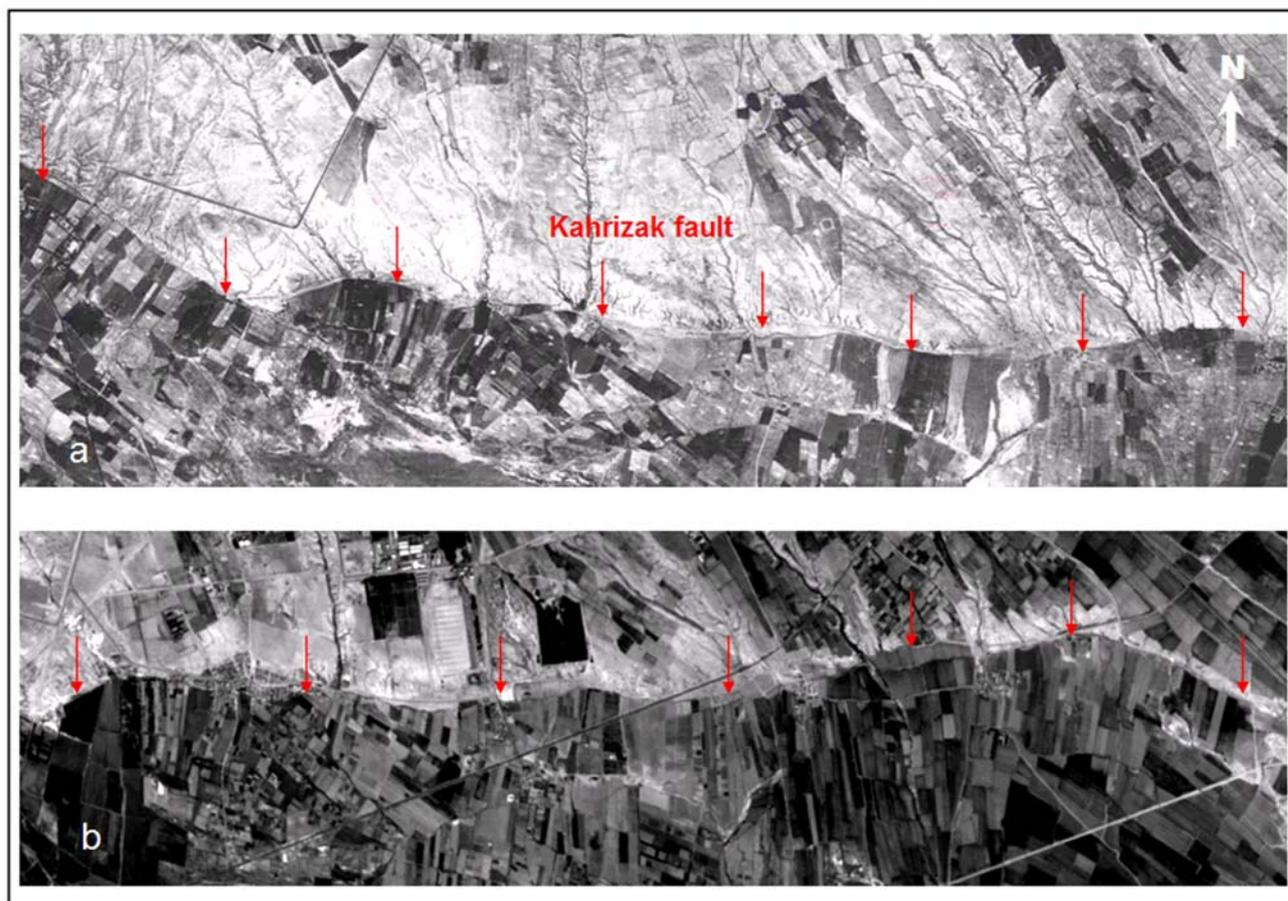


Figure III.107 : Escarpement de la faille de Kahrizak a partir de photo aérien en échelle 1 :50000(a) et photo satellitaire de SPOT(b) au sud de Téhéran.

III.4.5- Faille de Pishva

La faille de Pishva est située au sud-est de Varamin (Sud-est de Téhéran) et correspond à la structure la plus externe de l'Alborz Central. Elle est cartographiée comme une faille chevauchante affectant les dépôts quaternaires de la bordure méridionale de la plaine de Téharan-Varamin (Haghipour 1986),(Abbassi et al, 2005) (Figure III.108,III.109). Sa direction moyenne est NW-SE et sa longueur de 34 km (Figure III.49, III.108, III.109). Sur la base de données néotectonique Abbassi et al, (2005) ont estimé un taux de vitesse de la zone de faille de Pishva-Kuh sorkh égale de 2-4 mm/année (Figure IV.109).

Nous n'avons pas trouvé de description de séismes historiques associés à la faille de Pishva (e.g. Berberian et al, 1985), mais il nous paraît logique de lui associer la même sismicité historique que celle écrites pour les structures telle que la faille de Kahrizak (i.e. 855-856 AD ($M_s=7.1$ et $I_0=VIII$) ; 864 AD ($M_s=5.3$ et $I_0=VII$) ; 1383 AD ($I_0=VIII$)) compte tenu de sa proximité avec cette structure.

Après une analyse préliminaire des photos aériennes, l'image satellitaire (Figure III.112) et une rapide visite de reconnaissance sur le terrain montre que la faille de Pishva cumule une déformation relativement intense dans le Quaternaire puisque l'on observe des strates renversées correspondant à un flanc inverse d'un pli anticlinal déversé vers le Sud (Figure III.109, III.110). Cette déformation plicative est associée à des structures cassantes (Figure III.111). Un escarpement topographique abrupt et localisé est visible immédiatement au Sud mais nous n'avons pas observé de traces de ruptures en surface.

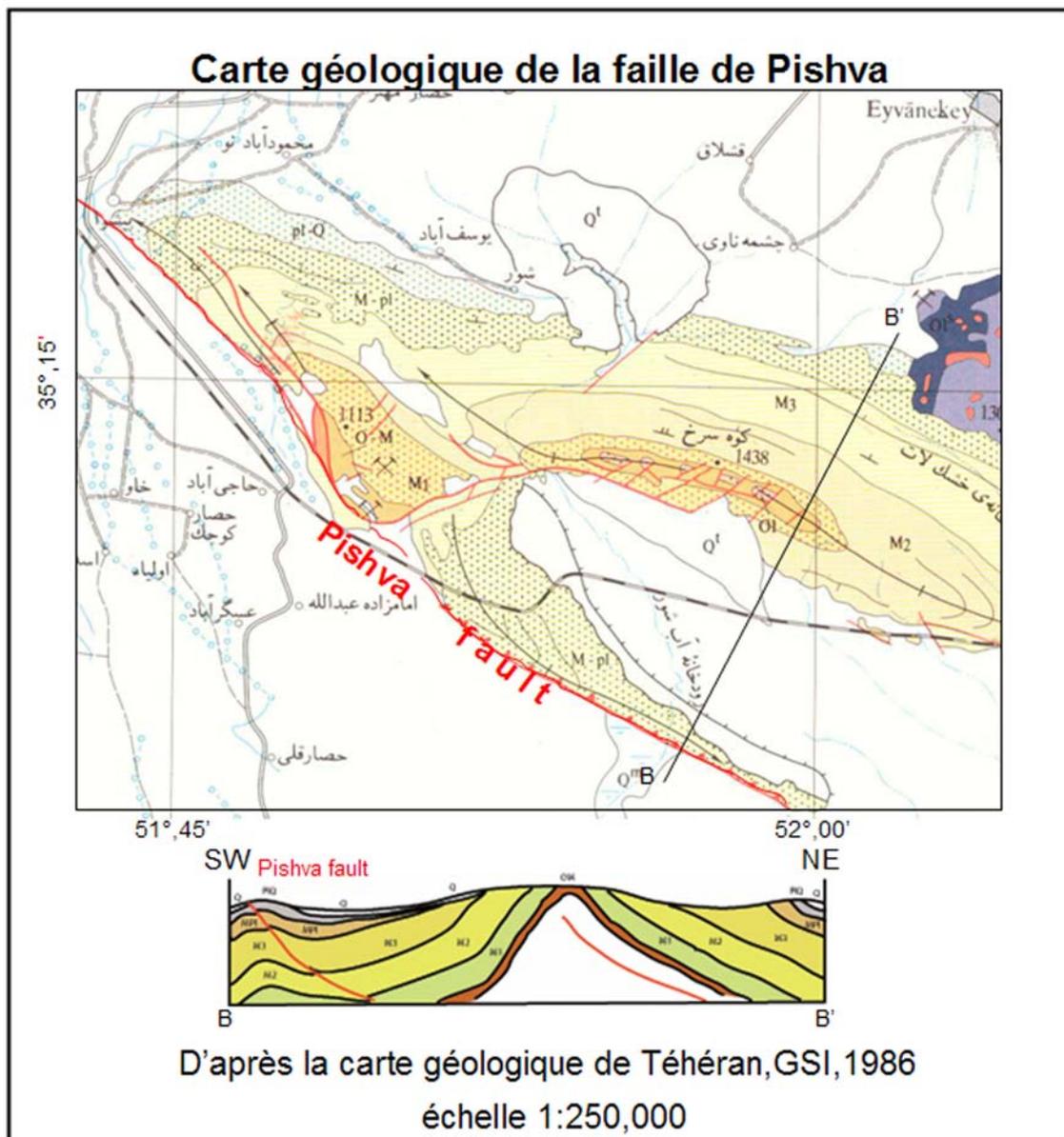


Figure III.108 : Carte géologique du passage de la faille de Pishva au sud-est de téhéran.

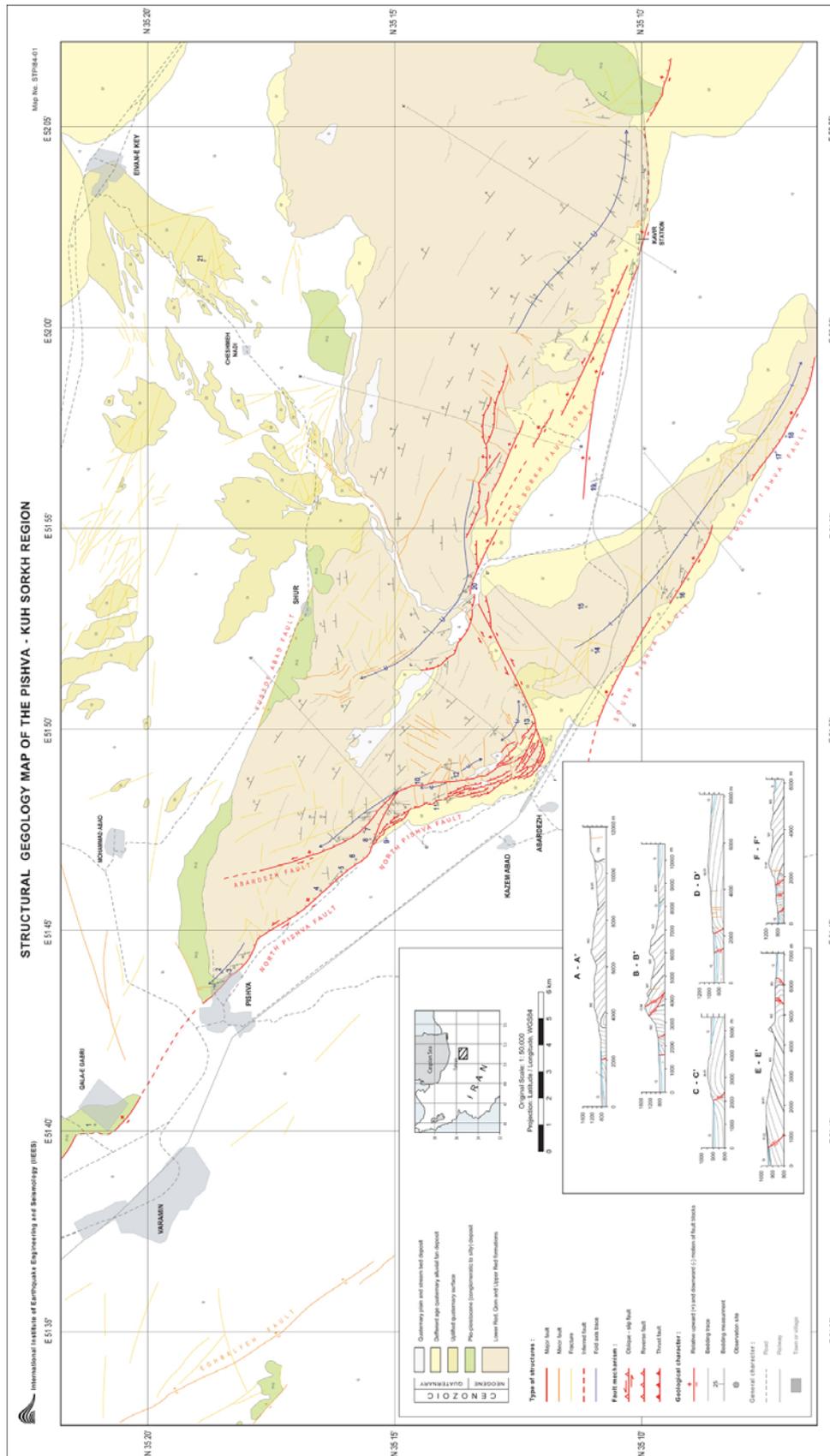


Figure III.109 : Cartographie de la faille de Pishva, d'après Abbassi et al, (2005).

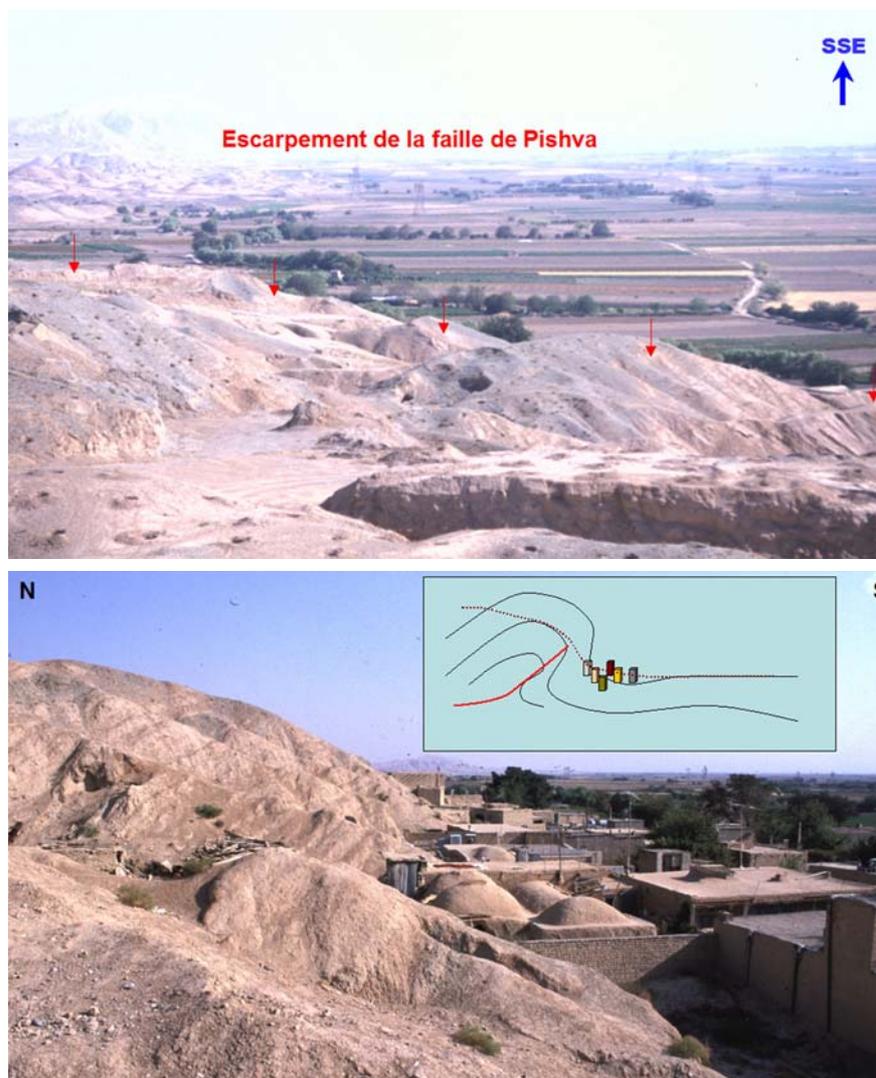


Figure III.110 : Escarpement de la faille de Pishva.

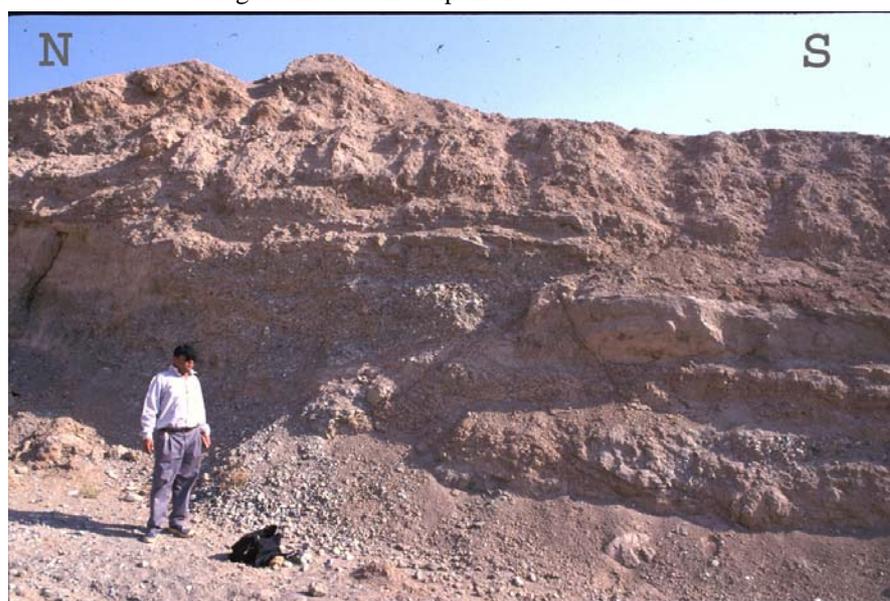


Figure III.111 : Une plane de la faille de Pishva,(échelle Kh. Fegghi)

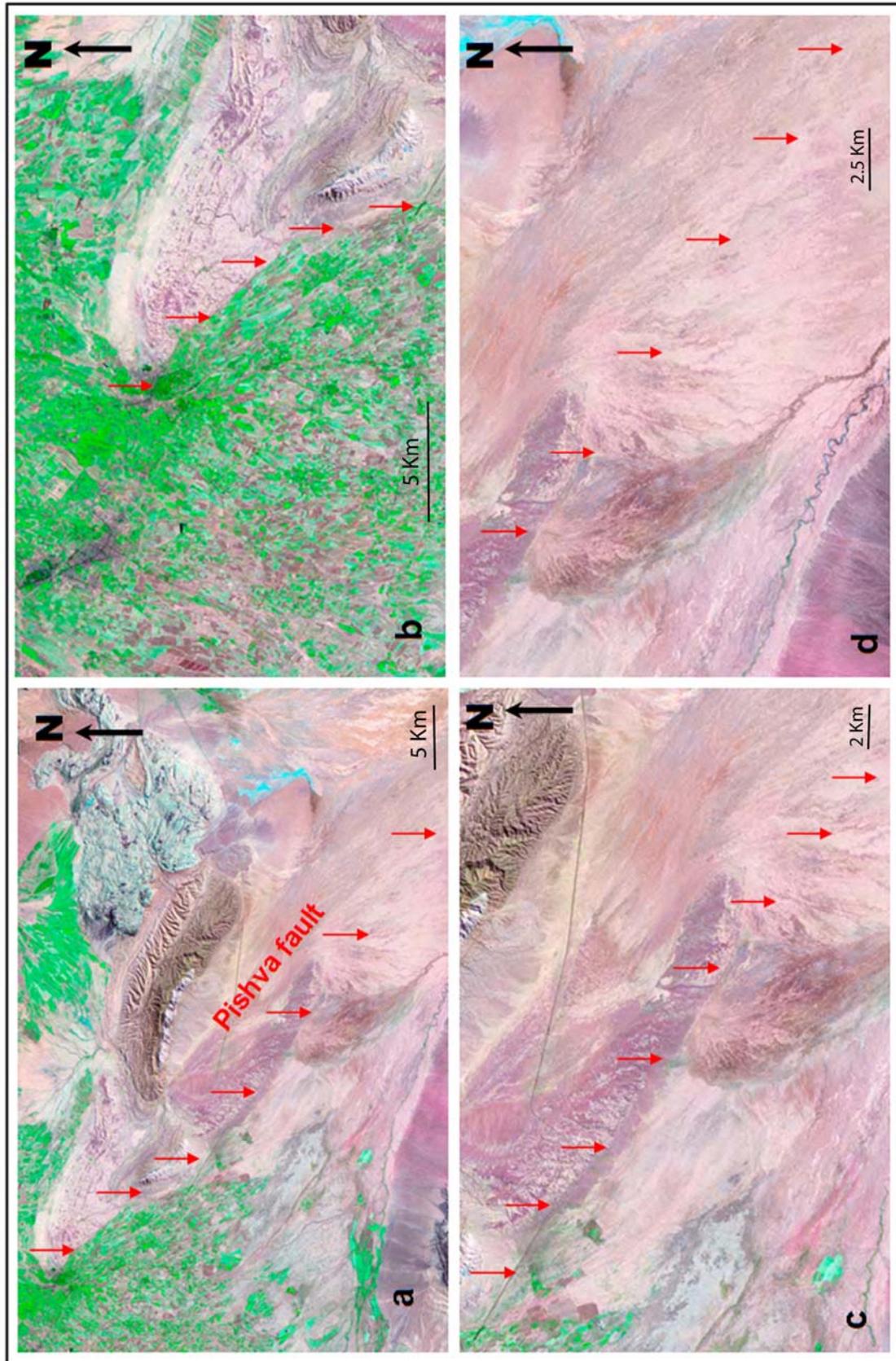


Figure III.112 : Trace de la faille de Pishva sur l'image satellitaire de LANDSAT, vue général de la longueur de la faille(a) ; la partie occidentale de la faille(b) la partie orientale(c) et sa trace sur les dépotes récent de cône colluviale de Quaternaire(d).

Référence :

Abbassi, M. R., Shabaniyan, E., Farbod, Y. (2005). Geometry and Kinematic of the Pishva-Kuh sorkh faults and neotectonics movement along them (in Persian). Tehran, IIEES: 185.

Aghanabati, A., Hamed, A.R. (compilers) (1994). Geological map of Semnan quadrangle, GSI.

Alavi, M. (1996). "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountains in northern Iran." J. Geodynamics **21**(1): 1-33.

Allen, M., Jackson, J., Walker, R. (2004). "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates." Tectonics **23**(TC2800): 16.

Allen, M. B., Vincent, S.J., Ian Alsop, G., Ismail Zadeh, A., Flecker, R. (2003a). "Late Cenozoic deformation in south Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone." Tectonophysics **366**: 223-239.

Allen, M. B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. (2003b). "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran." Journal of Structural Geology **25**: 659-672.

Allenbach, P. (1966). Geologie und petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Alborz), Iran. Mitt. Geol. Inst. E.T.H.U., Univ. Zurich.

Ambraseys, N. N. (1974). Historical Seismicity of Iran. In materials for the study of seismotectonics of Iran. North-central Iran, Geological Survey of Iran: 29,47 -116.

Ambraseys, N. N., Melville, C.P. (1982). "A history of Persian earthquakes." Cambridge University press, New York: 219.

Amini, B., Alenbach, P., Shteiger, R. (1997). Geological map of Damavand, GSI.

Amini, B. (1993). Geological map of Tehran. GSI, GSI.

Anells, R. N., Arturton, R.S., Bazley, R.A.B., Davis, R.G., Hamed, M.A.R., Rahimzadeh, F. (1977). Geological map of Shakran, GSI.

Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, M. (2005). "Microseismicity in the region of Tehran." Tectonophysics **395**: 193-208.

Asserto, R. (1966). Geological map of upper Djairud and Lar valleys (Central Elborz, Iran), Inst. Geol. Univ. Milano.

Berberian, M. (1983). Continental deformation in the Iranian plateau (Contribution to the Seismotectonics of Iran IV). Tehran, GSI: 700.

Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A. (1993). Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the great Ghazvin Region (In Persian), GSI: 61.

Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., Talebian, M. (1996). Seismotectonic and Earthquake-Fault hazard investigations in the Semnan region (In Persian), GSI. **VII**: 268.

Berberian, M., Ghorashi, M., Argangraves, B., Mohajer Ashjaie, A. (1985). Seismotectonic and Earthquake fault hazard investigations in the Tehran region (In Persian). Tehran, GSI.

Berberian, M., King, G.C.P. (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran." Journal Earth Science **18**: 210-265.

Berberian, M., Yeats, R.S. (1999). "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau." Bulletin of seismological Society of America **89**(1): 120-139.

Chapitre III : Analyse morphotectonique de l'Alborz Central

Berberian, M., Yeats, R.S., (2001). "Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau." Journal of Structural Geology **23**: 563-584.

Dederal, E. (1967). Zur Geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales,Zentral-Elborz(Iran). Zurich, Eidgen.Tech. Hochsch,Univ. Zurich,Mitt.Geol.Inst.

Dellenbach, J. (1964). Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Teheran(Iran), Fac. Sci.,Univ. Strasbourg(France).

Dresch, J. (1961). Le Piemont de teheran,In observations de geographie physique en Iran septentrional, Centre Docum,Cart.Geogr.,Mem. et Docum: 85-101.

Ghassemi, M. (2005). "Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault,north-eastern Alborz,Iran." Basin Research **17**: 425-436.

Ghassemi, M. R., Ghorashi, M. (2004). "Regional Study of major Seismogenic faults in alborz(in Farsi)." Research project of Scientific Research council of Iran: 58.

Ghassemi, M. R., Mosavari, F. (2001). "Affective Caspian plate on the Alborz Tectonics(in Farsi)." Proceedings of The 20th. Symposium on Geoscience.

Haghipour, A., Taraz,H.,Vahdati Daneshmand,F. (1986). Geological quadrangle of Tehran,GSI.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. , Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the South caspian Basin." Geophys. J. Int. **148**: 214-245.

Knill, J. L., Jones,K.S. (1968). "Ground Water condition in Greater Tehran." Quart.J.Eng.Geol. **1**: 181-194.

Mallet, R., Ed. (1850-53). On the facts of earthquake phenomena. London, British Assoc.Advancement Sci.

Martini, P. M., Hessami, K., Pantosti,D., Addezio, G.D., Alinaghi,H. (1998). "A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault(Tehran,Iran)." Tectonophysics **287**: 187-199.

Melville, C. P. (1978). Arabic and Persian source material on the historical seismicity of Iran from the 7th to the 17th centuries A.D. Cambridge, Cambridge.

Meyer, S. P. (1967). Die geologie des gebietes Velian-Kechire(Zentral-Elburz),Iran, Tech. Hochsch.,Univ.Zurich,Mitt,Geol. Inst.,.

Myers, W. B., Hamilton,W. (1964). Deformation accompanying The Hebgen Lake,Montana Earthquake of August 17,1959. Washington, GSA: 55-98.

Nabavi, S. M. (1972). The seismicity of Iran. London, London University: 273.

Nabavi, S. M. (1978). "Historical earthquakes in Iran.C.300 B.C.-1900 A.D." Journal Earth and Space Phys. **7**(1): 70-117.

Nazari, H., Ritz, J.F., Ghorashi, M. Abbasi, M., Saidi, A., Shahidi, A.R. , Omrani. J. (2003). Analysing Neotectonic in Central Alborz : Preliminary results. 4th. Internatinal Conferance on Seismology and Earthquake Engeneering (See 4), Tehran,Iran.

Poirier, J. F., Taher,M.A. (1980). "Historical seismicity in the Near and Middle East,north Africa,and Spin from Arabic documents(VIIth-XVIIIth century)." Bull. Seism. Soc. Am. **70**(6): 2185-2201.

Rieben, E. H. (1955). "The geology of the Tehran plain." Am. J. Sci.(253): 617-639.

Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbasi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabanian, E., Tabassi, H.,Farbod, Y.,Lamothe, M.,Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J. , Vernant, P. (2003). Determining the long-term slip rate along the Moshfa Fault,Central Alborz,Iran. 4th. Internatinal Conferance on Seismology and Earthquake Engeneering ,(See 4), Tehran,Iran.

Chapitre III : Analyse morphotectonique de l'Alborz Central

Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. (2006). "Active transtention inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics." Accepted in Geology.

Saidi, A., Ghassemi, M.R., (2003). Geological map of Baladeh, GSI.

Stöcklin, J. (1974). "Northern Iran : Alborz Mountains.,," Geol. Soc. Lon. Special pub. 4: 213-234.

Tchalenko, J. S. (1974). "Recent destructive earthquakes in the central Alborz." GSI 29: 97-116.

Vahdati Daneshmand, F. c. (1991). Geological quadrangle of Amol, GSI.

Vahdati Daneshmand, F. c. (1999). Geological map of Amol, GSI.

Vahdati Daneshmand, F., Nadim, H. (2001). Geological map of Marzan abad, GSI.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. (2004). "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data." Earth and Planetary Science Letters 223: 177-185.

Wells, D. L., Coppersmith, K.J. (1994). "Emprical relationships among magnitude,rupture lenght,rupture area,and surface displacement." Bull. Seismo. Soc. Am.(84): 974-1002.

Yousefi, E., Friedberg, J.L. (1977). Aeromagnetic map of the Amol quadrangle. Tehran, GSI.

Yousefi, E., Friedberg, J.L. (1977). Aeromagnetic map of the Babol quadrangle. Tehran, GSI.

Yousefi, E., Friedberg, J.L. (1977). Aeromagnetic map of the Qazvin quadrangle. Tehran, GSI.

Chapitre IV :
Analyse paléosismologique de l'Alborz
Central

IV.1-Introduction

La paléosismologie joue un rôle important pour l'évaluation de l'alea sismique en fournissant des informations sur âges et les magnitudes des séismes passés. Actuellement, l'alea sismique peut être évalué par des méthodes soit déterministes soit probabilistes (Noller et al, 2000). Les méthodes déterministes utilisent des informations sur le lieu du tremblement de terre maximum dans une région donnée mais ne prend pas en compte d'autres données telle que les taux de glissement sur les failles ou les périodes de retour des tremblements de terre sur ces failles. Les méthodes probabilistes incorporent l'information sur la fréquence des tremblements de terre de diverses tailles et traitent explicitement de l'incertitude sur la source, la taille, et la fréquence des tremblements de terre.

Pour déchiffrer les données enregistrées par les tremblements de terre passés sur différentes failles, l'analyse paléosismique met en œuvre un ensemble de disciplines des géosciences, telle que la géomorphologie, la géologie du Quaternaire, la pédologie, la géochronologie du Quaternaire, la géologie structurale, la géodésie « topographique » (i.e. photogrammétrie, station totale, station GPS cinématique), la géophysique de surface. L'information obtenue par les études paléosismiques contient des données sur la géométrie des failles (direction, pendage, + des compléments d'informations sur la segmentation de la rupture en relation avec l'analyse morphotectonique) et son comportement cosismique (sens de mouvement, récurrence, magnitudes). Les évaluations probabilistes utilisent toutes ces données dans le but de modéliser la distribution temporelle des tremblements de terre. Ainsi, la paléosismologie permet une analyse du comportement à long terme des failles actives (e.g. variations de la distribution temporelle et spatiale des séismes) permettant ainsi d'élargir considérablement le champ d'investigation couvert par l'analyse de la sismicité historique. Les résultats de la paléosismologie combiné ensuite avec les données issues de l'analyse des mouvements forts (accélération du sol) et de la réponse du bâti permet une évaluation du risque sismique à proprement parlé.

IV.1.1-Définition d'une faille active

La définition d'une faille active dépend, en partie de la finalité pour laquelle cette activité doit être définie (e.g. géodynamique quaternaire, risque urbain, risque associé à des secteurs industriels sensibles tels que le stockage de déchets, etc....). Slemmons (1977) distingue deux définitions : une définition à but « géologique » et une définition à but « technologique ». Du point de vue géologique, une faille active est une faille qui s'est formée ou qui a modifié le cadre sismotectonique dans lequel nous vivons et qui continuera de jouer dans le futur. Cette définition inclut généralement toute faille qui s'est déplacée au cours du Quaternaire (-1,65 millions années) (Noller et al, 2000). Pour l'ingénieur, une faille active est une faille qui a bougé dans un intervalle de temps donné. Cet intervalle de temps dépend du niveau de risque que l'on accepte pour telle ou telle structure. Il est généralement établi par des organismes de normalisation fédérale ou d'état. Ainsi, par exemple, la Commission de Normalisation Nucléaire des Etats-Unis distingue-t-elle une faille « active » d'une faille « capable » (de produire un tremblement de terre dans un sens

« technologique ») : Une source tectonique « capable » est définie, comme une faille qui a produit une déformation une fois au cours des 50.000 dernières années ou plus d'une fois au cours des 500.000 dernières années (Guide de normalisation des USA NRC 1,165, 1997 *in* Noller et al, 2000).

L'évaluation qui permet de considérer si une faille est active ou inactive (dans un contexte géologique ou de technologie) est généralement une interprétation faite par un géologue basé sur les données géodésiques, sismologiques, historiques, géologiques disponibles. Dans le cadre de ce travail sur l'analyse de la tectonique active dans l'Alborz Central, nous avons considéré la définition d'une faille active au sens géologique du terme notamment du point de vue l'approche morphotectonique. Mais il est clair que l'analyse paléosismologique (dont nous réduisons la définition à l'approche en tranchée, du fait de la gamme de temps considérée et des techniques d'observation et d'analyse employées en comparaison de celles employées en morphotectonique) fournit des informations qui ont trait à la définition d'une faille active au sens « technologique ».

Le travail de paléosismologie a porté sur 5 failles : les failles de Taleghan, Mosha, Firuzkuh, Nord Téhéran et Nord Rey. L'analyse paléosismologique sur la faille de Mosha fait actuellement l'objet d'un autre travail de thèse (Shahryar Solaymani, de l'IIIES, encadré également par J-F Ritz) auquel j'ai participé en tant que collaborateur. En ce qui concerne l'analyse paléosismologique sur cette faille, ne seront présentés ici que les résultats publiés ou présentés dans des réunions scientifiques.

IV.2-Faille de Taléghan

L'étude paléosismologique sur la faille de Taléghan a été réalisée au cours de l'année 2004. Deux tranchées ont été creusées à travers l'escarpement de faille sur qui affecte le flanc Nord du mont Pish-Chal et qui avait été reconnu au préalable par l'analyse morphotectonique (voir chapitre précédent). Ces 2 sites de tranchées sont juste à côté l'un de l'autre et correspondent à des dépressions fermées (« sag ponds ») issues du mouvement sur la faille, dans lesquelles des dépôts colluviaux ont été piégés. Les coordonnées géographiques (GPS) du site sont : $36^{\circ} 07' 25.7''$ N ; $51^{\circ} 12' 38.1''$ E et $36^{\circ} 07' 26.0''$ N ; $51^{\circ} 12' 37.4''$ E (Figure IV.1).

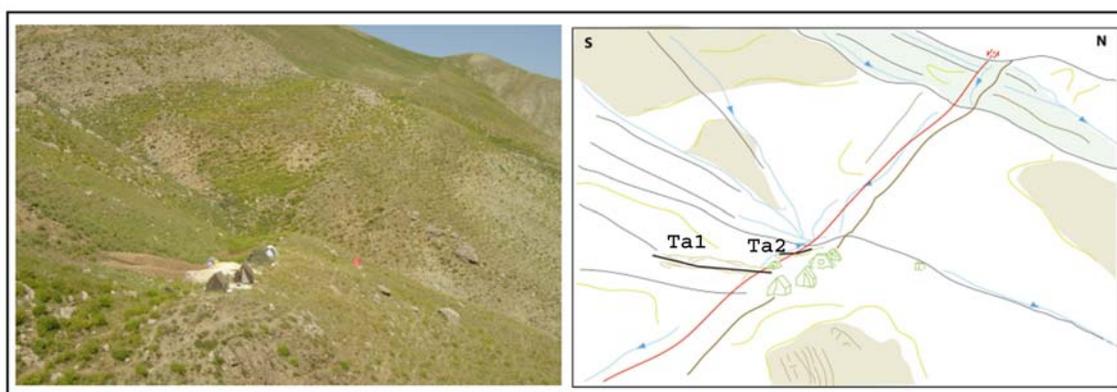


Figure IV.1 : Photo montrant le site de tranchée le long de l'escarpement associé au mouvement récent de la faille de Taléghan (à gauche) et schématique explicatif (à droite),bleue :la drainage,rouge :la faille,maronne :escarpement,gris :crêt.

Les paramètres géométriques des 2 tranchées, longueur, largeur et profondeur toutes les deux de direction $N015^{\circ}E$ sont : pour Ta_1 : 15 m, 1 m et 4m ; pour Ta_2 : 6m, 1 m et 4 m (Figure IV.2).



Figure IV.2 : Photos du site étudié en paléosismologie le long de la faille de Taléghan : a et b) vue de l'escarpement qui a été tranché ; c et d) vue de la tranchée « Tal » en plongée et contre-plongée (la zone de rupture se situe entre l'unité blanche et l'unité marron) ; e et f) photos de détails de la zone de faille.

IV.2.1-Description des tranchées :

Nous avons logué les murs Est des 2 tranchées avec une grille de référence à carreaux de 1m x 1m. Les loges ont été levé au 1/10^{ème} avec une précision de 0.5 cm. Nous décrivons ci-après les différentes unités stratigraphique d'après leur nature, leur granulométrie (le cas échéant), leur de couleur, et le type de matrice (Figure IV.3, IV.4, IV.6, IV.7) :

Tranchée Ta1 :

- 1 : Roche volcanique et volcano -sédimentaire gris-clair (formation de Karadj, Eocène).
- 2 : Roche volcanique à volcano-sédimentaire blanc à chamois (formation de Karadj, Eocène), avec altération argileuse.
- 3 : Zone de gouge, de couleur olive à vert brunâtre des minérales argileuse (, non- stratifié (semblable à unités 4 et 6 dans la tranchée Ta2).
- 4 : Roche volcanique à la volcan- sédimentaire brun jaunâtre (Formation Karadj, Eocène) avec altération argileuse.
- 5 : Matrice limoneuse, brun clair, clastes 10% (5mm-5cm), classé, non stratifié (Semblable à unité 8 dans la tranchée Ta2).
- 6 : Sol végétale brune foncée, s'enracine, les clastes 40% (5mm-5cm) (semblable À unité 1 dans la tranchée Ta2).
- 7 : Matrice limoneuse brun clair, clastes 30% (5mm-8cm), non- stratifiée (similaire à l'unité 9 dans la tranchée Ta2).
- 8 : Matrice limoneuse brun clair, clastes 30% (3mm-5cm), quelques très grands clastes de blocs calcaires (≥ 25 cm).
- 9 : Matrice limoneuse brun clair non- stratifié, clastes 20% (3mm-3cm), classé non- stratifié.
- 10 : Brun clair pour polir la matrice limoneuse, clastes 20% (3mm-2cm), classé, non stratifié.
- 11 : Matrice limoneuse brune, clastes 30% (3mm-2cm), un bloc très grand de calcaire (25cm), assorti, non- stratifié.
- 12 : Unité brunâtre à matrice limoneuse brun foncée, les clastes 10% (3mm-3cm), bien assorti, non-stratifiée.
- 13 : Limoneuse brunâtre à brun foncé à la matrice limoneuse boueuse, les clastes 10% (5mm-15cm), quelques grands clastes (~25cm) avec le matériel organique dans la proximité d'elles, bien assorti, non- stratifié.
- 14 : les roches volcaniques à volcan- sédimentaire blanc (formation de Karadj, Eocène-), avec l'altération argileuse.



Figure IV.3 : Vue vers le Nord du mur oriental de ta tranchée Ta1 sur la faille de Taléghan.

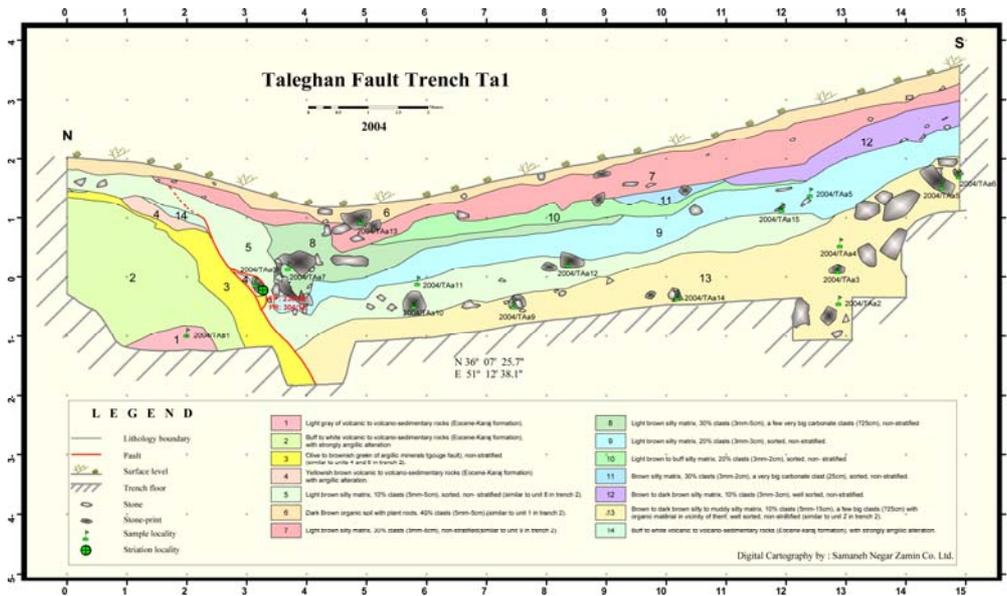


Figure IV.4 : Log du mur oriental de la tranchée Ta1 sur la faille de Taleghan.

Nous présentons ci-après un log dans lequel nous avons rassemblé (après une première interprétation) les unités qui nous semble du même âge (ie. les unités 10, 11 et 12) après les avoir séparé dans un premier temps sur la base de leurs caractéristiques stratigraphiques. Il s'agit donc d'un log interprété en termes de marqueurs isochrones (Figure IV.5).

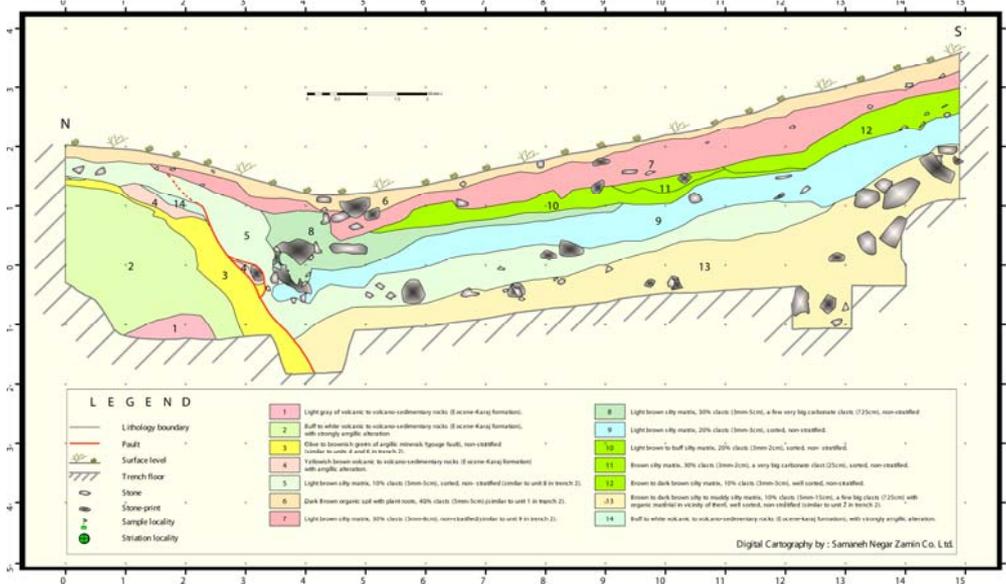


Figure IV.5 : Log du mur oriental de la tranchée Ta1 sur la faille de Taléghan après interprétation des unités en termes d'isochrone.

Tranchée Ta2 :

1. Sol végétal brune foncée avec des racines (semblables à unité 6 dans tranchée Ta1).
2. limoneuse brun clair à la matrice limoneuse argileuse, clastes 30% (5mm-7cm), quelques grands clastes (~25cm) avec le matériel organique dans la proximité d'elles, assorti, non- stratifié (semblable à unité 13 dans tranchée Ta1).
3. le mélange des dépôts détritiques boueux limoneuse bruns rougeâtres et de la roche argileuse verte, clastes 60% (çm-7cm), quelques grands clastes (≤ 15 centimètres) avec le matériel organique dans la proximité d'eux.
4. Olive au vert brunâtre des minerais argileuse (gouge), quelques grands clastes de cailloux calcaires (~10cm), non- stratifiés (semblable à unité 3 dans tranchée Ta1).
5. la roche volcanique blanc à volcan- sédimentaire (formation de Karadj, Eocène), avec l'altération argileuse (semblable à unité 2 dans tranchée Ta1).
6. Olive au vert brunâtre des minerais argileuse (gouge), non- stratifié (semblable à unité 3 dans tranchée Ta1).
7. les roches volcaniques brunes jaunâtres à volcan- sédimentaire (formation de Karadj, Eocène) avec l'altération argileuse (semblable à unité 1 dans tranchée 1).
8. Matrice limoneuse brune, clastes 10% (5mm-7cm), quelques grands clastes (~25cm) avec Le matériel organique dans la proximité d'eux, non- stratifiée (semblable à unité 5 dans tranchée 1).
9. Brun à limoneuse gris à la matrice limoneuse arénacée, clastes 80% (3mm-5cm), non- stratifié, Lâche (semblable à unité 7 dans tranchée 1).
10. La matrice limoneuse brune, les clastes 50% (çm-4 cm), non- stratifiés, cette unité est le changement latéral de l'unité 8.



Figure IV.6 : Vue plongeante vers le Sud de la tranchée Ta2.

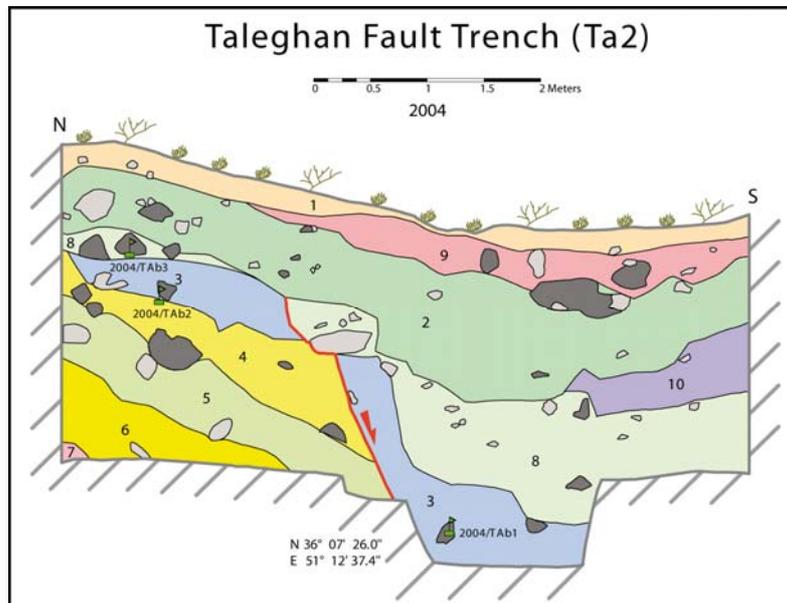


Figure IV.7 : Log du mur oriental de la tranchée Ta2 sur la faille de Taléghan.

IV.2.2 - Interprétations

La première observation importante fournie par ces tranchées est l'information concernant le pendage vers le Sud de la faille de Taleghan ainsi que sa cinématique en faille normale. Ceci qui est parfaitement cohérent avec les résultats déduits de l'analyse morphotectonique. Le plan de la faille a un pendage de 55° vers le Sud (Figure IV.4, IV.7).

On ne voit pas d'évidences structurales directes de ce qui a été probablement un jeu inverse - ante Quaternaire – mais on peut supposer que la zone de gouge observée dans la tranchée puisse être associée à cette tectonique plus ancienne (et à l'époque plus profonde) qui avait cumulé plus de déformation que la tectonique en faille normale senestre qui l'a inversé très récemment d'après l'analyse morphotectonique (rappelons ici que l'escarpement à contre-pente visible tout le long de la faille de Taleghan totalise au maximum 350 m de dénivelé).

L'interprétation du log en termes d'événements est basée à la fois sur la stratigraphie des unités - notamment en ce qui concerne le critère de grano-classement (« sorting ») et/ou de stratification (« stratified ») - et sur la géométrie des structures qui les affectent. Il faut cependant noter qu'il a été difficile sur le terrain de séparer les unités colluviales provenant de la destruction de l'escarpement de celles provenant de la pente topographique situé en amont au Sud. Aussi certaines unités apparaissent comme un drapage de l'ensemble de la zone d'escarpement alors qu'elles correspondent à une interstratification de matériel de l'escarpement au Nord et de la pente topographique au Sud:

Tranchée « Ta1 » : nous avons identifié 4 paléoséismes (Figure IV.5) – 3 paraissent indéniables, le quatrième – le plus récent – repose sur des données moins robustes. Ces quatre séismes sont matérialisés par les événements horizons correspondant aux sommets des unités 10, 9, 5 et 13 (« event horizon » défini le marqueur stratigraphique le plus jeune affecté par l'événement en question ; Cf « The Geology of Earthquakes » (Yeats, 1996). En général il s'agit du sol, à l'époque de l'événement en question (Pantosti et al., 1993)). Pour mieux comprendre les relations entre ces différentes unités, les événements, et évaluer la composante verticale qui leur est associée, nous proposons une analyse rétrospective qui nous permet d'établir une succession d'étapes vraisemblables (Figure IV.8) :

Événement 1 – Unité 10 : L'unité 10 correspondrait à l'événement horizon le plus récent (à proximité de la zone de rupture, l'unité 10 n'a pas été identifiée et il faut considérer l'événement horizon comme le sommet de l'unité 8). Cet événement est matérialisé par l'existence de l'unité colluvial 7 qui la recouvre et qui pourrait correspondre au Nord à l'effondrement-érosion d'un escarpement, ainsi que par l'existence de fines fractures affectant l'unité 5 au niveau de la zone de rupture. La datation ^{14}C de matériel organique (sol) autour d'un des blocs présent dans l'unité place cet événement antérieurement à 125 ± 40 ans BP (1660 calAD après calibration) et postérieurement à 1780 ± 60 ans BP (134-339 ans calAD), âge obtenu sur du matériel organique (sol) autour d'un des gros blocs de l'unité 8 sous-jacente. On ne peut estimer directement le rejet associé à cet événement, mais si on considère l'épaisseur de l'unité colluvial 7 ($A-A' = 40$ cm) – et en faisant l'hypothèse que l'épaisseur de colluvions issues de la destruction d'un escarpement de faille est directement proportionnelle à la hauteur de celui-ci (cf McCalpin, 1996) - on peut considérer que le rejet vertical apparent associé à cet événement serait autour de 40 cm, ce qui donne un rejet apparent le long de la faille de 50 cm.

En fait, si on considère les données stratigraphiques et géochronologiques avec les données historiques, 2 interprétations sont possibles : i) L'unité 10 correspond bien à un événement horizon et est recouverte par des dépôts colluviaux dont la mise en place est associée soit au séisme historique de 958 AD (attribué classiquement à la région de Taleghan), soit au séisme historique de 1665 AD attribué au segment oriental de la faille de Mosha. ii) L'unité 10 ne correspond pas à un événement horizon et la mise en place l'unité 7 serait lié à un éboulement contemporain du séisme historique de 1665 AD sur la faille de Mosha.

Événement 2 – Unité 9 : L'unité 9 correspond à l'événement horizon pénultième. L'unité est recouverte par l'unité de coin colluvial 8 épais et contenant de gros blocs. On peut associer à cet événement le décalage apparent observé au niveau de la base de l'unité 4 le long

de la faille qui est de 136 cm (entre les points B-B') auquel il faut soustraire les 50 cm de l'événement 1 (dans le cas d'un seul événement postérieur à l'unité 9, le décalage est de 136 cm). Cet événement est antérieur à 1780 ± 60 ans BP (134-339 ans cal AD), âge obtenu sur du matériel organique (sol) autour d'un des gros blocs de l'unité 8. Cet âge ne peut être mis en rapport avec aucun événement historique connu faute de données historiques pour la période pré-islamique. Néanmoins, si on considère que cet âge date la formation d'un coin colluvial relatif à la destruction d'un escarpement avec effondrement et piégeage à son pied, on peut considérer que l'âge de 134-339 cal AD date un événement sur la faille de Taleghan.

Si on considère maintenant, que la formation du sol daté est liée à l'enfouissement de blocs, l'âge obtenu date l'éboulement de la pente Sud. La plupart des gros blocs piégés au Sud de l'escarpement sont des blocs de calcaires jurassiques. Ils correspondent par conséquent à des éboulements provenant de la pente Sud. L'éboulement peut être contemporain d'un séisme ayant eu lieu sur la faille de Taleghan, ou bien sur une faille voisine ou bien être associés à des processus de pente « asismiques ». Dans ce cas le séisme sur la faille de Taleghan peut avoir eu lieu quelques temps avant 134-339 cal AD.

Événement 3 – Unité 5 : L'unité 5 marque l'événement antérieur. Elle est recouverte par l'unité 9 qui a valeur de coin colluvial mais qui inclue également des colluvions issues de la pente située au Sud. Le décalage C-C' de la base de l'unité 5 est estimé à 116 cm si on considère une faille linéaire et à 125 cm si on considère une géométrie de faille courbe. Les âges ^{14}C de la base de l'unité 9 (3696 – 3588 ans cal BP) postérieure au séisme, et du sommet de l'unité 5 (3687 – 3473 ans cal BP) antérieur au séisme se recouvrant indiquent que l'événement a eu lieu dans la période d'intersection 3687 - 3588 ans cal BP.

Événement 4 – Unité 13 : l'unité 13 correspond certainement à un événement plus ancien qui a donné lieu au dépôt de l'unité 5. On ne peut estimer directement une valeur de décalage associé à cet événement. L'épaisseur D-D' de l'unité 5 - là où elle est le mieux préservée au dessus de la rupture - nous donne une estimation indirecte du rejet vertical apparent le long de la faille de 100 cm. Ceci donne un rejet apparent le long de la faille de 1.22 cm. Les âges ^{14}C de la base de l'unité 5 (4524- 4415 ans cal BP) postérieure au séisme, et du sommet de l'unité 13 (5282 – 4974 ans cal BP) antérieur au séisme encadrent cet événement.

A partir des valeurs de décalages apparents le long de la faille estimées pour les 4 événements, nous pouvons estimer des valeurs de rejets réels le long de la faille connaissant l'angle de pitch (50°E), calculé au chapitre morphotectonique. Nous obtenons les valeurs $R=0.65$ m, 1.12 m, 1.51/1.63 m et 1.60 m ($R=Vf/\text{Sin pitch}$) pour les 4 événements respectivement. Ces valeurs permettent d'encadrer les magnitudes M_w des événements d'après les fonctions empiriques de Wells and Coppersmith (1994) définies pour un rejet moyen ou un rejet maximum dans le cas de failles normales et décrochant (Tableau IV.1).

Ev.	Décalage(m)	R(m)	$M_w(\text{AD}),\text{Normal}$	$M_w(\text{MD}),\text{Normal}$	$M_w(\text{AD}),\text{Déc.}$	$M_w(\text{MD}),\text{Déc.}$
Ev 1	0.5	0.65	6.60	6.50	6.87	6.66
Ev 2	0.86	1.12	6.80	6.64	7.10	6.85
Ev 3	1.16/1.25	1.51/1.63	6.90/6.91	6.73/6.76	7.20/7.22	6.95/6.98
Ev 4	1.22	1.60	6.91	6.75	7.22	6.97
Ev1,2*	1.36	1.80	6.95	6.80	7.27	7.01

Tableau IV.1 : Estimation des magnitudes à partir des décalages verticaux apparents.

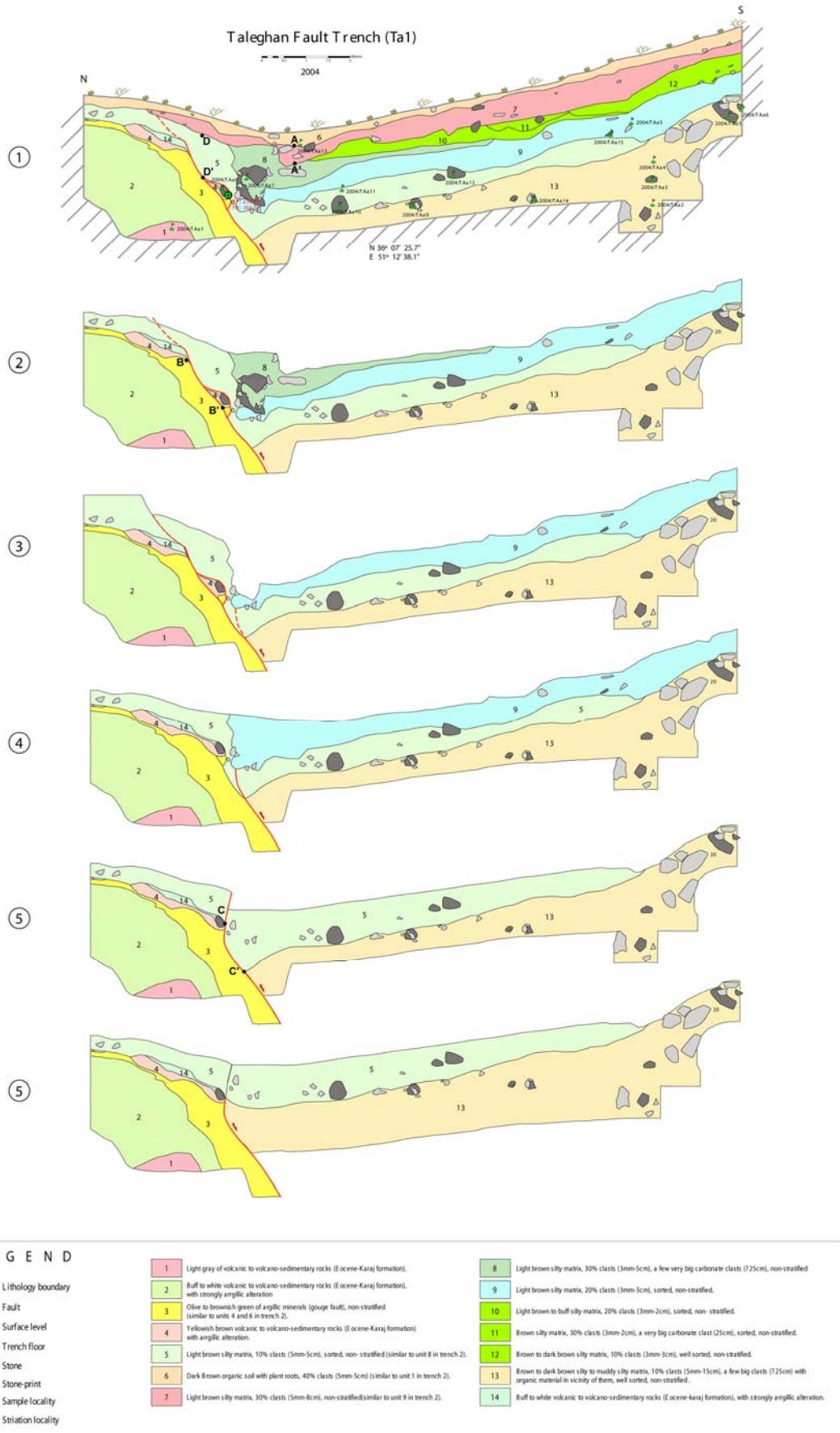


Figure IV.8 : Scénario de l'interprétation des paléo séismes enregistré sur la faille de Taléghan a la tranchée Ta1.

Les données de datation (Tableau IV.2) montrent que 3 ou 4 événements, cumulant ~5 m de déplacement réel le long de la faille (d'après la combinaison des rejets apparents observés le long de la faille et la détermination du pitch à partir de l'analyse morphotectonique le long de la faille se sont produits sur la faille de Taleghan entre 5047 ans cal BP et 273 ans cal BP (date du dernier événement antérieur à une date plus récente que 1660 AD). Si on fait un calcul de l'intervalle de récurrence moyen en supposant une distribution régulière de 4 événements dans cet intervalle de temps (4774 ans), on obtient un intervalle de récurrence moyen de 1193 ans. Avec seulement 3 séismes cela donne, 1591 ans. La vitesse de déplacement moyenne sur la faille pour cette période de temps est d'environ 1 mm/a).

Unité-Tranchée	Echantillon	Age ¹⁴ C BP	Age ¹⁴ C (calAD)	Age ¹⁴ C (calBC)	Age ¹⁴ C (cal BP)
13-Ta1	TA2	6130 ± 90	-	5228(-)4859	7178(-)6809
13-Ta1	TA6	3140 ± 50	-	1487(-)1322	3437(-)3272
8-Ta1	TA7	1780 ± 60	134(-)339	-	1816(-)1611
5-Ta1	TA8	3310 ± 70	-	1685(-) 1517	3635(-) 3467
13-Ta1	TA9	4460 ± 50	-	3332(-) 3024	5282(-) 4974
5-Ta1	TA10	3995 ± 50	-	2574(-) 2465	4524(-) 4415
5-Ta1	TA12	3350 ± 70	-	1737(-) 1523	3687(-) 3473
6-Ta1	TA13	0125 ± 40	1671(-) 1955	-	0279(-) -0005
9-Ta1	TA15	3410 ± 50	-	1746(-) 1638	3696(-) 3588

Tableau IV.2 : Les âges obtenu par la méthode ¹⁴ C, tranchée Ta1, (cal BP = cal BC + 1950 et cal BP = 1950 – cal AD).

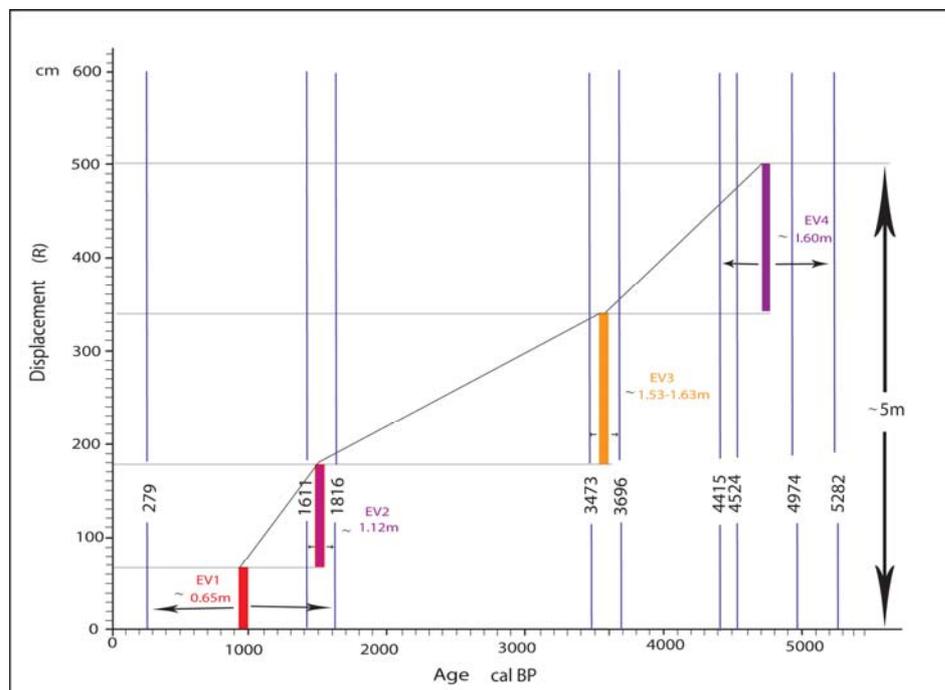


Figure IV.9 : l'événement sismique associé à la faille de Taleghan, tranchée Ta1.

Tranchée « Ta2 » : Cette tranchée est plus petite que la tranchée « Ta1 ». Nous avons pu identifier clairement 2 paléoséismes (Figure IV.7). Mais la question d'un troisième événement (le plus récent) se pose du fait des observations faites dans la tranchée 1 ainsi qu'aux vues de la stratigraphie des 2 unités supérieures (unités 9 et 1).

Les 2 séismes évidents sont matérialisés par les événements horizons correspondants aux sommets des unités 8 et 3. L'analyse rétrospective nous donne le scénario suivant (Figure IV.10) :

Événement 1- Unité 8 : L'unité 8 correspond à l'événement horizon recouvert par l'unité colluvial 2. On peut associer à cet évènement un décalage minimum A-A' de 70 cm. Cet évènement est postérieur à 3693 -3568 ans cal BP (âge 14C de la base de l'unité 2).

Événement 2- Unité 3 : L'unité 3 correspond à évènement horizon antérieure affectée par une flexure sans rupture évidente. Cette structure est compatible avec sa nature argileuse. L'unité 8 a valeur d'unité de coin colluvial avec interstratification de matériel colluvial issu de la pente située au Sud. Il est difficile d'associer une valeur de décalage. Si l'on considère que le sommet de l'unité 3 formait une cuvette régulière avant l'évènement, on peut estimer un rejet apparent B-B' de 112 cm. D'après les âges 14C, cet évènement a eu lieu peu de temps avant 3693 -3568 ans cal BP, âge de la base de l'unité 2, et après 7969 – 7793 cal BP âge obtenu sur du matériel organique situé sous un bloc incorporé dans l'unité 3.

Qu'en est-il de la question d'un autre évènement (plus récent) ? : La forme de l'unité colluviale 2 associée à l'existence d'une zone de gouge et la présence de gros blocs dans les toutes les unités du mur de la faille suggère l'existence d'une rupture plus au Nord. Celle-ci n'aurait pas été vue du fait de la faible extension de la tranchée vers le Nord. L'unité 2 pourrait bien correspondre à un évènement horizon recouvert par l'unité colluviale 9. Cette interprétation rendrait les observations faites dans la tranchée Ta2 parfaitement cohérente avec celles de la tranchée 1 notamment du point de vue des décalages. Notons que la date d'un paléoséisme autour de 3600 ans cal BP est de toute façon cohérente d'une tranchée à l'autre.

Le seul point d'incohérence avec la tranchée Ta1 est l'absence de marqueur stratigraphique indiquant un évènement entre 7969 – 7793 cal BP (âge obtenu pour l'unité 3) et 3600 ans (dans la tranchée Ta2, cet évènement est caractérisé par l'évènement horizon 13 qui est matérialisé par un clair changement de couleur de la matrice). Cependant, nous donnons plus de crédits aux observations plus détaillées et plus complètes faites dans la tranchée Ta1.

N°	Décalage(m)	R(m)	Mw(AD),Normal	Mw(MD),Normal	Mw(AD),Déc.	Mw(MD),Déc.
Ev 1	0.7	0.9	6.75	6.6	7	6.8
Ev 2	1.12	1.46	7.43	7.32	7.18	6.9

Tableau IV.3 : Les magnitudes estimées d'après les valeurs de rejets verticales et apparent, tranchée Ta2.

Unité	Echantillon	Age ¹⁴ C BP	Age ¹⁴ C (calAD)	Age ¹⁴ C (calBC)	Age ¹⁴ C (cal BP)
3-Ta2	TAB1	7090 ± 80	-	6019(-) 5843	7969 (-) 7793
3-Ta2	TAB3	3390 ± 60	-	1743(-) 1618	3693 (-) 3568

Tableau IV. 4 : Les âges obtenu par la méthode ¹⁴ C, tranchée Ta2, (cal BP = cal BC + 1950 et cal BP = 1950 – cal AD).

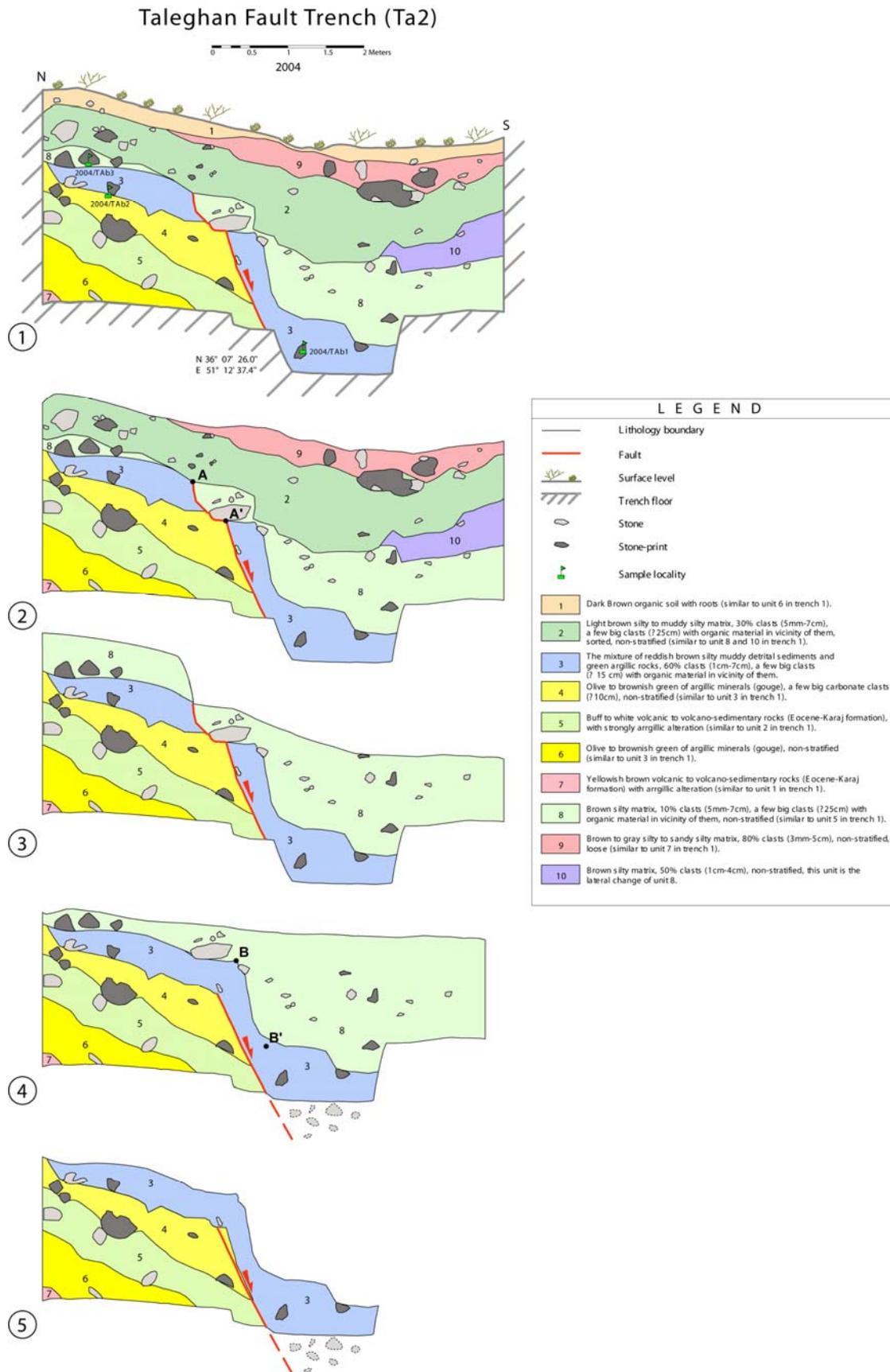


Figure IV.10 : Scénario de l'interprétation des paléo séismes enregistré sur la faille de Taléghan a la tranchée Ta2.

IV.3-Faille de Mosha

L'analyse de la paléosismologie sur la faille de Mosha-Est a commencé en 2000 dans la partie Ouest de la vallée de Mosha (Solaymani et al, 2004). A partir du Printemps 2001, une nouvelle campagne de paléosismologie sur le segment Est de la faille a commencée. Quatre tranchées ont été creusées au travers de l'escarpement de faille (+ une tranchée longitudinale) qui affecte le flanc Sud du mont Gale-Var a l'Ouest du Lac de Tar et qui avait été reconnu au préalable par l'analyse morphotectonique (voir chapitre précédant). Les sites de tranchées correspondent à des dépressions fermées (« sag ponds ») issues du mouvement décrochant senestre-normal sur la faille, dans lesquelles des dépôts colluviaux ont été piégés (Figure IV.11). Cette étude toujours en cours fait l'objet d'une partie de la thèse de S. Solaymani qui sera soutenue en 2007-2008. Nous ne présenterons ici que les résultats préliminaires qui ont été publiés à l'occasion du congrès SEE4, à Téhéran en Mai 2003 (Ritz et al, 2003). Une copie de l'article est jointe en annexe.



Figure IV.11 : Un des sites paléosismologiques sur la faille de Mosha réalisé par l'IIIES (L'échelle est donnée S. Solaymani qui se tient debout à l'extrémité Sud de la tranchée T1)

IV.4-Faille de Firouzkuh

L'étude paléosismologique sur la faille de Firouzkuh a été réalisée au cours de l'année 2004. Une tranchée a été creusée à travers l'escarpement de faille qui affecte le flanc Nord du mont Noli à l'Est du village de Shams Abad identifié au cours de l'analyse morphotectonique préalable (voir chapitre précédant). Le site de tranchée correspond à une ancienne dépression fermée issue du mouvement sur la faille, dans laquelle des dépôts lacustres ont été piégés. La dépression a été ensuite creusée par l'érosion régressive provenant de l'aval. La tranchée mesure 48 m de longueur et sur une profondeur de 3-5 m et 1 m de large. Sa direction est N150E, perpendiculaire à la direction de l'escarpement de faille (Figure IV.13). Les coordonnées géographiques (GPS) du site sont : 35° 47' 02.9" N ; 52° 51' 05.5" E (Figure IV.12).

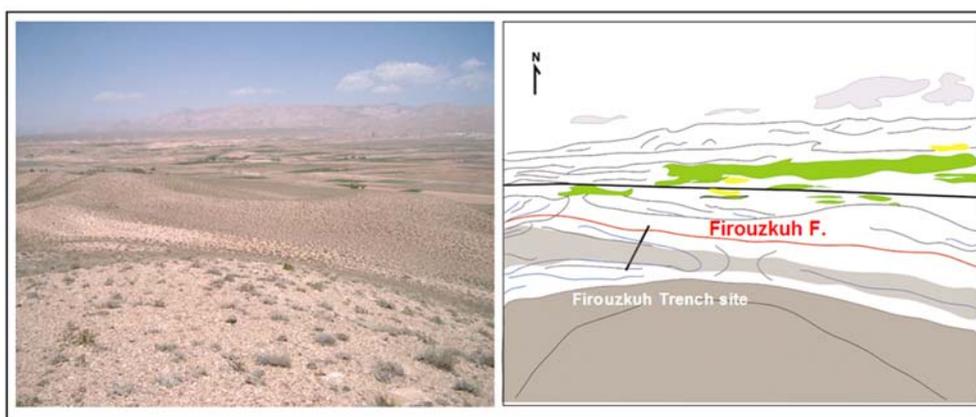


Figure IV.12 : Paysage du site étudié en paléosismologie le long de la faille de Firouzkuh et schéma explicatif (Noter les dépôts lacustres en gris clair accumulés au pied de l'escarpement de faille ainsi que la vallée sèche perchée au dessus de celui-ci. Le trait noir correspond à la ligne de chemin de fer.



Figure IV.13 : Vue vers le Sud-Est (N150°E) de la tranchée creusée au travers de l'escarpement de faille de Firouzkuh au nord-est de la ville de Firouzkuh.

IV.4.1-Description de la tranchée :

Nous avons levé le mur Est de tranchée avec une grille de référence de 1m × 1m. L'échelle du levé est 1/10^{ème} avec une précision de 0.5 cm. Nous décrivons ci-après les différentes unités stratigraphiques d'après leur nature, leur granulométrie, leur couleur et le type de matrice (Figure IV.14, IV.15):

1. Matrice rouge à brun clair limoneuse - vitreuse, 10% clastes (0.5-15cm), milieu classé, bien arrondi, non stratifié, éléments de gouge.
2. Argile arénacée gypsifère, blanc à crème, 50% clastes (0.5-10cm) contenant de la pierre à chaux, du caillou de ruissellement et du grès, milieu classé, bien arrondi, non- stratifié, cette unité est semblable à l'unité 1 (ante- quaternaire).
3. Argile brun clair gypsifère arénacée, 30%clastes (3mm-4cm), milieu classé et arrondi, mal stratifié.
4. Argile gypsifère gris-clair à blanc, 5%clastes (2-3cm), bien arrondi, non- stratifié.
5. Argile brune et argile arénacée dans certaine partie gypsifère, clastes 40% (3 mm-10 cm), milieu mal à arrondi, non- stratifié, éléments de sol actuel.
6. Argile brun clair, avec gypse et sable gris- clair, clastes 30% (3mm-2cm), moyennement à faiblement classé, faiblement arrondi, mal stratifié.
7. Argile gypsifère arénacée gris- clair, 30%, (similaire), mal classé et arrondi, absence de stratification des clastes (3 mm-2.5cm). Similarité avec à l'unité 12.
8. Argile gypsifère gris -clair, clastes 2%(1-2cm).
9. Limons sableux brun clair avec à certains endroits présence de gypses, 25% clastes (3mm-7cm), mal classé, faiblement à moyennement arrondi, milieu mal stratifié.
10. Argile arénacée gypsifère brun clair, 10%clastes (1-3cm), moyennement classé, faiblement à moyennement arrondi, non- stratifié.
11. Argile gypsifère blanche, clastes 2%.
12. Argile gypsifère arénacée gris- clair à blanche, 5%, clastes (> 0.5 cm), non- stratifiée, arrondi, similarité avec l'unité7.
13. Argile arénacée brun clair, contenant un peu de gypse, 30% clastes (0.5-5cm), moyennement classé et arrondi, non- stratifié.
14. Sable limoneux brun à brun clair rarement gypsifère, 35% clastes (0.5-10cm), moyennement arrondi, non classé et non stratifié.

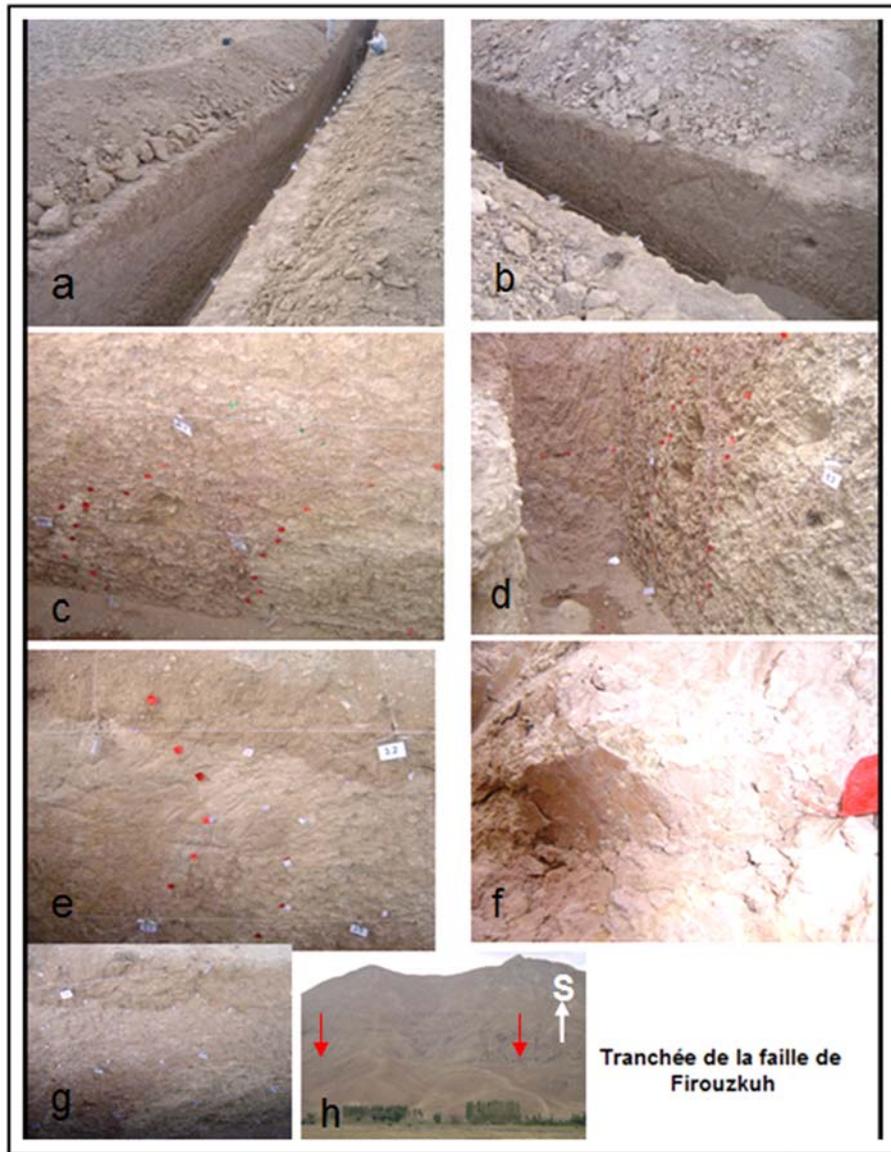


Figure IV.14 : Mur oriental (a) et occidental (b) de la tranchée creusée à travers la faille de Firouzkuh, Noter le contraste de couleur indiquant la géométrie de la stratigraphie du remplissage; Zone de failles dans la partie NW de la tranchée, mur Est (c, d, et g); Rupture récente affectant probablement le sol actuel (e); Plan de faille (f); Vue de l'escarpement de la faille de Firouzkuh au Sud-Ouest du site de Tranchée (h).

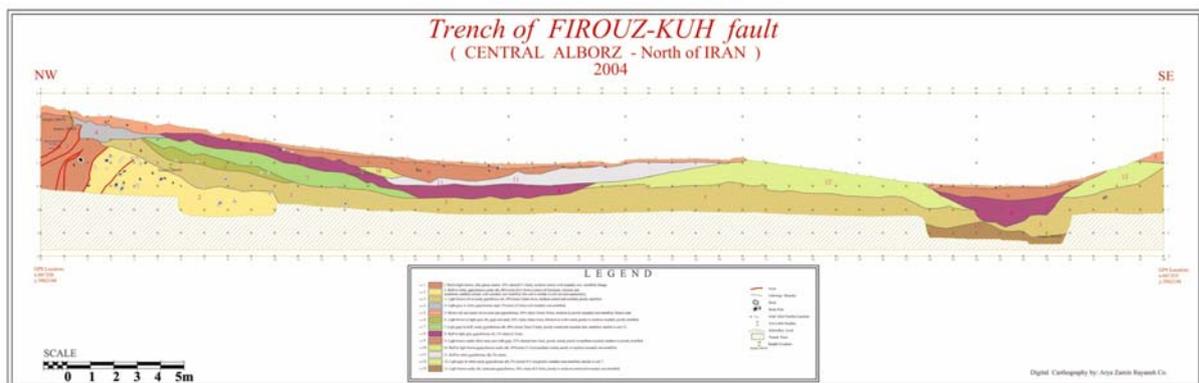


Figure IV.15 : Levé du mur oriental de la tranchée creusée au travers de la faille de Firouzkuh.

IV.4.2-Interprétation

D'après le levé, nous pouvons caractériser 2 voire 3 événements auxquels il faut sans doute ajouter des événements plus anciens mais dont les marques sont moins directes à l'observation (Figure IV.15, IV.17) :

Événement récent – Unité 5 ? : L'unité 5 correspond au sol actuel et la question se pose de savoir si celui-ci est affecté ou non par la faille. Dans la tranchée, on observe de très fines fractures dans l'unité 5. Mais en surface, aucun escarpement ni de rupture fraîche (« free faces » ne vient corroborer ces observations.

Événement 1 – Unité 4 : L'unité 4, unité de coin colluvial (attestant par conséquent d'un événement antérieur), correspond à événement horizon puisqu'il est recoupé par 2 plans de failles, dont l'un ne le recoupe pas complètement (ceci pose la question de savoir si l'unité de coin colluvial 4 ne correspondrait pas à la superposition de 2 coins colluviaux. Dans cette hypothèse, l'unité 8 de remplissage pourrait s'intercaler stratigraphiquement entre les 2 événements et l'unité de remplissage 9 postdaterait l'événement le plus récent). En considérant un seul événement, le décalage total qui cumule les rejets distribués sur les 2 plans est de 1,20 m.

Événement 2 – Unité 7 : L'unité 7 correspond à un événement horizon puisqu'il s'agit de l'unité de remplissage la plus jeune qui est recouverte par l'unité de coin colluvial 4 (signant la destruction d'un escarpement de faille). On ne peut estimer directement le rejet associé à cet événement mais à partir de l'épaisseur maximale du coin colluvial 4, on peut évaluer la hauteur minimale de l'escarpement initial. Celle-ci est de 0.93 m.

Événements antérieurs : L'unité colluviale 2 correspond certainement à un événement horizon antérieur, qui pourrait d'ailleurs contenir plus d'un événement compte tenu de son épaisseur. Elle est recouverte en discordance par l'unité 3 qui a valeur à la fois de coin colluvial et d'unité de remplissage. De même les unités 6 et 7 sont également à considérer comme les marqueurs de paléoséismes compte tenu de leur caractéristiques litho-stratigraphiques (non classées, non stratifiées), compte tenu qu'elles sont adossées à l'escarpement et qu'elles ont une faible extension spatiale. Au total, il est possible d'interpréter 4 voire plus événements supplémentaires dans la partie inférieure de la tranchée (sous l'unité 4).



Figure IV.16 : Os d'homme trouvés lors du creusement d'une tranchée à travers la zone de gouge jalonnant l'escarpement de faille.

Note complémentaire: Environs 500 m à l'Ouest de Tranchée de la faille Firuzkuh, dans une petite tranchée préliminaire au travers d'une zone de gouge jalonnant l'escarpement de faille (Figure IV.19), nous avons trouvé quelques fragments de restes humains recouverts

sous environ 60 cm de colluvions suggérant l'existence d'un événement dans la période historique-préhistorique. Une analyse plus détaillée est en cours (Figure IV.16).

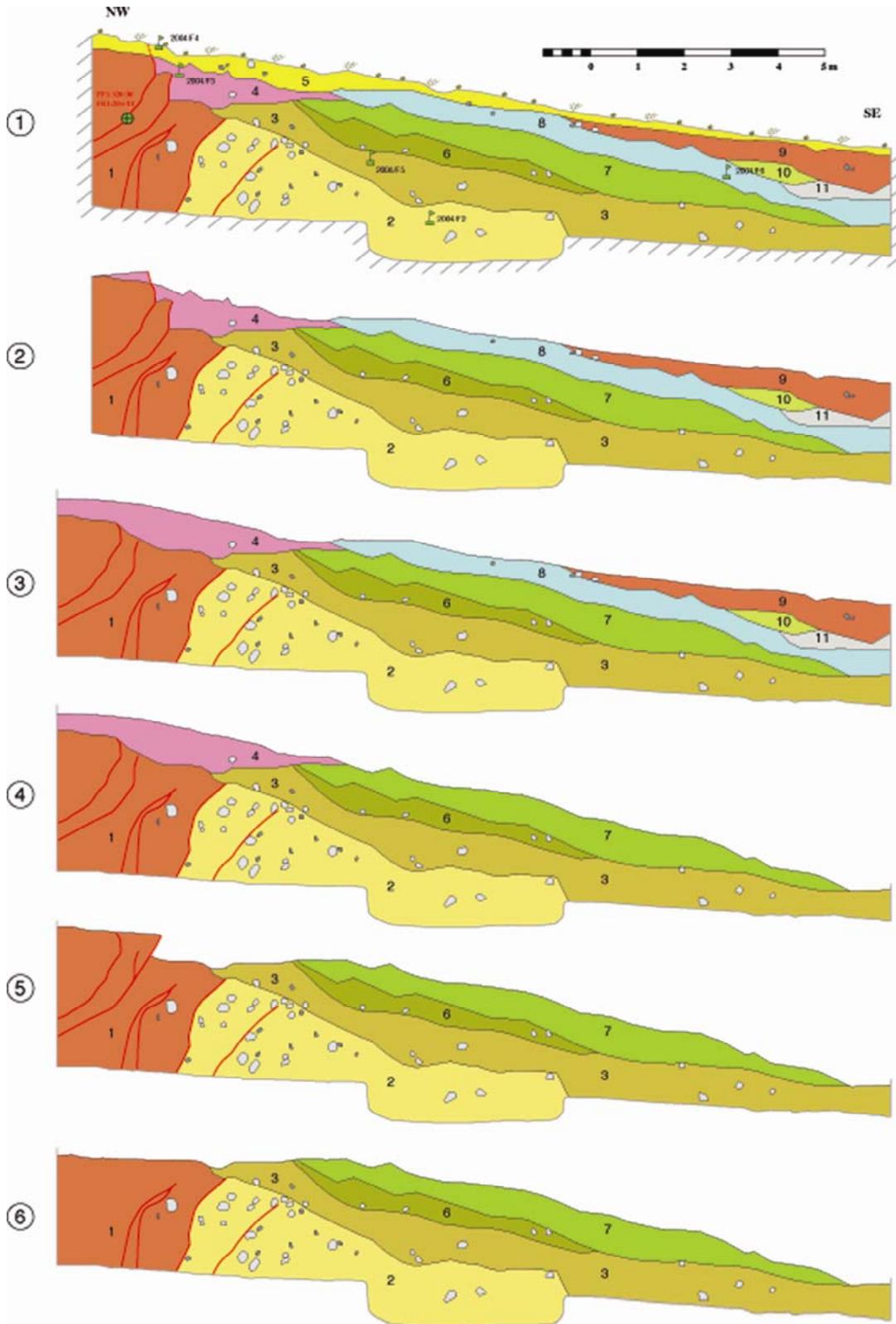


Figure IV.17 : Scénario interprétatif des 2 (peut-être 3) derniers paléoséismes enregistrés sur la faille de Firouzkuh. Noter que les unités 2, 3 6 et 7 peuvent également être interprétées comme des marqueurs stratigraphiques d'événements plus anciens (voir texte).

Estimation des magnitudes : A partir des valeurs de décalages apparents le long des failles Vf, nous pouvons estimer les valeurs de rejets réels « R » connaissant l'angle de pitch (58° SE), obtenu à partir de l'analyse morphotectonique (voir chapitre III) en utilisant l'équation $R=Vf/\sin(\text{pitch})$. Nous obtenons les valeurs $R=1.41\text{m}$ et $R=1.18\text{m}$. Ces valeurs permettent de calculer les magnitudes Mw pour les 2 derniers événements à partir des fonctions empiriques de Wells and Coppersmith (1994) définies pour un rejet moyen ou un rejet maximum dans le cas de failles normales (Tableau IV.5) :

N°	Décalage(m)	R(m)	Mw(AD),Normal	Mw(MD),Normal	Mw(AD),Déc.	Mw(MD),Déc.
Ev 1	1.2	1.41	6.87	6.72	7.17	6.92
Ev 2	1.0	1.18	6.82	6.66	7.10	6.86

Tableau IV.5: Magnitudes estimées d'après les valeurs de rejets apparents le long de la faille de Firuzkuh.

Discussion sur la cinématique de la faille de Firuzkuh à partir des données observées en tranchée: L'excavation de la tranchée confirme l'existence d'une faille récente comme nous l'avions interpréter à partir de l'analyse morphologique, mais la géométrie et la cinématique des plans de failles observés apparaissent contradictoires avec les observations faites dans la morphologie. En effet, les plans de ruptures observés au Nord de la tranchée ont un pendage vers le Nord et indique une cinématique principalement senestre avec une composante inverse (Figure IV.18). Cette observation ne semble pas cohérente également avec l'observation d'une zone de gouge à pendage raide vers le Sud-Est située contre l'escarpement de faille principale 500 mètres plus au Sud-ouest (Figure IV.19). Ceci nous a conduit à étendre la tranchée vers le Sud lors d'une rapide sortie de terrain au mois d'Octobre 2005. Cette extension a révélée l'existence d'une deuxième zone rupture, plus large, montrant un pendage très raide également vers le Nord (Figure IV.20).

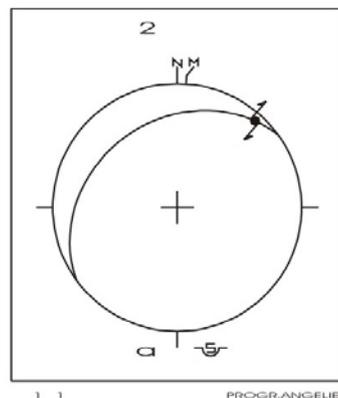


Figure IV.18 : Plan de faille N50°E 30 NW 14NE senestre-inverse, mesuré dans la tranchée.

Nous pensons que cette deuxième zone de faille correspond à la zone de rupture principale qui se connecte plus au Sud à la zone de Gouge, tandis que les plans situés plus au Nord de cette zone avec une direction plus oblique pourraient correspondent à des structures type Riedel « P ». Donnant plus de crédit à la géométrie et au litage à pendage raide vers le sud observé dans la zone de gouge et au fait que d'un point de vue structural à grande échelle, la faille de Firuzkuh a nécessairement un pendage vers le Sud (Figure IV.21), notre interprétation est que, d'une part le mouvement le long de la faille de Firuzkuh est partitionné sur plusieurs segments de faille, et que d'autre part les plans de faille inclinés vers le nord correspondent une inversion du pendage à proximité de la surface. Ce type de structure appelé « flexural-slip faults » et a été défini dans des situations comme les failles du bassin de Ventura en Californie (Yeats 1986). Dans cet exemple – le contraire de ce que nous aurions à

Firuzkuh - on observe des escarpements de failles normales en surfaces correspondant à des failles inverses en profondeur (Figure IV.22). Des exemples de failles à composantes normales en profondeur montrant un jeu apparent inverse en surface par flexuration du plan de faille à proximité de la surface ont été montrés le long de la faille de « Pambak-Sevan-Sunik» en Arménie (Avagyan 2001) ou encore – et ce serait le cas le plus proche de celui de Firuzkuh - le long de la faille de « Hebgen lake » dans le Montana (Myers and Hamilton,1964). Cette faille a joué en 1959 lors d'un séisme en faille normale mais a créé en surface un escarpement apparent en faille inverse (Figure IV.22b).



Figure IV.19 : la zone de gouge au contact de la zone écrasée le long de la faille de Firouzkuh, vue vers le NE.



Figure IV.20 : la zone broyée le long de la faille de Firouzkuh au sud de tranchée.

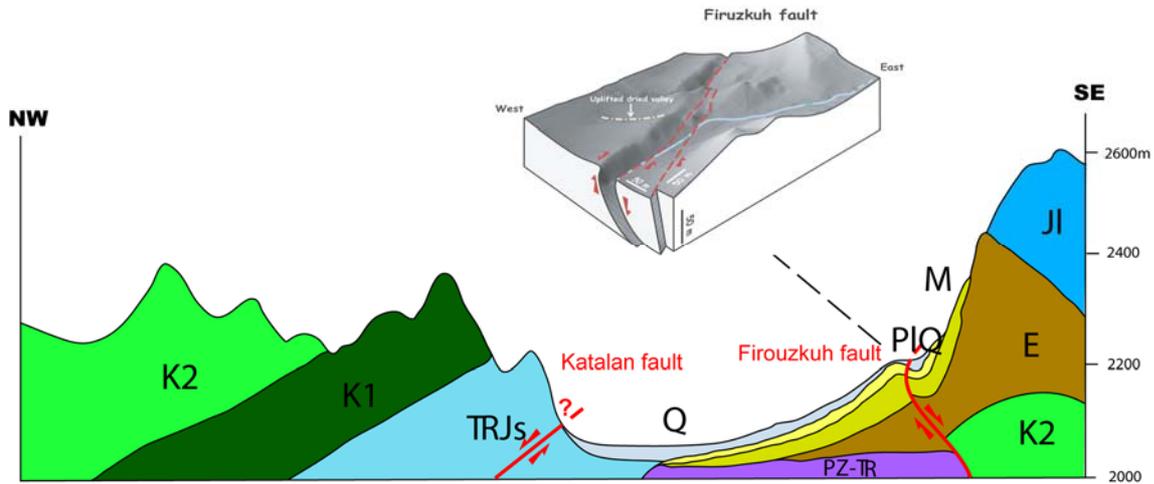


Figure IV.21 : Schématique structurale du bassin Firouzkuh limité par la faille de Firouzkuh au sud et la faille de Katalan au nord avec bloc-diagramme de la zone d'étude réalisé à partir de données GPS cinématique.

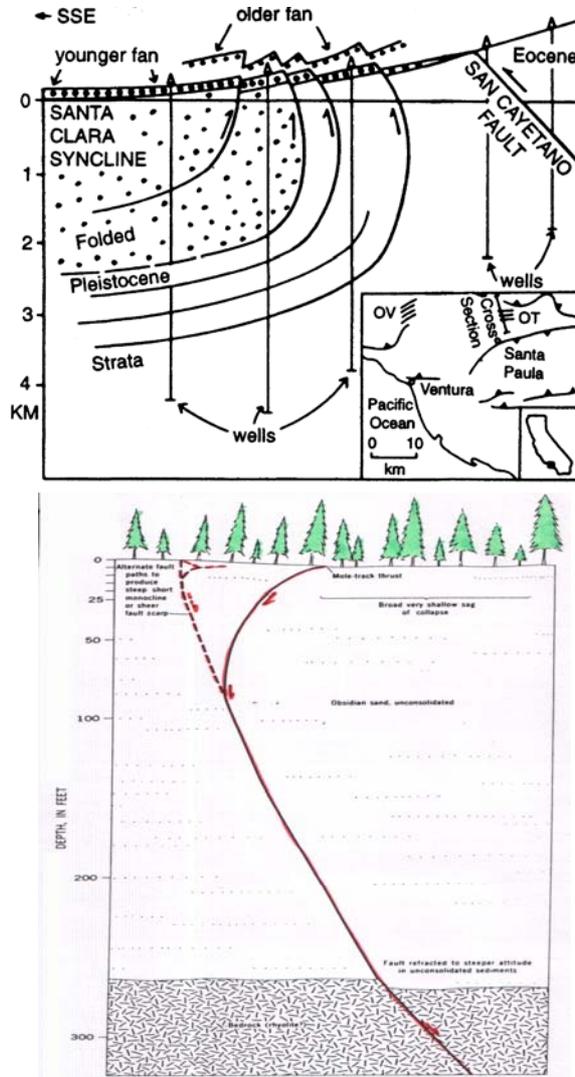


Figure IV.22 : Coupe structurale du système de failles du bassin de Ventura (en haut) (d'après Yeats, 1986) et le mécanisme de la formation de la faille flexural-slip dans la région Hebgen lake (en bas) (d'après Meyer et Hamilton 1964).

IV.5-Faille Nord Téhéran

L'étude paléosismologique sur la faille de Nord Téhéran a été réalisée au cours de l'année 2004. Deux tranchées ont été creusées à travers l'escarpement de faille qui affecte les dépôts de coins colluvions-alluvions issus de l'érosion du flanc Sud du Mont Nowlat entre les villes Téhéran et Karadj et qui correspondraient aux unités C et D d'après la nomenclature des alluvions de Téhéran (Berbérian et al, 1985). Les sites de tranchées avaient été reconnus au préalable par l'analyse morphotectonique (voir chapitre précédent) (Figure IV.23, IV.24). Les 2 sites de tranchées sont situés à une distance de ~500 m l'un de l'autre et leurs coordonnées géographiques (GPS) sont respectivement: 35° 45' 6.2" N ; 51° 05' 6.5"E et 35° 45' 22.8" N ; 51° 04' 41.3''E.

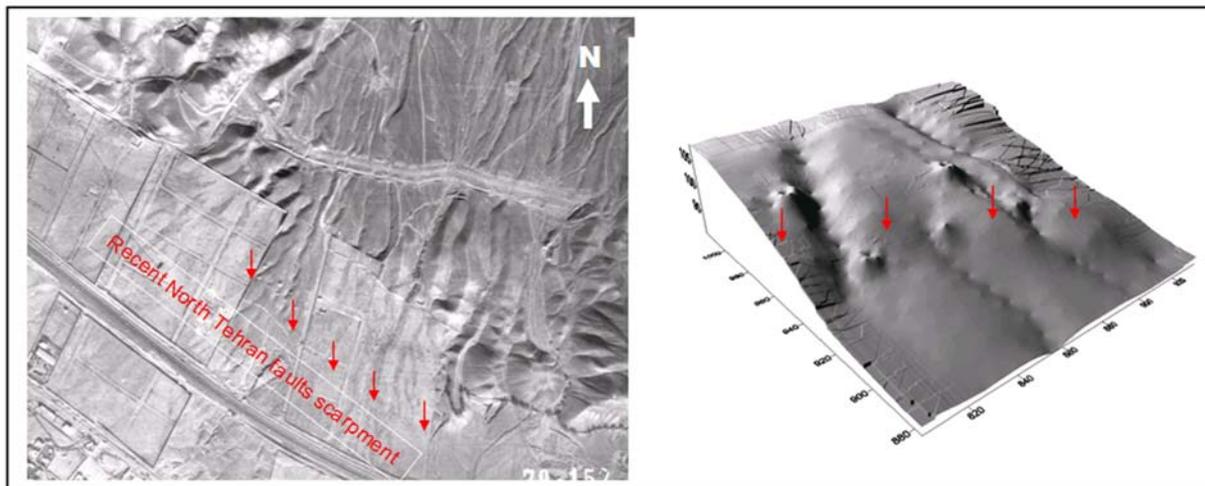


Figure IV.23 : Photo aérienne du site de tranchée TE1 et son DEM correspondant.

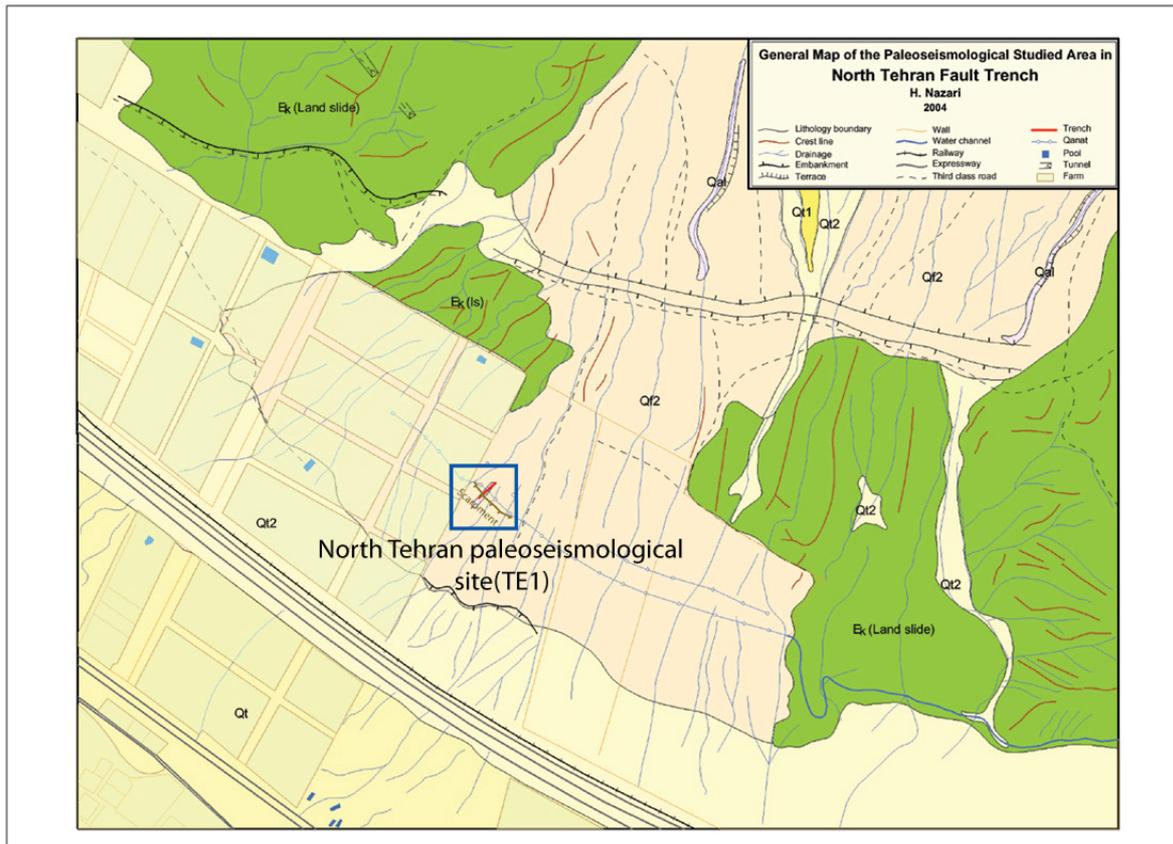


Figure IV.24 : Carte simplifiée de zone du site sismologique (indiqué par rectangle bleue) sur la faille Nord Téhéran a la région Vardavard au nord de station RER de Téhéran- Karadj.



Figure IV.25 : Tranchée TE1 sur la faille Nord Téhéran



Figure IV.26 : Vue vers le Sud de la tranchée TE2.

Les 2 tranchées sont orientées N-S et leurs dimensions (longueur, largeur et profondeur) sont respectivement : pour TE₁ : 70 m, 3 m et 2-4 m (Figure IV.25); pour TE₂ : 70 m, 1 m et 3-4 m (Figure IV.26). A noter qu'un tranché supplémentaire (12 m × 1 m × 2.5 m) a été creusé à une dizaine de mètres à l'Est de TE2 au travers d'un escarpement bien visible sur le terrain (Figure IV.40). Nous voulions vérifier que cet escarpement était bien lié à l'activité humaine - d'après l'analyse morphologique – et non à la présence d'une rupture (les ruptures de surfaces sont situées plus en aval).

IV.5.1- Description des tranchées :

Nous avons logué le mur Est de la tranchée TE1 et le mur Ouest de la tranchée TE2 avec une grille de référence dans les 2 cas de à carreaux de 1 m x 1 m. Les logs ont été levés au 1/10^{ème} avec une précision de 0.5 cm. Le site TE1 a été recouvert d'un toit métallique (Figure IV.25, IV.27) pour assurer la préservation des marqueurs stratigraphiques et paléosismologiques. Nous décrivons ci-après les différentes unités stratigraphiques d'après leur nature, la granulométrie des clastes et de la matrice et leur couleur (Figure IV.28, IV.31).

Notes: La plupart des clastes observés dans les différents unités sont des roches de tufs volcano-sédimentaires (85%), de fragments de roches pyroclastiques (7%), de grès (5%), et de » chert » (3%) appartenant à la Formation de Karadj (Eocène).



Figure IV.27 : Photos montrant différents stades de l'analyse paléosismologique sur le site TE1.

Tranchée TE1 :

1. Terre végétale brune foncée avec des racines.
2. clastes 20% angulaires (2mm-10cm) et matrice 80% arénacée limoneuse, mal assortie.
3. Matrice arénacée limoneuse brun clair, clastes 50% (5mm-15cm), non stratifiés.
4. Matrice arénacé limoneux brun à gris foncé, clastes 65% (5 mm-10 cm), quelques grands clastes (10 cm - 20 cm), mal classée.
5. Matrice arénacée limoneuse gris, clastes 75% (2mm-4cm), bien classé.
6. Matrice arénacée limoneuse à l'arénacé gris, clastes 80% (2 mm-7 cm), bien assortie, stratifiée.
7. Matrice limoneuse brun clair à gris, clastes 70% (5mm-4cm), quelques grands clastes (10cm-15cm), bien classée.
8. Matrice arénacée limoneuse gris, clastes 75% (2mm-1cm), bien classé, forme de lentille.
9. Matrice limoneuse brun, clastes 50% (2mm-15cm), mal classée, non stratifié.
10. Matrice arénacé limoneux gris, clastes 80% (5 mm-1.5cm), bien classé, forme de lentille.

11. Matrice limoneuse, clastes 60% (2cm-4cm), quelques grands clastes (4cm-10cm), bien classé.
12. Matrice limoneuse grise brunâtre, clastes 70% (5mm-5cm), mal stratifiés.
13. Matrice limoneuse brun, clastes 70% (1cm-15cm), quelques grands clastes (>15cm), mal classé.
14. Matrice arénacée limoneuse grise à brun, clastes 40% (2 mm-5 cm), mal assortis, stratifiés.
15. Unités clastiques massives, clastes 60% (1cm-20cm), quelques grands clastes (20cm-30cm), non stratifiés, matrice limoneuse grise,
16. Matrice arénacé limoneux gris à brun clair, clastes 70% (5mm-5cm), mal stratifiés.
17. Matrice arénacé limoneuse brun à grise, clastes 70% (1cm-10cm), mal classé, quelque objectif fin de grain (les clastes sont plus petits que 1 centimètre).
18. limoneuse arénacé gris brunâtre, clastes 70% (5mm-4cm), remplissage de canal.
19. Matrice arénacée du limoneux brun, clastes 55% (1 cm-7 cm), mal assortie, remplissage de canal.
20. Matrice du limoneuse gris brunâtre, clastes 75% (5mm-2cm), bien classé.
21. Matrice boueuse gris (vers le sud il est changé en matrice arénacée), clastes 80% (5mm-4cm), bien stratifiés.
22. Matrice boueuse brun clair, clastes 50% (5mm-8cm), mal classé.
23. Matrice arénacée limoneuse brun à grise, clastes 65% (3mm-7mm), bien classé, forme de lentille.
24. Matrice arénacée du limoneux brun, clastes 60% (2 mm-7 cm), mal assortie, remplissage de canal.
25. Matrice arénacée limoneuse brun à grise, clastes 50% (3mm-6cm), grand clastes deux (15cm), mal sortie, forme de lentille.
26. Matrice limoneux brun clair à crème, clastes 65% (1 cm-10 cm).
27. Matrice arénacée du limoneuse gris, clastes 75% (3mm-7cm), bien classé, mal stratifié.
28. Matrice arénacée de limoneuse gris à brun, 60-70% clastes (2mm-1cm), grossier vers le haut (5cm), bien assorti.
29. Matrice du limoneuse brun clair, clastes 70% (1cm-6cm), classée, remplissage de canal.
30. Matrice arénacée limoneuse brun à grise, clastes 60% (1cm-6cm), grossier vers le bas (2mm), remplissage bon classé, remplissage de canal.
31. Gris brunissent mal assorti, non stratifié, avec les débris angulaires.
32. Matrice arénacé limoneux brun à gris, clastes 70% (1 cm-10 cm), quelques grands clastes (10 cm - 20 cm), mal stratifiés.
33. Matrice limoneuse crème- brun, aux clastes 50% (1cm-15cm), mal classé, (débris? au flot).
34. Matrice crème du limoneuse brunâtre, clastes 60% (1cm-7cm), quatre blocs (15 cm-30 cm), mal classé, remplissage de canal, coupe par la faille principal.

35. Matrice crème brunâtre du limoneuse avec la craie, clastes 55% (1-10cm), mal classé, écoulement de débris (?).
36. Matrice limoneux gris brunâtre à l'arénacée limoneux, clastes 60% (2mm-7cm), mal stratifiés.
37. Matrice limoneuse brun foncé, clastes 50% (2mm-1cm), mal classée, non stratifié.
39. Matrice de limoneuse crème brun, quelques clastes (1-2%), non stratifiés, (échantillon : N° TE1 : âge IRSL mesuré : 22.4 ± 2.4 ka ; âge IRSL corrigé : 26.7 ± 2.9 ka).
40. Matrice limoneuse arénacée brune claire, une partie de lentille riche de clastes dans la partie supérieure (5mm-4cm), non stratifiée.
41. Matrice du limoneuse brun, clastes 50% (1-7cm), classé, remplissage de canal ou coin colluvion (?).
42. Matrice arénacée du limoneuse gray, clastes 75% (5mm-3cm), bien classé.
43. Matrice du limoneuse brun clair, clastes 70% (2cm-5cm), bien classé, remplissage de canal ou coin colluvion (?).
44. Matrice arénacée du limoneuse gray, clastes 70% (3mm-7cm), classé, mal stratifié.
45. Matrice du limoneux brun, clastes 60% (2 cm-6 cm), bien classée, remplissage de canal ou coin colluvion (?).
46. Matrice limoneux arénacé gris brunâtre, clastes 80% (3mm-4cm), bien classé, grossir vers le haut.
47. Matrice limoneuse gris à brun à arénacée de limoneuse, clastes 55% (5mm-5cm), classé, non stratifié.
48. Matrice limoneuse arénacée gris brunâtre, clastes 85% (4mm-2cm), bien classé.
49. Matrice du limoneuse brun, clastes 50% (1-8cm), quelques grands clastes (8cm-12cm), mal classé.
50. Matrice limoneuse arénacée brune à gris, clastes 65% (5mm-5cm), bien classé.
51. Matrice limoneuse arénacée brune à gris, clastes 65% (5mm-5cm), bien classé.
52. Matrice limoneuse arénacée brun à grise, clastes 25% (2mm-1cm), classé, changer latéral de l'unité 39.
53. Matrice limoneuse arénacée brun- gris, clastes 50% (2mm-3cm), classé, changer latéral de l'unité 39.
54. Matrice limoneuse arénacée gris brun, clastes 65% (4mm-4cm), classée, non stratifié.
55. Matrice limoneuse arénacée brun, clastes 50% (5mm-5cm), classée, coin colluvion.
56. Matrice limoneuse brune rosâtre, clastes 25% (2 mm-3 cm).
57. Matrice limoneuse arénacée gris brunâtre, clastes 75% (5mm-10cm), bien classé, non stratifié.
58. Matrice limoneux arénacé gris brunâtre, clastes 75% (5 mm-20 cm), mal classé.

59. Matrice limoneux arénacé brun, clastes 20% (5mm-4cm), non stratifiés.
60. Matrice limoneuse arénacée gris à brun à limoneuse, clastes 65% (3mm-4cm), quelques grand clastes (4cm-10cm), assorti, remplissage de canal.
61. Matrice limoneux arénacé gris à brun clastes 70% (2 mm-4 cm), classé, remplissage de canal.
62. Matrice limoneux arénacé gris, clastes 70% (3 mm-1.5cm), classé, remplissage de canal.
63. Matrice limoneuse arénacée gris à brun, clastes 75% (5mm-4cm), classé.
64. Matrice limoneux arénacé gris brunâtre, clastes 65% (5mm-4cm), classé.
65. Matrice limoneuse arénacée brun, clastes 80% (2mm-2cm), changer latéral de l'unité 58.
66. Matrice arénacée de limoneuse gris à brun, clastes 60% (5mm-5cm), classé.
67. Matrice arénacée du limoneuse gris, clastes 75% (2mm-5mm), bien classé.
68. Matrice du limoneuse brun gris, un certain grand pavé rond, canal dépôts (2 échantillons : N° TE2 : âge IRSL mesuré : 6.7 ± 1.0 ka, âge IRSL corrigé : 7.9 ± 1.2 ka ; N°TE5 : âge IRSL mesuré : 7.3 ± 0.9 ka, âge IRSL corrigé : 8.6 ± 1.1 ka).
69. Matrice limoneuse brun grise, fine granuleuse.
70. Crème au brun consolidé, non stratifié, coin colluvion.
71. Matrice du limoneux brun gris, 80% clastes, coin colluvion.
72. Matrice limoneuse Crème au brun, clastes moins de 2%, non stratifiés, (échantillon : N° TE6 : âge IRSL mesuré : 24.3 ± 2.8 ka ; âge IRSL corrigé : 29.0 ± 3.6 ka).
73. Matrice limoneuse brun gris, ~50% clastes.

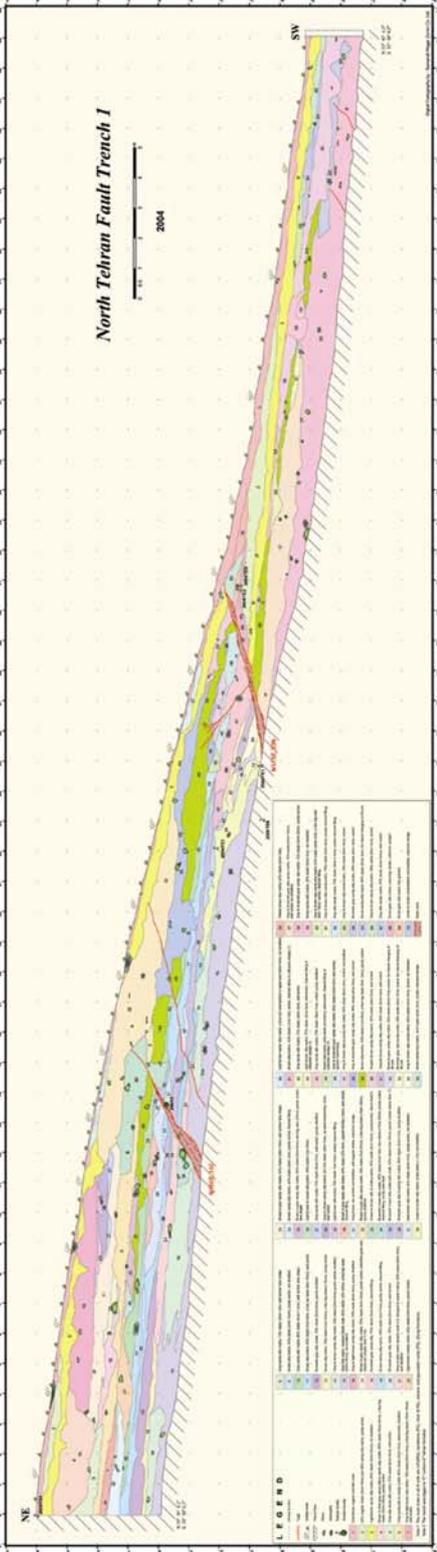


Figure IV.28: Log du mur oriental de la tranchée TE1 sur la faille Nord Téhéran.

Dans le but de faciliter la lecture du levé d'un point de vue paléosismologique, nous présentons ci-après les unités classées en termes d'isochrones (Figure IV.29) :

Unités isochrones, tranchées TE1, faille Nord Téhéran:

2 . 37

16 . 26 . 29 . 32 . 35 . 50 . 59 . 60 . 63 . 64 . 66 . 67 .

11 . 19 . 20 . 21 . 30 . 31 . 34 . 36 . 40 . 41 . 42 . 43 . 44 . 51 . 54 . 58 . 70

10 . 45 . 46 . 47 . 48 . 57 . 61 . 62 . 65

14 . 15

49 . 24 . 25 . 22 . 9 . 8 . 7

53 . 52 . 39

68 . 69 ?!

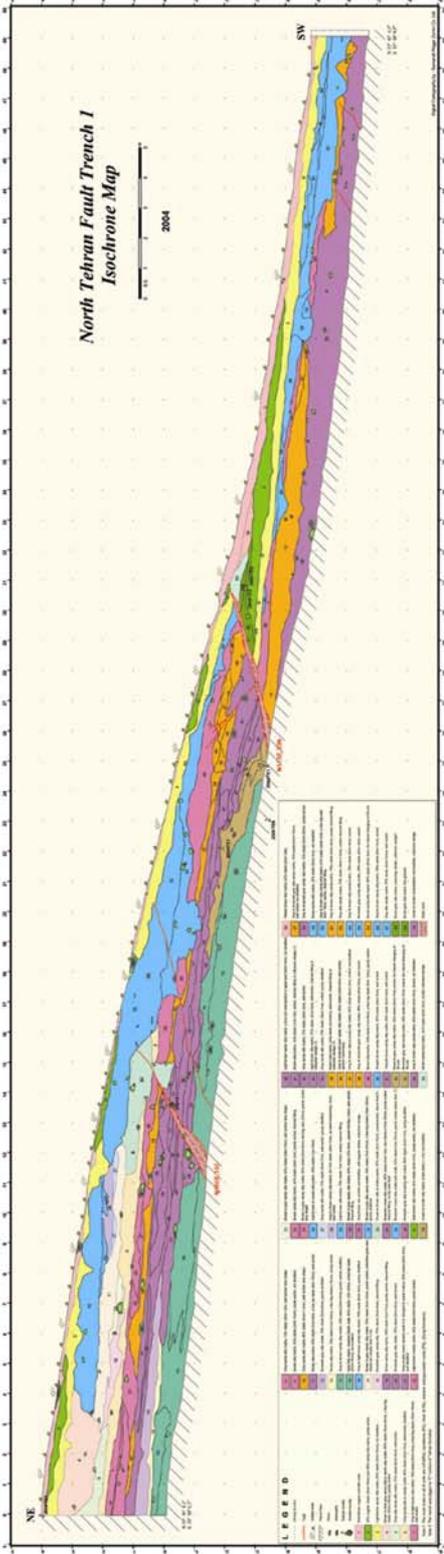


Figure IV.29 : Log des unités isochrones du mur oriental de la tranchée TE1.

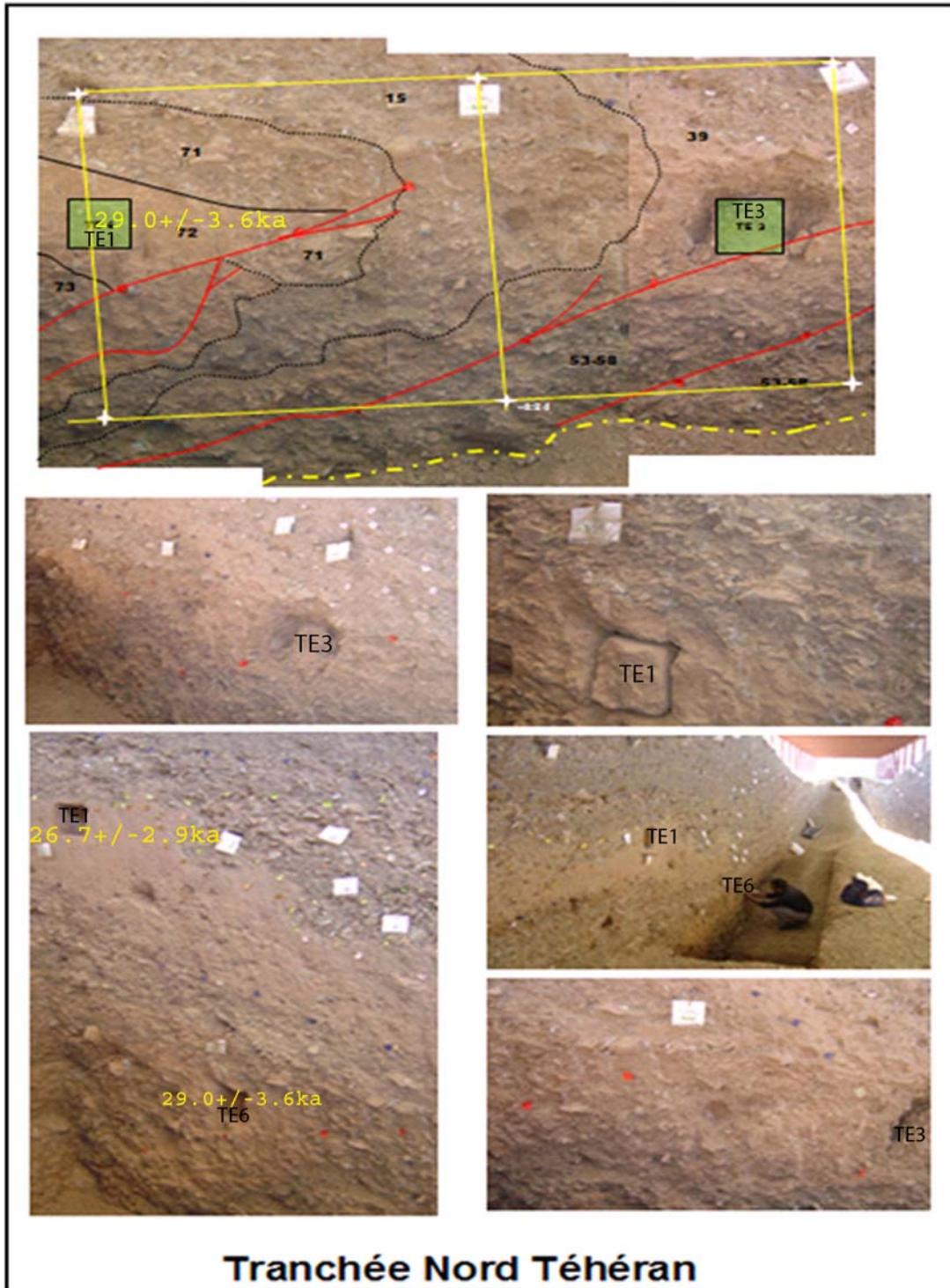


Figure IV.30 : Photos de détails montrant l'extension vers le bas de la tranchée effectuée postérieurement au levé principal de la tranchée TE1 ainsi que les échantillons qui en ont été prélevés et datés. Cette partie a été loguée d'après photos et d'après une analyse de terrain, puis ajoutée au log principal pour l'interprétation finale (voir Figure IV.33).

Tranchée TE2 :

1. Humus limoneuse brun, 30% clastes (3mm-4cm), s'enracine.
2. Matrice crayeuse limoneuse arénacée crème à grise, 30% clastes (3mm-4cm), avec quelques clastes plus grands (4 - 10cm) et dans les parties inférieures et moyennes, quelques lentilles limoneuses crayeuses arénacées à matrice grise contenant 50% de clastes.
3. Matrice limoneuse brune arénacée, contenant localement de la craie, 70% de clastes (0,3 – 4,0 cm), mal classé, probable coin colluvial bien que montrant une limite érosive vers le Sud.
4. Matrice limoneux arénacé brun à grise, clastes 75% (2 mm-1.5cm), assorti, stratifié.
5. Matrice limoneuse arénacée crayeuse gris à brun, clastes 80% (2mm-3cm), classé.
6. Matrice arénacé limoneux brun clair, clastes 45% (2mm-3cm), quelques plus grands clastes (10cm).
7. Matrice arénacée limoneuse grise à brune, contenant localement de la craie, 35% de clastes (2mm-5cm) avec une lentille arénacée limoneuse contenant 80% de clastes dans la partie moyenne.
8. Matrice arénacé limoneuse brun clair, contiennent localement la craie, les clastes 35% (2mm-4cm), quelques plus grands clastes (10 cm - 15 cm), mal classés.
9. La matrice limoneuse arénacée brune, contient localement la craie, les clastes 60% (2 mm-3.5cm).
10. Matrice arénacée brune foncée de limoneuse, clastes 40% (5mm-3cm), forme d'objectif, non stratifiée, coin colluvion.
11. Matrice limoneuse arénacée brun à brune foncée, clastes 40% (2mm-2cm), classé.
12. Matrice limoneux arénacé gris à brun, clastes 60% (2 mm-2 cm), de plus grands clastes (3cm-4cm) dans la partie nord, assortie.
13. Matrice limoneuse arénacé gray à brun, clastes 50% (2mm-4cm), mal classé.
14. Matrice arénacée brune de limoneuse, clastes 30% (2mm-4cm), mal classé.
16. Matrice limoneuse arénacée brune, clastes 30% (5mm-10cm), mal classé.
17. Matrice limoneuse arénacée, brun clair, les clastes 80% (1-3cm), a bien assorti le remplissage de cale ou de canal de colluvial.
18. Matrice limoneuse arénacée, brun, clastes 20% (2mm-8cm), quelques plus grands clastes (10cm-12cm), mal classé.
19. Matrice limoneuse arénacée brun foncé à gris, les clastes 85% (5mm-5cm), dans le mur de la faille principal il est apparaissent comme cale de coin colluvion (?).
20. Matrice limoneuse arénacée gris, brun, clastes 65% (2mm-3cm), classé.
21. Matrice limoneuse arénacée, brun clair, clastes 50% (2mm-5cm), quelques plus grands clastes (5cm-7cm).

Chapitre IV : Analyse paléosismologie de l'Alborz Central

22. Matrice limoneuse arénacée, gray à brun clair, les clastes 70% (2mm-4cm), quelques plus grands clastes (4cm-10cm), à la partie méridionale la matrice grimpe jusqu' à 50%, mal stratifié, assorti.
23. Matrice limoneuse arénacée, gris brun, clastes 75% (2mm-5cm), quelques plus grands clastes (5cm-8cm).
24. Matrice limoneuse arénacée, gris brun, contiennent localement la craie, les clastes 70% (2mm-5cm).
25. Matrice limoneuse arénacée, crème, clastes 45% (2mm-12cm), écoulement de débris (?).
26. Matrice limoneuse arénacée , gris brun, clastes 75% (2mm-1cm), quelques plus grands clastes (3cm-4cm), bien classé, mal stratifié, remplissage de canal (?).
27. Limoneuse arénacé brun à la matrice limoneuse arénacée, clastes 40% (3mm-2cm), localement grimper de matrice jusqu' à 70%.
28. Matrice limoneuse arénacée, gris brun, clastes 75% (2mm-4cm), mal stratifiés.
29. Matrice limoneuse arénacée, brun clair, contiennent localement la craie, clastes 65% (2mm-1cm), quelques plus grands clastes (3cm).
30. Matrice limoneuse arénacée, brun clair à gris -clair, clastes 60% (2mm-6mm), bien classé.
31. Matrice arénacée de limoneuse crayeux brun clair à gris-clair, clastes 70% (5mm-5cm), quelques plus grands clastes (5cm-10cm), mal stratifiés.
32. Matrice arénacée brun clair de limoneuse, clastes 60% (2mm-4cm).
33. Matrice arénacée de limoneuse gris-clair, clastes 80%,(2 mm-1.5cm).
34. Matrice limoneuse arénacée, brun à gris, clastes 75%,(2mm-5cm), mal classé, remplissage de canal.
35. Matrice limoneuse arénacée, gris, clastes 80% (2 mm-1.5cm), quelques plus grands clastes (1.5cm-4cm), bien classé, mal stratifié
36. Matrice arénacée de limoneuse gris- clair, clastes 85% (2mm-1cm), bien classé, mal stratifié.
37. Matrice arénacée brune de limoneuse, clastes 40% (2mm-3cm).
38. Matrice limoneuse arénacée, gray à brun clair, clastes 80%,(2mm-2cm), quelques plus grands clastes (2-4cm), bien assorti, la prolongation méridionale de cette unité a été coupé par une faille.
39. Matrice limoneuse arénacée, brun à gris, clastes 60%,(3mm-12cm), écoulement de débris (?).
40. Matrice limoneuse arénacée, gris, clastes 80% (2mm-4cm), classé, mal stratifié.
41. Matrice arénacée de limoneux brun à gris, clastes 75% (2 mm-3 cm).
42. Matrice limoneux arénacé gris brun, clastes 70%, (2mm-4cm), mal stratifiés.
43. Matrice limoneuse arénacée brune, clastes 60%, (5mm-4cm), dans la partie nord il apparaît comme objectif dans l'unité 45

44. Matrice limoneuse arénacée brun clair, clastes 10% (5mm-3cm), changer latéral de l'unité 45.
45. Matrice limoneuse arénacée Brun à brun clair, clastes 35% (2mm-4cm), changer latéral de 44 unités.
46. Matrice arénacée brun clair de limoneuse, clastes 50% (2mm-7cm).
47. Matrice arénacée de limoneux gris, clastes 80% (2 mm-2 cm), assorti, stratifié.
48. Matrice limoneuse arénacée gris-clair écrémée, clastes 65% (2mm-2cm), avec des objectifs de boue, classé.
49. Matrice de limoneuse brun écrémé, clastes de 15% (2mm-4cm), quelques plus grands clastes (5cm-7cm), écoulement de débris (?).
50. Matrice limoneuse arénacée à limoneux brun à brun clair, clastes 7% (2 mm-1 cm), quelques plus grands clastes (1-3cm).
51. Matrice limoneuse arénacée crème à brun, clastes de 15% (5mm-4cm), quelques plus grands clastes (4cm-7cm), écoulement de débris (?).
52. Limoneuse arénacé de limoneuse gris-clair à la matrice limoneuse arénacée, clastes 60% (2mm-5cm), quelques plus grands clastes (15cm), localement classé.
53. Matrice limoneuse arénacée gris écrémer, clastes 95% (2mm-5cm), bien classé.
54. Matrice limoneuse arénacée gris écrémer, clastes 65% (2mm-4cm), quelques plus grands clastes (4cm-10cm).
55. Matrice limoneuse arénacée gris à crème, clastes 75% (2mm-2cm), quelques plus grands Clastes (2cm-5cm).
56. Matrice limoneuse arénacée, gris, clastes 90% (2mm-1cm), quelques plus grands clastes (1-4cm), bien classé.
57. Matrice limoneuse crème légère, clastes 2% (2mm-1cm).
58. Matrice limoneuse arénacée crème à brun clair, clastes 20% (5mm-çm), quelques plus grands clastes (2cm).
59. les unités indifférencié brun clair- grises entourant l'axe de Qanât, clastes 50% (2mm-20cm).
60. les unités indifférencié brun clair à grises remplissant axe de Qanât, clastes 50% (2mm-20cm).
61. Matrice limoneuse arénacée, Gris à brun clair, clastes 75% (2 mm-1.5cm), classé.
62. Matrice limoneuse arénacé brun à brun clair, clastes 60% (2 mm-2.5cm).
63. Matrice arénacée grise, clastes 85% (2 mm-1.2cm), bien assorti, Stratifié.
64. Matrice arénacée brun à grise, clastes 80% (5mm-6cm).

Chapitre IV : Analyse paléosismologie de l'Alborz Central

65. Matrice limoneuse arénacée, brun claste 70% (2 mm-7 mm), quelques plus grands clastes (2 cm-4 cm), classés.

66. Matrice limoneuse arénacée, grise, clastes 90% (2mm-çm), classé.

67. Matrice boueuse de arénacé limoneuse gris clair, clastes 60% (1-5cm), quelques plus grands clastes (5cm-10cm), mal classé, mal stratifié.

De même que pour la tranchée TE1, nous présentons ci-après un levé interprété en termes d'unités isochrones (Figure IV.32) :

Unités isochrones, tranchée TE2, faille Nord Téhéran:

2 . 11 . 48 . 65

4 . 5

6 . 7

9 . 19 . 20 . 21 . 28 . 30 . 32 . 33 . 34 . 35 . 36 . 40 . 41 . 42 . 50 . 54 . 55

37 . 38 . 39 . 46 . 47 . 52 . 53 . 61 . 62 . 63 . 66

43 . 44 . 45

18 . 24 . 29 . 31 . 49 . 56 . 58 . 64 . 67

12 . 13 . 14 . 17 . 22 . 23 . 26 . 27

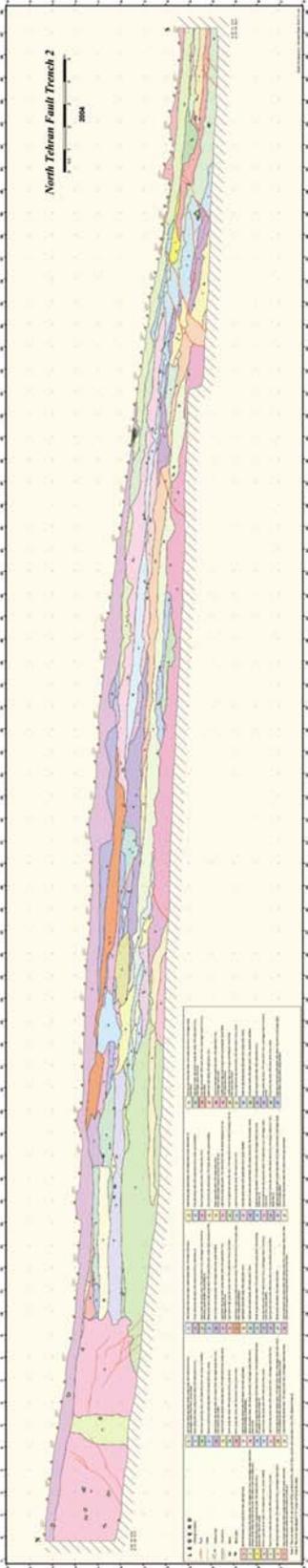


Figure IV.31 : Log du mur occidental de la tranchée TE2.

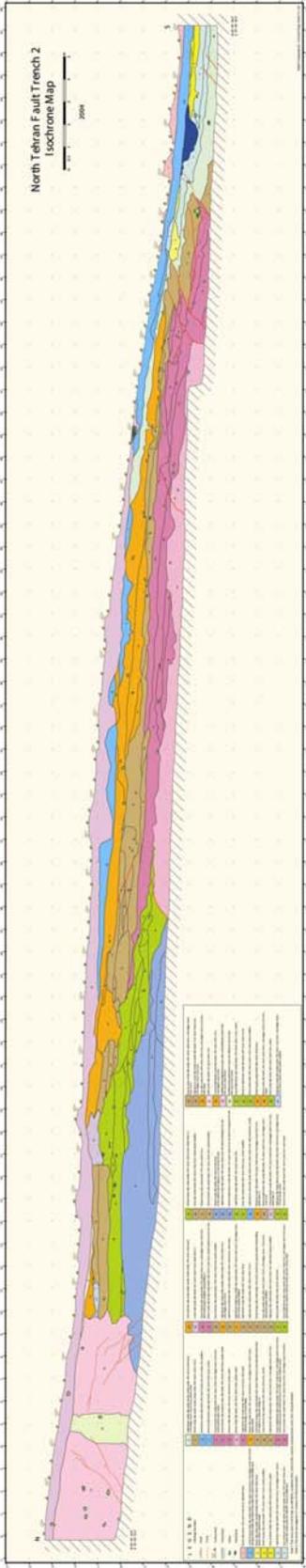


Figure IV.32 : Levé du mur occidental de la tranchée TE2 (unités isochrones).

IV.5.2 –Interprétation

Dans les deux tranchées, nous avons bien observé des ruptures de surface associées à des événements sismiques comme le suggérait l'analyse morphologique (Figures IV.28, IV.29, IV.31, IV.32). La géométrie des failles observées dans les deux tranchées indiquent une cinématique inverse le long de failles à pendages Nord. Les paramètres précis géométriques et cinématiques (le cas échéant) des ruptures dans la tranchée TE1 sont : Pour la rupture principale « F1 » (le long de laquelle les déplacements les plus importants sont observés et à laquelle est associé un plan de faille conjugué à pendage Nord) : N115°E 30°N (nous n'avons pu cependant observer de stries sur ce plan) ; Pour le plan de faille secondaire « F3 », observé en arrière de la faille principale : N165°E 47°E (Figure IV.33). Le long de ce plan, nous avons pu mesurer deux critères cinématiques dextre - inverses : N180°E 50°E 22 N et N005°E 41°E 25°N. Cette cinématique secondaire principalement dextre peut-être interprétée comme associée à un système de plans secondaires subméridiens en échelon le long d'une direction parallèle au plan de faille inverse principal. Ce système attesterait d'une légère composante en cisaillement senestre le long de la zone de faille (Figure IV.34), comme observé dans la morphologie.

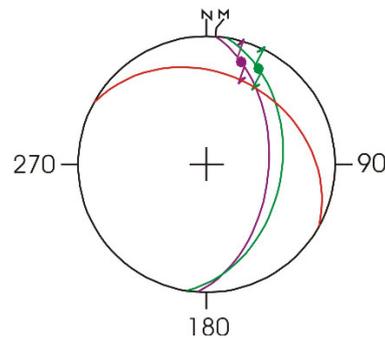


Figure IV.33 : Les planes de failles principales à tranchée TE1.

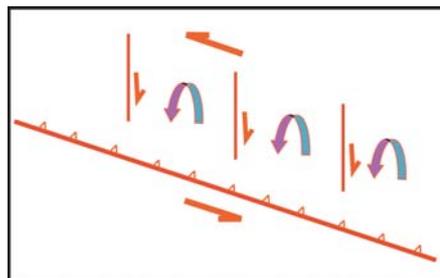


Figure IV.34 : Modèle structural pour la faille Nord Téhéran et ses failles secondaires à la tranchée TE1.

L'analyse de la stratigraphie et des structures observées dans les deux tranchées, ainsi que la reconstitution rétrospective des événements sédimentaires (dépôts, érosion) en relation ou non avec les événements sismiques, nous permet d'identifier plusieurs séismes. Ceux-ci sont caractérisés par des coins colluviaux (dépôts non stratifiés et non grano-classés confinés à la zone de faille, liés à la destruction d'un escarpement par mécanisme essentiellement gravitaire), et par le décalage d'événement horizons (pouvant être un coin colluvial lui-même).

- **Tranchée TE1** - Dans la tranchée TE1, nous avons identifié 6 à 8 paléoséismes, (Figure IV.35). Ils sont matérialisée par les événements horizons suivants du plus récent au plus vieux :

- Evénement 1 - Unité 55 : unité de coin colluvial recoupée par la faille principale et recouverte par une autre unité de coin colluvial N°56. Le décalage le long de la faille de la base de l'unité 55 est de 77 cm.

- Evénement 2 - Unité 2 : unité de débris de coin colluvial-alluvial observée surtout dans le mur de la faille (« footwall »), érodée dans le toit de la faille (« hanging wall »). La base de l'unité apparaît décalée de 158 cm le long de la faille. L'unité 2 est recouverte par l'unité de coin colluvial 55 mais au niveau de la zone de faille, elle est recouverte localement par les unités 68 et 69 que nous avons interprété, d'après leur stratigraphie, leur forme et leur faible extension spatiale, comme étant des dépôts de chenaux localisés sur la zone de faille – dans un premier temps, avant d'effectuer une reconstruction rétrospective, nous avons considéré ces unités comme représentant potentiellement un 3^{ème} coin colluvial, mais la limite d'érosion que constitue la base de l'unité 68 d'une part, et l'absence de décalage de l'unité 2 sous-jacente au moment du dépôt des unités 68 et 69 d'autre part, permet d'éliminer cette hypothèse.

- Evénement 3 - Unité 3 : unité de coulée torrentielle dont la base apparaît décalée d'environ 13 cm le long d'un plan de rupture « F2 » secondaire à jeu inverse située 11 m en arrière du plan de rupture principal « F1 ». Ce même rejet peut-être mesuré à plusieurs endroits le long de la rupture, ce qui atteste de l'unicité du mouvement sur ce plan de rupture secondaire. Il est difficile de dire si l'unité 3 a été ou non affectée lors de cet événement le long de la rupture principale « F1 ». Si elle l'a été, c'est avec un rejet très faible puisque d'après la restauration des couches avant l'événement 2, ces dernières apparaissent non décalées. On peut également se demander si le décalage de la base de l'unité 3 ne pourrait pas être contemporain d'un des 2 événements ultérieurs sans que la rupture n'ait atteint la surface.

- Evénement 4 – Unité 23 : Il s'agit d'une unité de colluvions grano-classée en forme de lentille située à l'arrière de la tranchée qui apparaît affectée le long du plan secondaire « F3 ». Le rejet apparent le long de la faille, associé à cet événement, serait d'environ 20 cm d'après le décalage de la base des unités N° 49, 10 et 70 sous-jacentes.

- Evénement 5 – Unité 49 : Unité de colluvions-coulée torrentielle dont la base apparaît clairement affectée le long du plan de faille inverse antithétique « F1A » au plan de faille principale « F1 ». D'après le décalage de la base de l'unité sous-jacente n°46, le rejet le long du plan antithétique est d'environ 35 cm. Le long de la rupture principale « F1 », l'événement est marqué par le pli qui affecte l'unité N°46 (et qui affecte également la base de l'unité 49) et son isochrone au niveau du mur de la faille (N°57). Il est plus difficile de donner une valeur de rejet à cet endroit.

- Evénement 6 – Unité 31 : Cette unité de colluvion non classée et non grano-classée est affectée par la rupture « F3 ». Elle est recouverte par une unité de coin colluvial N°70. Le décalage de la base de l'unité 31 indique un rejet apparent le long de la faille d'environ 40 cm. Ce décalage cumule le rejet associé à l'événement 6 ainsi qu'à l'événement 4 ultérieur. Le rejet de l'événement 6 est donc de 20 cm (comme l'événement 4). Comme pour l'unité 69, l'unité 31 avait été considérée dans un premier temps, comme représentant potentiellement un coin colluvial, mais la limite d'érosion que constitue la base de l'unité d'une part, et l'absence de décalage des unités sous-jacentes après restauration d'autre part, permet d'éliminer cette hypothèse. Nous ne pouvons dire si cet événement est visible également le long de la faille principale « F1 » faute d'une tranchée plus profonde notamment au niveau du mur de la faille (« footwall »).

Par contre, au niveau du toit de la faille, dans la partie inférieure de la tranchée, une

rapide excavation ultérieure, nous a permis d'observer des structures que l'on peut relier à 1 voire peut-être 2 événements antérieurs. Il faut noter qu'il s'agit d'une section de la tranchée qui n'a été étudiée que très rapidement sur le terrain et a été levée seulement d'après photos (Figure IV.30). Notre interprétation doit être donc prise avec précaution. Sous l'unité 54, on observe le toit (« hangingwall ») d'une structure plissée. Bien que nous n'ayons pas observé la continuité de cette structure au niveau du mur « footwall », nous l'interprétons comme étant associée à une déformation cumulée associée au 2 séismes observés dans la partie supérieure de la tranchée. Dans cette structure plissée on observe une faille qui recoupe les unités 71 (colluvions) et 72 (sables argileux) et qui apparaît scellée par une limite en discordance-érosion correspondant à la base de l'unité 15. Notre interprétation est donc la suivante :

- Evénement 7 - Unité 71 : L'unité 71 correspond à une unité colluviale constituant un événement horizon puisqu'elle est recoupée par la faille « F1' ». Le déplacement de la base de l'unité est de 30 cm. L'absence de coin colluvial post-datant immédiatement cet événement serait dû à l'érosion lors du dépôt de la coulée torrentielle (« debris flow ») de l'unité 15.

- Evénement 8 - Unité 72. Si on considère que l'unité 71 correspond à un coin colluvial, nous aurions alors un événement horizon antérieur correspondant à l'unité 72. Cette interprétation est délicate si on imagine que l'unité de colluvions 71 provient seulement de l'effondrement-érosion d'un escarpement affectant des sables de l'Unité sous-jacente 72. Si on fait cette hypothèse, un déplacement de l'ordre de 35 cm pourrait être associé à cet événement, estimé d'après l'épaisseur du coin colluvial de l'unité 71 et d'après l'idée émise par McCalpin (1996) selon laquelle le volume de matériel d'un coin colluvial est comparable à celui des matériaux érodés au niveau de l'escarpement et donc proportionnel à l'amplitude du mouvement sur la faille.

Remarques complémentaires à cette interprétation du levé de la tranchée TE1 : Les structures d'érosion (i.e. bases des unités 3 et 50 et leur isochrones) n'ont pas été interprétées comme associées à des événements sismiques car on les retrouve tout le long de la coupe. La majeure partie du plissement affectant les unités 15, 71 et 72, a été interprété comme contemporaine des événements 1, 2 et 5 observés dans la partie supérieure de la tranchée.

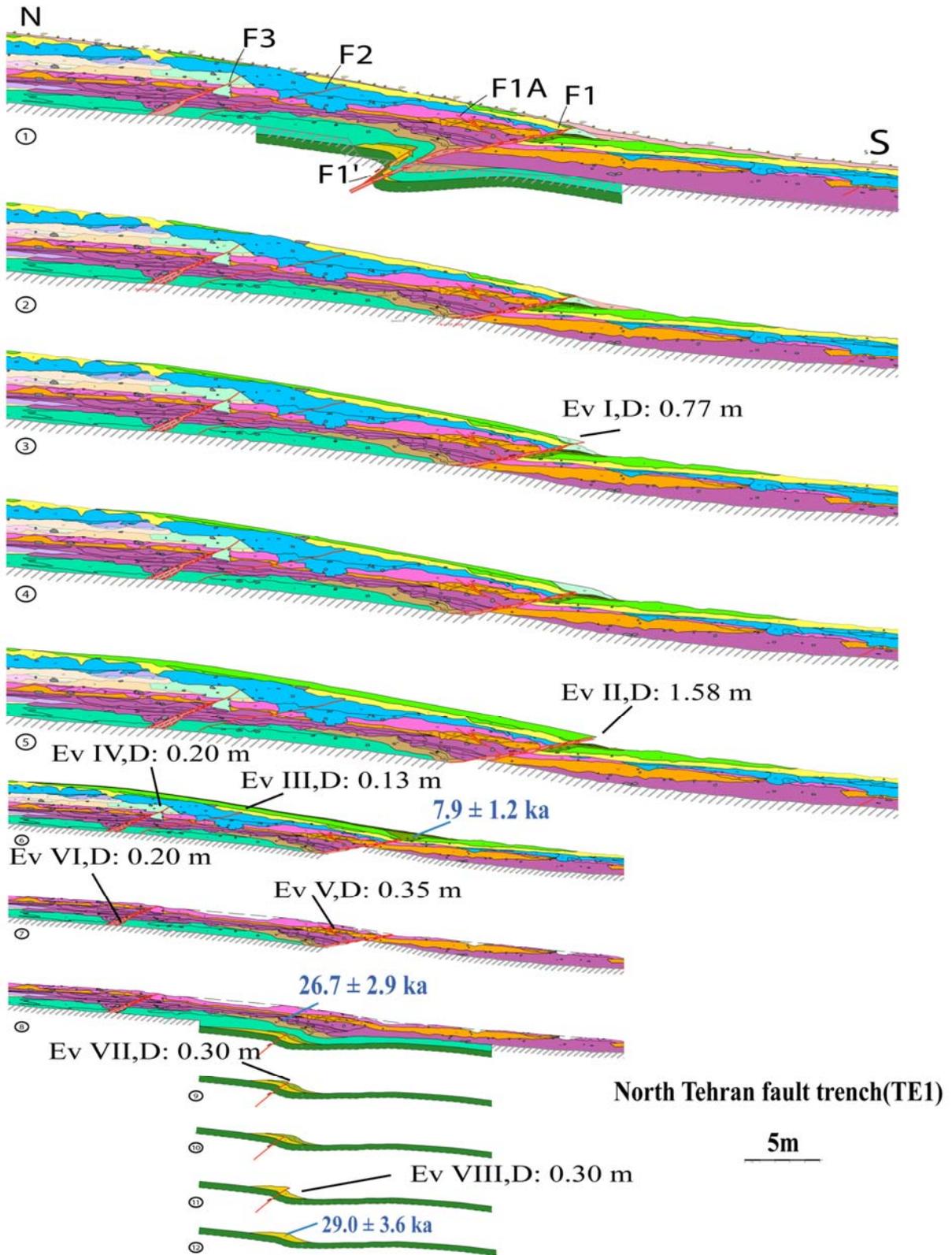


Figure IV.35 : Scénario rétrospectif des séismes enregistré sur la faille Nord Téhéran dans la tranchée TE1.

- **Estimation des magnitudes et des âges des séismes – tranchée TE1:** Au total, nous observons 6 à 8 événements d'après l'analyse paléosismologique. 4 à 5 événements sont associés à la zone de rupture principale (F1, F1A et F1') et 2 à 3 événements sont associés aux failles secondaires F2 et F3 sans avoir pu mettre en évidence un mouvement contemporain le long de la zone de faille principale. Trois interprétations sont possibles pour expliquer cela : i) soit ces événements sont contemporains les uns des autres, simplement les ruptures ne se sont pas propagées toutes au niveau de la surface du sol (par exemple l'Ev3 identifié sur la faille F2, pourrait être contemporain de l'un des deux événements ultérieurs Ev2 ou Ev1 observés le long de F1) ; ii) soit les déplacements principalement décrochant observés sur les failles secondaires F2 et F3 sont trop faibles pour être clairement identifiés sur la rupture principale ; iii) soit les décalages observés sur les failles secondaires décrochantes correspondent bien à des mouvements inverses sur la faille Nord Téhéran, mais ceux-ci sont exprimés sur une autre ligne de rupture, hors du champ d'investigation de la tranchée.

Dans l'incertitude, nous avons estimés les magnitudes seulement à partir des données de rejets observées sur la zone de rupture principale (F1, F1A et F1'). Les décalages apparents associés aux événements, du plus récent au plus ancien sont respectivement 0.77 m, 1.58 m, 0.35 m, 0.30 m et 0.36 m si on considère un 5^{ème} événement sur cette zone de faille. Ces décalages peuvent être traduits en Magnitude du moment sismique Mw, d'après les fonctions empiriques de Wells et Coppersmith (1994) (Tableau IV.6). Les fonctions utilisées sont celles qui calculent Mw à partir d'un déplacement moyen (DM) dans le cas d'une faille inverse ($M_w = 6.64 + 0.13 \log DM$) ou dans le cas général ($M_w = 6.93 + 0.82 \log DM$). Dans le calcul des magnitudes, nous n'avons pas pris en compte le fait que la cinématique de la faille « F1 » comporte sans doute une légère composante décrochante senestre. Par conséquent, ces estimations doivent être considérées comme minimum.

N° d'événement	Décalage (m)	Mw (AD),Inverse	Mw (AD),Général	Faille
Ev 1	0.77	6.62	6.8	F1
Ev 2	1.58	6.66	7.1	F1
Ev 3	0.13	-	-	F2
Ev 4	0.20	-	-	F3
Ev 5	0.35	6.58	6.6	F1A, F1
Ev 6	0.20	-	-	F3
Ev 7	0.30	6.57	6.5	F1'
Ev 8	0.35	6.58	6.6	F1'

Tableau IV.6: Les valeurs de magnitudes Mw estimées d'après les fonctions de Wells and Coppersmith (1994) pour les événements observés dans la tranchée TE1.

Les données de datation (Tableau IV.7) obtenues par luminescence optique sur différentes unités contenant des dépôts fins (Figure IV.28, IV.29) permettent de préciser l'activité de la faille dans le temps. Les âges OSL sont tous cohérents stratigraphiquement entre eux. Sur la faille principale « F1 », 4 voire 5 événements se sont produits après 29.0 ± 3.6 ka cumulant 3.5 m de déplacement le long de la faille F1. Si on considère uniquement les événements observés sur cette faille, l'activité apparaît non régulière (en déplacements et en temps) (Figure IV.36). Si on ajoute les événements observés sur les failles secondaires F2 et F3, entre 6 et 8 événements se seraient produits au cours des derniers 29.0 ± 3.6 ka. Si on fait un calcul de l'intervalle de récurrence moyen en supposant une distribution régulière de 8 événements depuis les derniers 29.0 ± 3.6 ka, on obtient un intervalle de récurrence similaire compris entre 3175 et 4075 ans.

Unité	Echantillon	Age IRSL mesuré (ka)	Age IRSL corrigé (ka)
68	TE2	6.7 ± 1.0	7.9 ± 1.2 ka
68	TE5	7.3 ± 0.9	8.6 ± 1.1 ka
39	TE1	22.4 ± 2.4	26.7 ± 2.9 ka
72	TE6	24.3 ± 2.8	29.0 ± 3.6 ka

Tableau IV.7 : Les âges obtenu par la méthode OSL, tranchée TE1.

On retrouve cet intervalle, si on fait le calcul à partir des 2 séismes de magnitude $M_w > 6.8$ se sont produits après 7.9 ± 1.2 ka. Ces 2 événements sont postérieurs à l'Unité 68 datée à 7.9 ± 1.2 ka (les 2 âges obtenus pour l'unité 68 sont cohérents stratigraphiquement puisque l'échantillon TE5 a été prélevé environ 10 cm en dessous de l'échantillon TE2 ; nous avons considéré l'âge le plus jeune car le plus proche stratigraphiquement des 2 événements). Si on calcul un intervalle de récurrence moyen, on trouve un intervalle compris entre 3350 et 4450 ans. La vitesse de déplacement moyenne sur la faille serait pour cette période de 0.3 ± 0.05 mm/a. Ceci donne une vitesse de raccourcissement horizontale dans la direction $N025^\circ E$ (azimut de la tranchée) de 0.26 ± 0.04 mm/a et une vitesse de soulèvement verticale est de 0.15 ± 0.02 mm/a.

Si on considère maintenant les âges OSL obtenus dans les unités inférieures N°39 et N°72, respectivement 26.7 ± 2.9 ka et 29.0 ± 3.6 ka, ils encadrent un à deux événements, respectivement Ev7 et Ev8. Ces données permettent d'estimer un intervalle de récurrence moyen maximum de 4400 ans et une vitesse moyenne minimum (dans le cas de 2 événements régulièrement distribués) de 0.1 mm/a.

Entre les 2 groupes de séismes (Ev1-Ev2, et Ev7-Ev8 respectivement), un événement (Ev5) se serait produit dans un espace de temps compris entre 14100 et 22100 années.

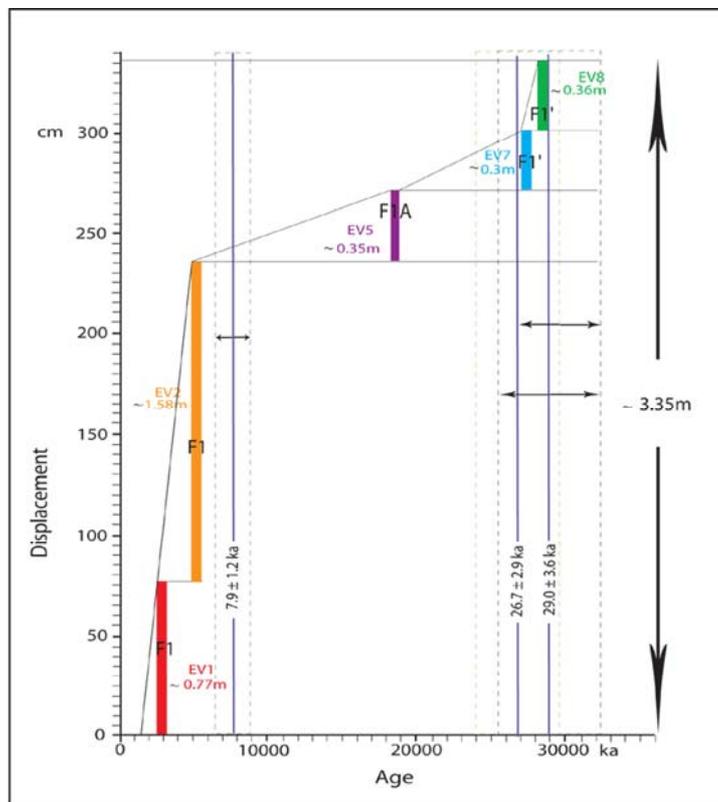


Figure IV.36 : l'événement séismique associé à la faille principal « F1 » à tranchée TE1.

- **Tranchée TE2** – Nous avons identifié 6 événements dans la tranchée TE2 (Figure IV.32, IV.37). L'orientation des levés a été inversée de façon à rendre leur lecture cohérente avec la lève de la tranchée TE1). Cinq de ces événements sont identifiés au niveau d'une zone faillée d'environ 7 m de large située dans la partie Sud de la tranchée (voir scénario rétrospectif de la Figure IV.36) le long laquelle la déformation est distribuée sur 4 ruptures (F1 à F4). Un autre événement plus ancien est observé environ 25 m plus au Nord (voir Figure IV.32).

La stratigraphie des paléoséismes en remontant dans le temps est la suivante:

- Evénement 1 - Unité 3 : unité de coin colluvial recoupée par la faille principale et recouverte par les unités N°11 et 2. Le décalage de la base de l'unité 3 le long de la faille F2 est de 30 cm.

- Evénement 2 - Unité 7 : unité alluviale visible observée surtout dans le mur de la faille (« footwall ») au sud de tranchée, érodée dans le toit de la faille (« hanging wall »). Au total, la base de l'unité apparaît décalée de 95 cm (70 cm + 25 cm le long de deux ruptures F2 et F1, respectivement). L'unité 7 est recouverte par l'unité de coin colluvial 3 et 10 (notons que ces 2 unités ont une base correspondant à une surface d'érosion suggérant un dépôt s'étant effectué dans un contexte érosif).

- Evénement 3 - Unité 8 : unité de coulée torrentielle dont la base apparaît décalée d'environ 59 cm (40 cm et 19 cm le long des plans de rupture F1 et F3, respectivement).

- Evénement 4 - Unité 9 : unité de coulée torrentielle affectée le long des plans F1 et F2 dont la base totalise un déplacement de 70 cm (50 cm et 20 cm, respectivement).

- Evénement 5 - Unité 22 et ses isochrones (12, 13, 14): unité de coulée torrentielle située à la base de la tranchée apparaissant affectée le long des plans F3 et F4. Etant en limite d'observation dans la partie inférieure de la tranchée et compte tenu de l'incertitude du levé due à l'hétérogénéité des dépôts, nous n'avons estimé de valeurs de rejets.

- Evénement 6 - Unité 16 : Unité de colluvions-coulée torrentielle affectée dans la partie Nord de la tranchée par un plan de faille inverse (Figure IV.38). Nous ne pouvons attribuer une valeur exacte au déplacement de l'unité 16 car d'après notre levé, elle est absente au niveau du toit de la rupture (« hangingwall »), sans doute du fait de l'érosion postérieure à l'événement qui l'a décalé. Si cette interprétation est juste, cela indiquerait un rejet important. Notons que les unités 43 et 44 apparaissent plissées au toit de la faille.

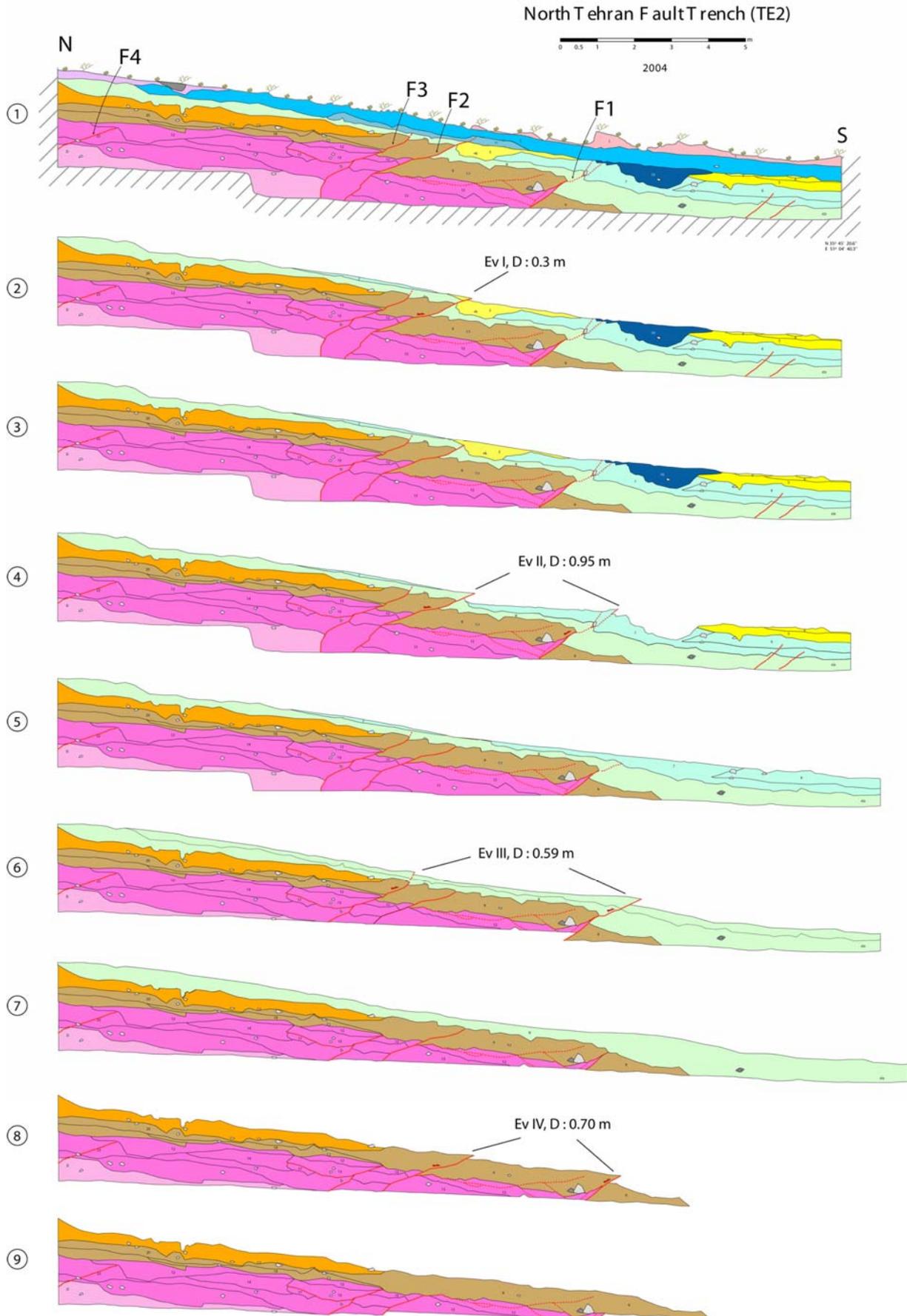


Figure IV.37 : Scénario rétrospectif des paléoséismes enregistrés dans la tranchée TE2 sur la faille Nord Téhéran.

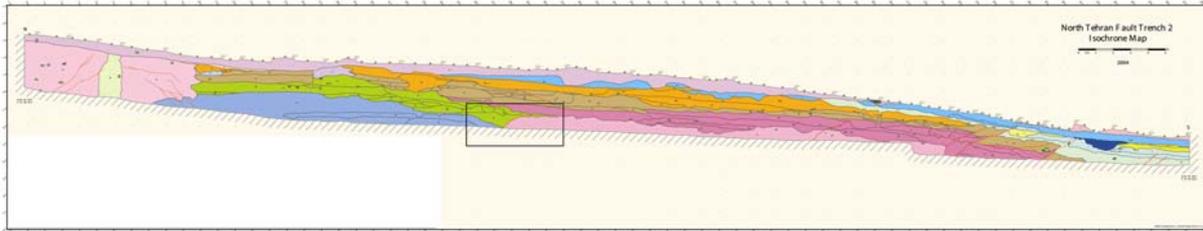


Figure IV.38 : Le plus ancien évènement sismique (dans la cadre du rectangle noir) entre l'unité 36 (la couleur vert olive) et 16 (la couleur rose) à partir de log isochrone de la tranchée TE2.

- **Estimation des magnitudes** (Tableau IV.6) - Les décalages des « unités – événements horizons » peuvent être traduits en Magnitude du moment sismique M_w d'après les fonctions empiriques de Wells et Coppersmith (1994) pour le cas d'une faille inverse et du cas général. Dans ce calcul, comme dans le cas de la tranchée TE1, nous n'avons pas pris en compte le fait que la cinématique de la faille comporte sans doute une légère composante décrochante senestre. Et par conséquent, il s'agit d'estimations minimum.

N°	F1/Déc. (m)	F2/Déc. (m)	F3/Déc. (m)	F4/Déc. (m)	Décalage Totale (m)	M_w (AD),Inverse	M_w (AD),Général
Ev 1		0.30			0.30	6.57	6.5
Ev 2	0.25	0.70			0.95	6.64	6.9
Ev 3	0.40		0.19		0.59	6.61	6.74
Ev 4	0.50	0.20			0.70	6.88	6.80
Ev 5		?		?	-	-	-
Ev 6					-	-	-

Tableau IV.6: Les valeurs de magnitudes M_w estimées d'après les fonctions de Wells and Coppersmith (1994) pour les événements observés dans la tranchée TE2.

Bien que nous n'ayons pas de données géochronologiques pour la tranchée TE2, et qu'il soit impossible de corréler les unités stratigraphiques d'une tranchée à l'autre sur des critères stratigraphiques - étant donné la distance entre celles-ci et le contexte de cône alluvial dans laquelle elles sont situées - son analyse apporte un éclairage supplémentaire sur la question de l'activité de la zone de faille Nord Téhéran. Deux points méritent d'être soulignés: 1) On retrouve à peu près le même nombre d'événements et la même gamme de magnitudes que ce qui a été observé dans la tranchée TE1; 2) Les événements apparaissent répartis régulièrement dans le temps - ainsi que distribué dans sur une zone de faille, sans que l'on puisse parler d'une rupture principale - d'après la fréquence « dépôt/rupture » (un dépôt est suivi d'une rupture recouverte par érosion par un nouveau dépôt qui à son tour est affecté par une nouvelle rupture etc...). En conséquence, cette observation suggère un fonctionnement moins irrégulier que ce qui était envisagé d'après l'analyse de la tranchée TE1 et va dans le choix de la suggestion iii) proposée plus haut : les décalages observés sur les failles secondaires dans la tranchée TE1 correspondent à des mouvements inverses sur la faille Nord Téhéran, mais ceux-ci sont exprimés sur une ou plusieurs autres lignes de rupture, hors du champ d'investigation de la tranchée.

Au nord de la tranchée TE2, on peut observer une galerie de Qanât qui été détruite (par un évènement sismique ?) puis réparée (Figures IV.39, IV.40). De part et d'autre de la zone qui s'est écroulée, on observe des failles normales conjuguées. Par ailleurs, le toit du

Qanât est tapissé de briques sur une section au dessus de laquelle on trouve une masse de sédiments complètement déstructurés (pas de stratigraphie ni de grano-classement). Par dessus, on trouve un dépôt horizontal dans lequel des pierres sèches ont été agencées et forme un ancien mur. De note point de vue, ces observations peuvent être interprétées comme associées à l'écroulement d'une galerie souterraine lié à un séisme, il y a de cela déjà un certain temps. Après déblaiement des roches comblant la galerie (et la tranchée naturelle formée par écroulement), la galerie aurait été ensuite réparée avec des briques, puis le reste de la tranchée comblé avec des gravas. Enfin, le sol aurait été de nouveau perturbé à l'occasion de la fabrication du mur observé en surface. Un échantillon de brique a été collecté en vue de datation TL, ce qui pourrait nous donner un âge de réparation, c'est à dire post-datant un séisme potentiel.



Figure IV.39 : Remplissage de Qanât en raison de séisme ? a la partie septentrional de la site TE2, les failles normales ou fractures extension progressé autour de puits de qanât.



Figure IV.40 : Galerie de qanât et escarpement artificiel en face de la, situé entre site paléoseismologique TE1 et TE2 où la tranchée supplémentaire creusée.

IV.6-Faille de Rey

Comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre III, les études de sismicité historique dans la région de Téhéran suggèrent que plusieurs séismes historiques importants (M 6-7) soient associés aux failles de Rey (Ambraseys et Melville, 1982);(Berberian et Yeats, 1999). Sur la base de données géomorphologiques de terrain et d'observations de photos aériennes, Berberian et al, (1985) ont été les premiers à mentionné l'existence d'un escarpement le long de la faille Nord Rey. Depuis, cet escarpement a été en grande partie détruit, érodé ou enterré du fait de la très une rapide urbanisation des villes de Téhéran vers Sud et de Rey vers le Nord.

A la fin de l'année 2004, nous avons réalisé une étude paléosismologique préliminaire le long de cette faille. Une tranchée a été creusée à travers un escarpement qui affecte les dépôts de colluvions-alluvions de Téhéran (Berberian et al, 1985). Le site de tranchée avait été reconnu au préalable par l'analyse morphotectonique. Il est situé dans un terrain cultivé au Sud de Téhéran (voir chapitre précédant) (Figure IV.41). Ses coordonnées géographique (GPS) sont : 35° 36' 21.9" N ; 51° 23' 10.1" E. La tranchée a une direction N-S et sa longueur, sa largeur et sa profondeur sont respectivement de 29 m, 1.5 m et 3-5 m.



Figure IV.41 : Vue vers le nord de la tranchée paléosismologique creusée au travers de l'escarpement le long de la faille Nord Rey.



Figure IV.42 : Le mur oriental de la tranchée creusée au travers de la faille de Nord Rey.

IV.6.1-Description de tranchée :

Nous avons levé le mur Est de la tranchée avec une grille de référence de 1 m x 1 m. Le log a été levé au 1/10^{ème} avec une précision de 0.5 cm. (Figure IV.41, IV.42, IV.43, IV.44). Nous décrivons ci-après les différentes unités stratigraphiques d'après leur nature, la granulométrie des clastes et de la matrice et leur couleur (Figure IV.42) :

- 1: Sol organique brun à gris avec racines de plantes, clastes 10% (2 mm- 1 cm), bien classé.
- 2: Argile brun clair et limons argileux, clastes 5% (2 mm- 1.5cm), (semblable à l'unité 4, cette unité a été touchée par l'activité humaine et contient de petits morceaux de poterie).
- 3: Argile brun clair à crème et limons argileux, clastes 3% (2 mm-1.5 cm), quelques grands clastes (3-4 centimètre) non stratifiés (remplissage de chenaux), quelques morceaux de poterie (semblable à unité 4).
- 4: Argile brun clair à crème et limons argileux, clastes 3% (\leq 1 cm) non stratifiés.
- 5: Argile brun clair à crème et limons argileux, clastes 1% (\leq 5 mm) non stratifiés.
- 6: Limons argileux gris-foncés à noir, clastes 5% (2 -4 mm), Formes lenticulaires contenant du charbon et du matériel organique.

IV.6.2- Interprétation

Aucune trace de rupture de surface ou de structures associées à une rupture de surface n'est observée dans la tranchée. Les unités sont horizontales à sub-horizontales et ne montrent pas de traces de déformations. En particulier, la géométrie de l'unité 5, horizontale et visible d'un bout à l'autre de la tranchée montre que l'escarpement observé en surface ne correspond pas à un escarpement de faille (Figure IV.43). Notre interprétation est qu'il s'agit plutôt d'un escarpement associé à talus d'incision fluviale ou d'un escarpement associé à l'activité anthropique (terrassement, construction d'un canal d'irrigation, etc..?).



Figure IV.44 : .A. Shafei et R. Salamati installant la grille de référence sur le mur oriental de la tranchée.

Référence :

- Ambraseys, N. N., Melville, C.P. (1982). "A history of Persian earthquakes." Cambridge University press, New York: 219.
- Avagyan, A. (2001). Estimation des vitesses de déplacement et des périodes de retour des forts séismes sur le système de Faille de Pambak-Sevan-Sunik(Arménie), Segmentation et relation avec l'activité volcanique. LDL. Montpellier, Université Montpellier II: 246.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Argangraves, B., Mohajer Ashjaie, A. (1985). Seismotectonic and Earthquake fault hazard investigations in the Tehran region(In Persian). Tehran, GSI.
- Berberian, M., Yeats, R.S. (1999). "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau." Bulletin of seismological Society of America **89**(1): 120-139.
- McCalpin, J. P. (1996). Paleoseismology. New York, Academic Press.
- Myers, W. B., Hamilton, W. (1964). Deformation accompanying The Hebgen Lake, Montana Earthquake of August 17, 1959. Washington, GSA: 55-98.
- Noller, J. S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (2000). Quaternary Geochronology. Washington, DC, American geophysical Union.
- Pantosti, D., Schwartz, D.P., Valensise, G. (1993). "Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpina fault; implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy." J. Geophys. Res. **98**: 6561-6577.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J., Vernant, P. (2003). Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, Central Alborz, Iran. 4th. International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, (See 4), Tehran, Iran.
- Slemmons, D. B. (1977). State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States: Report 6, fault and Earthquake Magnitude for U.S. Army Engineer Waterway Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, U.S Army: 129.
- Solaymani, S., Fegghi, K., Shabaniyan, E., Abbassi, M., Ritz, J-f. (2004). "Preliminary Results of Trenching Across the Mosha Fault in the Mosha Valley(in persian)." J. of research seismology and engineering seismology(IIEES) **3-4**: 46-61.
- Yeats, R. S. (1986). Active faults related to folding. In Active Tectonics: Studies in Geophysics. Washington, DC., Natl. Acad. of Sci.
- Yeats, R. S., Allen, C.R., Sieh, K.E. (1996). Earthquake Geology. New York, Oxford Univ. Press.
- Wells, D. L., Coppersmith, K.J. (1994). "Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement." Bull. Seismo. Soc. Am.(84): 974-1002.

V- Conclusions générales

L'Alborz central est composé de formations géologiques d'âge précambrien à quaternaire qui sont affectées par des systèmes de chevauchements et de plis formés au cours de plusieurs orogénèses (les 3 principales à partir de la fin du Précambrien : Précambrien Supérieur-Cambrien Inférieur, Trias-Jurassique, Crétacé-Eocène, Miocène Supérieur-Quaternaire). Ces orogénèses sont toutes liées à la fermeture des bassins Téthysiens dans un contexte de raccourcissement N-S entre la Plaque Africaine (Gondwana avant le Paléozoïque Supérieur) et l'Eurasie. Nous pensons notamment que c'est lors de la fermeture vers le Sud d'un océan Proto-Téthys que se formerait la faille nord Alborz qui jouera ensuite un rôle paléogéographique majeur dans le contrôle structural et cinématique de la chaîne. Nous pensons que la rampe crustale que constitue la faille Nord Alborz se prolonge dans la croûte inférieure et constitue une zone de faiblesse majeure à partir de laquelle se distribue (et se partitionne pour la période actuelle) l'essentiel de la déformation. La structuration de la chaîne, dans la partie supérieure de la croûte, a été également marquée lors des épisodes d'extension au Jurassique-Crétacé et à l'Éocène.

La tectonique récente et actuelle de l'Alborz est directement liée au canevas structural hérité de ces différents épisodes de déformation. L'analyse structurale, morphotectonique et paléosismologique mise en oeuvre dans cette thèse a permis : 1) d'analyser la cinématique actuelle des failles actives de l'Alborz Central, en particulier dans sa zone interne, et permet de proposer un nouveau modèle géodynamique de la région Sud-Caspienne. 2) de dresser un premier bilan de l'alea sismique (source, magnitude, intervalle de récurrence) pour la région de Téhéran.

1) Cinématique et géodynamique récente de l'Alborz Central. Implication sur le plan régional.

Notre étude morphotectonique et paléosismologique dans la région de l'Alborz Central permet d'apporter de nouveaux éléments concernant la question de la cinématique actuelle des chaînes péri-caspiennes. Nous avons pu mettre en évidence que les failles chevauchantes telles que Taleghan, Moshā, et Firouzkuh jouent actuellement en décrochement senestre avec une composante normale alors qu'elles ont joué avec une forte composante en faille inverse au Miocène-Pliocène. Cette inversion ne peut être que récente puisque les structures géologiques et morphologiques cumulées à grande échelle indiquent toujours que ces failles sont inverses (le relief n'est pas encore inversé). Comme ces structures sont liées au cisaillement senestre qui affecte l'ensemble de l'Alborz et que ce cisaillement est lié au mouvement du bassin sud caspien vers le nord-ouest par rapport à l'Eurasie, nous proposons que ce dernier est très récent. Ayant déterminé la vitesse de cisaillement horizontal et verticale le long de la faille de Moshā et connaissant la déformation totale associée à cette nouvelle cinématique senestre-normale, nous estimons que la réorganisation cinématique qui a touché la région Sud-Caspienne et ses chaînes avoisinantes date du Pléistocène et non du Pliocène comme proposé jusqu'à maintenant.

L'article « accepté a Geology » présenté ci-après synthétise les résultats morphotectoniques et paléosismologiques à partir desquels un nouveau schéma cinématique et chronologique de la région est proposé.

Active transtension inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics

Ritz J-F.¹, Nazari H.^{1,2}, Ghassemi A.^{2,4}, Salamati R.², Shafei A.² and Solaymani S.³

1 : Laboratoire Dynamique de la Lithosphère - UMR 5573, Université Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

2 : Geological Survey of Iran, P.O.Box:13185 1494, Tehran-Iran.

3 : International Institut of Earthquake Engineering and Seismology, Dibaji, 19531, Tehran-Iran.

4 : Department of Geology, Teacher Training University, Mofateh St., No. 49, Tehran, 15614, Tehran-Iran

ABSTRACT:

The tectonic activity in the Alborz mountain range, northern Iran, is due both to the northwards convergence of Central Iran towards Eurasia, and to the north-westwards motion of the south-Caspian basin with respect to Eurasia inducing a left-lateral wrenching along this range. These two mechanisms give rise to a NNE-SSW transpressional regime, which is believed to have affected the entire range for the last 5 ± 2 Ma. In this paper we show that the internal domain of Central Alborz is not affected by a transpressional regime but by an active transtension with a WNW-ESE extensional axis. We show that this transtension is young (Middle Pleistocene). It postdates an earlier N-S compression and may have been initiated when the South-Caspian basin started moving. Consequently our results suggest that the South-Caspian basin motion may have taken place more recently than proposed.

Keywords: Iran, Central Alborz, Southern Caspian Basin, Active tectonics, Transtension.

INTRODUCTION

Surrounding the South-Caspian basin, the Alborz mountain range shows a strong tectonic activity with several destructive earthquakes in the past (Berberian and Yeats, 2001). A “V” shape structure characterizes its central part (longitudes 50°E to 54°E) with folds and faults trending NW-SE in the western Alborz and trending NE-SW in the eastern Alborz (Fig. 1). Structural and seismological data for the Alborz show that the deformation is partitioned along range-parallel thrusts and left-lateral strike-slip faults (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). A recent GPS study shows that NS shortening across the Alborz occurs at 5 ± 2 mm/yr and that the left-lateral shear across the overall belt has a rate of 4 ± 2 mm/yr (Vernant et al., 2004). Seismological data recorded in Alborz and other areas surrounding the South-Caspian basin allowed Jackson et al. (2002) to conclude that the South Caspian basin is moving NW with respect to Eurasia - after the global GPS data set, the maximum northern component of the south-Caspian plate movement is 5–6 mm/yr. This model accounts for the seismic activity along the Apsheron ridge, the eastwards overthrusting of the Talesh, and the left-lateral movement along the WNW-ESE Rudbar fault, to the North, West and Southwest of the South Caspian basin, respectively (Fig. 1). Coupled with the N-S convergence of central Iran, the Southwestwards motion of the South Caspian basin with respect to central Iran leads to a NNE-SSW transpressional regime in Alborz. This transpression would have started between 3 and 7 Ma ago; Before this date, right-lateral movements observed along range-parallel strike-slip faults in western Alborz suggests that the range was deforming against the rigid and stable South Caspian domain under a N-S compressional regime (Axen et al., 2001; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003).

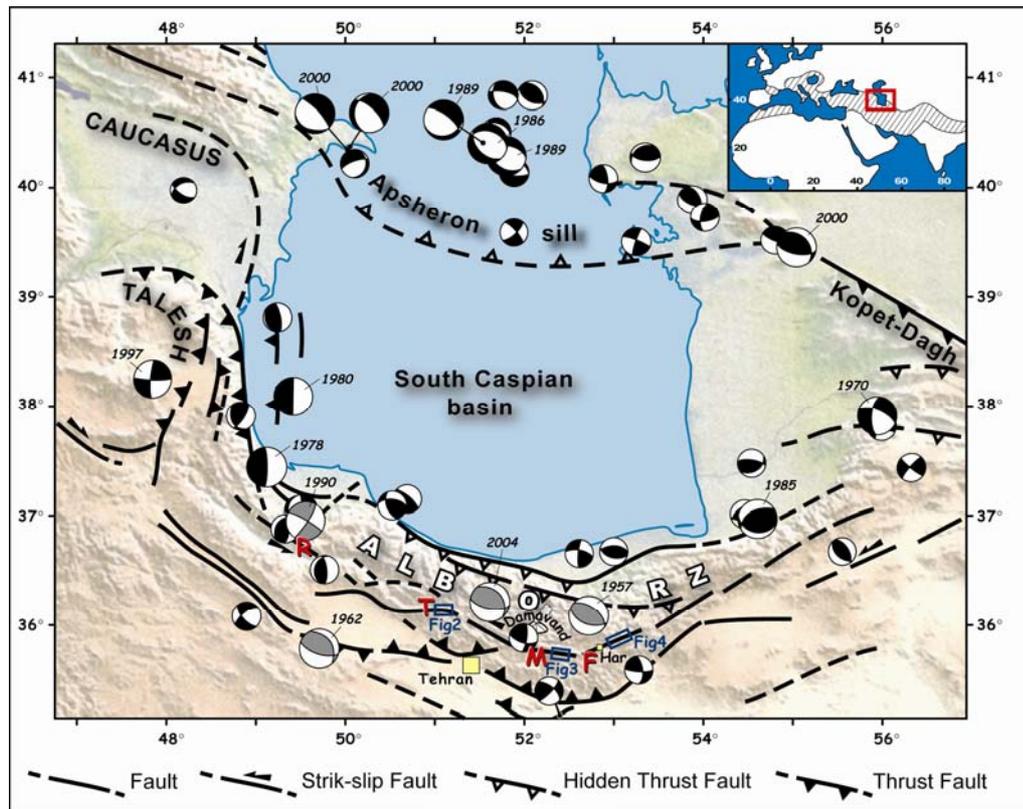


Figure 1: Sketch map of the South-Caspian region with active faults and focal mechanisms (larger spheres with dates correspond to earthquakes having Magnitude ≥ 6). Focal mechanisms are from Jackson et al. 2002 for the Apsheron ridge and Kopet Daggh area, and from Ashtari et al., 2004 for the Alborz. Grey spheres are from McKenzie (1972) for the 1957 earthquake, from Jackson et al. (2002) for 1962 and 1990 earthquakes and from USGS for the 2004 earthquake. T: Taleghan fault, M: Mosha fault, F: Firuzkuh fault, R: Rudbar fault.

However, in the internal domain of central Alborz, morphotectonic features do not fit with the above kinematical and chronological model. These features concern the Taleghan, the eastern Mosha and the Firuzkuh faults, which are three main active faults, each around 70–80 km long trending E-W, WNW-ESE, and NE-SW, respectively (Fig. 1). These three faults are more or less connected and belong to a range-parallel shear zone inside Central Alborz. The area covered by these faults is 250×50 km², between $50^{\circ}30'$ and $53^{\circ}00'$ E, and includes the Damavand, a dormant volcano corresponding to the highest peak in the Middle East (5670 m).

After the historical seismicity, these three faults were the sites of large earthquakes (Berberian and Yeats, 2001), but so far the absence of strong instrumental events along them does not allow determining their focal mechanisms. On the geological maps, these faults are indicated as thrust faults along which Mesozoic, Paleozoic or Proterozoic deposits overthrust Cenozoic deposits. These thrusting movements are considered as still active (e.g. Berberian et al., 1996) and associated with left-lateral strike-slip faulting along the eastern Mosha fault (e.g. Allen et al., 2003) and the Firuzkuh fault (e.g. Berberian et al., 1996; Jackson et al., 2002). The study of the recent morphological features and associated structures affecting the quaternary deposits along these faults allow us to propose a different interpretation as concerns their present kinematics. This has implications in terms of understanding the recent geodynamical evolution of the Central Alborz-South Caspian region.

MORPHOTECTONICS and STRUCTURAL ANALYSES

Along the three mentioned faults, we analyzed the satellite pictures, the air photographs and the large-scale digital elevation models DEM (generated from digitizing 1/50000 scale topographic maps). Then we did extensive fieldwork within selected sites, analyzing the morphology using small-scale DEM generated from GPS kinematics surveys, and the structures affecting the recent deposits within paleoseismological trenches dug across the fault scarps.

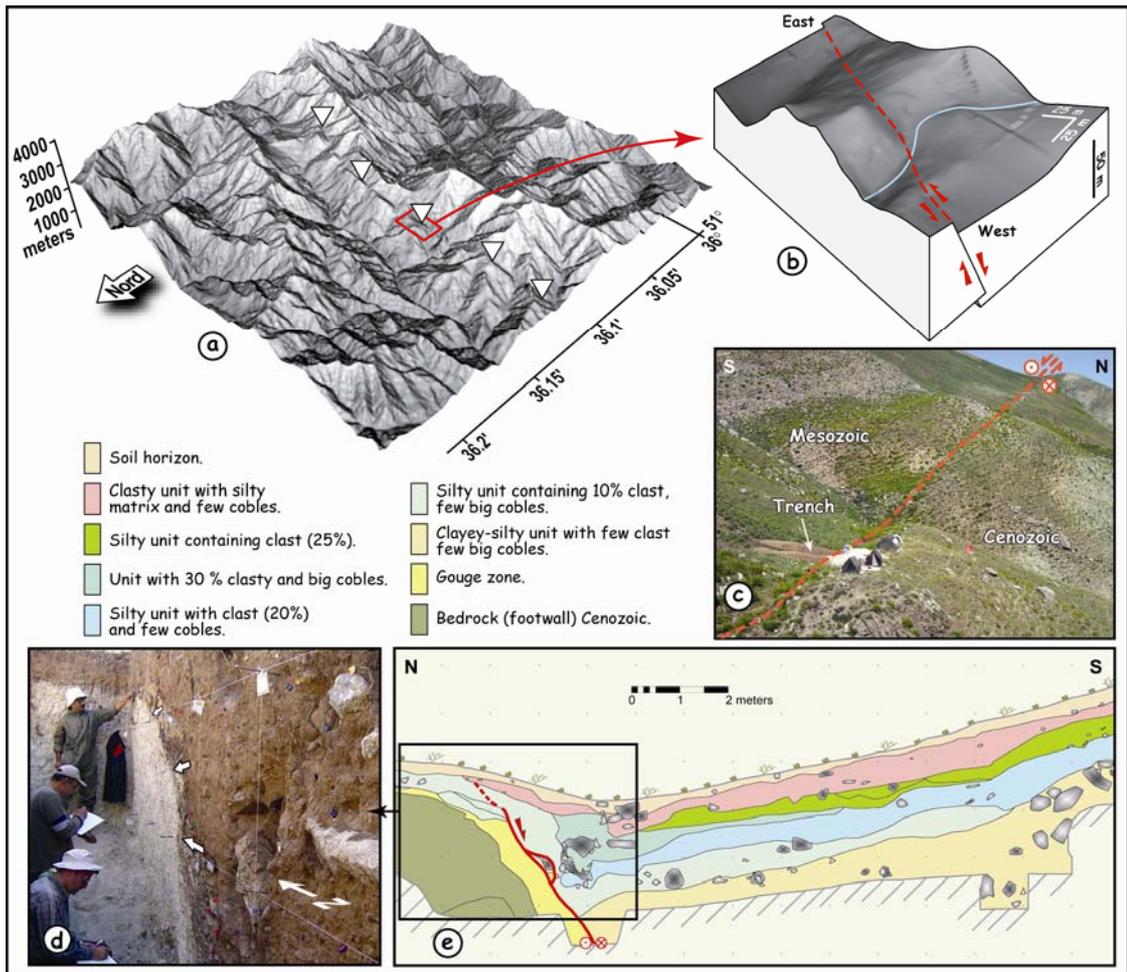


Figure 2: DEM obtained from digitalized "Asara" 1/50000 topographical map showing Taleghan fault scarp (a), Detailed DEM obtained from GPS Kinematics survey (b), Picture of the fault scarp (c), View of the Taleghan fault in trench (d) and corresponding log (e).

Figure 2 shows a synthesis of our observations along the Taleghan fault. At all scales, we observe a clear fault scarp attesting of the recent (Pleistocene-Holocene) surface rupture along the fault. The morphology of the scarp indicates that the dip of the Taleghan fault is toward the South. Therefore, the counter slope observed all along the scarp indicates clearly that the recent movements have a normal component (Figs. 2a and b) associated with a left-lateral displacement as shown by the shifting of the talwegs and the ridges. After the DEM in Figure 2b, the ratio H/V between the horizontal (H = 13 m) and the vertical (V = 17 m) components is 0.76. In trenches, the geometry and kinematics of the fault affecting the recent

Conclusion- Perspectives

deposits are consistent with what is observed at larger scale in the morphology (Figs. 2d and e). From the compilation of our observations, the mean strike, dip and pitch for the Taleghan fault in its eastern part are N 105° E, 60° S and 50° E, respectively. This makes it a normal-left-lateral strike-slip fault.

Along the eastern Moshā fault, the shifting of the talwegs and ridges (Figs. 3a and b) attests clearly of the predominant left-lateral wrenching as mentioned by Allen et al. (2003) and Bachmanov et al. (2004) along a north-dipping fault plane. However, the shutter ridges cannot explain the counter slope morphology of the scarp observed all along the fault (Figs. 3b and c). There is a clear slight normal component associated with the left-lateral horizontal movement. The ratio H/V between horizontal (H = 100 m) and vertical (V = 20 m) components is 5 after the analysis of the digital elevation model (Fig. 3b). The mean strike, dip and pitch of the fault are N 100° E, 70° S and 20° W, respectively. This makes it a left-lateral-normal fault. This geometry and kinematics are also observed in trenches at smaller scale where a main north-dipping surface rupture associated with conjugated horst and graben structures are affecting Holocene deposits (Fig. 3d). Along the main fault plane (Fig. 3e), we measured fault slip data N098 70N 20 W indicating a left-lateral-normal movement. More to the West, at the junction between eastern and central part of the Moshā fault where the fault bends to the NW (see Fig. 1), our preliminary observations suggest that the faults has a pure-left-lateral movement.

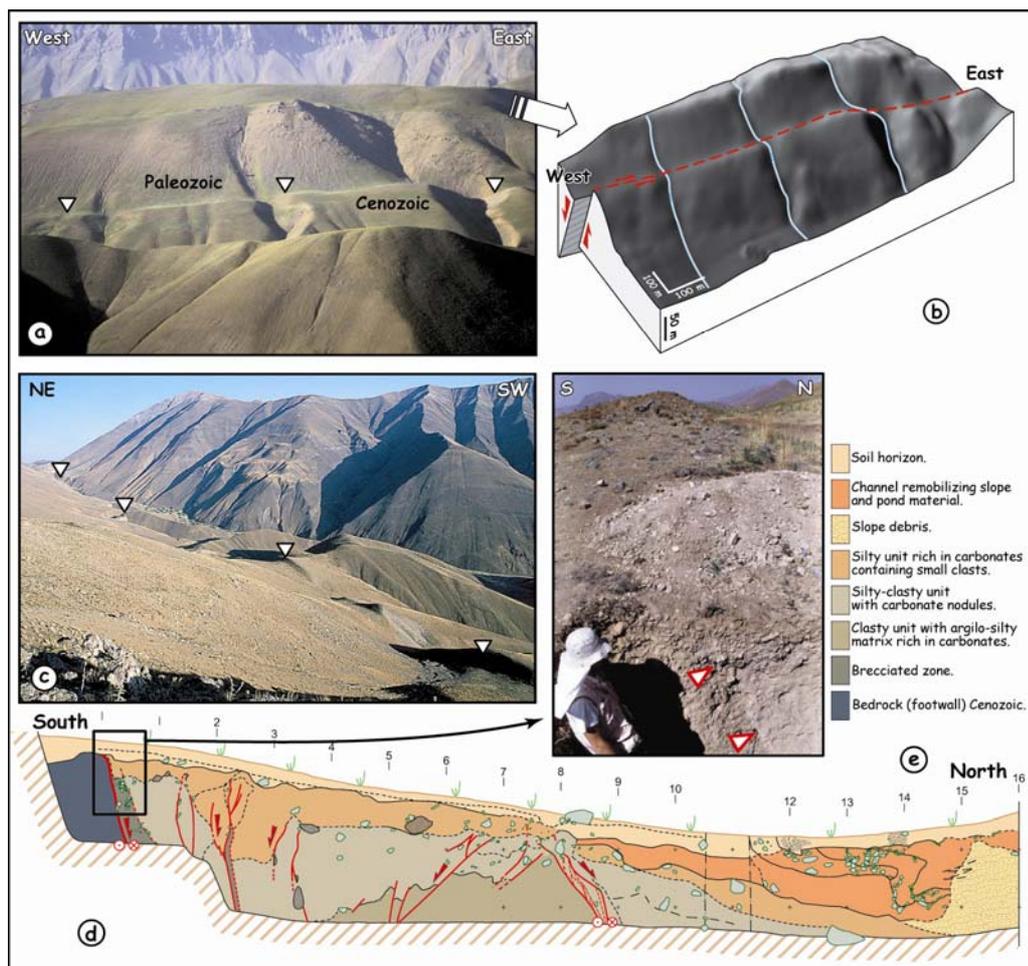


Figure 3: The eastern Moshā fault scarp in landscape (a) and corresponding DEM obtained by GPS kinematics survey (b), Picture of the fault scarp (c), Log of one of the trenches dug across the fault scarp (modified after Ritz et al., 2003b) (d), Picture of the main rupture (e).

The morphology along the Firuzkuh fault shows clearly a counter-slope scarp as observed along the Taleghan and the eastern Mosha fault. Between Firuzkuh city and Harandeh village, along the southern part of the Firuzkuh fault, the geometry of the fault scarp indicates that the dip of the fault is toward the SE (Figs. 4a and b), consistently with the observation in Harandeh village of a main (pluri-decametric) fault plane affecting the Mesozoic trending N060°E and dipping 55°SE. Figure 4a shows that the talwegs are shifted with apparent and opposed strike-slip movements along a counter slope scarp suggesting that the fault has a normal movement associated with a slight left-lateral component. North of Firuzkuh city, we surveyed a site showing a dried valley perched on the northern side of the fault whereas on the southern side, the corresponding present stream appears downthrown and shifted left-laterally (Figs. 4, c and d). Against the scarp, we found lacustrine deposits that have been incised by regressive erosion. These features are consistent with those observed to the South of Firuzkuh and suggest that the fault is dipping south and has a main normal component associated with a slight left-lateral movement. From the digital elevation model (Fig. 4d), we estimated a H/V = 0.6 ratio between the horizontal (H = 15 m) and the vertical (V = 25 m) components for the main stream displacement. This is consistent with the geometrical and kinematical parameters measured along the Taleghan and eastern Mosha faults, and taking into account the NE-SW trend of the Firuzkuh fault.

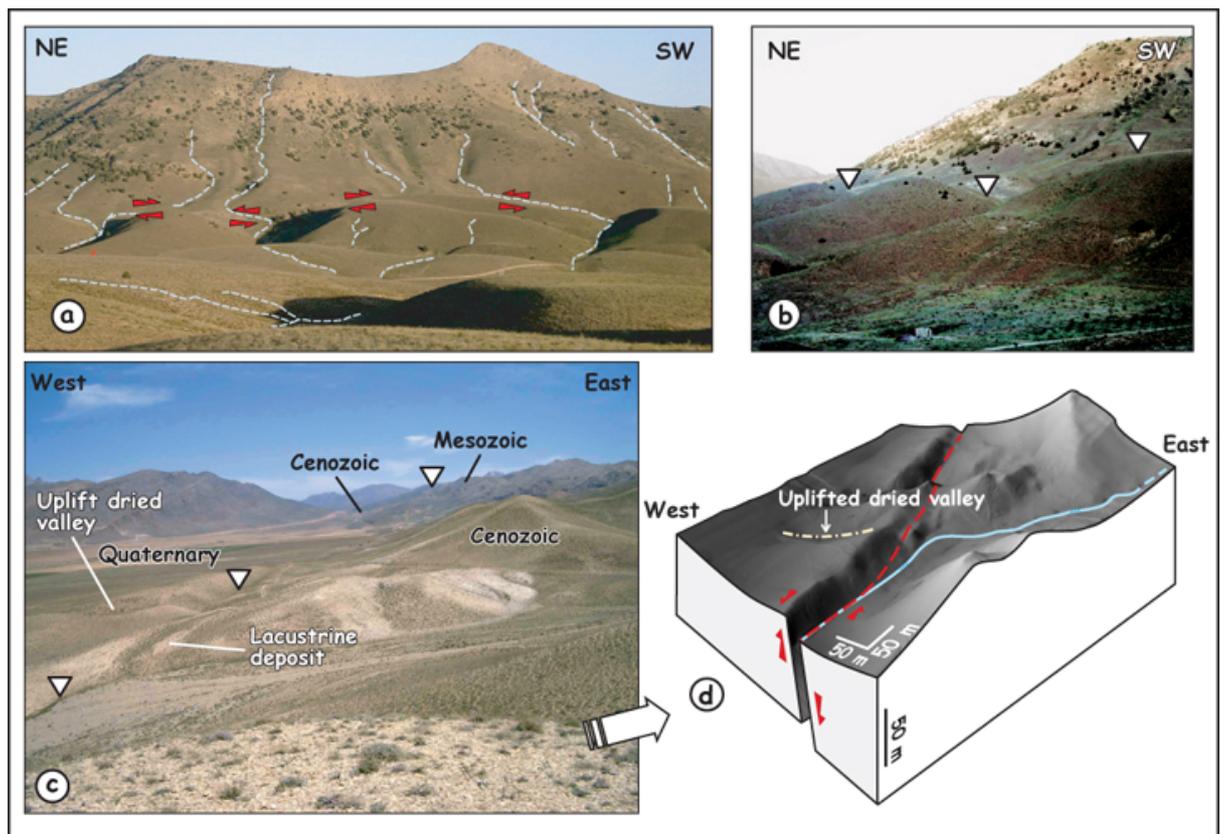


Figure 4: The Firuzkuh fault scarp in landscape with underlined morphotectonic features (a), Closer view of the fault scarp (b), Picture of the fault scarp studied North of Firuzkuh (c) and corresponding DEM obtained from GPS Kinematics survey (d).

Put together, the recent morphological and structural features observed along the Taleghan, eastern Moshā and the Firuzkuh faults characterize an active transtensional deformation occurring in the internal domain of central Alborz. The constant WNW-ESE direction of slip vectors throughout the studied area shows that this transtension is not related to the apex of the curved Alborz Mountains. Moreover, this transtension regime does not cumulate enough deformation to reverse the large-scale topography associated with previous thrusting movements. This suggests that the transtensional tectonics along these faults is recent.

How recent? From paleoseismology, Ritz et al. (2003) estimated a ~ 2 mm/yr horizontal slip rate along the eastern Moshā fault over the Holocene and a $H/V = 5$ ratio between horizontal and vertical components. This ratio is also obtained if we use larger-scale morphological features such as left-lateral shifted streams and the corresponding cumulated vertical offset of the mountains slopes (Fig. 5): From satellite image (Fig. 5a), we measured a ~ 2 km cumulated horizontal displacement for the stream shown on Figure 5b, corresponding to cumulated vertical offset of ~ 350 m (the cumulated vertical displacement along the Taleghan fault is also ~ 350 m). This yields a ratio $H/V = 5.7$ suggesting that the kinematics of the fault remained stable through the time.

On the satellite picture (Fig. 5a), the largest shifted drainage that we can observe is displaced with a maximum of 3 km. Consequently, assuming a 2 mm/yr horizontal slip rate stable through the time yields a age of 1–1.5 Ma for the beginning of the transtensional regime along the Moshā fault.

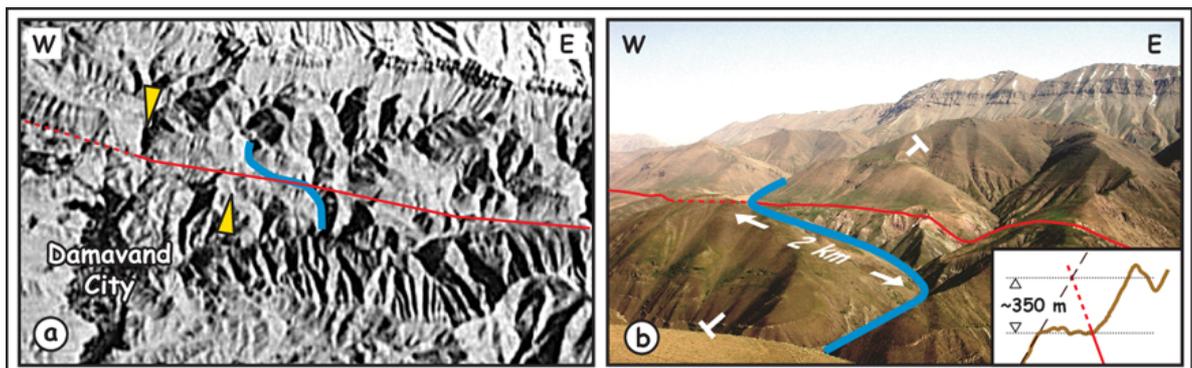


Figure 5: Iconos satellite image showing the eastern Moshā fault and offset drainage basins (a): The stream underlined in blue corresponds to the one shown on Figure 5b; yellow arrows show the largest shifted drainage (3km) observed on satellite picture. Picture showing the cumulative horizontal and vertical displacements within an offset drainage basin along the Moshā fault (b).

CONCLUSION

Our results suggest that the beginning of the South-Caspian basin northwestwards motion respectively to Eurasia and/or its clockwise rotation is Pleistocene. This motion provoked not only the change from a general N-S compression to a general NNE-SSW transpression in Alborz but also the expression of a transtension in the internal domain of the range. Not only the horizontal movements along the strike-slip faults in the western Alborz have been reversed but also the vertical component of the thrusting faults in the internal part of the range, furnishing outstanding examples of extensional phenomena occurring within a compression-dominated region.

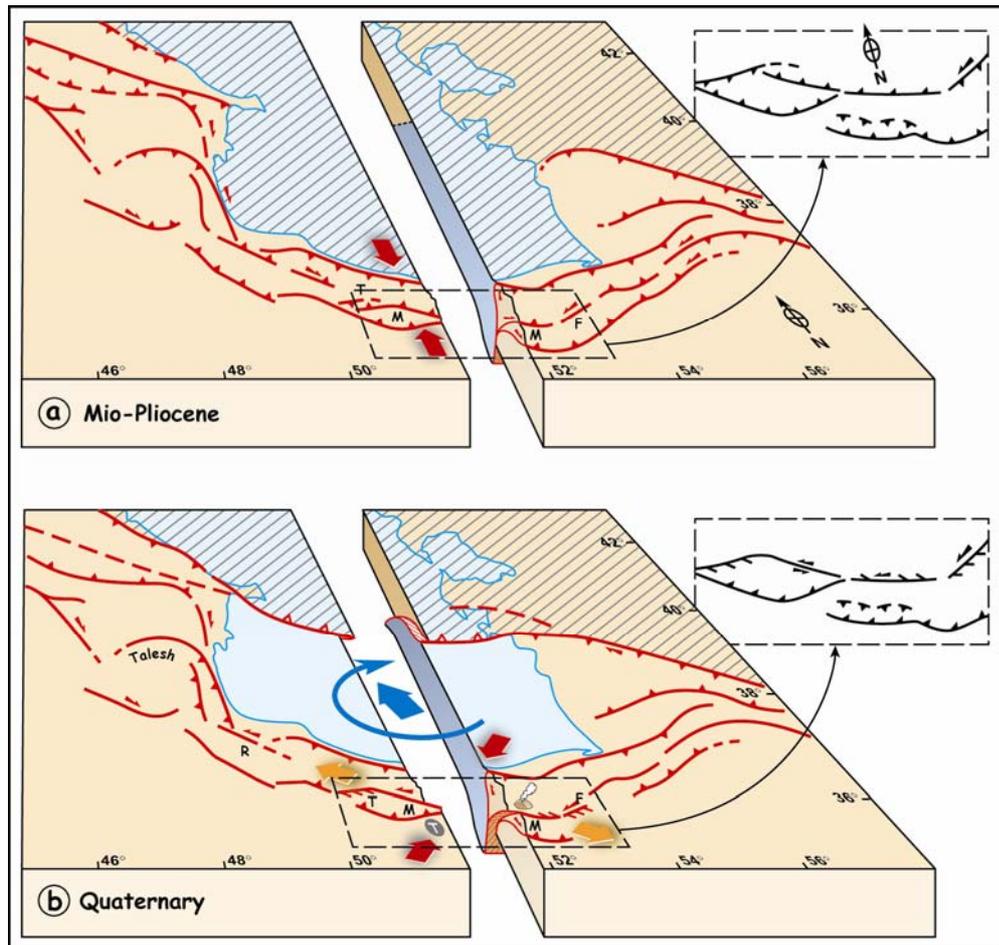


Figure 6: Simplified 3D diagrams illustrating the recent change (Middle Pliocene) of kinematics in Central Alborz associated with the north-westwards motion of the South-Caspian basin respectively to Eurasia (blue arrow). The red arrows indicate the general shortening axis across the Central Alborz; the orange arrows indicate the extensional axis in the internal domain of the range along the range-parallel left-lateral shear zone. Captions for faults are the same than Figure 1. Faults with small dashes indicate predominant normal faulting along Taleghan and Firuzkuh faults. Encircled T indicates Tehran city.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by a French-Iranian research program on the study of the recent and active tectonics in Iran (coordination D. Hatzfeld). We are grateful to the CNRS, the French Embassy in Iran, the GSI and the IIEES, for their support. We thank M. Abbassi, R. Bayer, J. Chéry, S. Dominguez, K. Hessami, D. Hatzfeld, J. Lavé, M. Ghassemi F. Masson, M. Ghorashi, H. Philip, A. Saidi and R. Walker for fruitful discussions. We also thank G. Ganem, R. Tailleux, B. Anderson and J. Jackson for their comments on the text, and A. Delplanque for drawings. This manuscript benefited from the comments of G. Axen, B. Guest and T. Niemi during a first review, and D. Stockli, and an anonymous referee during a second review.

REFERENCES CITED

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 659-672.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, M. (2005). "Microseismicity in the region of Tehran." *Tectonophysics* **395**: 193-208.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stokli, D.F., Hassanzadeh, J., 2001, Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics: *Geology*, v. 29, p. 559-562.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T.P., Rogozhi, E.A., Hademi, M.C., Jamali, F.H., 2004, Active faults in the Zagros and Central Iran.: *Tectonophysics*, v. 380, p. 221-241.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A., 1993, Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the great Ghazvin Region (In Persian), GSI, p. 61.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja Taheri, J., Talebian, M., 1996, Seismotectonic and Earthquake-Fault hazard investigations in the Semnan region (In Persian), Volume VII, GSI, p. 268.
- Berberian, M., Yeats, R.S., 2001, Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 563-584.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukooh, B., Turrin, B., Pandamouz, A., 2004, The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran: *GSA Bulletin*, v. 116, p. 16-29.
- Devlin, W.J., Cogswell, J.M., Gaskins, G.M., Isaksen, G.H., Pitcher, D.M., Puls, D.P., Stanley, K. O., Wall, G. R. T., 1999, South Caspian Basin: Young, Cool and Full of Promise: *GSA TODAY*, v. 9, p. 1-9.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophys. J. Int.*, v. 148, p. 214-245.
- Ritz, J-F., Boulès, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., Yiu, F., 2003a, Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ¹⁰Be dates: *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B3).
- Ritz, J.F., Balescu, S., Sleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J., Vernant, P., 2003b, Geometry, Kinematics and Slip Rate Along the Mousha Active fault, Central Alborz, EGU-AGU-EUG Joint Assembly: Nice, France, Abstract EAE03-A-06057.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004a, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 177-185.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004b, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, v. 157, p. 381-398.

2) Alea Sismique de la région de Téhéran – Sud de l'Alborz Central

La carte sismotectonique jointe en annexe et la carte des failles actives accompagnées des coupes (Figures V.1, V.2, V.3) présentent une synthèse des résultats issus de l'analyse morphotectonique dans l'Alborz Central. La faille Nord Alborz (en profondeur) et son « extension – distribution » en surface apparaît comme une zone de déformation importante. Nous pensons que la majeure partie du raccourcissement actuel dans l'Alborz se produit dans cette région, avec une déformation oblique inverse-senestre finalement assez localisée sur le front Nord de la chaîne au niveau de la zone de faille de Khazar. Cette bordure qui peut être interprétée comme le contact frontal entre l'Alborz et le domaine Sud-Caspien – il faut néanmoins noter que ce contact pourrait se situer plus au Nord sous la mer, notamment à l'Ouest de Noor - est caractérisée par des figures d'incisions et de déviations du réseau de drainage très marquées. Une récente étude stratigraphique sur le Pléistocène supérieur-Holocène dans la vallée de Garm Rud, à l'Est de la vallée de Haraz, suggère une vitesse minimum d'incision de 1,25 mm/a calculée sur les derniers 12 Ka (Pierre Antoine, CNRS Meudon, communication personnelle). Si on suppose que l'incision est liée à la composante verticale le long de la faille de Khazar, le raccourcissement horizontal N-S au travers de celle-ci serait de 2.5 mm/a (pour un pendage de la faille de 30° S).

Nous n'avons pas décelé de déformations quaternaires significatives entre la bordure Nord et la zone de cisaillement senestre majeure (le long de laquelle on observe également un mouvement d'extension) constitué par les failles de Firouzkuh, Mosha, Taleghan, Kandeivan. Il faut noter cependant que des études complémentaires sur le terrain en morphotectoniques sont nécessaires pour confirmer l'absence totale de mouvements actuels sur les failles telle que Baijan.

La zone de faille Taleghan, Mosha, Firouzkuh et sans doute leurs extensions au NW (Kandeivan) et au SE (Ashtaneh) apparaît très active et localiserait la plus grande partie de la déformation cisailante senestre de l'Alborz. D'après les données de vitesses calculées pour la période Holocène sur Mosha et Taleghan, entre 1 et 2 mm/a de cisaillement senestre (vitesse long terme) serait absorbé sur cette zone de faille ce qui représenterait l'essentiel du cisaillement total estimé sur tout l'Alborz par les stations GPS qui a été estimé à 4 ± 2 mm/a par Vernant et al. (2004), Puis ré-estimé à $2,5 \pm 1,5$ mm/a par Djamour (2004).

La bordure Sud de l'Alborz (Failles Nord Téhéran, Parchin) montre une cinématique essentiellement inverse avec une légère composante senestre. D'un strict point morphologique, cette zone apparaît moins active que la bordure Nord. Nos données préliminaires en paléosismologie confirmerait cette analyse qualitative avec une estimation du raccourcissement au travers de la faille Nord Téhéran seulement de 0,26 mm/a, soit seulement 1/10ème du raccourcissement total de l'Alborz, estimé à 5 ± 2 mm/a par Vernant et al. (2004) Puis ré-estimé à $4,5 \pm 1,5$ mm/a par Djamour (2004). La vitesse verticale le long de la faille est de d'0,1 mm/a. Ces résultats sont somme toute à considérer avec prudence car on sait que la déformation dans ce type de système inverse peut être distribuée sur plusieurs segments de failles.

Du point de vue plus précis de l'aléa pour la région de Téhéran, le bilan des informations récoltées sur les différentes failles est le suivant :

Faille Nord Téhéran :

Nous avons identifié et caractérisé un segment actif de faille inverse (N115°E 30S) avec une légère composante senestre entre les villes de Téhéran et Karaj. Ce segment montre une

déformation cumulant plusieurs séismes (au moins 6-8 paléoséismes ont été observés en tranchée) dont les magnitudes M_w - estimées d'après les lois empiriques de Wells et Coppersmith (1994) - sont comprises entre 6.5 et 7.1. Ces séismes se sont produits au cours des derniers $29,0 \pm 3,6$ ka d'après la datation par luminescence optique des unités stratigraphiques observées en tranchée (Coll. S. Balescu, Lille et M. Lamothe, Québec). Deux séismes au moins se sont produits au cours des derniers $7,9 \pm 1,2$ ka. Pour les derniers 30000 ans, la période moyenne de récurrence sur ce segment de faille est comprise entre 3350 et 4450 ans. La distribution de l'activité au cours des derniers 30000 ans apparaît assez régulière si on intègre l'ensemble des horizons événements qui se trouvent distribués sur 3 ruptures. Celle-ci serait irrégulière si on ne considère que les marqueurs d'activité du plan de faille principal. Le temps écoulé depuis le dernier événement estimé sur la base de la sismicité historique est de 828-1150 ans.

Faille de Taleghan:

Nous avons identifié une zone de rupture de surfaces bien marquée dans la morphologie que nous avons pu suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres dans sa partie médiane (la longueur totale serait de 90 km). La faille forme une sorte d'arc de cercle et passe progressivement d'une direction ENE-WSW à NW-SE. Le largueur de la zone de rupture varie d'Ouest en Est. Elle est plus large à l'Ouest qu'à l'Est (le rejet vertical cumulé à l'Ouest est plus grand que le rejet cumulé à l'Est) ce qui est cohérent avec la cinématique normale-senestre de la faille. L'analyse morphotectonique et paléosismologique nous a permis de caractériser la cinématique de la faille dans sa partie médiane (N105 59S 50E normale-senestre) et d'identifier 4 paléoséismes, de magnitudes M_w comprises 6.5 et 7.5, s'étant produit au cours des derniers 5000 ans d'après les datations ^{14}C (Coll. J-L Michelot et M. Massault, Orsay). L'intervalle de récurrence moyen est de 1193 si on distribue régulièrement ces 4 séisme dans cette de temps. Il est de 1651 ± 846 ans si fait le calcul plus précisément avec les âges ^{14}C qui encadrent les événements horizons. La vitesse moyenne de déplacement horizontale le long de la faille serait d'environ 1 mm/a.

Dans le cas où il s'est produit un dernier événement entre 1816-1611 ans calBP et 279 ans calBP (cette interprétation demande confirmation), il apparaît que celui-ci pourrait bien correspondre au séisme historique de 958 AD (X, 7.7) (Ambraseys et Melville, 1982; Berberian and Yeats, 2001). Néanmoins, la datation de l'unité colluviale qui post-daterait immédiatement cet événement donne un âge autour de 1660 AD. Il pourrait donc s'agir de l'événement historique de 1665 AD (VII, 6.5) classiquement attribué au segment oriental de la faille de Mosha. Le temps écoulé depuis le dernier événement serait de 1047 ans s'il s'agit de 958 AD et de 340 s'il s'agit de 1665 AD.

Faille de Mosha :

Comme nous l'avons signalé, l'analyse morphotectonique et paléosismologique de la faille de Mosha a fait l'objet entre 2001 et 2003 d'un travail de collaboration entre l'IIIES (Seismotectonique Dpt) et GSI (H. Nazari) encadré par le laboratoire Dynamique de la Lithosphère de Montpellier (J-F Ritz). Cette étude continue et fait actuellement l'objet de la thèse de Shahryar Solaymani (2005-2008), dans laquelle seront présentés les détails de l'analyse paléosismologique. Les premiers travaux ont permis de caractériser la cinématique du segment oriental de la faille de Mosha (en moyenne N100 70N 20W senestre-normal) et d'estimer sa vitesse à 2.2 ± 0.5 mm/a (Ritz et al, 2003).

Faille de Firuzkuh :

Toujours avec la même approche, nous avons déterminé la géométrie et la cinématique de la faille dans sa partie septentrionale (N060 70S 58E normale- senestre). L'ouverture d'une

Conclusion- Perspectives

tranchée, encore en cours d'exploitation notamment du point de vue datation, a permis d'identifier 2 séismes de magnitudes M_w comprises entre 6.6 et 7.2 et 4 autres séismes plus anciens pour lesquels nous ne pouvons pour le moment quantifier les déplacements.

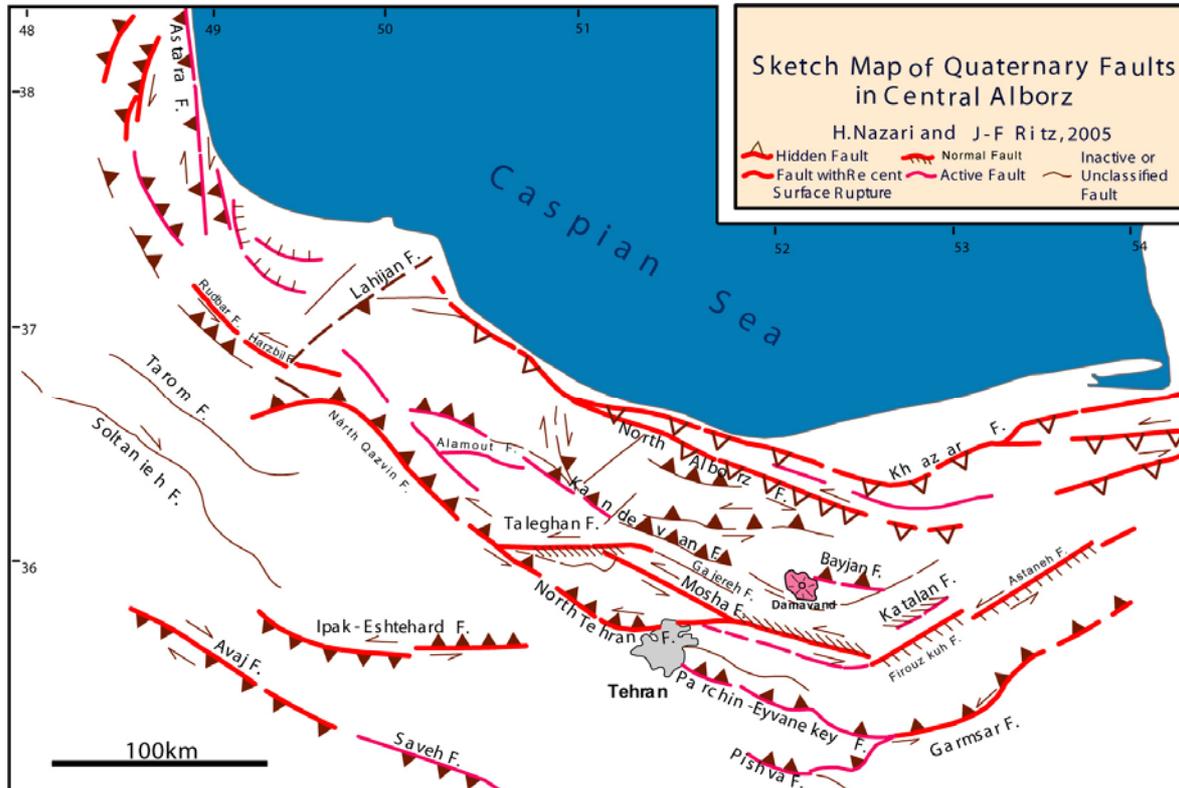
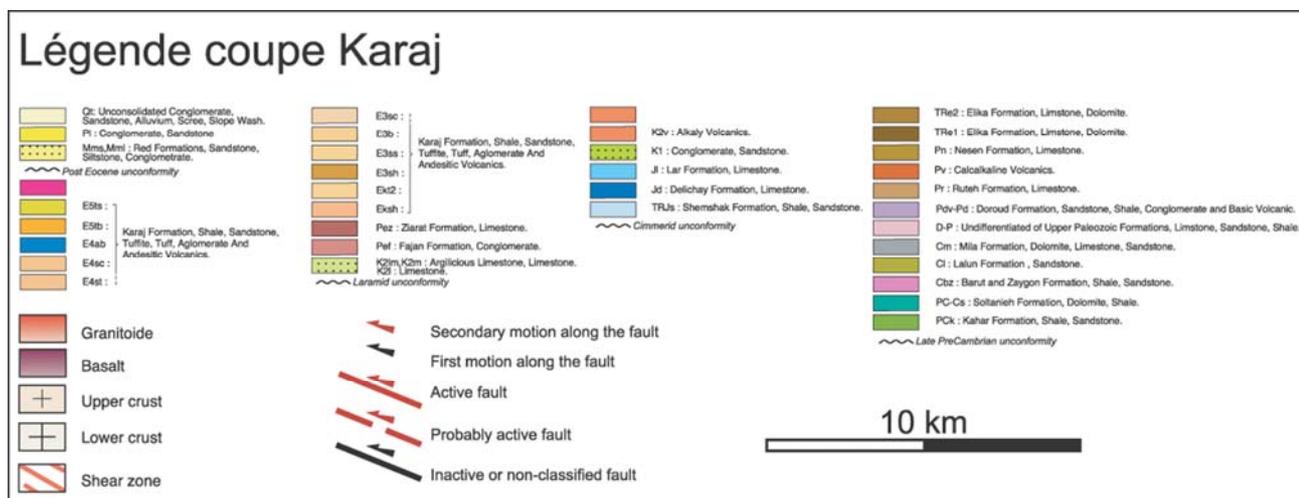


Figure V.1 : Carte des failles actives principales de l'Alborz Central, les barbes indiquent le long des failles le vecteur glissement.



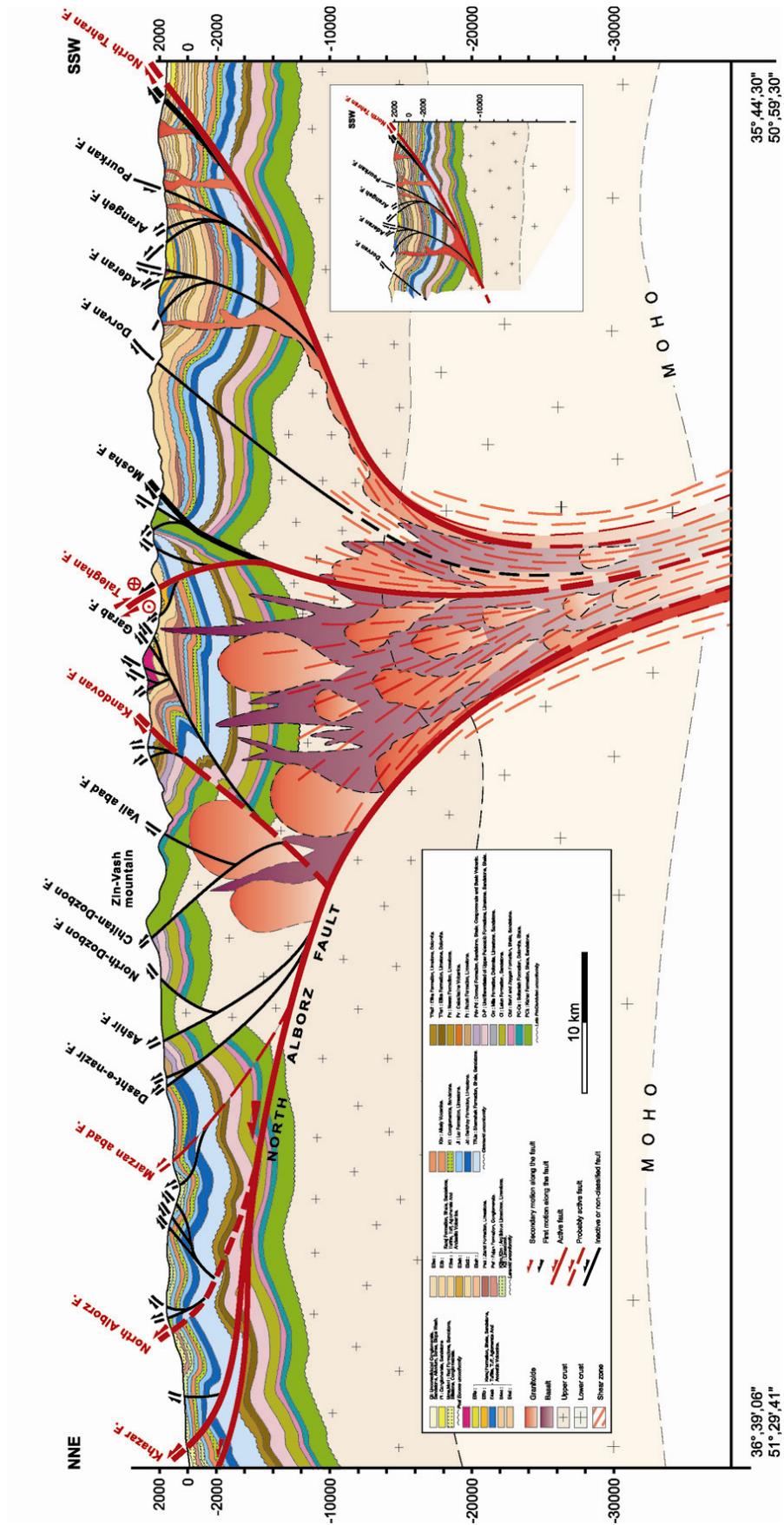


Figure V.2 : Coupe structurale équilibrée de l'Alborz Central (Karadj-Chalus).

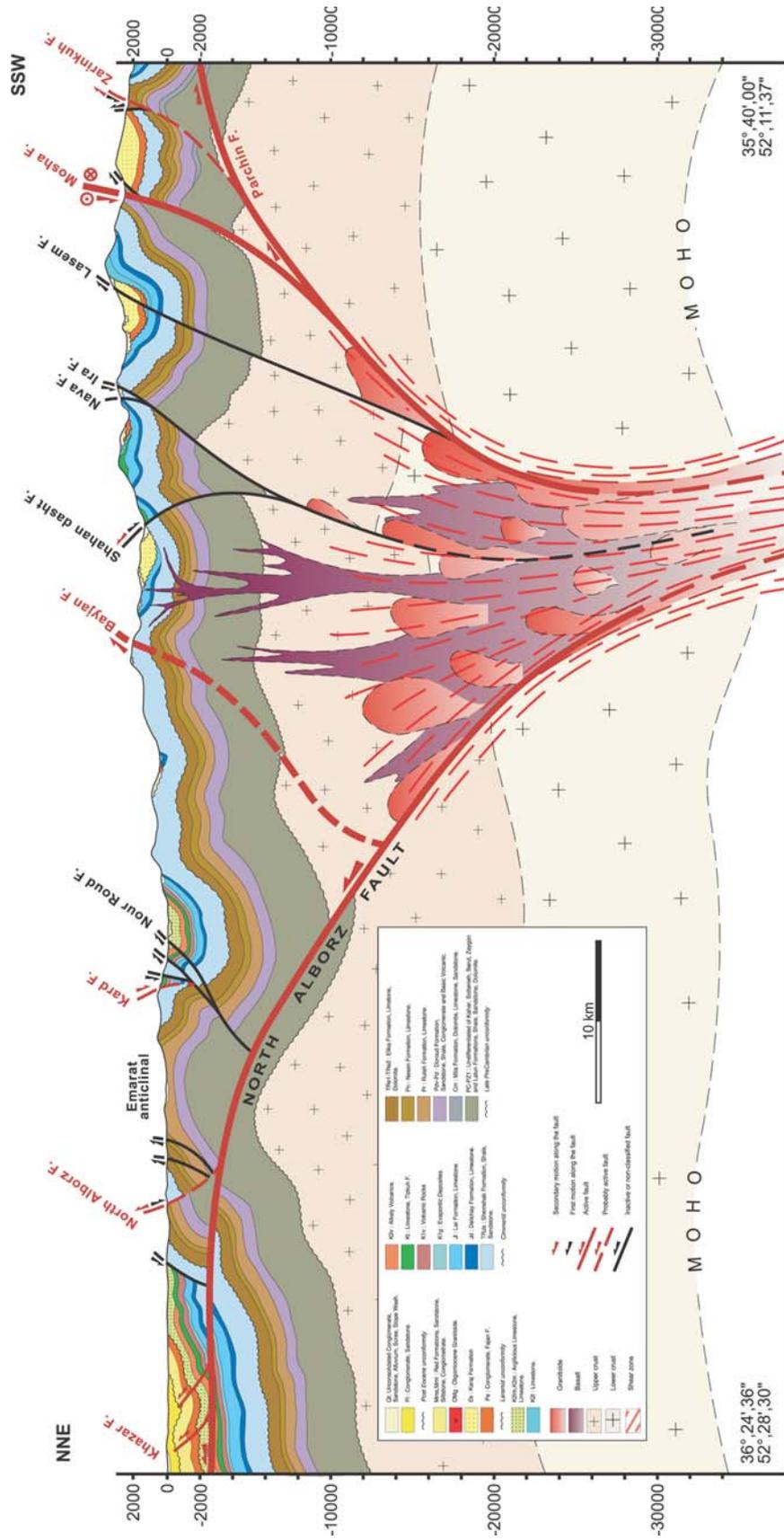
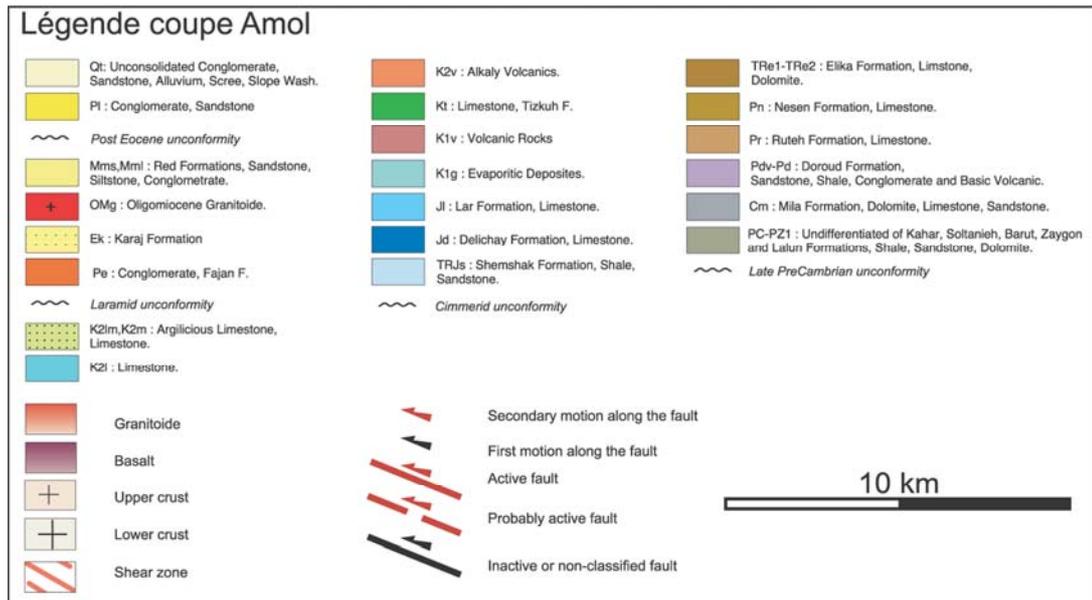


Figure V.3 : Coupe structurale équilibrée de l'Alborz Central (Amol-Damavand).



VI - Perspectives :

Cette étude est une première contribution dans l'analyse morphotectonique et paléosismologique de la région de Téhéran et de l'Alborz Central. Cette étude s'est appuyé sur de nombreux travaux antérieurs, notamment ceux de M. Berberian, et apporte des précisions sur la cinématique des failles dans cette région. Elle permet de caractériser l'activité les failles plus précisément du point de vue de l'alea sismique. Cette analyse est loin d'être achevée que ce soit du point de vue du débat sur la cinématique actuel du domaine sud-caspéen ou que ce soit en termes d'estimation de l'ale sismique. Nous proposons de poursuivre ce travail dans ces deux directions avec les objectifs suivants :

En ce qui concerne la problématique de la cinématique actuelles des failles dans la domaine, nous envisageons d'étendre les investigations morphotectoniques commencées dans l'Alborz Central vers NE en direction du Kopet Dagh ainsi que vers le NW en direction et vers le Talesh pour parvenir à un modèle cinématique clair du fonctionnement actuel du domaine péricaspéen. En particulier, nous souhaitons déterminer avec précision la cinématique précise à l'Holocène-Accuel des failles d'Astra (bordant le Talesh), de Kandevar et sa prolongation vers Rudbar ainsi que de Lahihjan (Alborz occidental), d'Ashtaneh, de Garmsar, et de Khazar oriental (Alborz Central-Oriental) ?

En ce qui concerne la paléosismologie, en plus du suivi et de l'extension des chantiers qui sont inachevés (datations des événements horizons sur la tranchée de Firuzkuh, approfondissement de la tranchée TE1 sur la faille Nord Téhéran), nous souhaitons ouvrir une dizaine de tranchées supplémentaires (11 tranchées au total ont été ouvertes et analysées dans le cadre de cette thèse et de celle de Shahryar Solaymani) réparties sur le segment occidental de la faille de Taleghan, le segment central de Mosha, le segment oriental de la faille Nord Téhéran, la partie méridionale de la faille de Firuzkuh, et les failles de Parchin-Garmsar et de Pishva. Ceci afin de disposer d'une base « statistique » représentative de l'activité de ces failles et d'aboutir à une analyse probabiliste de l'aléa sismique dans la région de Téhéran.

Référence générale:

- Allen, M. B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. (2003). "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran." Journal of Structural Geology **25**: 659-672.
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R. (2004). "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates." Tectonics **23**(TC2800): 16.
- Ambraseys, N. N., Melville, C.P. (1982). "A history of Persian earthquakes." Cambridge University press, New York: 219.
- Axen, G. J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J. (2001). "Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics." Geology **29**(6): 559-562.
- Berberian, M. (1983). "The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust." Canadian Journal of Earth Sciences **20**: 163-183.
- Berberian, M., Yeats, R.S., (2001). "Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau." Journal of Structural Geology **23**: 563-584.
- Djamour, Y. (2004). Contribution de la Géodésie (GPS et nivellement) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (montagne de l'Alborz, Iran). Science de la Terre et de l'Eau. Montpellier, L'université Montpellier II: 180.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the South Caspian Basin." Geophys. J. Int. **148**: 214-245.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. (2005). "Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data." Geophys. J. Int. **160**: 217-226.
- Nazari, H., Ritz, J-F., Talebian, M., Moosavi, A. (2005). Seismotectonic map of the Central Alborz. Tehran, GSI.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M.R., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ghafori-Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P., Chery, J. (2003). "GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran." Journal of Geodesy(77): 411-422.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Feghhi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J., Vernant, P. (2003). Determining the long-term slip rate along the Mousa Fault, Central Alborz, Iran. 4th. International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, (See 4), Tehran, Iran.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. (2004). "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data." Earth and Planetary Science Letters **223**: 177-185.

ANNEXE A

Paleoseismological analysis along the North Tehran Fault (Central Alborz, Iran)

Nazari H., Ritz J-F., Balescu, S., Lamothe M., Salamati R., Ghassemi A., Shafei A., Ghorashi
M. and saidi A.
(Submitted in JGR)

Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, Central Alborz, Iran. Implications in terms of seismic activity.

J-F. Ritz, S. Balescu, S. Soleymani, M. Abbassi, H. Nazari, K. Fegghi, E. Shabanian,
H. Tabassi, Y. Farbod, M. Lamothe, J-L Michelot, M. Massault, J. Chéry and P. Vernant.
(Presented in See 4)

Analyzing Neotectonic in Central Alborz: Preliminary results

H. Nazari, J.F. Ritz, M. Ghorashi, M. Abbasi, A. Saidi, A.R. Shahidi and J. Omrani
(Presented in See 4)

Paleoseismological analysis along the North Tehran Fault (Central Alborz, Iran)

Nazari H.^{1,2}, Ritz J-F.¹, Balescu S.³, Lamothe M.⁴, Salamati R.², Ghassemi A.^{2,5}, Shafei A.², Ghorashi M.² and Saidi A.²

1 : Laboratoire Dynamique de la Lithosphère - UMR 5573, Université Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

2 : Seismotectonic Department, Geological Survey of Iran, P.O.Box:13185 1494, Tehran-Iran.

3 : Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire – UMR 8018, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

4 : Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, H3C 3P8 Canada.

5 : Department of Geology, Teacher Training University, Mofateh St., 15614 Tehran, Iran

Corresponding author : J-F Ritz (ritz@dstu.univ-montp2.fr)

Abstract

The North Tehran Fault is located at the southernmost piedmont of Central Alborz. It stands out as a major active fault menacing directly the city of Tehran, a 15 millions inhabitant megapole, and would have been the source of several major historical earthquakes in the past. The fault zone extends within the 110 km and corresponds mainly to a reverse fault crossing the northern suburbs of the Tehran metropolis. We carried out a morphological and paleoseismological study of the fault zone in order to determine whether the fault had been activated during the Holocene and to determine the characteristics of its activity in terms of kinematics, magnitudes and recurrence intervals. We found out a ~ 3 m fault scarp affecting Upper-Pleistocene and Holocene deposits within the central part of the fault, cumulating several events along a N115°E trending 30°N dipping fault plane (to which is added a small left-lateral component). Our paleoseismological investigations within two trenches dug across the fault scarp zone reveals evidence for 8 surface-rupturing events within the past ~30000 yr (optically stimulated luminescence ages). The two last events involved 2.35 m of total reverse displacement along the fault during the last ~ 8000 yrs (0.77 m for the latest event and 1.58 m for the penultimate). The 8 events have magnitudes $M_w > 6.5$ and the mean return period is 3175-4075 yrs. The average slip rate along the North Tehran fault is 0.3 ± 0.05 mm/yr.

Key words: Iran, Alborz, North Tehran fault, Paleoseismology, Slip rate

-Introduction and Tectonics setting

The North Tehran Fault is located along the Central Alborz and Tehran plain border, (Figures 1, 2). It was the subject of several investigations (e.g. (Rieben, 1955); (Dresch, 1961); (Knill and Jones, 1968); (Tchalenko, 1974); [Berberian et al, 1985] and (Abbassi et al, 2003b)), and it has been described by all the authors as a thrust fault juxtaposing volcano-sedimentary Paleogene series on Plio-Quaternary detrital sediments: “A”-alluvial (“Hézardeh”) and “Bn” (Northern Teheran alluvial) (Figures 3,4). The elevation of the mountain peaks immediately to the north of Tehran (i.e. Tochal 3957m) from the fault may exceed 2500 m (Figures 3). The North Tehran Fault extends over approximately 110 km, with a general “V” shape trace at the surface, switching from the NW-SE direction to NE-SW between the cities of Karadj and Tehran. The fault trace is, however, difficult to follow-mainly because of urban development - and it appears to be divided into several segments. One of the «classical» outcrops (Berberian et al, 1985) where the North Tehran Fault can be

observed, showing the Karadj formations overlapping the Plio-Quaternary, is at the entry of Kan Valley. However, these recent Quaternary deformations do not correspond to the active North Tehran Fault since the youngest grounds seal the overlapping contacts. One can find the same type of structure in the Vardij Valley between Tehran and Karadj (Figure 5).

Allen et al. (2003) suggest that the North Tehran Fault is deeply rooted in the crust ("deep seated fault"). According to a structural and the restoration of Central Alborz structures at the Eocene, Nazari (2006) interprets the North Tehran Fault as a structure that connects a major structure of lithospheric scale, namely the Mosha Fault, along which is taken the main left-lateral shear across Central Alborz (Ritz et al., 2006).

In the south of the North Tehran Fault, the Quaternary sediments have been affected at several points, thus defining branches of parallel fold and thrusts with the average direction of the principal fault (e.g. Niavaran, Mahmoudieh faults) (Figures 3,4). These folds show globally reverse kinematics although some of them are south-dipping (i.e. Mahmoudieh fault). Because of the existence of these dips towards the south and given the wavelength of the structures, we interpret this fault system as being associated with propagation folds on secondary reverse faults in the quaternary series connecting in-depth on a decollement - potentially located between plio-quaternary series and the Paleogene substratum (Figure 4) - rather than a deep seated fault. Obviously, this issue is relevant for the estimation of the seismic hazard in Tehran.

The North Tehran Fault joins the Mosha Fault in the East while in the West it turns to Abyek Fault involving probably the same kinematics (*Berberian et al*, 1993), the Abeyk Fault joins in turn the North Qazvin Fault. We conceive the faults of North Tehran, Abyek and North Qazvin as belonging to the same shear zone of primarily reverse kinematics - with a small sinistral component - along which part of the shortening of Central Alborz has been absorbed. Since Miocene, this fault zone seems thus to have worked in compression mode - while it behaved as normal fault before Miocene. This compression seems to have remained always localised mainly on the same major structure, except in the area of Tehran where one observes more frontal structures corresponding in particular to fault propagation folds in recent quaternary series.

In 1985, in the framework of a seismotectonic research program devoted to the issue of seismic risk in the city of Tehran, several faults and fractures affecting Quaternary deposits were identified and mapped [Berberian et al, 1985], e.g. Niavaran, Mahmoudieh, Abbas-abad, Narmak, Tele, Qasr-e-Firouzeh . However, despite numerous historical seismicity data (i.e. 793 AD, 853 AD, 855 AD, 856 AD, 864 AD, 898 AD, 1177 AD, 1384 AD, 1847 AD and 1868 AD) (*Berberian and Yeats*, 1999,2001) (Figure 1), the activity of these faults or even that of the North Teheran Fault has not been proven (i.e. ruptures in Holocene). The rapid and extensive urban development of the city of Tehran, especially during the last 15 years, has unfortunately erased or buried most of the escarpments that can be identified on the air photographs of the 1950s, at the time where Tehran was not yet the sprawling metropolis it is today.

-Morphotectonic analysis

In this work, by means of a morphotectonic analysis, we identified a few markers of the recent activity of the North Tehran Fault, in particular between Tehran and Karadj, in a zone where the morphology carries seemingly the signature of landslides corresponding to collapsed rocks of the Karadj formation (Figure 5). Among the latter, a case recognized first on air photograph and then in the field, corresponds to a scarp which, by virtue of incisions stopping abruptly along the line of topographic scarp, may be interpreted as a surface disruption offsetting vertically a recent colluvial-alluvial surface (Holocene?) (Figures 5, 6). Curiously, two parallel Qanat lines mark out the scarp zone. (Qanat is an old underground

gallery used to conduct water over long distances. The average dip of the gallery is ~2%. It was excavated from vertical wells spaced at intervals of a few tens of meters, making it possible to evacuate the sediment and to ensure a good ventilation of the gallery.) Precise mapping of this zone, combined with a digital elevation model of the details of the escarpment and the excavation of a trench through the latter allowed us to confirm the existence of a north-dipping reverse fault (Figure 6). Digital elevation model yields a cumulated vertical offset of 2.6 m (Figure 7). The exact geometry of the fault measured in the trench is N115°E 30 N (Figure 14). The movement seems to be mainly reverse but it shows a small sinistral component according to the drainage offset in morphology.

We found the trace of the rupture at 500 meters farther west. Incidentally, it was in trench that we uncovered this rupture before we were able to corroborate it with an escarpment at the surface that remains hardly visible as a result of human activities.

The inspection of air photographs also reveals the existence of old shorelines (Figure 5). These observations could be corroborated in the field at some places still preserved from human activity. It is worth noting that these lines group together in the direction of Karadj because of slope increase.

-Paleoseismology of the North Tehran Fault

The paleoseismologic study of the North Tehran Fault was carried out during the year 2004. Two trenches were excavated through the fault scarp which affects the colluvium-alluvial deposits produced by the erosion of the southern side of the Nowlat Mountain between the cities of Tehran and Karadj and which should correspond to the units C and D according to the nomenclature of Tehran alluvia (Berbérian et al, 1985). The trench sites had been identified beforehand by morphotectonic analysis (Figure 7). The two sites, TE1 and TE2 hereafter, are spaced ~500 m apart and their geographical coordinates (GPS) are respectively: 35° 45' 6.2" N; 51° 05' 6.5" E and 35° 45' 22.8" N; 51° 04' 41.3" E.

The two trenches are NS directed and their dimensions (length, width and depth) are 70 m, 3 m and 2-4 m for TE1 (Figure 8, 9) and 70 m, 1 m and 3-4 m for TE2 (Figure 10). It should be noted that an additional trench (dimensions 12 m, 1 m, 2.5 m) was excavated to the east of TE2 through an escarpment, which was quite visible in the field. It was meant to check that, according to morphological analysis, this escarpment was related to human activity rather than the presence of a rupture (surface ruptures being located downstream).

- Description of the trenches and interpretation

We logged the eastern wall of TE1 and the western wall of TE2 with a reference grid of 1m x 1m square. The logs were scaled down to the 1/10th with an accuracy of 0.5 cm. The site TE1 was covered with a metal roof (Figure 9) in order to protect the stratigraphic and paleoseismologic markers. We identified various stratigraphic units according to their nature, granularity of clasts and matrix, as well as their colours (Figure 9, 10, 11, 12, 13). Most of the clasts in the different units are volcanoclastic tuff rocks (~85%), pyroclastic rock fragments (~7%), sandstone (~5%), and "chert" (~3%) pertaining to the Karadj Formation (Eocene).

The geometry of the faults observed in the two trenches hint at a reverse kinematics along north-dipping faults. The exact geometric and kinematic parameters of the ruptures in trench TE1 are as follows. For the principal rupture "F1" (along which the most significant displacements are observed and with which is associated a north-dipping conjugated fault

plane): N115°E 30°N (we however could not observe fault striae on this plane); for the secondary fault plane "F3", observed behind the principal fault: N165°E 47°E (Figure 14). Along this plane, we measured two dextral-reverse kinematic criteria: N180°E 50°E 22 N and N005°E 41°E 25°N. This mainly dextral secondary kinematics may be associated with a system of secondary sub meridian echelon planes along a direction parallel with the principal reverse fault plane. This system would be the sign of a small sinistral shearing component along the fault zone (Figure 15), as observed in morphology.

The analysis of stratigraphy and the structures observed in the two trenches, as well as the retrospective reconstitution of sedimentary events (deposits, erosion) in relationship or not to seismic events, enables us to identify several earthquakes. The latter are characterized by colluvial wedges (non stratified deposits and no graded bedding confined at the fault zone, as a result of the destruction of an escarpment by a mainly gravity-driven mechanism) and by the offsetting of event horizon (that can be also colluvial wedge itself).

- **Trench TE1** - In the trench TE1, we identified 6 to 8 paleo-earthquakes. They are materialized by the following event horizons from the most recent to the oldest (Figure 16):

- Event 1 - Unit 55: Colluvial wedge unit intersected by the main fault and covered by another wedge unit (56). The offset of the bottom of unit 55 along the fault is 77 cm.

- Event 2 - Unit 2: Debris flow unit observed mostly in the footwall, eroded in the hanging wall. The bottom of the unit shows a shift of 158 cm along the fault. Unit 2 is covered by the colluvial-wedge unit 55, but at the level of the fault zone, it is covered locally by units 68 and 69 that we interpret - according to their stratigraphy, their form and their small spatial extension - as channel deposits located on the fault zone. Initially, before carrying out retrospective reconstitution, we had regarded these units as a potentially third colluvial wedge, but the erosion limit set by the bottom of unit 68 on one hand, and the absence of offset of the underlying unit 2 during deposition of the units 68 and 69 on the other hand, preclude this assumption.

- Event 3 - Unit 3: unit of debris flow whose bottom is shifted approximately 13 cm along a secondary rupture plane "F2" with reverse faulting located 11 m northwards of the main rupture plane "F1". This same displacement could be measured at several places along the rupture showing thus evidence for the uniqueness of the movement on this secondary rupture plane. It is difficult to say whether unit 3 was affected at the time of this event along the principal rupture "F1". If affirmative, it happened with a very small displacement since after restoring the layers (including unit 3) before event 2, they appear not shifted. One can also wonder whether the offset of the bottom of unit 3 along F2 could not be contemporary of one of the two later events observed along F1 with a rupture stopping before reaching the surface.

- Event 4 - Unit 23: It is a unit of graded colluvial beds of lens-like shape located at the back of the trench and it appears to be affected along the secondary plane "F3". The apparent displacement associated with this event along the fault is approximately 20 cm according to the offset of the underlying bottoms of units 49, 10 and 70.

- Event 5 - Unit 49: Unit of colluvium-debris flow whose bottom is clearly affected along the antithetic reverse fault plane "F1A" connecting the principal fault plane "F1". According to the offset of the bottom of the underlying unit 46, the displacement along the antithetic plane is approximately 35 cm. Along the principal rupture "F1", the event is marked by the fold

which affects the unit 46 (and which also affects the bottom of unit 49) and by its isochronal extension in the footwall (N°57). It is more difficult to evaluate the displacement at this place.

- Event 6 - Unit 31: This unit of non-classified and non-graded colluvium is affected by the rupture "F3". It is covered by a colluvial wedge unit 70. The offset of the bottom of unit 31 indicates an apparent displacement of approximately 40 cm along the fault. This offset includes the displacement associated with event 6 as well as that of the later event 4. The displacement of event 6 is thus 20 cm (like event 4). As in the case of unit 69, we had initially considered unit 31 to be a potential colluvial wedge, but the erosion limit set by the bottom of the unit on one hand, and the absence of offset at the underlying units after restoration on the other hand, invalidate this assumption. We cannot say if this event is visible also along the principal fault "F1" in the absence of a deeper trench in particular at the footwall.

On the other hand, at the hanging wall of the principal fault F1, in the lower part of the trench, a rapid latter excavation enabled us to observe structures that can be linked with one or even two former events. We note, however, that this concerns a section of the trench that was studied only very quickly in the field and was logged only from photographs (Figure 12). Our interpretation must thus be taken with precaution. Under unit 54, one observes the hanging wall of a folded structure. Although we did not observe the continuity of this structure at the footwall, we relate it to a cumulative deformation associated with the two earthquakes observed in the higher part of the trench. In this folded structure one observes a fault which intersects units 71 (colluvium) and 72 (silt) and which appears to be covered by a limit of erosional discordance corresponding to the base of unit 15. Our interpretation is thus as follows:

- Event 7 - Unit 71: Unit 71 is a colluvial unit corresponding to a event horizon since it is intersected by the fault "F1". The displacement of the base level of the unit is 30 cm. The absence of a colluvial wedge postdating immediately this event might be due to erosion during the deposition of the debris flow unit 15.

- Event 8 - Unit 72. If one assumes that unit 71 corresponds to a colluvial wedge, then there should be an earlier horizon event corresponding to unit 72. This interpretation is the more delicate as we imagine that the colluvium unit 71 comes only from the collapse-erosion of an escarpment affecting the sands of the underlying unit 72. If this assumption is made, a displacement of about 35 cm could be associated with this event, estimated from the thickness of the colluvial wedge of unit 71 and following the idea put forward by (*McCalpin*, 1996) stating that the volume of the material in a colluvial wedge is comparable with that of materials eroded at the escarpment and thus proportional to the amplitude of the movement on the fault.

Remarks complementary to this interpretation of the log of trench TE1: The structures of erosion (i.e. bottoms of units 3 and 50 and their isochronal extensions) were not interpreted in relation to seismic events because they can be found all along the log. The major part of folding that affects units 15, 71 and 72, was interpreted to be contemporary of events 1, 2 and 5 observed in the higher part of the trench.

Estimation of the magnitudes and ages of the earthquakes – Trench TE1: In total, we observe 6 to 8 events according to the paleoseismologic analysis. Four to Five events are associated with the zone of the principal rupture (F1, F1A and F1') and two to three events are associated with the secondary faults F2 and F3 while we were not able to find evidence for a contemporary movement along the principal fault zone. There are three possible

explanations for this: i) These events are contemporary with each other and the ruptures simply did not all propagate to the surface (for example, Ev3 identified on the F2 fault, could be contemporary with one of the two later events Ev2 or Ev1 observed along F1); ii) The mainly transverse displacements observed on the secondary faults F2 and F3 are too small to be clearly identified on the principal rupture; iii) The offsets observed on transverse secondary faults do correspond to reverse movements on the North Tehran Fault, but these movements manifest themselves on another rupture line, out of the field of investigation of the trench.

In uncertainty, we estimated the magnitudes only from the displacement data observed in the zone of principal rupture (F1, F1A and F1'). The apparent offsets associated with the events, from the most recent to the oldest, are 0.77 m, 1.58 m, 0.35 m, 0.30 m and 0.36 m, respectively, if one considers one 5th event in this fault zone. These offsets can be represented in Magnitude of the seismic moment M_w , according to the empirical functions of (Wells and Coppersmith, 1994) (Table 1). The functions used are those yielding M_w from an average displacement (AD) in the case of a reverse fault ($M_w = 6.64 + 0.13 \log (AD)$) or in the general case ($M_w = 6.93 + 0.82 \log (AD)$). In the calculation of the magnitudes, we did not take into account the fact that the kinematics of the fault "F1" involves certainly a tiny sinistral component. Consequently, these estimates must be regarded as lower bounds.

N° of event	Offset (m)	M_w (AD), Reverse	M_w (AD), General	Fault
Ev 1	0.77	6.62	6.8	F1
Ev 2	1.58	6.66	7.1	F1
Ev 3	0.13	-	-	F2
Ev 4	0.20	-	-	F3
Ev 5	0.35	6.58	6.6	F1A, F1
Ev 6	0.20	-	-	F3
Ev 7	0.30	6.57	6.5	F1'
Ev 8	0.35	6.58	6.6	F1'

Table 1: Values of the magnitudes M_w estimated from the functions of Wells and Coppersmith (1994) for the events observed in the trench TE1.

The dating data (Table 2) obtained by optical stimulation luminescence (OSL) on various units containing fine deposits (Figures 12, 13) make possible to specify the activity of the fault in time. The OSL ages are all stratigraphically consistent with each other. On the principal fault "F1", four or even five events have occurred after 29.0 ± 3.6 ky cumulating a displacement of 3.5 m along the fault F1. If the events observed on the secondary faults F2 and F3 are added, then six to eight events should have occurred during the last 29.0 ± 3.6 ky. The calculation of the average interval of recurrence by assuming a uniform distribution of eight events since the last 29.0 ± 3.6 ky, yields a similar interval of recurrence ranging between 3175 and 4075 years.

Unit	Sample	IRSL age measured (ky)	IRSL age corrected (ky)
68	TE2	6.7 ± 1.0	7.9 ± 1.2 ka
68	TE5	7.3 ± 0.9	8.6 ± 1.1 ka
39	TE1	22.4 ± 2.4	26.7 ± 2.9 ka
72	TE6	24.3 ± 2.8	29.0 ± 3.6 ka

Table 2: Ages obtained by the OSL method, trench TE1.

However, if one considers only the events observed in the principal fault F1, the activity appears to be irregular (in displacements and time) (Figure 17). Thus, two

earthquakes of magnitude $M_w > 6.8$ occurred after 7.9 ± 1.2 ky. These two events are posterior to unit 68 dated at 7.9 ± 1.2 ky (the two ages obtained for unit 68 are stratigraphically consistent since sample TE5 (see TE1 log) was taken approximately 10 cm below sample TE2; We considered the youngest age as stratigraphically closest to the two events).

We find an average interval of recurrence ranging from 3350 to 4450 years (close to the estimate above which involved all the events observed in the trenches). The average slip rate on the fault would be 0.30 ± 0.05 mm/y for this period. This yields a horizontal shortening rate of 0.26 ± 0.04 mm/y in the direction $N025^\circ E$ (azimuth of the trench) and a vertical uplift rate of 0.15 ± 0.02 mm/y. If one now considers OSL ages obtained in the lower units 39 and 72 (i.e. 26.7 ± 2.9 ky and 29.0 ± 3.6 ky), they enclose one to two events, Ev7 and Ev8, respectively.

With these data it is possible to estimate a maximum interval of average recurrence of 4400 years and a minimum average slip rate (in the case of two uniformly distributed events) of 0.1 mm/y. Between the two groups of earthquakes (Ev1-Ev2 and Ev7-Ev8, respectively), an event (Ev5) should have occurred in a time span ranging from 14100 to 22100 years.

- **Trench TE2** - We identified 6 events in trench TE2 (Figures 13, 18). The orientation of the log was reversed in order to make their reading coherent with that of trench TE1). Five of these events are identified in a fault zone approximately 7 m broad located in the southern part of the trench (see retrospective scenario of Figure 18) along which the deformation is distributed on 4 ruptures (F1 to F4). Another older event is observed nearly 25 m farther north (see Figure 19).

The stratigraphy of the paleo-earthquakes backwards in time is as follows:

- Event 1 - Unit 3: unit of colluvial wedge intersected by the principal fault and covered by units 11 and 2. The offset of the bottom of unit 3 along the fault F2 is 30 cm.

- Event 2 - Unit 7: Alluvial unit observed in particular in the footwall south of the trench, eroded in the hanging wall. In total, the base of the unit is shifted 95 cm (70 cm + 25 cm along two ruptures F2 and F1, respectively). This unit is covered with the colluvial-wedge units 3 and 10 (the based of these two units corresponding to an erosion surface suggests that deposition has taken place in an erosive context).

- Event 3 - Unit 8: unit of debris flow whose bottom appears to be shifted approximately 59 cm (40 cm and 19 cm along the rupture planes F1 and F3, respectively).

- Event 4 - Unit 9: unit of debris flow along the planes F1 and F2 whose base shows a total displacement of 70 cm (50 cm and 20 cm, respectively).

- Event 5 - Unit 22 and its isochrones (12, 13, and 14): unit of debris flow located at the base of the trench and affected along the planes F3 and F4. Being in the limit of observation in the lower part of the trench and given the uncertainty of the log due to the heterogeneity of the deposits, we did not estimate displacement values.

- Event 6 - Unit 16: Unit of colluvium-debris flow in the northern part of the trench affected by a reverse fault (Figure IV.37). We cannot attribute an exact value to the displacement of unit 16 since, according to our log, it is absent at the hanging wall, certainly as a result of

erosion posterior to the event that shifted it. If this interpretation is right, it implies a significant displacement. Let us note that units 43 and 44 appear folded on the hanging wall.

- Estimation of the magnitudes (Table 3) – The offsets of the "units-event horizon" can be translated into Magnitude M_w of the seismic moment following the empirical functions of Wells and Coppersmith (1994) in the case of a reverse fault and in the general case. In this calculation, as in the case of the trench TE1, we did not take into account the fact that the kinematics of the fault involves a tiny sinistral transverse component. As a result, these estimates provide lower bounds.

N°	F1/offset (m)	F2/offset (m)	F3/offset (m)	F4/offset (m)	Total offset (m)	M_w (AD), Reverse	M_w (AD), General
Ev 1		0.30			0.30	6.57	6.5
Ev 2	0.25	0.70			0.95	6.64	6.9
Ev 3	0.40		0.19		0.59	6.61	6.74
Ev 4	0.50	0.20			0.70	6.88	6.80
Ev 5		?		?	-	-	-
Ev 6					-	-	-

Table 3: Values of the magnitudes M_w estimated from the functions of Wells and Coppersmith (1994) for the events observed in the trench TE2.

Although we do not have geochronological data for the trench TE2 and it is impossible to correlate the stratigraphic units from one trench to another with stratigraphic criteria - given the distance between them and the context of alluvial fan in which they are located - its analysis provides additional information on the activity issue of the North Tehran Fault zone. Two points deserve to be underlined: 1) About the same number of events and the same range of magnitudes as in trench TE1 are found; 2) The events are distributed regularly in time - and also distributed in a fault zone, making it impossible to distinguish a principal rupture - according to the "deposition/rupture" frequency (a deposit is followed by a rupture covered by a new eroding unit which in turn is affected by a new rupture, etc...). Consequently, this observation suggests a less irregular activity than what was suggested by the analysis of the trench TE1, and tends in this sense to go back to the suggestion proposed above (iii): the offsets observed on the secondary faults in trench TE1 correspond to reverse movements on the North Tehran Fault, but these movements are expressed on one or more other rupture lines lying out of the investigation field of the trench.

In the north of the trench TE2, one observes a Qanat gallery which was destroyed (by a seismic event?), then repaired (Figures 20). On both sides of the zone which collapsed, one observes conjugated normal faults. Moreover, the roof of the Qanat is repaired with bricks on a section on top of which a mass of completely disorganized sediments can be observed (neither stratigraphy nor graded bedding). On top of it, there is a horizontal deposit in which stones have been arranged in the form of an ancient wall.

From our point of view, these observations can be associated with the collapse of an underground gallery related to an earthquake some time ago. After removing the rocks filling the gallery (and the natural trench formed by the collapse), the gallery should have then been repaired with bricks, and the remainder of the trench filled with gravels and loose material. Finally, the ground should have been again disturbed at the time of the construction of the wall observed at the surface. A sample of brick was collected for thermo luminescence (TL) dating. This could give us the time of repair, i.e. post-dating a potential earthquake.

-Conclusion:

Along the North Tehran fault zone, we identified and characterized an active reverse fault segment (N115°E 30S) with a small sinistral component between the cities of Teheran

and Karadj. This segment shows a cumulative deformation involving several earthquakes (at least 6-8 paleo-earthquakes were observed in trench) of magnitudes M_w from 6.5 to 7.1 as estimated by means of the empirical laws of Wells and Coppersmith (1994). These earthquakes have occurred during the last 29.0 ± 3.6 ka according to optical luminescence dating of the stratigraphic units observed in trench. At least two earthquakes have occurred during the last 7.9 ± 1.2 ka. In the last 30000 years, the mean period of recurrence on this fault segment ranges from 3350 to 4450 years. The activity during the last 30000 years appears to be rather regular when one integrates the set of all horizon events distributed on 3 ruptures. It is otherwise irregular if only the markers of activity in the principal fault plane are considered.

Acknowledgements: This work was supported by a French-Iranian research program on the study of the seismic risk within the Tehran region (coordinator D. Hatzfeld). We are grateful to the Geological Survey of Iran (GSI) especially M.T. Korei, the CNRS and the French Embassy in Iran for their support. We thank the members of the GSI: M. Talebian, K. Baharfirouzi, F. Ansari, M. Bolurchi, M. Asad Beigi and A. Karbalai Hasan for their help to logging. We also thank A. Delplanque for drawings and F. Radjaie for its help in editing.

References:

- Abbassi, M.R., Shabaniyan, E., Farbod, Y., Feghhi, Kh., Tabassi, H., The State of contemporary stress in the southern flank of Central Alborz (In Persian), pp. 118, IIEES, Tehran, 2003b.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672, 2003b.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., A history of Persian earthquakes, *Cambridge University press, New York*, 219, 1982.
- Berberian, M., The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183, 1983.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A., Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the great Ghazvin Region (In Persian), pp. 61, GSI, 1993.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjangraves, B., Mohajer Ashjaie, A., Seismotectonic and Earthquake fault hazard investigations in the Tehran region (In Persian), GSI, Tehran, 1985.
- Berberian, M., King, G.C.P., Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Journal Earth Science*, 18, 210-265, 1981.
- Berberian, M., Yeats, R.S., Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of seismological Society of America*, 89 (1), 120-139, 1999.
- Dresch, J., Le Piemont de teheran, In observations de géographie physique en Iran septentrional, pp. 85-101, Centre Docum, Cart. Geogr., Mem. et Docum, 1961.
- Knill, J.L., Jones, K.S., Ground Water condition in Greater Tehran, *Quart. J. Eng. Geol.*, 1, 181-194, 1968.
- McCalpin, J.P., *Paleoseismology*, 588 pp., Academic Press, New York, 1996.
- Nazari, H., Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, unpublished PhD thesis, University of Montpellier II, pp. 247, 2006.
- Riebel, E.H., The geology of the Tehran plain, *Am. J. Sci.* (253), 617-639, 1955.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamat, R., Shafei, A., Soleymani, S., Vernant, P., Active transtension inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics: accepted in *Geology*, 2006.
- Tchalenko, J.S., Recent destructive earthquakes in the central Alborz, *GSI*, 29, 97-116, 1974.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismo. Soc. Am.* (84), 974-1002, 1994.

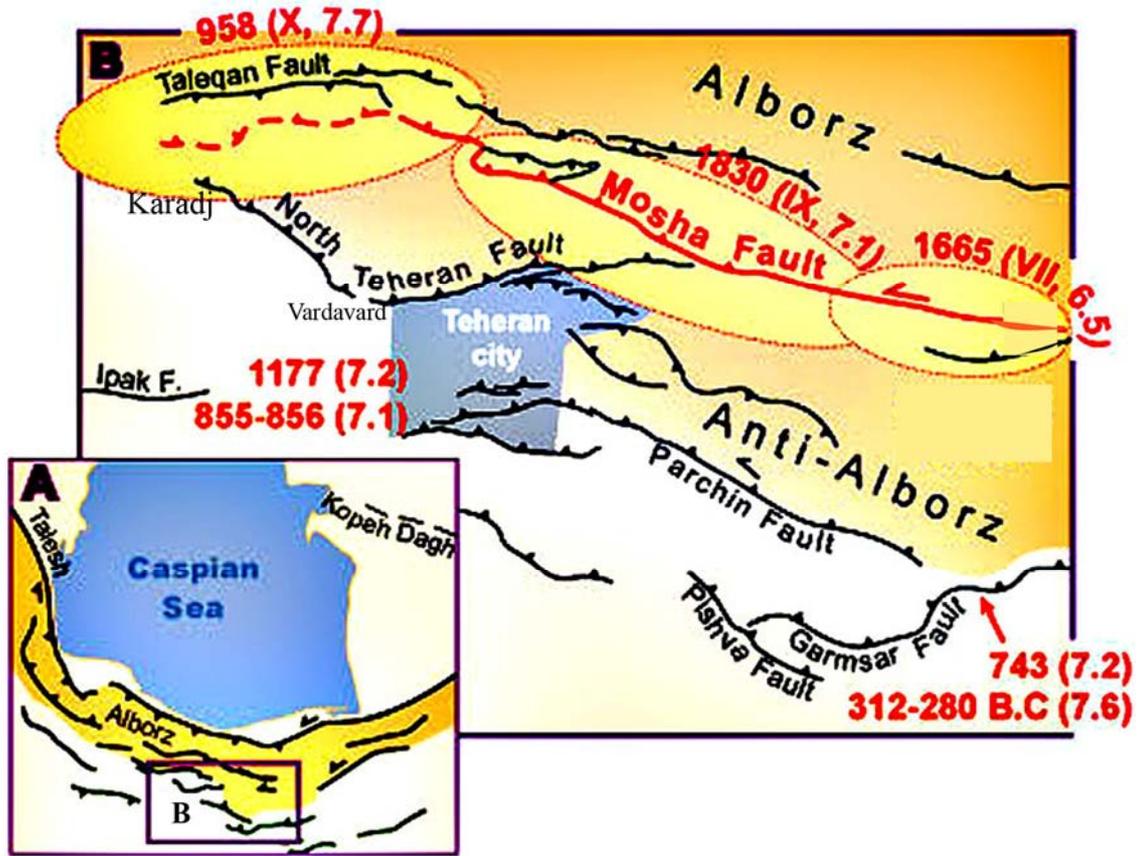


Figure 1: A: The Alborz mountain range and its main faults. B: Sketch map of potential active faults in Tehran region with associated historical seismicity.

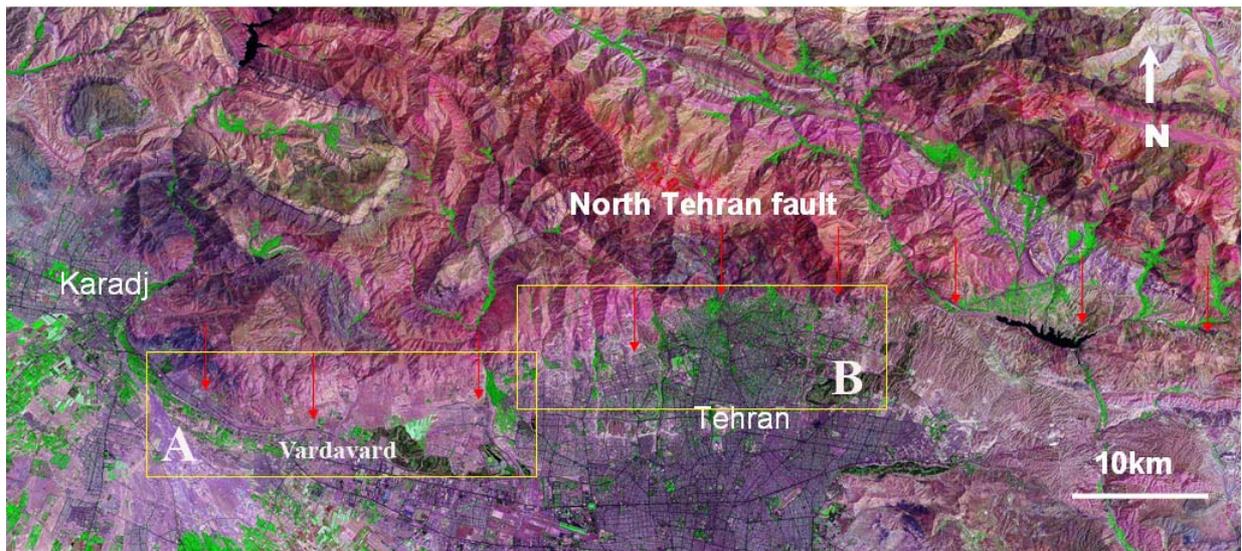


Figure 2: North Tehran fault (red arrows) shown on Landsat image. The yellow frames define the detailed mapped zones presented in Figure 2.

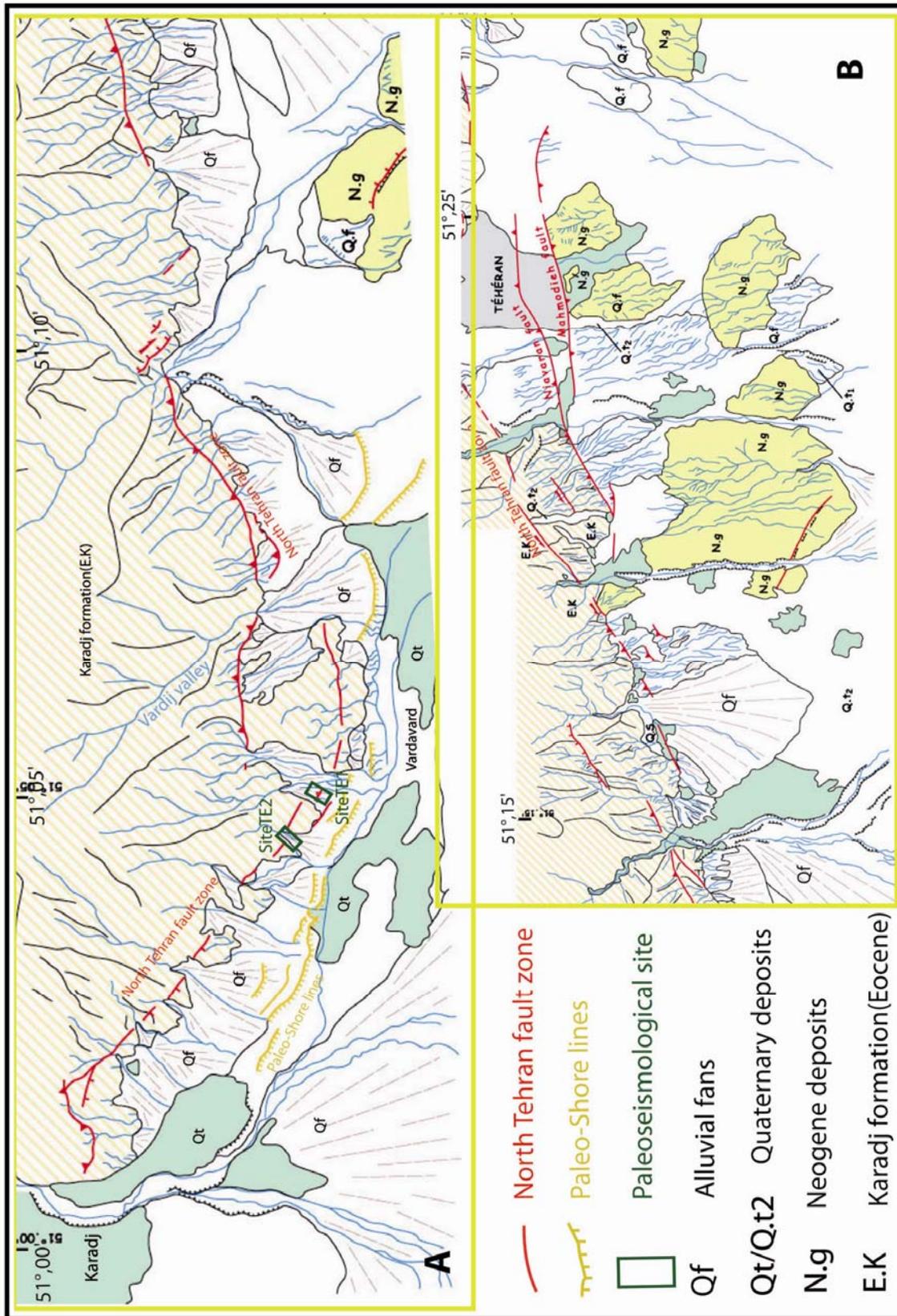


Figure 3: Map of the North tehran fault zone.

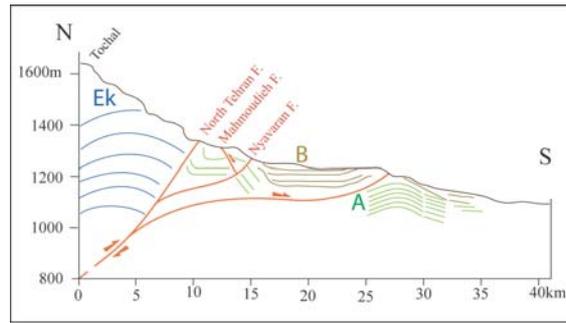


Figure 4: Schematic cross-section of the North Tehran fault zone: EK: Karadj Formation, A: Hezardareh formation, B: Tehran Alluvium.

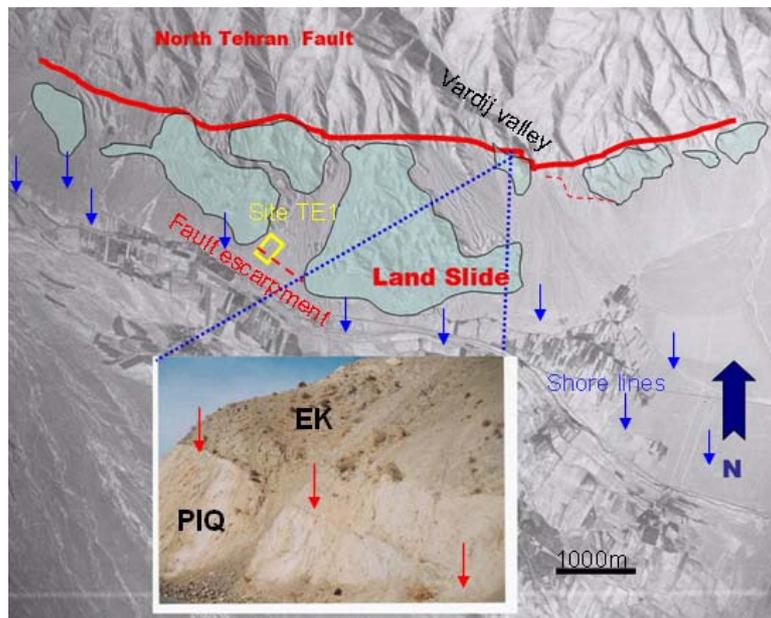


Figure 5: North Tehran fault zone between Tehran and Karaj seen on aerial photo (1:50,000). The main – but not necessary still active fault is drawn in red. The included picture shows the thrusting of Eocene Karaj formation above the Plio-Quaternary deposits along the main fault (GPS position : $35^{\circ} 46' 050''$ N, $51^{\circ} 10' 141''$ E). The studied paleoseismological site is indicated by a yellow rectangle (GPS position : $35^{\circ} 45' 05''$ N, $51^{\circ} 05' 05''$ E). Transparent-blue areas corresponds to areas where occurred landslides. Blue arrows indicate ancient-shore lines.



Figure 6: Fault scarp affecting Pleistocene-Holocene alluvial-colluvial material at the southern foothills of Central Alborz within the North Tehran fault zone (see Figure 5).

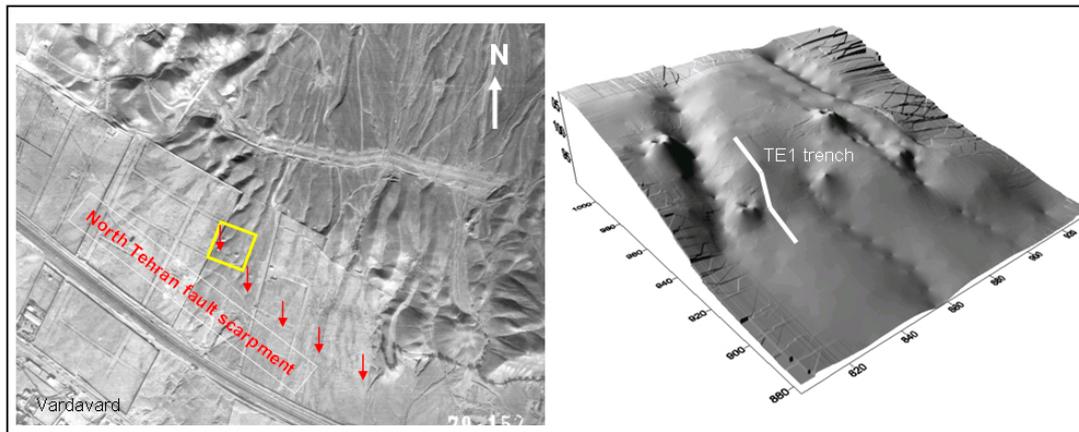


Figure 7: Aerial Photo of the studied site along the North Tehran fault zone DEM of the trenched area (note the two lines of Qanats)

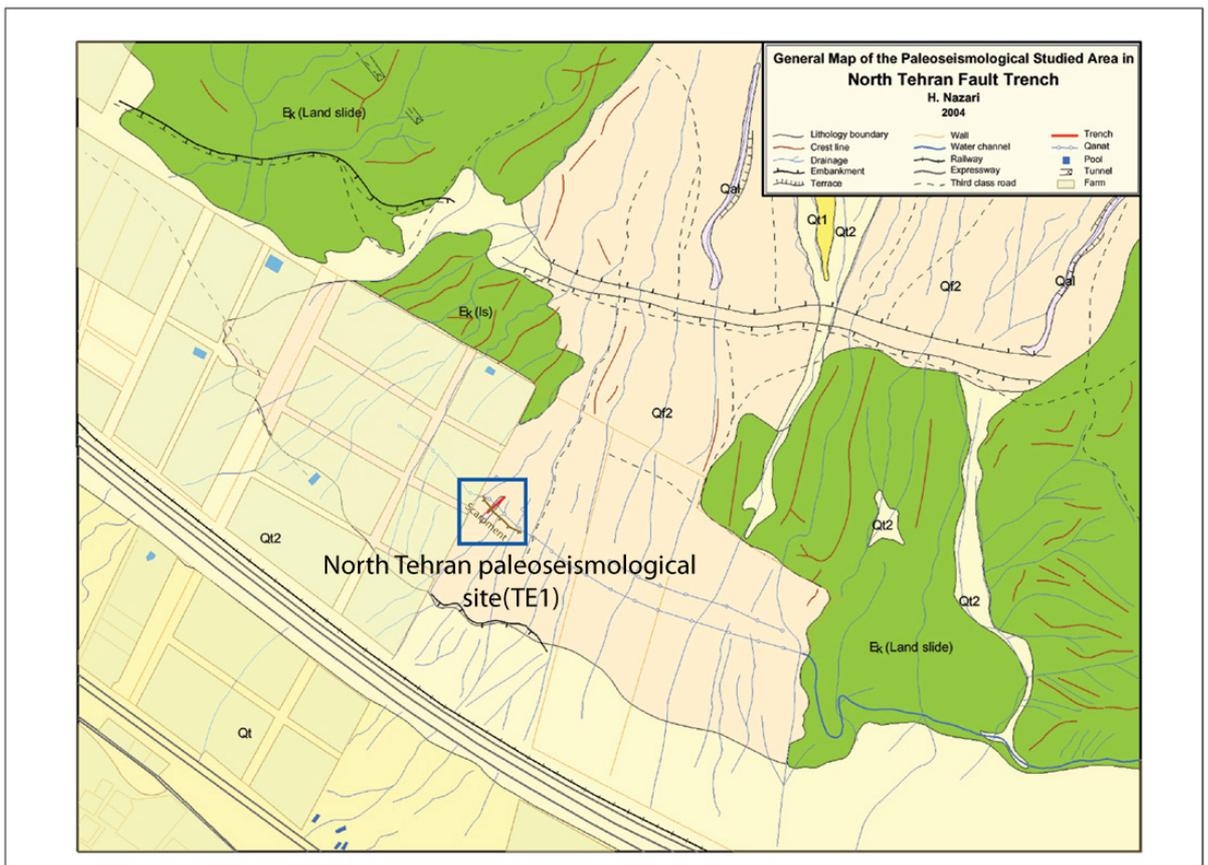


Figure 8: Morphological map of the studied site (corresponding to the air photo shown on Figure 7) and position of trench TE1 (blue square).



Figure 9: Different e stage of paleoseismological study in site TE1.



Figure 10: Trench TE2, see to the south.

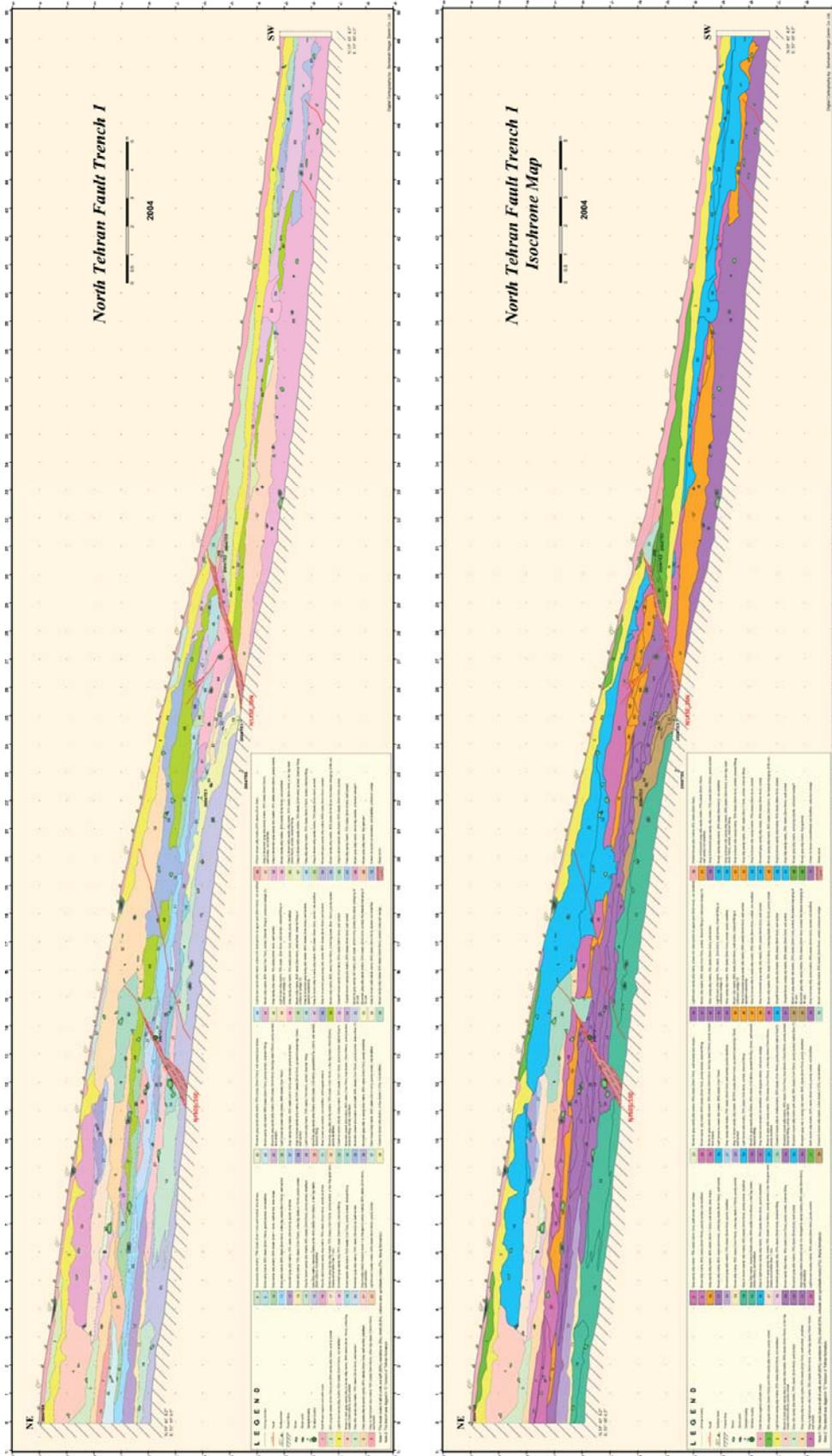


Figure 11: Logs of the eastern wall in trench TE1: original stratigraphy log (left) and its isochronal interpretive corresponding log (right).

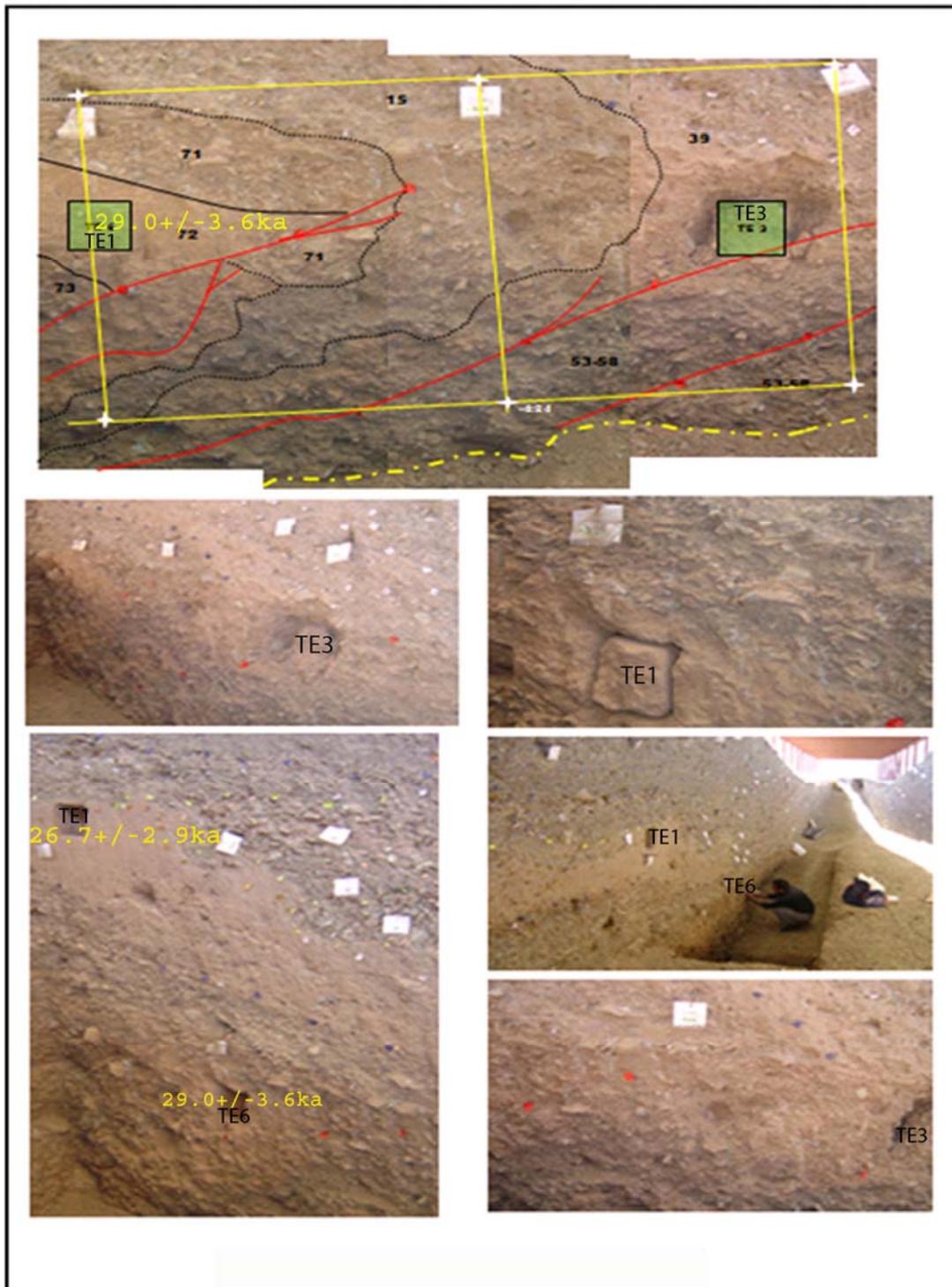


Figure 12: Detailed pictures showing: OSL sampling situation and those results from TE1 and TE6 samples, girding lines shown by yellow and faults trace by red.

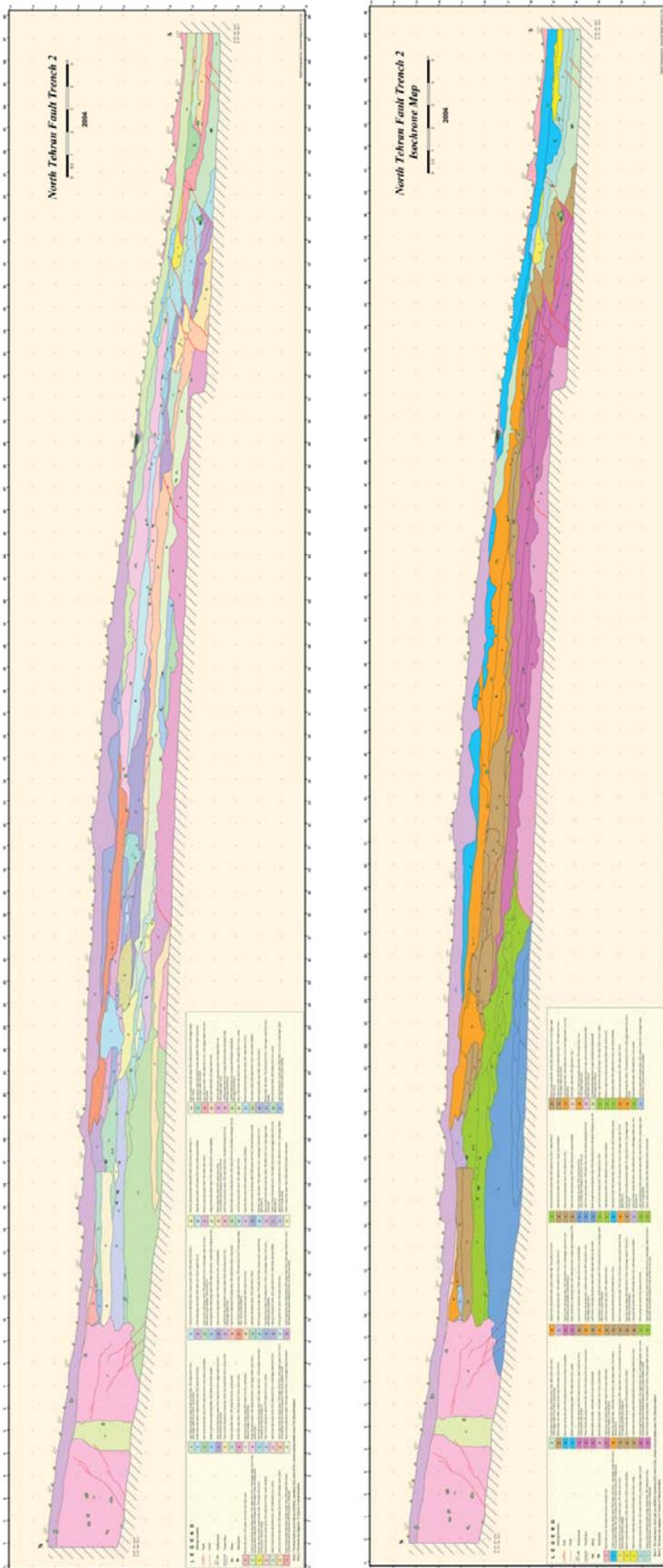


Figure 13: Log of the western wall of trench TE2, Isochronal log (right)

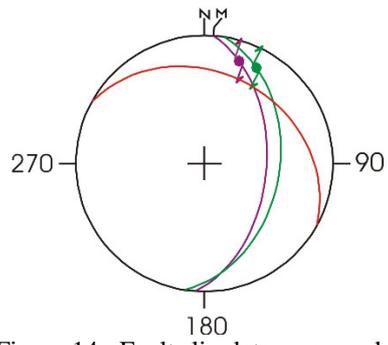


Figure 14 : Fault slip data measured in TE1.

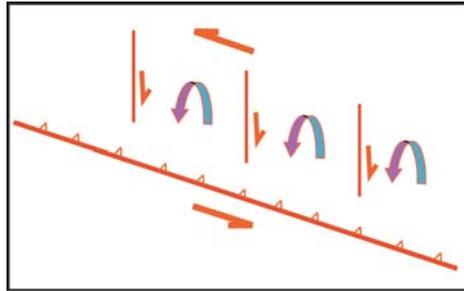


Figure 15: Structural model for the North Tehran fault and its secondary faults observed in TE1.

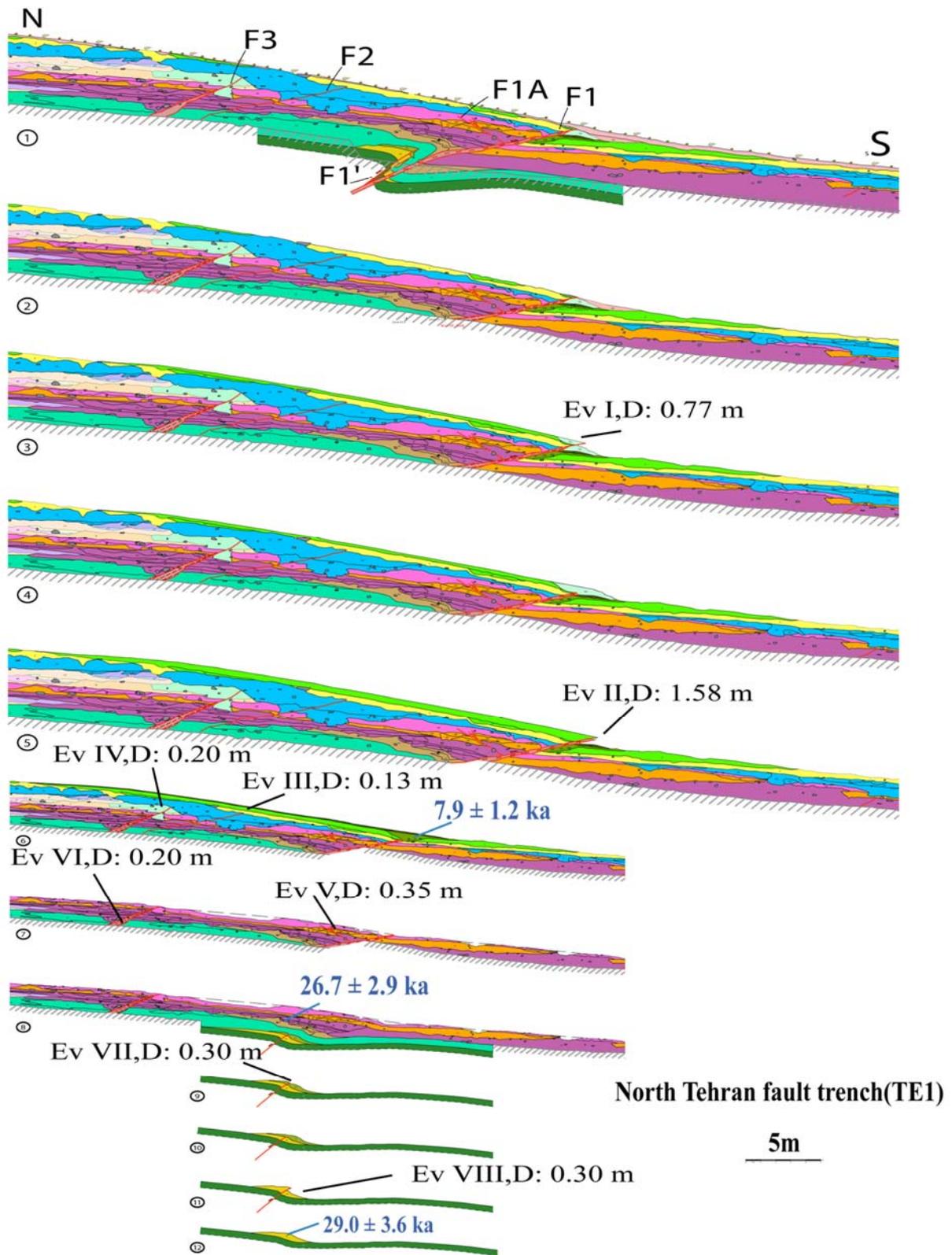


Figure 16: Retrospective Scenario in the trench TE1

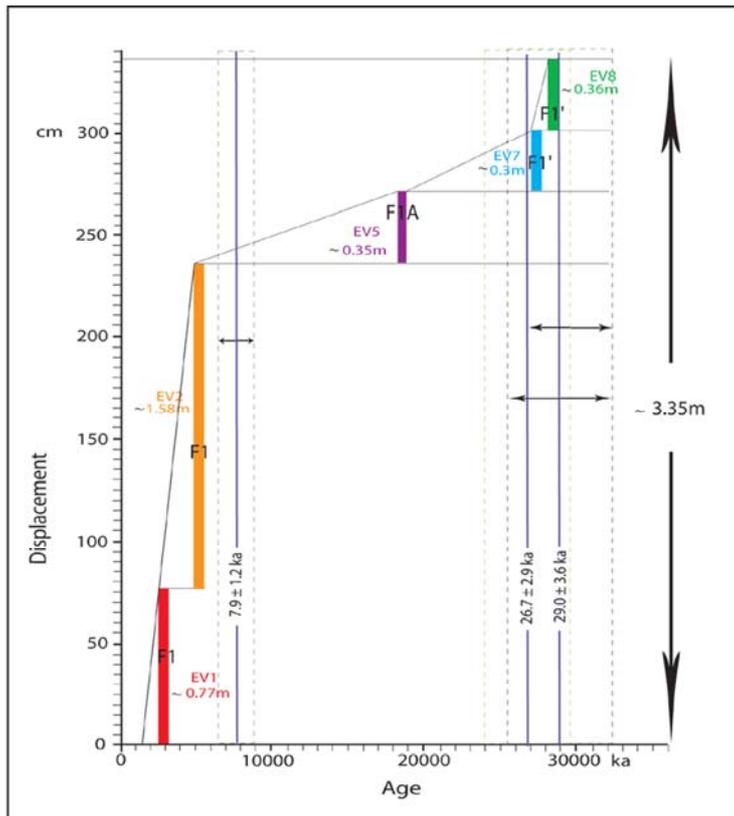


Figure 17: Chronology of paleoseismic events along the main fault « F1 » in TE1.

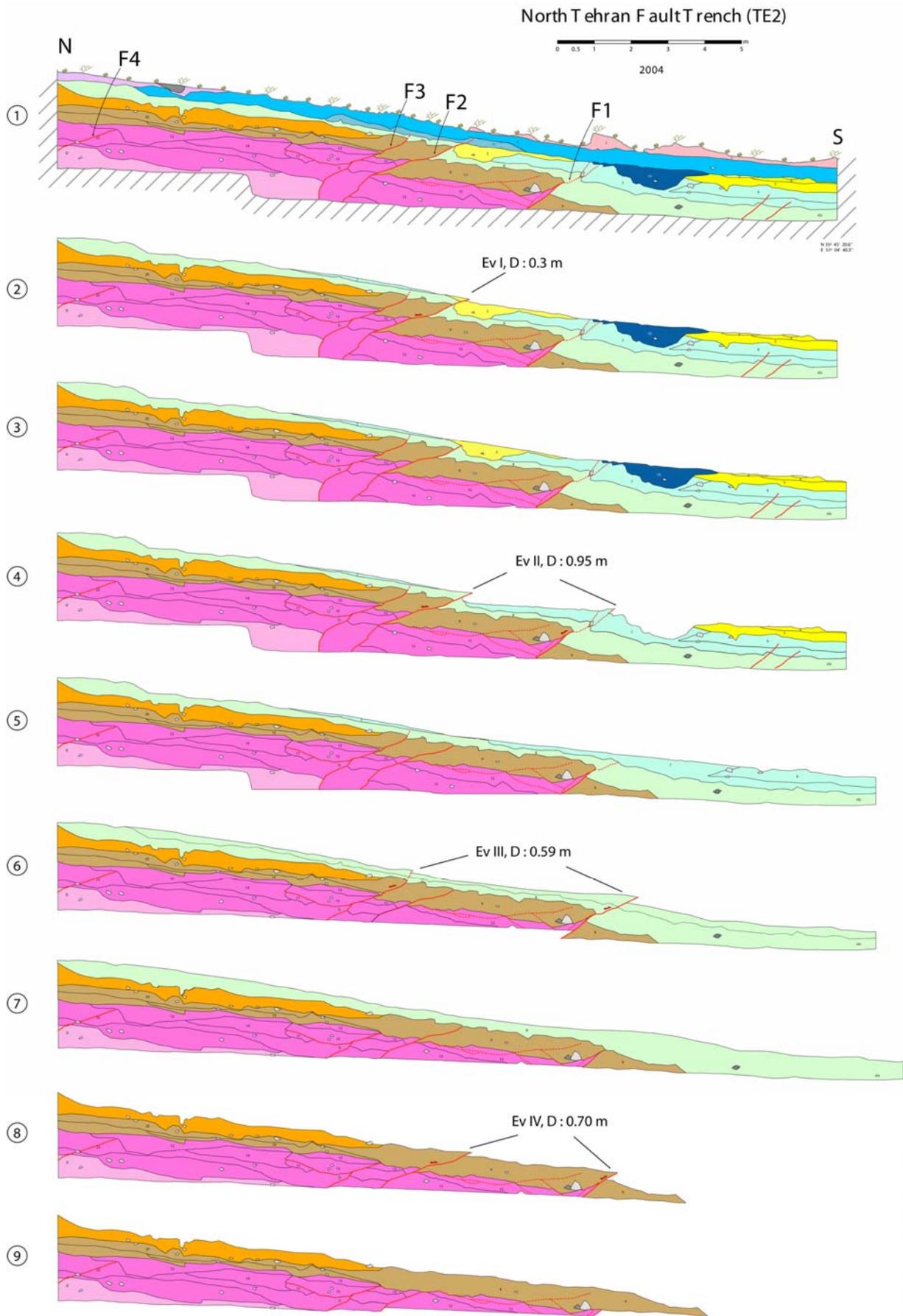


Figure 18: Retrospective Scenario of deposition/ruptures in the trench TE2.

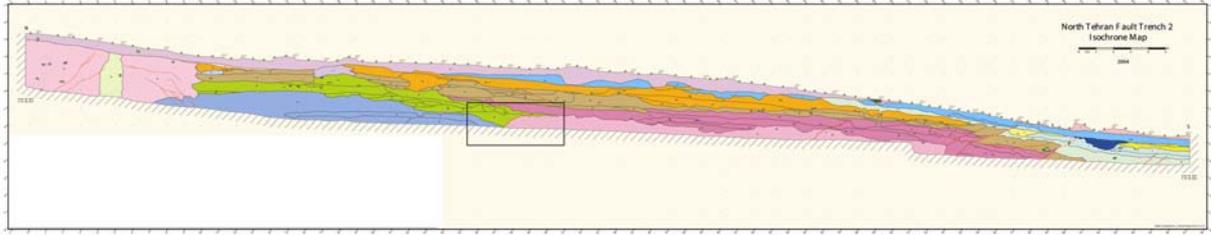


Figure 19: The oldest paleoearthquake (in black rectangle) between unit 36(Olive colour)and unit 16(rose colour) observed in trench TE2.



Figure 20: Collapsed Qanat repaired with bricks and filled up with debris.

Analyzing Neotectonic in Central Alborz: Preliminary results

H. Nazari^{1,2}, J.F. Ritz², M. Ghorashi¹, M. Abbasi³, A. Saidi¹, A.R. Shahidi¹ and J. Omrani¹

¹Geological Survey of Iran, Tehran, Iran,

²Laboratoire Geophysique, Tectonique et Sedimentologie, UMR5573, Montpellier2, Montpellier, France

³International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

ABSTRACT

Central Alborz corresponds to the E-W trending mountain range bounding the Oceanic Caspian domain to the South. It connects to the Talesh and the Lesser Caucasus structures to the West and the Eastern Alborz structures to the East. Central Alborz contains different geological units from Precambrian to Quaternary ages. These units, assembled in complex systems of thrusts and folds, deformed during several orogenesis related to the closure of Tethyan basins (Proto Tethys, Paleo Tethys and Neo Tethys). Since Neogene, Iran is undergoing the N-S collisional process between Arabian and Eurasian plates and the lateral push of the northwards converging Indian plate along its eastern border. Old structures are uplifted and reactivated, especially along the ancient margins. In Central Alborz, the recent activity is controlled by the E-W trending structures such as the North Tehran fault, the Musha fault in the South and the north Alborz fault and the Khazar fault in the North. Several large historical earthquakes occurred along these inherited structures, which represent a high seismic potential. In order to go further in assessment of seismic hazards in Central Alborz, we started a morphotectonic analysis combining remote sensing analysis (satellite imagery, air photographs, digital elevation model) and field study. Its aim is, at first, to identify and map precisely the geometry and the kinematics of the faults, and secondly, to estimate their slip rates and earthquakes return periods.

INTRODUCTION

Recent and active tectonics in Alborz mountain range have been studied by famous geologists (e.g. Tchalenko 1974, Amberaseys and Melville 1982, Berberian 1983, Alavi 1996, Jackson et al. 2002). From their pioneered analysis, which gave a first sketch of the historical evolution of the mountain range, its geodynamics and the kinematics of major faults, we started a morphotectonic study to complete the study of the active tectonics in Central Alborz within a region centered in Tehran megapole. Our goal is to precise the geometry and the kinematics of the active faults within a domain comprised between latitude 35E and 37E and longitude 50,30'N and 52,30'N, (fig.1). Our approach is based on the analysis of the morphology which enables the observation of tectonic displacements (e.g. offset streams) in a window time span representative of seismic cycle (in most of cases, the seismic cycle overpasses the historical records). We combine remote sensing analysis (satellite imagery, stereo-air pictures and Digital Elevation Model analysis) and field observations.

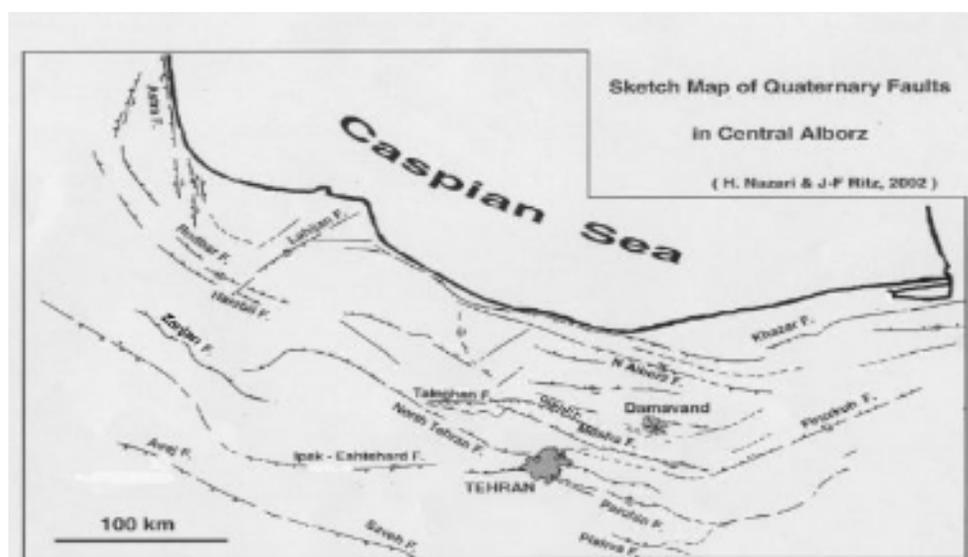


Fig 1: Sketch Map of Quaternary faults in Central Alborz

Central Alborz

Geological setting

This part of Alborz zone geologically consists of marine and continental sequences, which deposited through the Precambrian to Cenozoic in the various basins with different structural features.

The oldest sequence consists of detritic deposits of continental-marine units of Kahar formation belonging to Precambrian.

Initiation and evolution of these volcanogenic facies units can be attributed to Assyntic orogeny along the Eurasia and Gondvana leading Prototethys to be closed (Lasemi, 2001).

Basic volcanism and ophiolitic facies of Lower Paleozoic in northern Alborz indicate the occurrence of Pleotethys along northern margin of the Alborz.

Mesozoic facies are started with shallow water sequences of Triassic and covered by thick sequences of continental/continental-marine facies of Shemshak or its equivalent at the Triassic and later.

The various tensional systems with volcano-sedimentary features, which are equal to Neotethys creation, can be traced clearly within the North Alborz facies sequences. It was extended to Upper Cretaceous in the western parts (Nazari et al, 2002).

Cenozoic in Alborz, especially in southern margin of the central parts, consists mainly of Paleogene volcano sedimentary sequences (Karaj Formation) which has been created by a combination of transtensional basins and then transperssional one due to subduction of Neotethys oceanic crust in the back arc basin. It allowed the Alborz magmatic arc to be formed in the southern and western wedges (Nazari, 2000). Marine deposits in the northern regions and continental deposits to the south of Central Alborz of Neogene age, which accompanied by granitoid plutonism is particular in magmatic arc genesis in Alborz. It happened at the same time of collision in Neotethys between Iranian and

Arabian plates and formed the original structural features of Alborz.

Morphotectonic analysis of Central Alborz

Neotectonics is superimposed on the old and complex structural pattern that we briefly described in the previous section. Kinematics of the inherited structures is mainly controlled by the regional stress field associated to the northward convergence of Arabia or probably also by the “Himalayan” collision to the East. We present here the preliminary results of a first investigation of the area.

- Khazar fault (or in fact a group of faults which have been named Khazar):

This fault system has been defined along the northern border of Alborz Mountains, southward of the Caspian plain (Berberian et al, 1993) and corresponds to a system of oblique faults defining an “en echelon structure” along an average E-W trend.

Seismic profile in Caspian Sea in northern part of Tonekabon shows a big sliding toward north within Neogene – Quaternary deposits and Cretaceous carbonates with beds dipping north.

Our preliminary field investigations at different sites along this fault did not allow us to precise its kinematics along the entire system, (fig.2). However, South of Royan, relationships between drainage, morphology and structures demonstrate clearly the occurrence of an actively growing set of W/NW-E/SE trending north-dipping reverse faults, (fig.3).

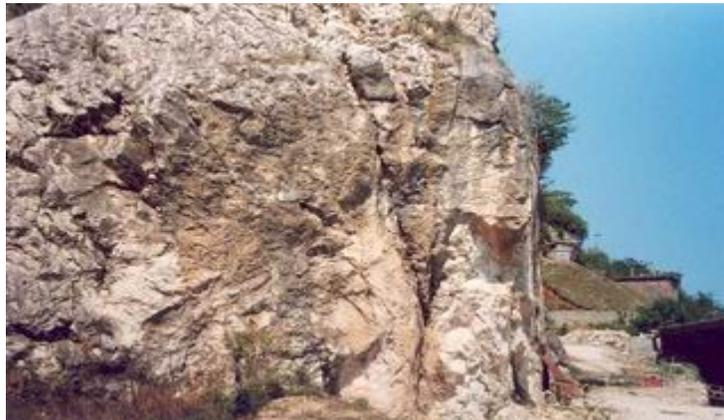


Fig 2: Khazar fault sacrament, Ramsar (view to west),

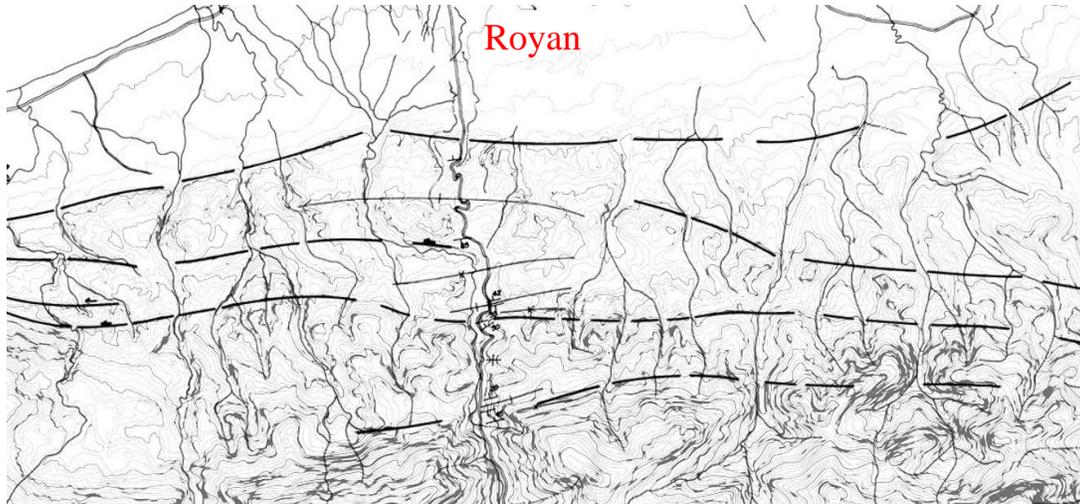


Fig 3: Khazar fault zone, according to morphotectonic interpretation, Royan

- North Alborz fault:

This approximately 100 km long fault is situated 10 km southward to the Khazar fault and is trending roughly parallel to it,(fig.1). The North Alborz fault is regarded as south-dipping thrust, located at the Mesozoic and Cenozoic boundaries (Saidi and Ghasemi, 2002).

Recent neotectonic investigations show a sinistral strike slip movement with reverse component along a south-dipping fault (Tabassi, 2001).

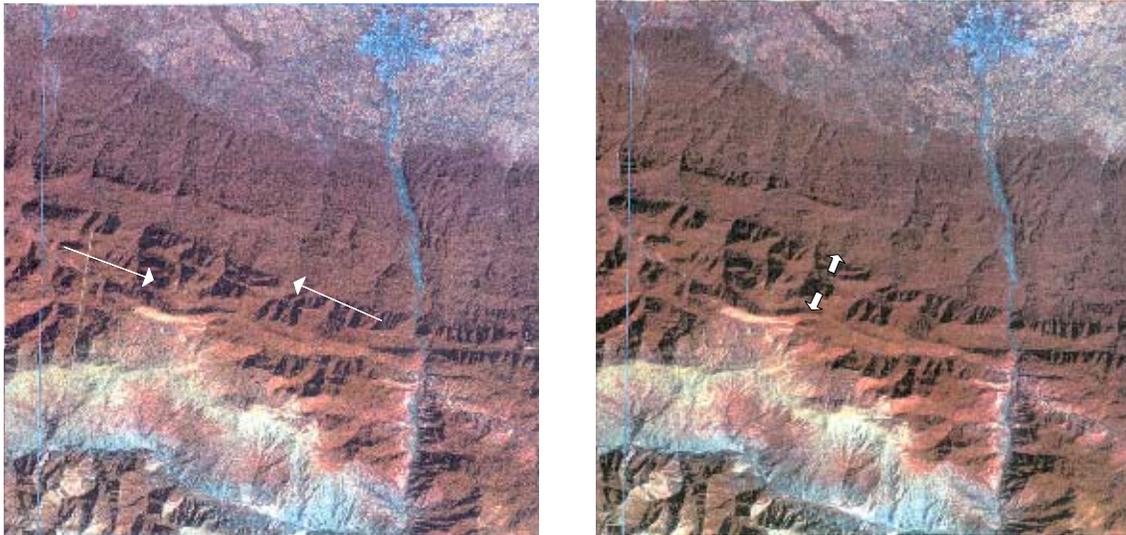


Fig 4: Satellite images, North Alborz fault, Left: before normal? Displacement, Right: after displacement

Our field observations combined with an analysis of satellite pictures suggest to us that

the North Alborz fault correspond in fact to several trends of steep faults (as for the Khazar fault zone), dipping towards both the North and the South. Although further works is required to better assess our observations, we believe that some of these faults may correspond to normal faults. Our preliminary interpretation is to consider that they are the expression of extrados processes, (fig.4).

-Taleghan fault:

The Taleghan fault is located close to the southern border of Central Alborz reliefs, 90 km north-westwards of Tehran city, (fig.1). It bounds to the South the Taleghan valley and is mapped as the contact between the Early Cenozoic pyroclastics and Jurassic and Precambrian deposits, (Annels et al, 1977). The Fault is 70 km long mainly trending E-W that could be connected to Gajere fault with the same kinematics in the west (fig.1). It is mapped as a south-dipping thrust (e.g. Berberin and Yeats, 1999,2001) and it could be the source of the 958 AD earthquake, the strongest historical event ($I = 7$; $M = 7.7$) ever recorded in the region (e.g. Berberian et al., 1983).

Our preliminary morphotectonics analysis in the field and using aerial pictures, allow us to provide some precisions about the geometry and the kinematics of the fault. The morphology of the Taleghan fault scarp indicates indeed a dip to the South, (fig.5, left). The dip is very steep along the central part where the fault reactivates the old contact between Precambrian-Paleozoic and Cenozoic deposits. It is less steep to the east where the fault is cutting through J-K deposits (Delichai-Lar) and Karaj formations. The fault appears as a broad sheared zone (its width can reach more than 500 m in some places) along which the drainage and morphology markers as topographic ridges are shifted left-laterally and stretched in the N-S direction, (fig.5, right). It is particularly clear along the eastern part of the fault. At smaller scale, inside the shear zone itself, we observed en echelon NE-SW trending, right-stepping, normal faults. Therefore, we conclude that the Taleghan fault is a left-lateral strike-slip fault with a normal component.



Fig 5: Taleghan fault zone, Left: shear zone dipping southward, view to west. Right: left lateral component on the fault, view to south

-North Tehran Fault:

The North Tehran fault is the main bounding fault of Central Alborz Mountains to the south and corresponds probably to the closest and strongest potential seismic source of Tehran city, (fig.7,1). Its direction changed from NW-SE to NE-SW between Karaj and Tehran cities and defines a V-shaped southwards thrust fault along which the Eocene deposits overthrust (by the probable inversion of an old Eocene structure).

The historical activity of the fault is not proved yet although some authors suspect that the 855 and 856 AD events could be associated to the fault (e.g. Berberian and Yeats, 1999,2001). The morphology shows clearly that the fault was active in a recent past. Despite the strong urbanization within the area, a fault scarp is still clearly visible in the morphology between Tehran and Karaj. There, the morphology shows a vertical offset of a recent colluvial-alluvial surface (Holocene?) that we interpreted as the occurrence of a north-dipping reverse fault, (fig.6). Air pictures analysis of the area suggests that the movement is slightly oblique with a left-lateral component.



Fig 6: North Tehran fault, between Karaj formation and glacier deposits, north of Vardavard, view to southwest.



Fig 7: satellite image showing the North Tehran fault corresponds to the mountain boundary.

The eastern continuation of the Tehran fault is still unclear to us and we cannot yet decipher whether the fault is connected to the Musha fault, or if it extends more to the east, parallel to the Musha faults at the foothills of Bibi Shahrbanoo Mountains. To the west, we can follow the North Tehran fault until Ghazvin City.

-Musha Fault:

The Musha is one of the major active structures at the southern border of Central Alborz trends E-W and corresponds to the thrusting boundary between the Paleozoic and Cenozoic sequences (fig.8). Classically, the Musha fault is described as a north-dipping thrust fault (Berberian and Yeats 2001). The fault can be described in two parts: a linear and steep 100 km long part is trending E-W from Delichai (south west of Firozkooh) to Fasham (north of Tehran) to the East, and an eastern part which extends to the west along a more sinuous shape interpreted as a north-dipping thrust from Fasham to Hiv (north of Abyek). This part is approximately 120 km long within Cenozoic and Paleozoic or Precambrian rock units, (fig1).

A recent morphotectonic analysis within the eastern part (see Ritz et al, in this issue) shows that the “active Musha fault” is indeed dipping north but its kinematics is a left-lateral strike-slip fault with a small normal component. At the western part, we could not yet precise the kinematics from morphology, but linear morphotectonic features as we observed along the eastern part, suggests that the fault has a reverse component.

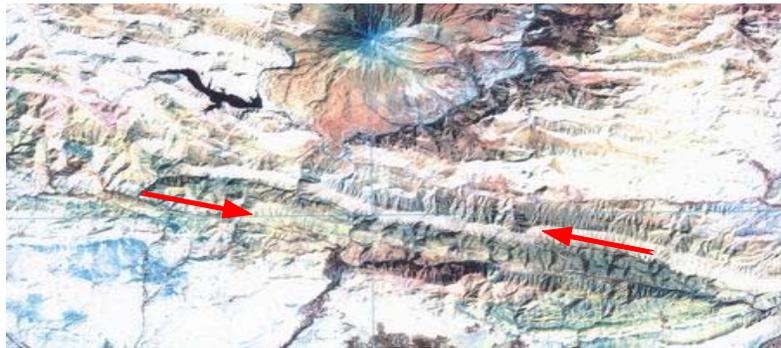


Fig 8: satellite image of Mush fault

CONCLUSION

Our preliminary investigation enable few first conclusions: 1/T₀ the North, the Central Alborz appears affected by not only two active faults but by several sets of actives faults. These structures that are found within a broad area, could be grouped and named as Khazar fault system and North Alborz fault system (after the first nomenclature found in literature). After our preliminary observations (especially near Royan), these features correspond to more or less south-dipping trust faults. We believe that this broad reverse fault zones situated at the boundary between Iran and the Caspian sea corresponds to an active crustal-scale orogenic prism.2/ T₀ the south,the pattern of active faults is simpler. Alborz mountain are bound by active thrust faults such as the North Tehran fault or the Parchin fault, behind which are found steep left lateral major strike faults parallel to the compressional structures (i.e. the Taleghan fault and the Musha fault). Both faults show a slight normal component. We believe that these active features represent the effects of strain partitioning along inherited structures and the geometry at depth of these inherited structures taken in a N/NE-S/SW transpressional regime controlled the present kinematics. Future morphotectonic investigations should allow to precise these conclusions and complement the map of active faults in Central Alborz.

ACKNOWLEDGEMENT

We thank D. Hatzfeld from LGIT (Grenoble, France) for his helpful efforts on project carrying out in the Alborz. GSI (Tehran, Iran) and LGTS (Montpellier, France) are acknowledged for supporting the project.

REFERENCES

- Alavi, M, 1996, Tectonostatigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains in northern Iran. *J. Geodynamics*, vol.21, No, 1, pp. 1-33
- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982, *A history of Persian earthquakes*, 219 pp. Cambridge University press, New York
- Annells, R.N, Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davis, R.G., Hamedi, M.A.R. and Rahimzadeh, F., 1977, Geological map of Shakran, scale 1:100,000, GSI
- Berberian, M. 1983, The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust, National Research Council of Canada
- Berberian, M., Ghorashi, M., Arjhangraves, B. and Mohajer Ashjaie, A., 1993, Seismotectonic and earthquake – fault hazard investigations in the Great Ghazvin Region, Rep. No. 61, GSI
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the

Iranian plateau, Bulletin of Seismological Society of America, vol. 89, No. 1, pp. 120-139

Berberian, M. and Yeats, R.S., 2001, Contribution of archeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, J. Str. Geo., 23, 563-584

Jackson, J., Pristly K., Allen M. and Berberian M., 2002, Active tectonics of the south Caspian basin, Geophys. J. Int, 148, 214-245

Lasemi, Y., 2001, Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran, GSI

Nazari, H., 2000, Tectonomagmatic and tectonostratigraphy of Alborz Magmatic Arc, 18th Symposium of Geosciences, GSI

Nazari, H., Omrani, J. and Shahidi, A.R., 2002, Geological map of Anzali, scale: 1:100,000, GSI

Saidi, A. and Ghasemi, M.R., 2002, Geological map of Baladeh, scale 1:100,000, GSI

Tabassi, H., 2001, Tectonic and deformation pattern of Central-Eastern Alborz region, Phd thesis (in Farsi), Azad University, Tehran, Iran

Tchalenko, J. S., 1974, Recent destructive earthquakes in the Central Alborz, GSI, No. 29, 97-116

Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, Central Alborz, Iran. Implications in terms of seismic activity.

J-F. Ritz¹, S. Balescu², S. Soleymani³, M. Abbassi³, H. Nazari^{4, 1}, K. Feghhi³, E. Shabanian³, H. Tabassi³, Y. Farbod³, M. Lamothe⁵, J-L Michelot⁶, M. Massault⁶, J. Chéry¹ and P. Vernant¹.

¹ UMR 5573, Géophysique, Tectonique et Sédimentologie, UM II, Montpellier, France.

² Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire, Université Lille 1, France.

³ Seismotectonic Department, IIEES, Tehran, Iran.

⁴ Seismotectonic Department, GSI, Tehran, Iran.

⁵ Laboratoire de Luminescence, Université du Québec, Montréal, Québec.

⁶ FRE Orsayterre CNRS-Université de Paris-Sud, France.

ABSTRACT

The Mosha fault is one of the major active fault in Central Alborz as shown by its strong historical seismicity and its obvious morphological signature. Situated at the vicinity of Tehran city, this ~150 km long ~N100°E trending fault represents an important potential seismic source that threatens the Iranian metropolis. In the framework of an Iranian-French joint research program devoted to seismic hazard assessment in the Tehran region, we undertook a morphotectonic (determination of the cumulative displacements and the ages of offset morphologic markers) and paleoseismic (determination of the ages and magnitudes of ancient events) study along the Mosha fault. Our objectives are the estimation of the long-term slip rate (Upper Pleistocene-Holocene) and the mean recurrence interval of earthquakes along the different segments of the fault.

Our investigations within the Tar Lake valley, along the eastern part of the fault – potentially the site of the 1665 (VII, 6.5) historical earthquake - allows us to calculate a preliminary 2 ± 0.1 mm/yr minimum left lateral slip rate. If we assume a characteristic coseismic average displacement comprised between 0.35 m (Mw 6.5) and 1.2 m (Mw 7.1) – calculated from Wells & Coppersmith's functions (1994) and taking the moment magnitudes attributed to the 1665 and 1830 earthquakes (e.g. Berberian & Yeats, 2001) – the mean maximum recurrence intervals along this segment of the Mosha fault are comprised between 160 and 620 yrs.

INTRODUCTION

The Alborz mountain range corresponds to an active mountain belt surrounding the South Caspian oceanic domain [e.g. Berberian, 1983, Jackson et al., 2002; Allen et al., in press] (Figure 1A). Numerous earthquakes strike regularly this mountainous region as shown by the instrumental and historical seismicity (e.g. Tchalenko, 1974, Ambraseys & Melville, 1982; Berberian, 1983; Berberian & Yeats, 1999; Ambraseys, 2001; Berberian & Yeats 2001; Jackson et al., 2002]. This activity demonstrates the presence of numerous and large active faults. Seismotectonic features such as fault line scarps can be observed in the landscape. They break the topographic surface and offset the morphological markers such as the drainage network.

In the framework of an Iranian-French collaboration about the analysis of seismic hazards around Tehran region, we are carrying out a morphotectonic and paleoseismological study of the Mosha fault. After Berberian and Yeats (2001), two large earthquakes in 1665 and 1830 are associated to this fault which represents one of the strongest potential source of destructive earthquakes for Tehran and its surroundings (Figure 1B).

The aim of this study is to determine the geometry, the kinematics and the slip rate along the fault by measuring cumulative displacements and dating offset markers. From calculation of the slip rate, we give a first estimate of the average returns period for a given co-seismic displacements using Wells & Coppersmith (1994) empirical relationships among magnitude and surface displacement. The trenches analysis, still in progress, should allow us to determine directly the ages of past events and their magnitudes.

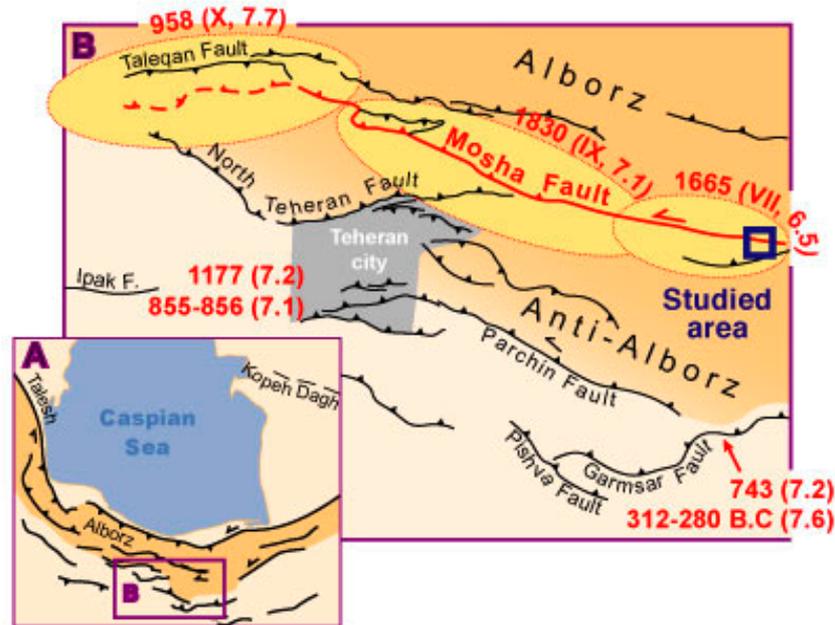


Figure 1. (A) Structural sketch of the South-Caspian domain and Alborz mountain range. (B) Map of faults in southern part of Central Alborz and associated historical seismicity (modified after Berberian & Yeats, (2001).

DETERMINING THE SLIP RATE ALONG THE MOSHA FAULT

The area we have chosen to study is the eastern part of the Moshha fault. It appears as a straight linear fault line on satellite pictures. From stereo analysis of air photographs we found a zone where the fault rupture defines a narrow scarp line and offsets the drainage network. This area is located within the Tar valley, West of Damavand city [Ritz et al., 2001. We focused our field work analysis on a 1 km long portion of the rupture along which three talwegs are offset with a horizontal component increasing from West to East (Figure 2).

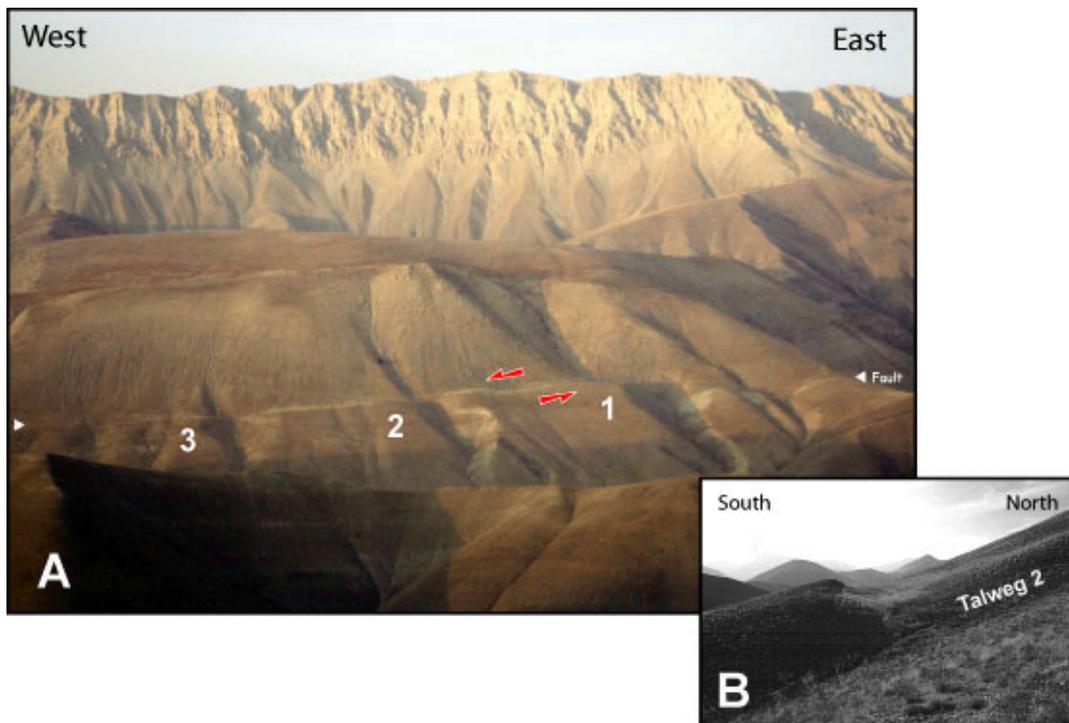


Figure 2. (A) Panoramic view of Moshha surface rupture in the landscape within Tar lake valley. Note the left-lateral horizontal offset of the three talwegs. (B) Lateral view of the fault scarp.

Along the fault line, the scarp forms a counter-slope favorable to the pounding of slope deposits (Figure 2B). Using a real time kinematics GPS station we generated a Digital Elevation Model or DEM (Figure 3). The kinematics GPS station is composed of 2 antenna-receiver units. One is set on the ground as a base, one is carried on a backpack or on a pole as a mobile. The data recorded by the base are radio-transmitted to a computer connected to the mobile receiver, such as the rover position is calculated in real time with a centimeter accuracy (x,y,z) with respect to the base. Different options can be used according to the kind of survey. In our case, we performed a DEM with continuous topographic measurements from which we made an interpolation.

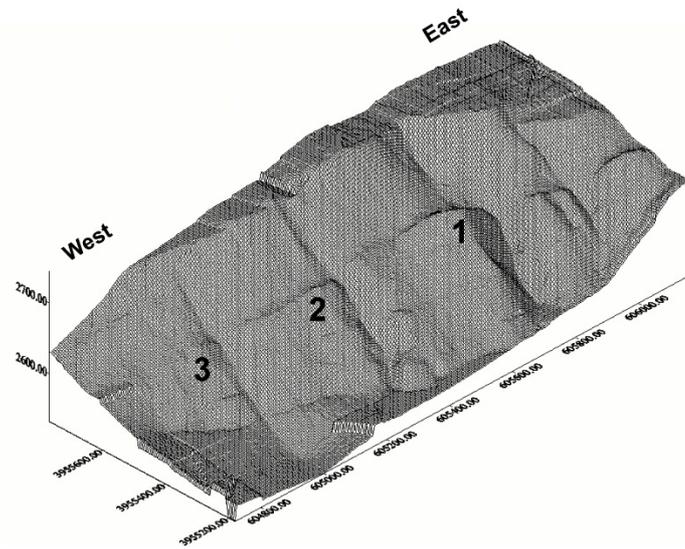


Figure 3. Digital Elevation Model calculated from the GPS kinematics survey of the area shown in Figure 2A.

The DEM shows clearly the geometry and the kinematics of the fault. It is an E-W trending left-lateral strike-slip fault dipping steeply to the North and having a slight normal component. These geometry and kinematics are also clearly observed within the trenches dug across the fault scarp and are consistent with microseismic data (Hatzfeld, personal communication).

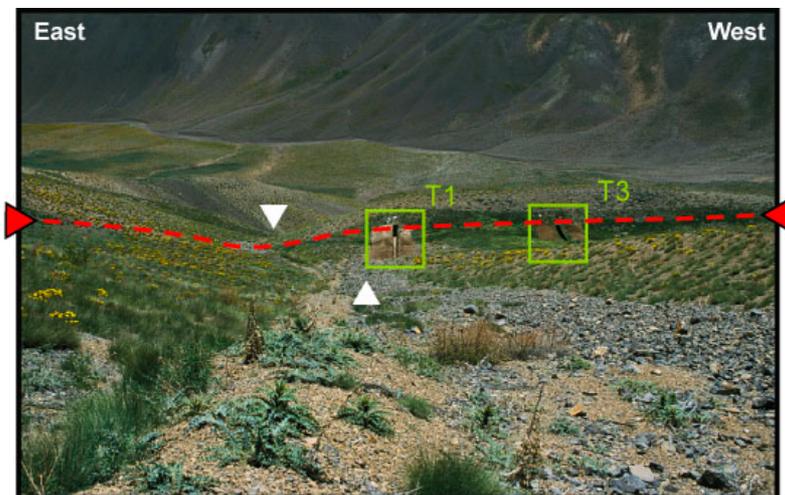
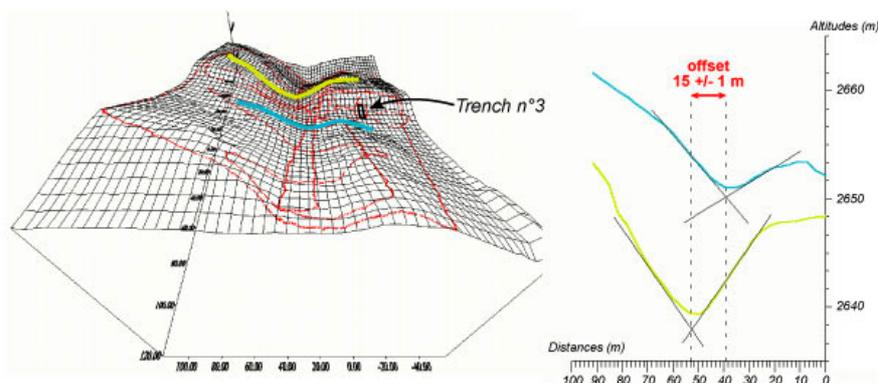


Figure 4. Downwards view and detailed DEM of talweg 2. Calculation of its horizontal offset.



The normal component of the Moshā fault looks surprising taken into account the E-W trend of the fault and the NNE-SSW regional compression. We might have expected a reverse component rather than a normal one. Nevertheless, we believe that this mechanism can be explained by the boundary conditions in terms of fault geometry at depth (i.e. relationships between Moshā fault and deep-seated thrust faults).

The detailed topographic survey of talweg 2 together with the digging of trenches across the scarp allow us to give an estimate of the slip rate along the fault :

Parallels profiles upstream and down-stream the fault shows a mean left-lateral offset of 15 ± 1 m (Figure 4). In trenches 1 and 3, we observed colluvial and sand sediments trapped in the elongated pound northwards of the scarp. To the South, the colluvial and pounded deposits are bounded by a main northwards dipping fault plane. In trench 1, the deposits are affected by a NE-SW right-stepping en echelon normal fault system. At the bottom of trench 3, we found a sequence of 3 paleosol horizons within a fine-grained unit. Carbon-rich horizons were dated by radiocarbon analysis whereas fine deposits were analyzed by optically stimulated luminescence (OSL). Results are perfectly consistent and indicate a 7514-7569 calibrated BP age for the deepest paleosol (Figure 5).

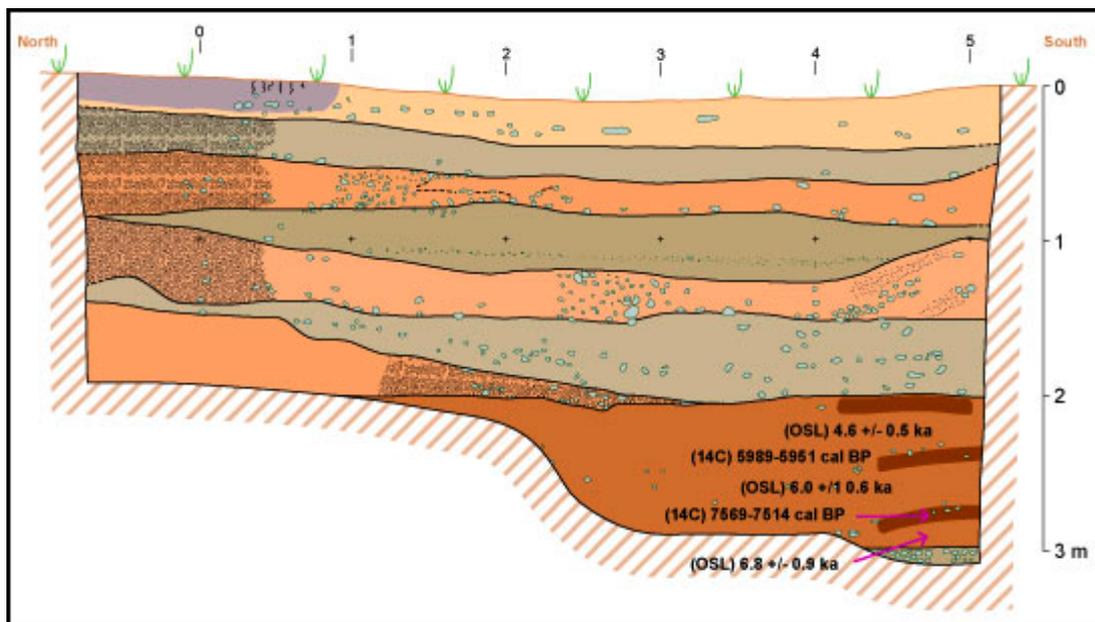


Figure 5. Log of trench N°3 (dug in 2001) showing the fine-grained unit trapped behind the fault scarp. Brown layers correspond to the three paleosols. Numbers are radiocarbon (14C) and Luminescence (OSL) ages.

Further diggings performed during the Autumn 2002 revealed that the bottom of the fine-grained organic-rich units displays a “basin pan” shape. No more fine deposits were found underneath but thick coarse colluvium. These features suggest that the fine-grained deposits correspond to the first sediments that get trapped at the beginning of the formation of the scarp. Therefore, an estimate of the slip rate along this part of the Moshā fault is possible by considering that the trapped sediments are contemporaneous of the offset of talweg 2. The calculation gives 2 ± 0.1 mm/yr (15 ± 1 m / 7514-7569 yrs).

Nevertheless, the large offset of talweg 1 (see figure 2A) shows that the movement along the fault line had started before the incision of talweg 2 (talweg 1 is older than talweg 2 which older than talweg 3) and its subsequent displacement. Thus, taken into account that the fault is moving with a normal component, it is possible that the pounding behind the scarp had started before the incision of talweg 2. In other words, the age of the sediments found at the bottom of trench 3 could correspond to a larger displacement than the 15 m recorded within talweg 2. On the other hand, it is unreasonable to link the 120 m offset of talweg 1 to the age of trapped deposits in trench 3 (this would give a slip rate close to 1.5 cm/yr !).

In conclusion, we think that 2 ± 0.1 mm/yr represents a minimum value for the slip rate along this part of the Moshā fault. This result is consistent with preliminary GPS measurements across Central Alborz (Masson et al., 2002). Further analysis of the DEM (Figure 3) should allow us to precise the geometry of the fault plane, the initial topography and the slip vector. From those data, we should be able to better estimate the horizontal offset corresponding to the pounded deposits observed in trench T3, and therefore furnish a more accurate value for the slip rate along the Moshā fault.

CONCLUSIONS

Our preliminary analysis of the morphotectonic features along the Mosha fault within the Tar lake valley shows that the fault is a left-lateral N100°E trending north-dipping fault with a slight normal component. Stereo analysis of air pictures and in progress field observations further West and East allow us to consider that these parameters are characterizing the Mosha fault along a 50 km long section, from the longitude of Damavand City to its eastern termination within the NW-SE trending Firuzkuh valley.

We estimate the minimum slip rate along this part of the Mosha fault to be 2 ± 0.1 mm/yr. From this first result, we can draw preliminary implications in terms of seismic activity along the fault. Using the empirical relationships among the moment magnitude and the average surface displacement defined for strike-slip faults by Wells and Coppersmith (1994), we calculated a mean maximum recurrence interval comprised between 160 and 620 years for earthquakes with moment magnitudes comprised between Mw 6.5 and Mw 7.1. In progress paleoseismic investigations should allow us to improve these preliminary results.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank D. Hatzfeld from LGIT (Grenoble, France) for the coordination of the French CNRS/MAE proposal “Analysis of the seismic Hazard within Tehran region“, M. Ghafory-Ashtiany and M. Mokhtari from IIEES (Tehran , Iran) for their support during field work, and A. Delplanque from LGTS (Montpellier, France) for drawing support.

REFERENCES

- Allen M. B., Ghassemi M. R., Shahrabi M. and Qorashi M.**, Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *J. Struct. Geology*, in press.
- Ambraseys N.N. and C.P. Melville, 1982**, A history of Persian Earthquakes, 219 pp. Cambridge University Press, New York.
- Ambraseys N. N.**, 2001, Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and Middle East, 145, 471-485.
- Berberian M.**, 1983, The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 163-183.
- Berberian M. and Yeats R. S.**, 1999, Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *BSSA*, 89, 120-139.
- Berberian M. and Yeats R. S.**, 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau, *J. Struct. Geology*, 23, 563-584.
- Jackson J., Priestley K., Allen M. and Berberian M.**, 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Masson F., Sedighi M., Hinderer J., Bayer R., Nilforoushan F., Luck J-M. Vernant P. and Chéry J.**, 2002, Present-day surface deformation and vertical motion in the Central Alborz (Iran) from GPS and absolute gravity measurements, *EGS XXVII General Assembly, Nice, France, 21-26 April 2002*, p.98.
- Ritz J-F., Abbassi M., Nazari H., Soleymani, S., Tabassi H., Farbod Y.**, 2001, Field trip handbook : The Mosha fault – Tar Lake section, Iranian-French Workshop on continental deformation and inferred seismic hazard in Iran, Tehran, Iran, 2-4 October 2001.
- Tchalenko, J. S.**, 1974, Recent destructive earthquakes in the Central Alborz. *Geological survey of Iran, No. 29*, 97-116.
- Wells D. L. and Coppersmith K. J.**, 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *BSSA*, 84, 974-1002.

ANNEX B

Catalogue de la sismicité historique (antérieurs à 1900AD) dans l'Alborz central et la région de Téhéran

Dans la liste des séismes historiques présentés ci-dessous, il existe trois grandes périodes de hiatus: 1) Avant le 3^{ème} siècle BC, 2) entre le 3^{ème} siècle BC et l'an 743 AD, 3) dans l'intervalle 1384-1665AD. Notons que l'absence de données ne signifie évidemment pas que ces périodes ont été asismiques.

- Le tremblement de terre et l'éruption volcanique de Lässem(entre -10000 et -38500) :

Au début d'activité volcanique du Damavand, la vallée de la rivière de Harāz est barrée par des coulées de lave épanchées lors de cette éruption. L'âge de ce volcanisme a été estimé d'après les datations des coulées qui font barrage aux rivières Lar et Délichai, (Allenbach 1966). Berberian et al, (1985) noté cette événement comme un potentiel de tremblement de terre pré historique depuis l'activité volcanique de Damavand.

- Le tremblement de terre de Rey-Eyvane key (4^e siècle BC) :

C'est le plus ancien séisme rapporté dans les livres d'histoires ; le tremblement terre daterait de 300AD c'est-à-dire des derniers jours de la période de l'empereur Hakhamaneshie en Iran, (Tableau I.1). Plus de 2000 villages auraient été détruits dans la région de Rey jusqu'à Eyvane key au sud-est de Téhéran, selon le géographe grec qui le rapporte.

Ce séisme doit être un des plus importants tremblements de terre historiques (Nabavi 1972, 1978 ; Ambraseys 1974 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian 1985). La magnitude et l'intensité de ce séisme sont estimées respectivement à $M_s = 7.6$ et $I_0 = X$, (Ambraseys et Melville 1982).

- Le tremblement de terre de Tange sar deh, antre Eyvane key et Garmsar (743 AD) :

Au printemps de l'année 743 AD, un séisme dévastateur détruit toute la région orientale de Rey (Ambraseys 1974 ; Melville 1978 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985). La magnitude de ce séisme est estimée à environ $M_s = 7.2$ et son intensité à $I_0 = VIII$ (Ambraseys et Melville 1982), (Figure I.14, Tableau I.1). La réactivation des failles de Garmsar (Berberian et al, 1985), Parchin ou Pishva pourraient être la source de ce séisme.

- Le tremblement de terre de Rey (850 AD) :

Ce tremblement de terre aurait fait plus de 45000 victimes à Rey (Nabavi 1972, 1978 ; Berberian et al, 1985).

- Le tremblement de terre de Rey (855-856 AD) :

Le violent séisme de l'année 855-856 aurait détruit de très nombreuses habitations et d'après un rapport historique le nombre de victimes s'élèverait à 350000. (Ambraseys 1974 ; Nabavi 1972, 1978 ; Berberian et al, 1985), (Tableau I.1).

Ambraseys et Melville (1982) ont estimé ses paramètres sismique à : $M_s = 7.1$, $I_0 = VIII$. Une des failles Nord Téhéran, Nord Rey, sud Rey, Kahrizak, Parchin ou Pishva était responsable de ce tremblement de terre.

- Le tremblement de terre de Qoms (Damghan) (856 AD) :

Ce séisme est en phase avec la date de celui de 856 de la région de Rey. Il existe différents rapports historiques sur le séisme de Qoms et sur les dommages qu'il a occasionnés.

La zone affectée par ce tremblement de terre, avec quelques petites variantes, correspond aux failles de Astaneh et de Damghan (Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et Qorashi 1988 ; Berberian et al. 1996). Les caractéristiques séismiques de ce séisme sont estimées à : $M_s = 7.9$, $I_0 = X$, (Ambraseys et Melville 1982), (Berberian et al. 1996), (Figure I.14).

- Le tremblement de terre de Rey (864 AD) :

Il existe de nombreux rapports historique à propos de ce séisme qui détruisit une grande partie de la ville de Rey et son agglomération en l'an 864 AD (Ambraseys 1968, 1974 ; Nabavi 1972, 1978 ; Poirier et Taher 1980 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985).

Magnitude et intensité de ce séisme sont estimées à $M_s = 5.3$, $I_0 = VII$, (Ambraseys et Melville, 1982). Le foyer sismique de ce tremblement de terre n'est pas déterminé mais le séisme a pu être généré par la réactivation de faille comme celle de Nord Téhéran, de nord Rey, de sud Rey, de Kahrizak, de Parchin ou de Pishva (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Ghar-Tabarestan (Rey) (899 AD) :

Cet événement Est noté dans quelques rapports (Mallet 1851 ; Wilson 1930 ; Nabavi 1972 ; Ambraseys 1974 ; Berberian et al, 1985), (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Rey-Taléghan (958 AD) :

Le séisme de l'année 958 AD était un énorme tremblement de terre dévastateur que de les sources de rivière de Jajroud (nord-est de Téhéran) au les sources de Taléghanroud (nord-ouest de Téhéran) et une grande partie des villages de Rey, Shemiran, Lashkarak, Varian et Taléghan ont été détruits (Figure I.14, Tableau I.1). Le choc du séisme a été ressenti à 400km alentour. (Wilson 1930 ; Nabavi 1972, 1978 ; Ambraseys 1974 ; Melville 1978 ; Poirier et Taher 1980 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985, 1999).

Magnitude et intensité de ce séisme sont estimées à $M_s = 7.7$, $I_0 = X$, (Ambraseys et Melville 1982) et la zone détruite a atteint le Sud de Qom et Kashan (200 km sud de Téhéran).

Les failles de Taléghan, Mosha et nord Téhéran pourraient être la cause de ce séisme.

- Le tremblement de terre de la région de Qazvin (1119 AD) :

Le 10 décembre 1119 un important séisme dévasta le tiers de la ville de Qazvin faisant de nombreuses victimes (Figure I.14, Tableau I.1).

Mise à part Qazvin, aucune destruction n'est signalée dans l'autre région environnante comme celles d'Alamout de Taléghan ou de Karadj. C'est pour cette raison que l'on suppose que l'activité de la faille de Nord Qazvin est la cause de ce séisme.

Magnitude et intensité de ce séisme sont estimées à $M_s = 6.5$, $I_0 = VIII$ (Ambraseys et Melville 1982).

- Le tremblement de terre de la région de Ferim, Mazandaran (1127 AD) :

En 1127 un fort séisme détruisit de nombreux villages dans la région de Ferim et Hézardareh dans la province de Mazandaran (Ambraseys et melville 1982 ; Berberian 1985; Abbassi et al. 2003a). Sa magnitude est de $M_s = 6.8$ (Ambraseys et Melville 1982), (Figure I.14, Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de la région de Rey-Qazvin (1177 AD) :

En 1177 AD un gros séisme affecta la région située entre les villes de Rey, Karadj et Qazvin, détruisant le mur d'enceinte de la ville de Qazvin, (Nabavi 1972, 1978 ; Ambraseys 1974 ; Melville 1978 ; Poirier et Taher 1980 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985, 1999), (Tableau I.1).

Magnitude et intensité de ce séisme sont estimées à $M_s = 7.2$, $I_o = VIII$ (Ambraseys et Melville, 1982).

Les données concernant ce séisme sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse déterminer de façon certaine quelle faille a joué. Il est probable cependant, pour des raisons de cohérence géologique, que l'une des failles Nord Qazvin, Ipak, Eshtehard ou Nord Téhéran en soit responsable.

- Le tremblement de terre de la région Rey (1383-1384 AD) :

Se référant à l'autobiographie de Timur, Berberian et al, (1985) rapporte que Rey aurait été complètement détruit par un séisme survenu en 1383 ou 1384.

Ceci est noté par Clavijo, Ambassadeur d'Espagne chez Timur, qui visita la ville de Rey en l'an 1404 AD, 20ans après le séisme. Dans son rapport, Rey fait état d'une grande ville détruite et abandonnée (Ambraseys 1974 ; Melville 1978 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985).

Ce tremblement de terre a pu se former par la réactivation d'une des failles comme nord Téhéran, nord Rey, sud Rey, Kahrizak, Parchin ou Pishva.

- Le tremblement de terre de la région Polroud-Tonekabon (1485 AD) :

Tous les environs de Polroud, Tonekabon, Chalakroud et Alamout ont été détruits le 15 Août 1485 par un grand tremblement de terre (Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1993). Les caractéristiques de ce séisme sont $M_s = 7.2$ et $I_o = IX$ (Ambraseys et melville 1982), (Figure I.14).

La faille la plus importante de cette région étant la faille de Kelishom (Annelles et al. 1975), c'est donc probablement la réactivation de cette faille qui a provoqué le séisme.

Un an plus tard, le 3 Juillet, une très forte secousse sismique détruisit encore davantage la région (Ambraseys et melville 1982 ; Berberian et al, 1993).

- Le tremblement de terre de la région d'Alamout-Taléghan (1608 AD) :

Le 20 Avril 1608, un violent tremblement de terre ($M_s = 7.6$ et $I_o = X$) détruisit toute la région d'Alamout et de Taléghan (Ambraseys et melville 1982 ; Berberian et al, 1993), (Figure I.14, Tableau I.1). Il y a beaucoup rapportes sur de nombre de victimes a la région d'Alamout. Dans la ville de Sari, située à 280 km de la zone du séisme, quelques bâtiments ont été détruits, et un Tsunami s'est formé en mer de Caspienne (Ambraseys et Melville 1982).

Les failles d'Alamout Roud et de Shahroud passent dans la région du séisme. Probablement elles sont associée de cet énorme séisme (Berberian et al, 1993).

Le tremblement de terre de la région de Damavand (1665 AD) :

Le séisme de 1665 a affecté une grande partie de la région de Damavand (Nabavi, 1978 ; Ambraseys 1974 ; Melville 1978 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985, 1999), (Figure I.14, Tableau I.1).

Magnitude et intensité de ce séisme sont estimées à $M_s = 6.5$, $I_o = VIII$ (Ambraseys et Melville 1982). Dans cette région, la faille sismique la plus proche est celle de Mosha.

- Le tremblement de terre de la région de Mazandaran (1687 AD) :

Le séisme s'est accompagné de glissements de terrain. De nombreux villages ainsi que la ville de Lajiem ont été détruits (Abbassi et al. 2003a). Sa magnitude est $M_s = 6.5$ (Ambraseys et Melville 1982).

- Le tremblement de terre de la région de Rey-Téhéran (1786 AD) :

Ce séisme secoua Téhéran ainsi que la ville de Rey où quelques maisons ont été détruites (Berberian et al, 1985). Les causes de cet événement sont probablement les failles de Nord Rey, sud Rey, Kahrizak et Parchin.

- Le tremblement de terre de la région de Damavand-Mazandaran (1802 AD) :

Ce séisme détruisit Damavand et quelques villages de Mazandaran (Morier 1818 ; Wilson 1930 ; Ambraseys 1974 ; Nabavi 1978). Si le mécanisme au foyer était bien proche de Damavand, Berbérian et al, (1985) suggère que la faille de Mosha pourrait bien expliquer ce séisme.

- Le tremblement de terre de la région de Babol (1805AD) :

La ville de Babol a été détruite par un important séisme (Ambraseys 1974 ; Abbassi et al, 2003a).

- Le tremblement de terre de la région de Taléghan (1808 AD) :

Le séisme de Taléghan (magnitude $M_s = 5.9$) a été bien ressenti à Téhéran. Quelques bâtiments ont été détruits au nord de Téhéran (Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985), (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Amol (1809 AD) :

L'important séisme de 1809 a affecté presque toutes les régions au nord de l'Iran. Il s'accompagne de nombreux glissements de terrain (Berberian et al, 1985), (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Damavand (1811 AD) :

Ce séisme est noté par Morier 1818 ; Wilson 1930 ; Ambraseys 1974 ; Nabavi 1978 ; Berberian et al, 1985. Il n'y a pas de donnée sur cet événement.

-Le tremblement de terre de Damavand (1815 AD) :

D'après Morier (1818) et Stahl (1911), ce séisme a été fortement ressenti à Damavand, (Nabavi 1978 ; Ambraseys 1974 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985).

- Le tremblement de terre de Babol (1820 AD) :

Il détruisit presque tous les ponts de la rivière de Babol (Ambraseys 1974).

- Le tremblement de terre de Haraz (1825 AD) :

Ce violent séisme détruisit de nombreux villages et presque tous les ponts et tonnelles de la région de la vallée de Haraz, principalement autour de Kahroud et de Ghalabon (Abbassi et al. 2003a), (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Damavand –Shimran (Téhéran) (1830 AD) :

Au matin du 27 Mars 1830, un séisme énorme affecta la région de Damavand et de Shemiran au nord de Téhéran. De nombreux édifices comme le château du Gouvernement et le bâtiment de l'Ambassade d'Angleterre ont été détruits (Mallet 1853 ; Watson 1866 ; Milne 1911 ; Wilson 1930 ; Ambraseys 1974 ; Nabavi 1978 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985, 1999), (Figure I.14, Tableau I.1).

La magnitude de ce séisme est estimée à $M_s = 7.1$ et son intensité à $I_0 = VIII$ (Ambraseys et Melville 1982). La faille de Mosha est vraisemblablement la cause de cet événement (Berberian et al, 1985).

Le 6 Avril de la même année une réplique de ce séisme détruisit ce qui n'avait pas encore été détruit, (Ambraseys et Melville 1982).

- Le tremblement de terre de Téhéran (1847 AD) :

A 1h 25' du matin une secousse sismique est ressentie à Téhéran (Berberian et al, 1985). On ne dispose d'aucune donnée sur ce tremblement de terre (Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Téhéran (1868 AD) :

Pendant la nuit, un fort séisme a été ressenti à Téhéran, Firouzkuh, Qom, Kashan et Esfahan (Ambraseys 1974 ; Nabavi 1978 ; Ambraseys et Melville 1982 ; Berberian et al, 1985).

- Le tremblement de terre de Kaleh dareh (Boin zahra) (1876 AD) :

D'après les informations données par un journal iranien, le vendredi 05 Novembre 1876 après-midi, la région de Boin Zahra et la ville de Qazvin ont été affectées par un séisme de magnitude probablement égale à $M_s = 5.7$ (Ambraseys et Melville 1982), (Figure I.14, Tableau I.1).

- Le tremblement de terre de Téhéran (1895 AD) :

Ce séisme a été assez fortement ressenti à Téhéran (Lysakowski 1906, 1910 ; Ambraseys 1974 ; Berberian et al, 1985), (Tableau I.1). Il est difficile de savoir si c'est la faille Nord Téhéran ou autre faille des environs de Téhéran qui était la source de ce séisme (Berberian et al, 1985).

ANNEX C

Catalogue de la sismicité instrumental dans l'Alborz central et la région de Téhéran

Données de séismes instrumentaux à partir des données mises à disposition sur les sites internet du Geological Survey of Iran (GSI), du National Geoscience Database of Iran (NGDIR) :

Le plus ancien tremblement de terre enregistré dans la région de Téhéran l'a été le 24/11/1905. La longitude et la latitude de son épïcentre sont respectivement $\varphi = 52,05^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,76^{\circ}\text{N}$. Sa magnitude est 4 Mb (BER).

Le dernier tremblement de terre instrumental de cette région a été enregistré le 21/6/2003 à 15:00:07 p.m.. Les coordonnées géographiques de l'épïcentre sont $\varphi = 52,97^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,70^{\circ}\text{N}$, sa magnitude, 4.5 Mb (NEIC).

Le plus grand séisme instrumental de la province de Téhéran a été enregistré le 13/10/1962 à 10:23:38 a.m.. Les coordonnées de l'épïcentre sont $\varphi = 50,70^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,75^{\circ}\text{N}$ et la magnitude égale à 5.5 Mb (MOF).

Le plus ancien tremblement de terre instrumental de la partie nord-ouest de l'Alborz central, dans la région de la province de Gilan a été enregistré le 5/7/1903. Les coordonnées de l'épïcentre sont $\varphi = 48,96^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 37,48^{\circ}\text{N}$. Sa magnitude est 5.9 Ms, enregistrée par PAS. Le dernier tremblement de terre instrumental de la cette région a été enregistré le 2/5/2003 à 08:09:52 a.m. ; les coordonnées de l'épïcentre sont $\varphi = 49,24^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 37,11^{\circ}\text{N}$. La magnitude est 4,1 Mb (MOC).

Le plus grand séisme de cette région nord-ouest été enregistré le 20/6/1990 à 21:00:10 p.m.. L'épïcentre est situé à $\lambda = 49,35^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 36,99^{\circ}\text{N}$, et la magnitude est égale à 6.2 Mb (ISC).

A l'ouest de l'Alborz central, le plus ancien tremblement de terre instrumental de la province de Qazvin a été enregistré le 20/5/1901 à 12:29:00 p.m.. La longitude et la latitude de l'épïcentre sont $\varphi = 50,48^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 36,39^{\circ}\text{E}$. Sa magnitude est 5.4 Ms (AMB).

Le dernier tremblement de terre instrumental de la région de Qazvin a été enregistré le 3/07/2004 à 13:56:40 p.m.. L'épïcentre est situé à $\varphi = 48,93^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,75^{\circ}\text{N}$. Sa magnitude est 4.1 Mb (THR).

Le plus grand tremblement de terre instrumental de la province de Qazvin a été enregistré le 22/6/2002 à 02:58:21 a.m. Son épïcentre se situe à $\varphi = 49,05^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,63^{\circ}\text{N}$ Sa magnitude était 6.4 Ms et 6.2 Mb (NEIC).

Dans la partie sud-ouest de l'Alborz, le plus ancien tremblement de terre instrumental de la province de Markazi a été enregistré le 1/9/1962 à 02:27:37 a.m. Longitude et latitude de l'épïcentre sont respectivement $\varphi = 49,6^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 35,3^{\circ}\text{N}$. Elle est enregistrée par NEIC.

Le dernier séisme instrumental de la cette région a été enregistré le 8/7/2002 à 05:42:25 a.m. Les coordonnées de l'épïcentre sont $\varphi = 50,00^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 34,05^{\circ}\text{N}$ et la magnitude égale à 5.1 Mb (DMN).

Le plus grand tremblement de terre instrumental de cette région a été enregistré le 28/6/2002 à 19:23:08 p.m.. L'épïcentre se situe à $\varphi = 49,43^{\circ}\text{E}$ et $\lambda = 34,06^{\circ}\text{N}$. Sa magnitude était égale à 5.7 Mb (JSO).

Au sud, le plus ancien tremblement de terre instrumental de la province de Qom a été enregistré au 27/6/1970 de 07:57:58 AM. Longitude et latitude de l'épïcentre de tremblement de terre est $\lambda = 35,12^{\circ}\text{N}$ et $\varphi = 50,8^{\circ}\text{E}$, respectivement. Sa grandeur est 4.8 Mb, (ISC).

Le dernier tremblement de terre instrumental du parti sud de l'Alborz central a été enregistré au 21/3/2003 de 10:14:33 AM. Longitude et la latitude de l'épïcentre de tremblement de terre est $\lambda = 34,901^{\circ}\text{N}$ et $\varphi = 51,4^{\circ}\text{E}$ avec une grandeur égale de 2.8, à la escale local, (ISC).

Le plus grand tremblement de terre instrumental de cette région a été enregistré dans 19/12/1980 de 01:16:55 AM. Longitude et la latitude de l'épicentre de tremblement de terre est $\lambda = 34,501^\circ\text{N}$ et $\varphi = 50,673^\circ\text{E}$. L'hypocentre défini de lui et sa grandeur sont : 14km et 5.8 Ms. , 5.5 Mb, (ISC).

Au sud-est, le plus ancien Le tremblement de terre instrumental de la province de Semnan a été enregistré dans 9/2/1903 de 05:18:00 Am. Longitude et la latitude de l'épicentre de tremblement de terre est $\lambda = 36,5^\circ\text{N}$ et $\varphi = 54,9^\circ\text{E}$. Sa magnitude est 5.0 dans Ms. (PAS). Le dernier tremblement de terre produit d'instrument du parti sud est de l'Alborz central (Semnan) a été enregistré au 11/10/2003 de 10:36:13 Am. Longitude et latitude de l'épicentre de tremblement de terre est $\lambda = 43,312^\circ\text{N}$ et $\varphi = 54,876^\circ\text{E}$. Sa grandeur était égale de 4.7 Mb, (MOS).

Le plus grand tremblement de terre instrumental de la province de Semnan a été enregistré au 12/2/1953 de 08:15:00 AM. Longitude et latitude de l'épicentre de tremblement de terre est $\lambda = 35,39^\circ\text{N}$ et $\varphi = 55,08^\circ\text{E}$. Sa grandeur est 6.5 Ms. et 6.9 Mb, (PAS).

A la région nord-est de l'Alborz central, le plus ancien tremblement de terre instrumental de la province de Mazandaran a été enregistré au 2/10/1930 à 15:32:00 PM., La longitude et la latitude de l'épicentre de tremblement de terre sont $\lambda = 35,86^\circ\text{N}$ et $\varphi = 52,08^\circ\text{E}$. Sa magnitude est égale de 5.2 Ms, (AMB).

Le dernier tremblement de terre d'instrumental de cette région (Mazandaran) a été enregistré au 11/07/2004 de 14:16:51 AM. Longitude et latitude de l'épicentre de tremblement de terre est $\lambda = 36,24^\circ\text{N}$ et $\varphi = 51,54^\circ\text{E}$. Sa grandeur est 3.6 Mb, (THR).

Le plus grand tremblement de terre instrumental de cette parti a été enregistré au 2/7/1957 de 00:42:00 AM. Longitude et latitude de l'épicentre de terre est $\lambda = 36,074^\circ\text{N}$ et $\varphi = 52,47^\circ\text{E}$. Sa grandeur est égale de 6.8 Ms. et 7.0 Mb, (BER).

Informations statistiques sur les tremblements de terre de l'Alborz Central

Temps(l'heure) d'évidement	Pourcentage d'occurrence	Nombre de séisme
[0...3]	% 12.2	768
[3...6]	% 11.2	709
[6...9]	% 11.5	723
[9...12]	% 12.1	763
[12...15]	% 11.4	722
[15...18]	% 13.4	844
[18...21]	% 13.3	841
[21...24]	% 14.3	902

Province	Pourcentage d'occurrence	Nombre de séisme
Ardebil	% 0.5	29
Gilan	% 2	107
Golestan	% 1.4	74
Markazi	% 0.3	16
Mazandran	% 1.7	90
Qazvin	% 0.4	22
Qom	% 0.3	14
Semnan	% 2.5	133
Téhéran	% 1.3	67
Zanjan	% 0.4	19
Mb	Pourcentage d'occurrence	N°.
Mb<4	% 16.5	874
MB>4,Mb<5	% 70.2	3724
MB>5,Mb<6	% 11.9	630
MB>6,Mb<7	% 1.3	68
7<Mb	% 0.2	8
Ms	Pourcentage d'occurrence	N°.
MS<4	% 7.5	121
MS>4,Ms<5	% 41.8	672
MS>5,Ms<6	% 37	594
MS>6,Ms<7	% 11.8	189
7<Ms	% 1.9	30
Mw	Pourcentage d'occurrence	N°.
Mw<4		0
Mw>4,Mw<5		0
Mw>5,Mw<6	% 66	62
Mw>6,Mw<7	% 28.7	27
7<Mw	% 5.3	5
MI	Pourcentage d'occurrence	N°.
ML<4	% 94.8	401
MI>4,MI<5	% 5	21
MI>5,MI<6	% 0.2	1
MI>6,MI<7		0
7<MI		0

Données statistiques de l'occurrence des tremblements de terre dans l'Alborz, d'après le NGDIR (2005).

RESUME

Ce travail de thèse a pour objectifs d'analyser la tectonique active et son héritage structural dans l'Alborz Central - chaîne de montagne active située au Nord de l'Iran et bordant le bassin Sud-Caspien - et de caractériser l'aléa sismique dans la région de Téhéran, située sur le front Sud de cette chaîne, où vivent quinze millions d'habitants. Les méthodes d'analyse mises en œuvre sont celles de l'étude morphotectonique et de la paléosismologie (images satellitaires, photos aériennes, Modèles Numériques de terrains, géomorphologie, géologie du quaternaire, tranchées). Après un rappel du cadre géologique et structural, une nouvelle synthèse paléogéographique à l'échelle de l'Alborz – resitué dans le contexte de convergence entre l'Arabie et l'Eurasie - est proposée à partir de l'analyse des structures et de leur réactivation au cours du temps. L'analyse de la cinématique des failles actives, en particulier dans la zone interne de l'Alborz Central, permet de proposer un nouveau modèle géodynamique de la région Sud-Caspienne. Un premier bilan de l'aléa sismique (source, vitesse, magnitude, intervalle de récurrence) est dressé pour la région de Téhéran.

TITRE : Analysing the recent and active tectonics in Central Alborz and Tehran region using morphotectonics and paleoseismology

SUMMARY

This thesis aims to analyze the active tectonics and its structural heritage in the Central Alborz - active mountain range in northern of Iran lining the South-Caspian basin - and to characterize the seismic hazard in the area of Teheran, a fifteen million inhabitant metropolis, located on the southern frontal thrust of the range. The methods that have been used are those of the morphotectonics and the paleoseismology (satellite images, aerial pictures, Digital Elevation Models, geomorphology, geology of Quaternary, trenching). At first, a review of the geological and structural setting is drawn up. The based on the analysis of the structures and their reactivation through the time, we propose a new synthesis of Alborz paleogeography put in perspective of the convergence between Arabia and Eurasia. The analysis of active faults kinematics, particularly in the internal domain of Central Alborz, allows proposing a new geodynamic model of northern Iran – southern Caspian region. A first assessment of the seismic hazard (faults, slip rates, magnitude and mean recurrence interval) is drawn up for the area of Tehran.

DISCIPLINE : Science de la Terre

MOTS-CLES : Iran, Alborz, Failles actives, Paléogéographie, Morphotectonique, Paléosismologie

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE : Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France