

# THÈSE

Pour obtenir le grade de  
**Docteur**

Délivré par **UNIVERSITE DE MONTPELLIER**

Préparée au sein de l'école doctorale GAIA  
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier-  
UMR5243

Spécialité : **Géosciences**

Présentée par **Mushegh MKRTCHYAN**

**Analyse cinématique et paléosismologique  
des terminaisons NW et SE de la faille  
Pambak-Sevan-Syunik (PSS), Arménie.**

Soutenue le 7/10/2016 devant le jury composé de

M. Jean-François RITZ, DR, Univ. de Montpellier	Directeur
M. Ara AVAGYAN, DR, Inst. des Scien. Géologique	Co-Directeur
M. Marc SOSSON, DR, Univ. de Nice-Sophia Antipolis	Rapporteur
M. Olivier BELLIER, PR, CEREGE, Aix-en-Provence	Rapporteur
Mme. Magali RIZZA, MCf, CEREGE, Univ. d'Aix-Marseille	Examineur
M. Pierre-Henri BLARD, CR CNRS, CRPG	Examineur
M. Michel PEYRET, IR CNRS, Univ. de Montpellier	Examineur





---

## Résumé

L'Arménie se situe dans la zone de collision entre Arabie et Eurasie et est le siège d'une déformation intracontinentale active comme l'atteste les nombreux tremblements de terre historiques qui s'y sont produits. Tous ces séismes, destructeurs, attestent d'une forte activité sismique régionale, et il est par conséquent important d'évaluer l'aléa sismique associé aux structures actives qui génère cette sismicité.

Le travail présenté ici, expose les résultats de l'analyse de la tectonique active au niveau des terminaisons nord-ouest et sud-est de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSSF), une des failles décrochantes majeure qui traverse l'Arménie du NW au SE. La quantification des déformations en termes de géométrie, cinématique, vitesse de glissement et paléosismicité, en utilisant les méthodes de datation  $^3\text{He}$  cosmogénique, OSL/IRSL et radiocarbone, révèlent des comportements différents entre les deux régions.

Au niveau de la terminaison nord-ouest, dans la région d'Amassia, la faille PSSF s'incurve vers l'ouest et se subdivise en deux branches de direction WNW-ESE, et de cinématique inverse, définissant une structure en pop-up. Nous estimons une vitesse de soulèvement de  **$0.5 \pm 0.1$  mm/an** et une vitesse de raccourcissement NNE-SSW de  **$1.4 \pm 0.6$  mm/an**. Ces résultats suggèrent que l'essentiel des  $\sim 2$  mm/an de mouvement dextre estimés le long de la faille de PSSF sont absorbés au niveau du pop-up d'Amassia.

Au niveau de la terminaison sud-est, dans la région du volcan Tsghuk, la faille PSSF semble disparaître. Le peu d'activité tectonique est caractérisée par des failles normales sub-méridiennes associées à une légère composante décrochant dextre. Nous déterminons une vitesse de glissement vertical de  **$\sim 0,2$  mm/an**, une vitesse d'extension  $\sim$ EW de  **$\sim 0,1$  mm/an** associée à une composante dextre de  **$\sim 0,05$  mm/an**. Ces résultats suggèrent que le mouvement dextre observé le long de la faille de PSSF plus au nord, a été transféré sur d'autres failles plus à l'ouest dans le Karabakh (faille Hagari ou autres structures situés encore plus au NW).

**MOTS-CLES** : Arménie, faille Pambak-Sevan-Syunik, tectonique active, morphotectonique, paléoséismologie, datation  $^3\text{He}$  *in situ*, datation radiocarbone, datation OSL.

## Abstract

The territory of Armenia is located in the collision zone between Arabia and Eurasia, and is the zone of active intercontinental deformations, which was attested by the many historical earthquakes that have occurred in this region. All these destructive earthquakes show a strong regional seismic activity, and therefore it is important to evaluate the seismic hazard associated with active structures that generates this seismicity.

This study presents the results of the analysis of the active tectonics within the northwestern and southeastern extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault (PSSF), a major right-lateral strike-slip fault cutting through Armenia (NW - SE). Quantifying the deformations in terms of geometry, kinematics, slip rates and earthquake activity, using cosmogenic  $^3\text{He}$ , OSL/IRSL and radiocarbon dating techniques, reveal different behaviors between the two regions.

Within the northwestern extension, in the region of Amassia, the PSSF bends to the west and splits into two main WNW-ESE trending reverse faults defining a compressional pop-up structure. We estimate an uplift rate and a shortening rate of  $0.5 \pm 0.1$  mm/y and  $1.4 \pm 0.6$  mm/y, respectively. This suggests that most of the  $\sim 2$  mm/y right lateral movement of the PSSF seems to be absorbed within the Amasia pop-structure.

Within the southeastern extension, in the region of Tsghuk volcano, the PSSF shows signs of dying out at the southernmost tip of the Syunik graben. A very slow NS trending normal faulting associated with a slight right-lateral movement characterizes the tectonic activity in the region of Tsghuk volcano. We estimate vertical slip rates, EW stretching rate, and right-lateral slip rate of  $\sim 0.2$  mm/y,  $\sim 0.1$  mm/y and  $\sim 0.05$  mm/y, respectively. These results lead to the conclusion that the right lateral movement observed further north along the PSSF is mainly transferred within other active faults further west within the Karabagh (Hagari fault or other structures further northwestwards).

**KEYWORDS:** active tectonics, morphotectonic, paleoseismology, cosmogenic isotopes dating, radiocarbon dating, active faults, Pambak-Sevan-Syunik fault, slip rate, Armenia

---

## Avant-propos

Cet travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre la Laboratoire Géoscience Montpellier (GM) et l'Institut des Sciences Géologiques de l'Académie des Sciences d'Arménie (IGS) avec le support financier de l'Ambassade de France en Arménie qui a fourni une bourse du gouvernement français (BGF) de 18 mois, du laboratoire Géosciences Montpellier, du Laboratoire International Associé «Humans and Environments in Mountainous Habitats, the case of Armenia» (HEMNA) (coordination Christine Chataignier) et du GDRI «South Caucasus Geosciences» (coordination Marc Sosson) et de l'Ambassade.

Ce travail a été principalement encadré par Jean-François Ritz (GM) et Ara Avagyan (IGS). Ont également participé à ce travail : Hamid Nazari (Institute des sciences géologique d'Iran), Mher Martirosyan (IGS) et Arkady Karakhanian (IGS) pour les campagnes de terrain, et Michel Peyret (GM) pour la partie InSAR (il a grandement contribué à la rédaction du texte concernant les analyses InSAR). Les calculs de modèle de blocs élastiques à partir des données GPS a été réalisés par Philippe Vernant (GM). Les datations  $^3\text{He}$  ont été réalisées en collaboration avec Pierre-Henri Blard au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) à Nancy. Une datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a été réalisée en collaboration avec Philippe Munch (GM). Les datations OSL ont été réalisées par Sanda Balescu et Sébastien Huot au «Department of Earth and Atmospheric Sciences» à l'University of Québec, et par Shannon Mahan à l'USGS Denver. Les datations  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées à «Poznan Radiocarbon Laboratory».

## Remerciements

Je remercie premièrement **Olivier Bellier** et **Marc Sosson** d'avoir accepté de lire le manuscrit et d'avoir partagé leurs précieuses critiques et commentaires tant sur le plan scientifique que sur la mise en forme.

Merci aux membres du jury, **Magali Rizza**, **Pierre-Henri Blard**, **Michel Peyret** d'avoir accepté de juger mon travail. Je pense que vos critiques et suggestions participeront à l'amélioration de ce travail.

Je remercie mes deux directeurs de thèse, **Jean-François Ritz** et **Ara Avagyan** pour le temps qu'ils ont consacré à l'encadrement de mon travail de thèse. Je les remercie de m'avoir guidé vers l'autonomie dans la recherche et de m'avoir partagé leur passion pour la tectonique active, la paléosismologie, et la morphotectonique. Ils m'ont beaucoup encouragé et je leur exprime ma profonde gratitude.

J'aimerais remercier tout particulièrement **Michel Peyret** pour son aide précieuse dans l'acquisition, le traitement et l'analyse des données InSAR qui auront largement supporté mon travail. Nos échanges m'ont appris beaucoup. Je veux aussi remercier **Philippe Vernant** qui a fait toutes les analyses GPS ; ces données m'ont permis de confronter mes résultats issus des analyses morphotectoniques.

Merci à **Pierre-Henri Blard** et **Philippe Münch** pour leurs enseignements rigoureux et efficaces lors des analyses des échantillons d' $^3\text{He}$  et Ar/Ar et pour leurs contributions dans la production des données.

Merci aux membres des comités de thèse, **Rodolphe Cattin**, **Magali Rizza**, **Matthieu Ferry** ainsi que **Vincent Godard** qui m'ont fait part de leurs remarques constructives ; elles m'ont été utiles pour structurer mon travail.

Mes remerciements iront ensuite au responsable de l'école doctorale, **Serge Lallemand**, qui a facilité les démarches administratives qui incombent au bon déroulement de la thèse.

Merci à **Cyprien Astoury** qui m'a non seulement aidé dans la préparation de mes échantillons, mais est aussi devenu un très bon ami au cours de ces temps d'échange.

Mes remerciements vont aussi au directeur de l'Institut des Sciences Géologiques, **A. Karakhanian** pour ses conseils constructifs. Du même institut, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à **M. R. Mirijanyan** qui a su patiemment et constamment m'encourager durant ces quatre dernières années.

Un grand merci à mes professeurs de français **M. Rodolph Mkrtchyan** et **Arman Aloyev** qui m'ont été d'une grande aide pour la rédaction de ce travail dans la langue de Molière, afin que mon travail de recherche soit compréhensible de tous.

Je souhaite encore remercier tous mes amis et collègues doctorants, **Anaïs, Romain, Laure, Manon, Antoine, Gianluca, Nathalie, Benjamin, Sven, Robin, Lise, Lucie, Maxime** et les autres pour leur soutien et leurs encouragements au cours de mon séjour à Montpellier. Un sincère remerciement à mes amis **Mher, Tatul, Dimitry, Tigran, Davit, Sargis, Edmond, Armen, Ani, Seda, Anushik** et les autres qui m'ont beaucoup encouragé et aidé pendant mon temps passé à Erevan.

Je remercie très chaleureusement l'ensemble du personnel technique, administratif, les chercheurs de Géosciences Montpellier et de l'Institut des Sciences Géologiques.

Enfin, j'aimerais exprimer ma reconnaissance à ma famille, mes deux frères, mon père et ma mère qui m'ont largement supporté à tout niveau durant cette thèse.

## Tables des matières

<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1. CADRE GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DE L'ARMENIE .....</b>	<b>4</b>
1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ARMENIE .....	4
1.2 CADRE PHYSIOGRAPHIQUE DE L'ARMENIE .....	4
1.3 CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES DE L'ARMENIE ET DES TERRITOIRES ADJACENTS .....	7
1.3.1 <i>Evolution géodynamique régionale</i> .....	7
1.4 GEODYNAMIQUE ACTUELLE DE L'ARMENIE ET DES TERRITOIRES ADJACENTS .....	12
1.4.1 <i>Les failles actives principales</i> .....	12
1.4.2 <i>La faille active de Pambak-Sevan-Syunik</i> .....	13
1.4.2.1 <i>Cinématique et géométrie de la faille</i> .....	13
1.4.2.2 <i>Les séismes associés à la faille de Pambak-Sevan-Syunik</i> .....	15
1.4.3 <i>Paléosismologie</i> .....	19
<b>CHAPITRE 2. APPROCHES ET METHODES UTILISEES .....</b>	<b>21</b>
2.1 APPROCHE PALEOSISMOLOGIQUE .....	21
2.2 APPROCHE MORPHOTECTONIQUE.....	26
2.3 METHODES DE DATATION.....	28
2.3.1 <i>La méthode «<sup>14</sup>C» radiocarbone</i> .....	28
2.3.2 <i>Méthode de datation par analyse de la Luminescence Stimulée Optiquement (OSL)</i> .	30
2.3.3 <i>La méthode de datation <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar</i> .....	31
2.3.4 <i>La méthode de datation «<sup>3</sup>He» in situ</i> .....	33
2.4 LA METHODE SATELLITAIRES (INSAR - INTERFEROMETRIC SYNTHETIC APERTURE RADAR)36	
2.4.1 <i>Les images satellitaires radar</i> .....	36
2.4.2 <i>L'interférométrie radar (InSAR)</i> .....	37
2.4.3 <i>L'InSAR multi-temporelle (MT-InSAR)</i> .....	38
2.4.4 <i>Les approches PSI (Persistent Scatterer Interferometry) et SBAS (Small Baseline Subset)</i> .....	39
2.4.5 <i>Les corrections atmosphériques</i> .....	40
2.4.5.1 <i>Calibration</i> .....	40
2.4.5.2 <i>Filtrage spatio-temporel</i> .....	41
2.4.6 <i>Les données radar et GPS utilisées dans cette étude</i> .....	41



2.5 MODELE DE BLOCS A PARTIR DES DONNES GPS (GPS BLOCK MODEL).....	43
<b>CHAPITRE 3. ANALYSE DE LA TECTONIQUE ACTIVE DANS LA REGION D'AMASIA (SEGMENT D'ARPI, EXTREMITE NW DE LA FAILLE PSS).....</b>	<b>44</b>
3.1 DESCRIPTION GEOLOGIQUE. ....	44
3.2 ACTIVITE SISMIQUE.....	45
3.3 CARTOGRAPHIE ET GEOMETRIE DES STRUCTURES .....	46
3.4 ACTIVITE TECTONIQUE LE LONG DU SEGMENT D'ARPI .....	54
3.5 VITESSES DE DEPLACEMENT LE LONG DES FAILLES DU SEGMENT D'ARPI.....	61
3.5.1 <i>Analyse morphotectonique</i> .....	61
3.5.2 <i>Calcul des vitesses de déplacements à partir des données GPS et d'un modèle de blocs élastiques</i> .....	65
3.5.3 <i>Calcul des vitesses de déplacements à partir des données PS-InSAR (Permanent Scatterers)</i> .....	67
3.5.3.1 Choix d'une sous-série temporelle .....	68
3.5.3.2 Le champ de vitesses issu de l'analyse PSI.....	68
3.5.3.3 Les corrections atmosphériques .....	71
3.5.3.4 Analyse .....	72
3.5.3.5 Discussion.....	74
3.6 PALEOSISMOLOGIE.....	74
<b>CHAPITRE 4. LE SEGMENT DU KHONARASAR.....</b>	<b>77</b>
4.1 BREVE DESCRIPTION DU SEGMENT DE KHONARASAR.....	77
4.2 SYSTEMES DE FAILLES DU VOLCAN TSGHUK .....	83
4.2.1 <i>Géométrie et cinématique des failles de la vallée de Gailahovit</i> .....	85
4.2.2 <i>Calcul des vitesses de déplacements à partir des études morphotectoniques</i> .....	87
4.2.3 <i>Calcul des vitesses de déplacements à partir des données PS-InSAR (Permanent Scatterers)</i> .....	92
4.2.3.1 Les champs de vitesses issus de StaMPS .....	93
4.2.3.2 Les corrections atmosphériques .....	98
4.2.3.3 Filtrage spatio-temporel.....	101
4.2.3.4 Analyse .....	102
4.2.3.5 Discussion.....	103
4.2.4 <i>Calcul des vitesses de déplacements à partir des données GPS et d'un modèle de blocs élastiques</i> .....	106

<i>4.2.5 Paléosismologie.....</i>	<i>108</i>
<b>DISCUSSION ET CONCLUSION GENERALE .....</b>	<b>115</b>
<b>REFERENCES .....</b>	<b>120</b>
<b>ANNEXE A. Les articles publiés au cours de la thèse.....</b>	<b>142</b>

## Introduction

L'Arménie se situe dans la zone de collision entre l'Arabie et l'Eurasie. La sismicité instrumentale montre une forte activité sismique dans le Transcaucase : Caldiran (1976,  $M = 7.1$ ), Narman (1983,  $M = 6.8$ ), Spitak (1988,  $M = 7.0$ ), Racha (1991,  $M = 7.0$ ) et Van (2011,  $M = 7.2$ ). Tous ces séismes destructeurs attestent de la forte activité sismique qui se produit dans la région. Cette sismicité est notamment associée à la faille de Pambak-Sevan-Syunik, qui correspond à la plus grande faille active en Arménie et s'étend sur environ 400 km (Fig. i). Sa géométrie et sa cinématique ont été étudié à l'aide de la géodésie (GPS), des analyses d'imageries aériennes et spatiales, des observations sur le terrain, (études morphotectoniques et paleosismologiques (Trifonov et al., 1990, 1994; Philip et al., 1992; Karakhanian et al. 1997, 2002, 2003, 2004a, 2013; Philip et al., 2001; Avagyan 2001, 2009, 2011, 2013; Avagyan et al. 2003, 2005, 2010; Davtyan 2007)). Néanmoins, les extrémités NW et SE de la faille de PSS. (ie le segment d'Arpi (NW de l'Arménie) et la partie Sud du segment de Khonarasar, dans la partie Sud du graben de Syunik (SE de l'Arménie)) ont été peu étudiées (Fig. i).

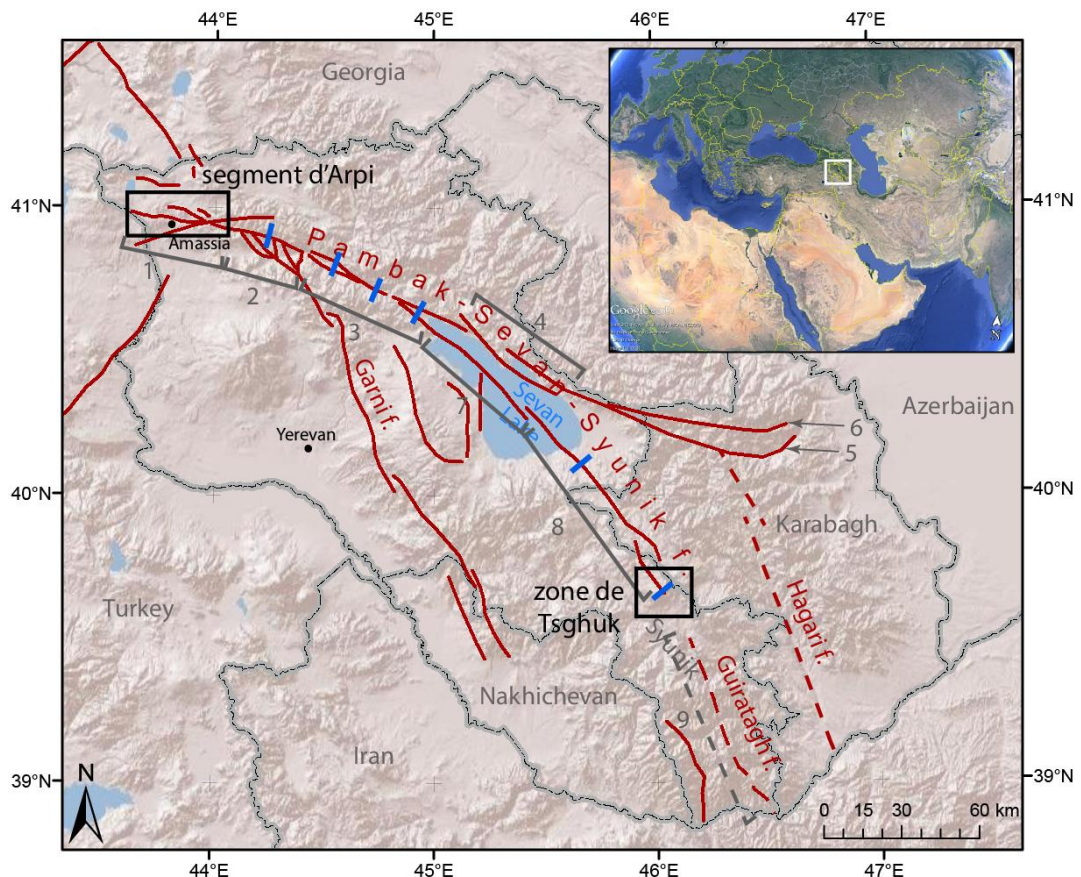


Fig. i : Carte des failles actives principale d'Arménie, avec localisation des sites qui ont fait l'objet d'investigations paléosismologiques (ie tranchées) lors d'études antérieures (rectangles bleu) le long de la faille de PSS. Les rectangles noirs indiquent les régions étudiées dans cette thèse.

Le segment d'Arpi correspond à la terminaison NW de la faille de PSS (1 – Fig. i). Ce segment est délimité du segment voisin (Vanadzor, 2 – Fig. i) par la faille active de Joltarechka-Sarighamish (Karakhanian et al., 2004) qui sépare les 2 segments. Le segment d'Arpi n'a pas été le sujet des études de tectonique active menée en Arménien depuis le séisme de Spitak et on ne connaît ni l'activité, ni la cinématique de ce segment.

La partie Nord du segment de Khonarasar a été étudié par plusieurs auteurs. Ses travaux ont permis de caractériser la cinématique de la faille à cet endroit ainsi que sa paléosismologie (Mkrtchyan et al. 1969; Shirinian 1978; Trifonov, 1983; Karakhanyan et al. 1989; 1997a; 1999; 2002; 2004b; Djrbashyan et al. 1995 ; Avagyan, 2001; Trifonov, Karakhanyan 2004; Davtyan 2007).

La partie Sud du segment présente un pull-apart, appelé Qarqar-Tsghuk (Trifonov 1983; Karakhanyan et al. 1989; 1997a; 1999; 2002; 2004b; Philip et al 2001; Avagyan 2001; Trifonov, Karakhanyan 2004). A l'extrémité Sud du pull-apart (zone de Tsghuk, Fig. i), deux escarpements d'origine tectonique ont été observés et une étude préliminaire réalisée dans le cadre de la thèse d'Avagyan (2001). Plus au Sud la faille ne s'exprime plus en surface. 21 km plus à SE il existe un autre faille (faille de Guiratagh, Fig. i) qui s'étend jusqu'à frontière Sud de pays. La relation entre l'extrémité Sud de la faille de PSS et la faille de Guiratagh reste toujours l'une des questions principales de la région. L'extrémité Sud du pull-apart apparaissait quand même comme une zone de relaie extensif entre 2 segments décrochant (Khonarassar au Nord et Guiratagh au Sud).

Dans le but de caractériser précisément l'activité tectonique au niveau de ces deux zones NW et SE de la faille de PSS, nous avons cherché à répondre aux questions suivantes :

1. Comment se distribue la déformation dans ces zones de terminaison (cartographie) ?
2. Quelles sont leurs cinématiques ?
3. Quelle sont les vitesses de déplacement ?
4. Quel(s) âge(s) et quelle(s) magnitude(s) pour les paléoséismes ?

---

## Organisation de la thèse

- Le premier chapitre de ce mémoire présente le cadre géographique, géologique et géodynamique de l'Arménie ainsi que la synthèse des travaux réalisés le long de la faille de Pambak-Sevan-Syunik.
- Le deuxième chapitre présente les méthodes et les approches qui ont été utilisées dans ce travail.
- Le troisième chapitre présente les résultats des études morphotectoniques et paleosismologiques réalisées sur la région NW de la faille de PSSF (cartographie, géométrie, vitesse long terme, âge et magnitude des derniers événements sismiques associées avec une de surface), ainsi que les vitesses calculées à partir des études GPS et InSAR.
- Le quatrième chapitre présente les résultats des morphotectoniques et paleosismologiques réalisées sur la terminaison SE de la faille de PSSF (cartographie, géométrie, vitesse long terme, âge et magnitude des derniers événements sismiques associées avec une de surface), ainsi que les vitesses calculées à partir des études GPS et InSAR.
- Le cinquième chapitre est une discussion des résultats acquis, suivie d'une conclusion.

## Chapitre 1. Cadre géographique, géologique et géodynamique de l'Arménie

### 1.1 Cadre géographique de l'Arménie

Le territoire de l'Arménie est situé à mi-chemin entre la mer Noire et la mer Caspienne, au Sud de la chaîne du Grand Caucase. Il englobe la partie NE du Plateau Arménien et le Sud du Petit Caucase (Fig. 1.1, 1.2).

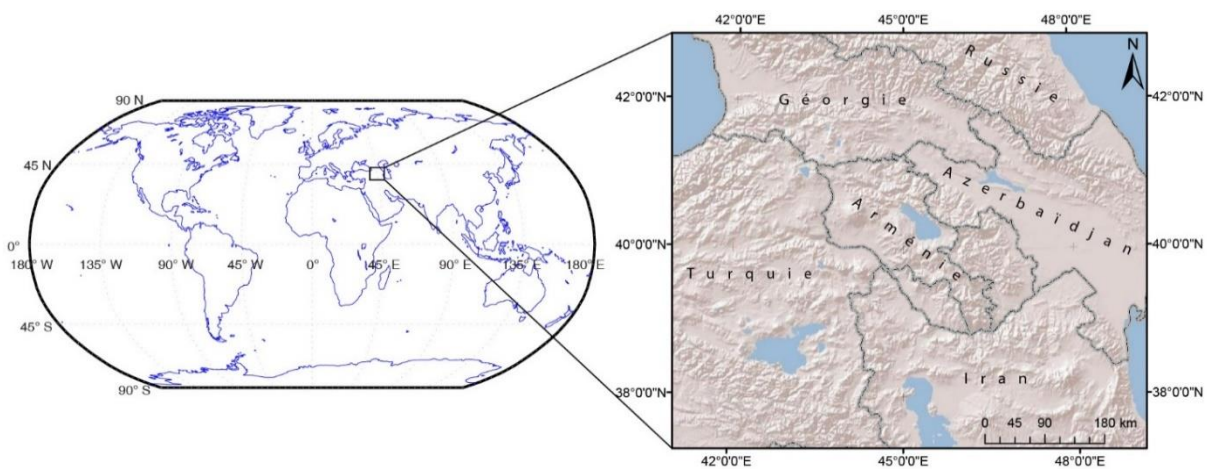


Fig. 1.1 : Carte politique de l'Arménie et des territoires avoisinants.

La superficie totale de l'Arménie est de 29 743 km<sup>2</sup>. La population compte environ 3 millions d'habitants, dont 95% d'arméniens, les 5% restants étant constitués de russes, géorgiens, kurdes, yazidis et grecs. Cette population est essentiellement urbaine, puisque plus de 65% de la population vit dans les trois plus grandes villes d'Arménie : Erevan, Gumri et Vanadzor. L'Arménie a des frontières terrestres avec la Turquie à l'ouest, la Géorgie au nord, l'Azerbaïdjan à l'est et l'Iran au sud. L'Arménie est l'une des plus anciennes civilisations au monde. Située au carrefour entre Orient et Occident, elle est dotée d'un riche héritage culturel.

### 1.2 Cadre physiographique de l'Arménie

L'Arménie est située dans un segment de la chaîne alpine au sud de la chaîne du Grand Caucase (Fig. 1.2).

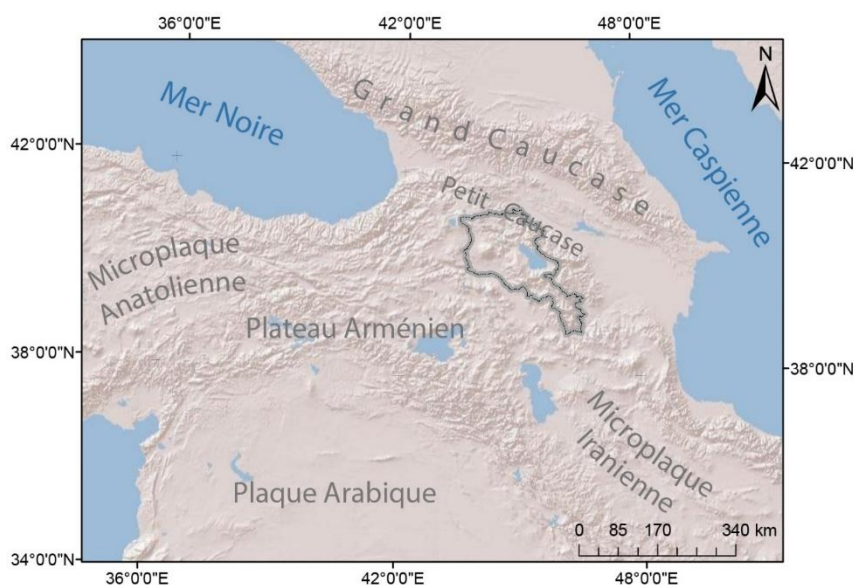


Fig. 1.2 : Situation géographique de l'Arménie.

En dépit de la taille modeste, le territoire arménien présente une grande diversité géographique (Fig. 1.3). Il se caractérise par un relief montagneux, comprenant des formes liées à des événements tectoniques récents, mais aussi à une activité volcanique importante, qui se traduit depuis le Miocène par de nombreux appareils volcaniques et de coulées qui occupent les 2/3 de la surface du pays. Le point topographique le plus élevé correspond au volcan : Aragats (4095 m). L'altitude moyenne est de 1800 m. Près de 75% du territoire se situent entre 1000 et 2500 m (Fig. 1.3).

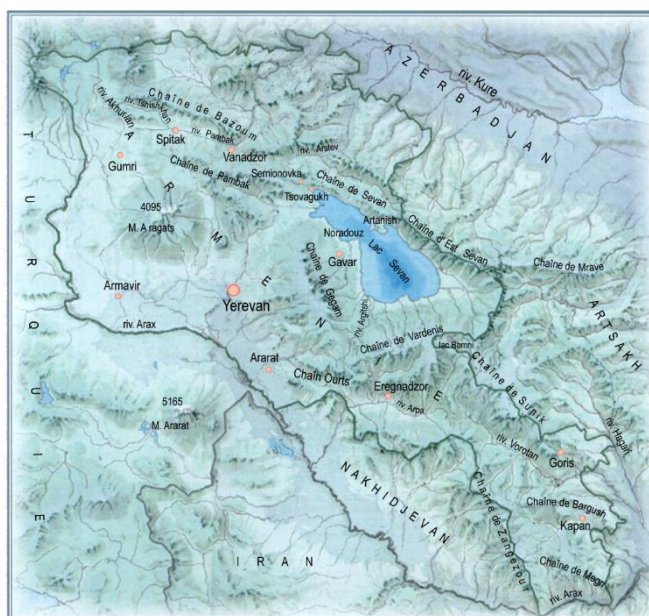


Fig. 1.3 : Carte géographique de l'Arménie (Avagyan, 2001)

On distingue trois grandes unités morphologiques (Fig. 1.3) : (i)- les montagnes du Petit Caucase au Nord d'altitude moyenne 2500 m et les montagnes de Zanguezour d'altitude moyenne 3000 m au Sud du pays ; (ii)- les hauts plateaux volcaniques d'altitude moyenne 2000 et 3000 m : mont Aragats, les massifs de Guégam, Vardenis et de Sunik; (iii)- les bassins sédimentaires d'âge Tertiaire à Quaternaire. Les plus importants sont les bassins de l'Arax d'altitude moyenne 850 m au sud-ouest, et celui du lac Sevan d'altitude moyenne 1900 m.



## 1.3 Caractéristiques géologiques de l'Arménie et des territoires adjacents

### 1.3.1 Evolution géodynamique régionale

L'histoire tectonique des régions Transcaucasiennes a été discutée dans un premier temps par de nombreux auteurs (Paffenholts 1948; Abovyan, 1981; Sargsyan, 1989; Khain et al., 1973; Milanovski, 1952, 1968; Milanovski et Khain, 1963; Gabrielyan, 1950, 1970; Gabrielyan et al., 1981; Gamkrelidze, 1949, 1977; Aslanyan, 1958; Aslanyan et al., 1982). L'avènement de la tectonique des plaques a permis de revisiter ces premiers travaux (Aghamalyan, 2004; Aghamalyan et al., 2012; Zonenshain and Le Pichon, 1986; Philip et al., 1989; Trifonov et al., 1994; Karakhanian et al., 1996; Dorbath et Cisternas, 1997; Adamia et al., 1981; Ricou, 1994; Bassoullet J-P. et al., 1993; Robertson et al., 2002).

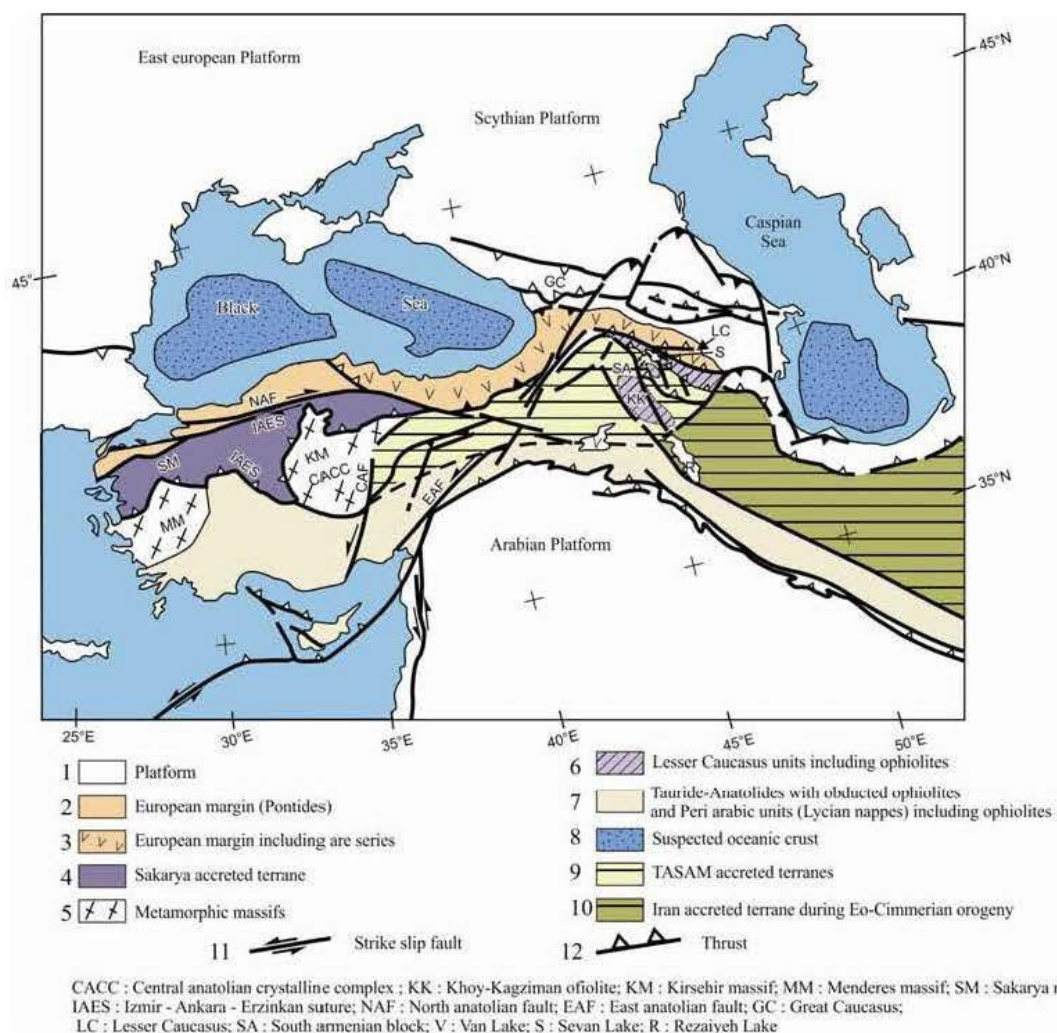


Fig. 1.4: Carte structurale schématique de la zone de collision Arabie-Eurasie (Avagyan et al., 2005, Sosson et al., 2010, modifiée par Avagyan 2013).

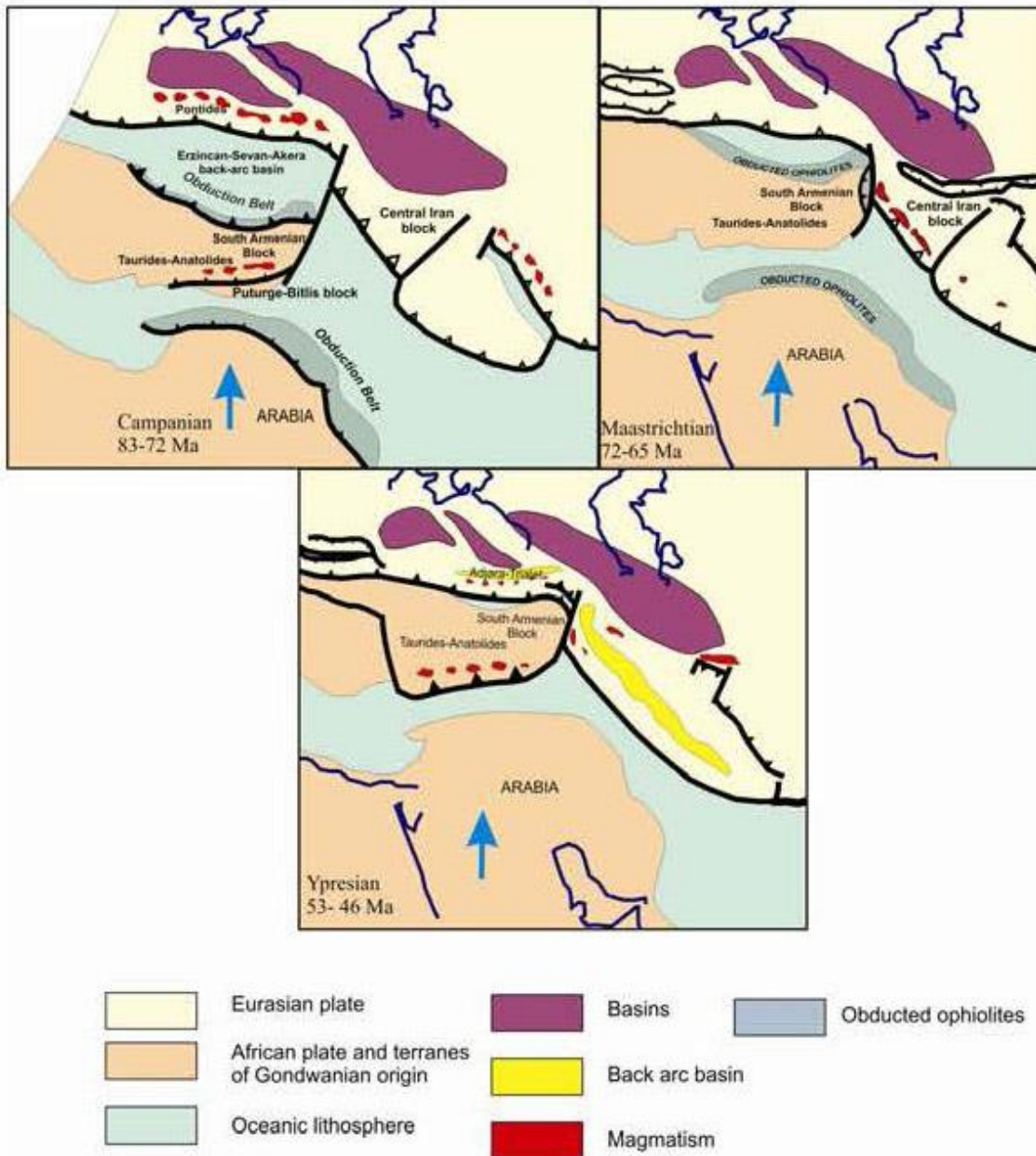


Fig. 1.5 : Cartes d'évolution tectonique de la région du Petit Caucase et des régions avoisinantes pour les périodes Campanienne, Maastrichtienne et Yprésienne (Barrier et Vrielynck, 2008, modifié par Sosson et al., 2010).

Plus récemment, dans le cadre d'une coopération Franco-Arménienne (programmes MEBE (Middle East Basin Evolution), IRG (International Research Group), DARIUS, etc.) des études paléo-tectoniques (Fig. 1.5, 1.8), structurales (Fig. 1.4, 1.6, 1.7) et sismotectoniques (Avagyan et al., 2005, 2010, 2012; Galoyan et al., 2007, 2009; Barrier & Vrielynck 2008; Danielian et al., 2010, 2011; Sosson et al., 2010; Rolland et al., 2010, 2012; Hässig et al., 2013; Asatryan et al., 2010, 2012; Sahakyan et al., 2011), ont été réalisées

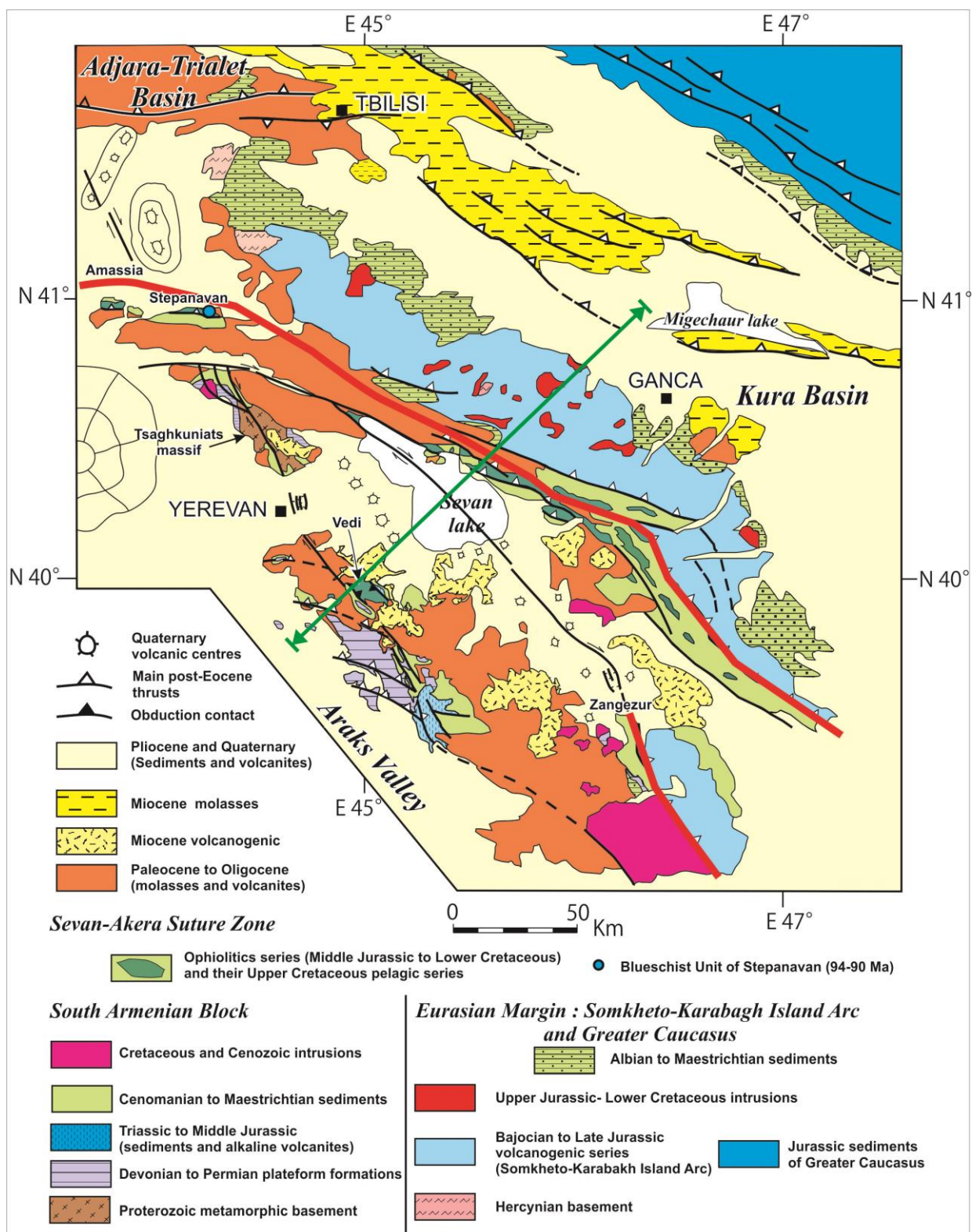


Fig. 1.6 : Carte structurale du Petit Caucase (modifié de Sosson et al., 2010).

A l'issue de ces travaux, 3 unités tectoniques principales ont été distinguées (Sosson et al., 2010).

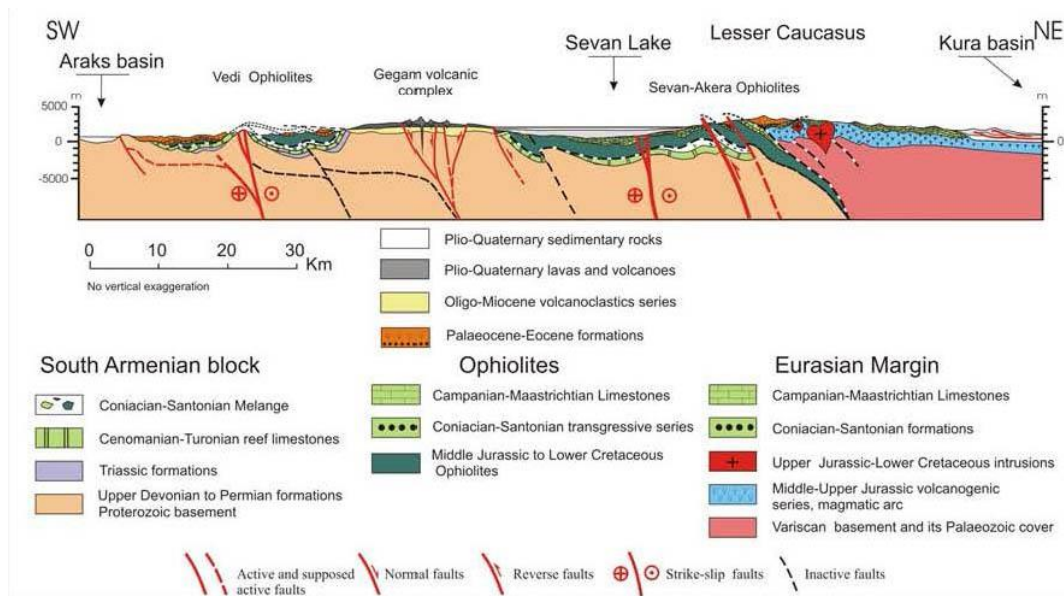


Fig. 1.7 : Coupe géologique (Fig. 1.6 pour la localisation) à travers les bassins Kura et Arax (Avagyan et al., 2010).

1. **Plaque Sud-Arménienne (SAB)** : Il s'agit d'un morceau de la plaque Arabique représentée par des roches sédimentaires du Paléozoïque moyen et supérieur, et du Mésozoïque (principalement des sédiments de faciès carbonatés), avec un soubassement métamorphique Précambrien,
2. **Marge Eurasienne** : Il s'agit de la zone Somkheto-Karabakh caractérisée par ses complexes volcaniques et volcano-sédimentaires du Jurassique moyen-Crétacé inférieur,
3. **Complexe ophiolitique** du Petit Caucase : Cette unité correspond au reste de la croûte océanique de Téthysienne.

Selon les données géo-structurales, pétrologiques, géochimiques et des données de datations (données paléontologiques et isotopiques), l'évolution de cette région est la suivante (Sosson et al., 2010):

1. Ouverture océanique (Trias supérieur - Jurassique moyen),
2. Formation d'une croûte océanique dans le bassin arrière-arc accompagnée d'un volcanisme subaérien et subaquatique (Jurassique moyen - Crétacé inférieur).
3. Formation d'une couverture volcanique (type d'OIB) sur la croûte océanique (Barrémien-Aptien).
4. Obduction des complexes ophiolitiques sur la plaque Sud-Arménienne (Coniacien-Santonien).

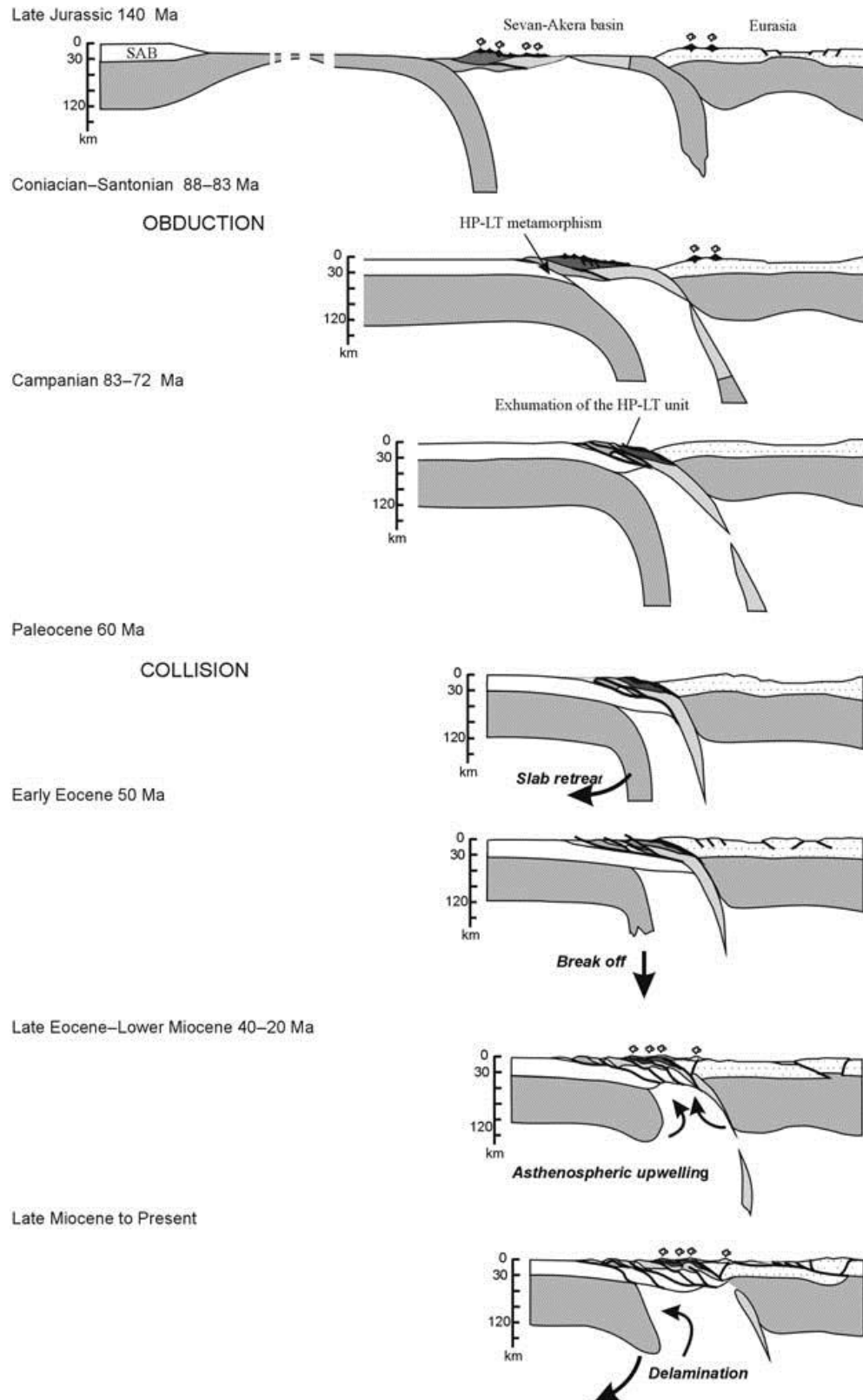


Fig. 1.8 : Modèle d'évolution géodynamique du Petit Caucase (Sosson et al. 2010).

5. Collision entre la plaque Sud-Arménienne et la plaque Eurasienne (Paléocène - Éocène inférieur),

6. Collision entre les plaques Arabique et Eurasienne (dans le sud de SAB) qui se caractérise par une intense activité volcanique (Eocène supérieur - Oligocène).
7. Poursuite de la collision avec formations des principales failles actives et la mise en place d'un volcanisme associé (Miocène supérieur – Quaternaire).

## 1.4 Géodynamique actuelle de l'Arménie et des territoires adjacents

### 1.4.1 Les failles actives principales

Les failles actives qui affectent l'Arménie montrent des cinématiques variées : compression (par exemple la faille de Spitak (branche de la faille de Garni) qui a généré le séisme de Spitak en 1988), extension (par exemple la faille de Gavaraget) et décrochant (mode le plus courant en Arménie), Karakhanian et Balasanian 1992; Karakhanian et al. 1997, 2002, 2004a; Philip et al. 1989, 2001; Avagyan et al. 2001, 2005, 2010; Fig. 1.9):

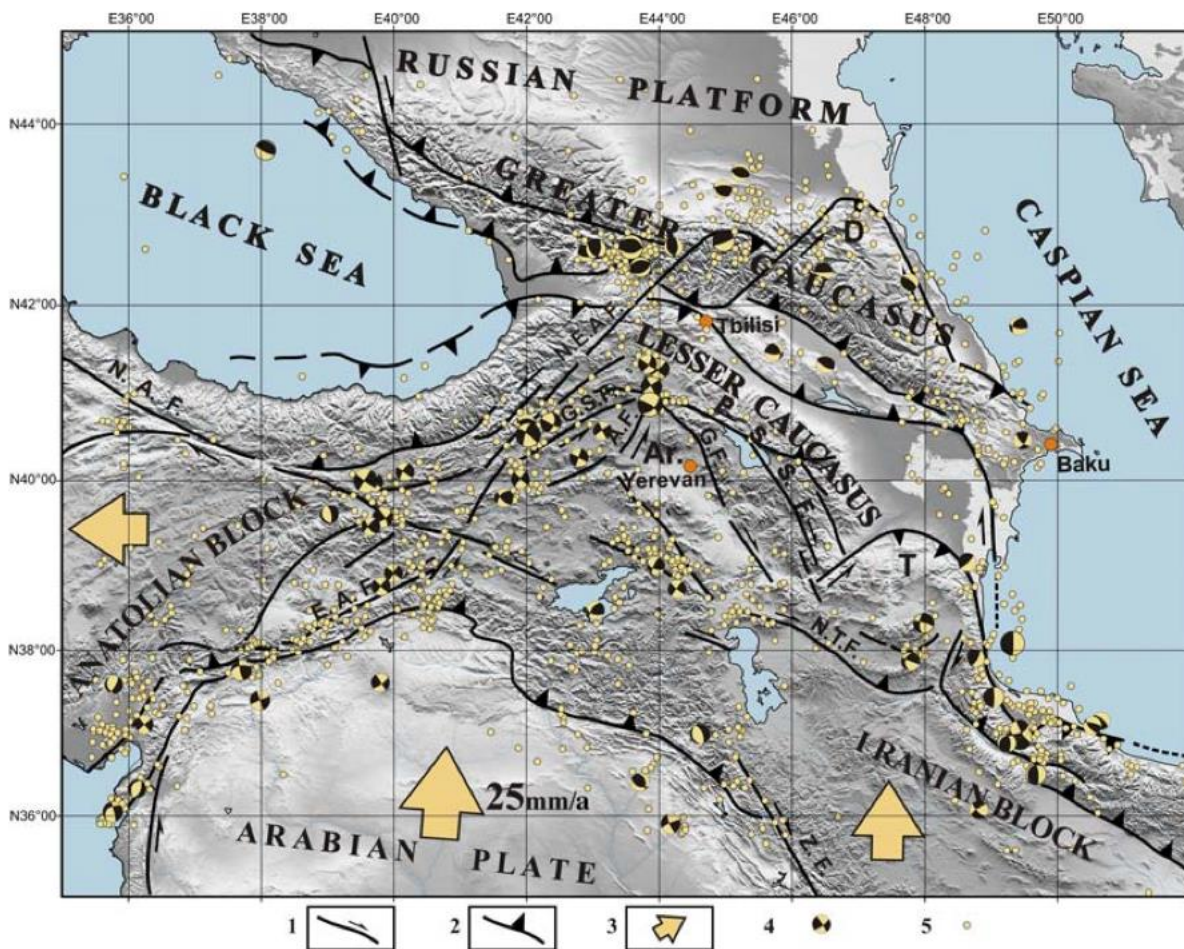


Fig. 1.9 : Failles actives dans la région du Caucase et les régions adjacentes, d'après Philip et al. 1989, modifiée par Avagyan et al. 2005. 1- failles décrochantes ; 2- failles inverses ; 3- mouvements des blocs ; 4.  $M_b > 4.8$  mécanisme au foyer des séismes (CMT Harvard pour une

période de 1977 - 1998), 5. sismicité instrumentale  $3 < M_b < 4.9$  (USGS-NEIC pour une période de 1977 - 1998) N.A.F – Failles Nord Anatolienne, E.A.F.- Faille Est Anatolienne ; N.T.F.- Failles de Nord Tabriz ; G.F.- Faille de Garni ; G.S.F.- Faille de Jeltaretshka-Sarighamish ; B.K.F.- Faille de Borjomi-Kazbeg ; P.S.S.F. – Faille de Pambak-Sevan-Sunik ; Z.F.-Faille du Zagros. AR, D, T – arcs d’Arménie, du Dagestan et du Talesh.

L’ensemble de la région se caractérise par la présence des grandes failles actives comme les failles Est Anatolienne, Nord Anatolienne, du Levant, et du Zagros qui limitent les blocs de l’Anatolie et de l’Iran central. Elles ont des longueurs comprises entre 750 et 1500 km et des vitesses de déplacements horizontaux comprises entre 7 et 30 mm/an (Gaudemer et al., 1989; Ambraseys and Jackson 1998). Plusieurs séismes importants ont été décrits sur ces failles avec des magnitudes entre 7.5 et 7.8. Les intervalles de récurrence sont de quelques centaines d'années (Ambraseys and Melville 1982 ; Jackson and McKenzie, 1984 ; Barka and Reilinger, 1997).

## 1.4.2 La faille active de Pambak-Sevan-Syunik

### 1.4.2.1 Cinématique et géométrie de la faille

La faille de PSS est la plus grande faille en Arménie et s'étend sur environ sur 400 km (Fig. 1.9, 1.10). Sa géométrie et sa cinématique ont été étudiés à l’aide de la géodésie (GPS), des analyses d’imageries aériennes et spatiales, des observations sur le terrain, (études morphotectoniques et paleosismologiques (Trifonov et al., 1990, 1994; Philip et al., 1992; Karakhanian et al. 1997, 2002, 2003, 2004a, 2013; Philip et al., 2001; Avagyan 2001, 2009, 2011, 2013; Avagyan et al. 2003, 2005, 2010; Davtyan 2007)).

Ces études ont été réalisées dans le cadre de plusieurs programmes et projets internationaux (PICS, MEBE, IRG, LIA, etc.). Les travaux réalisés sur plusieurs segments de la faille de PSS ont permis de définir les caractéristiques des déformations sur différents segments de la faille (géométrie, cinématique, vitesses horizontales et verticales de déplacement, âges et magnitudes ( $M_w$ ) des derniers séismes avec ruptures de surfaces.

La faille de Pambak-Sevan-Syunik change l’orientation du nord-ouest (N100°E) au sud-est (N150°E), changement qui est également corrélé à une variation de sa cinématique (Trifonov et al. 1994; Karakhanyan et al. 1997, 2013; Philip et al. 2001; Avagyan 2001; Avagyan et al. 2005, 2010).

Dans sa partie centrale, la composante horizontale est la plus importante. L'amplitude de la composante verticale étant moins exprimée peut se changer même sur la longueur d'un seul segment.

Le système de failles de Pambak-Sevan-Syunik a été subdivisé en 8 segments principaux, en fonction de son orientation, ses caractéristiques structurales et sa cinématique, (NorAtom 2011, Fig. 1.10).

1. 29 km, N 100
2. 62 km, N 108
3. 67 km, N 114
4. 48 km, N 135
5. 123 km, N 110
6. 70 km, N 100
7. 66 km, N 130
8. 104 km, N 150

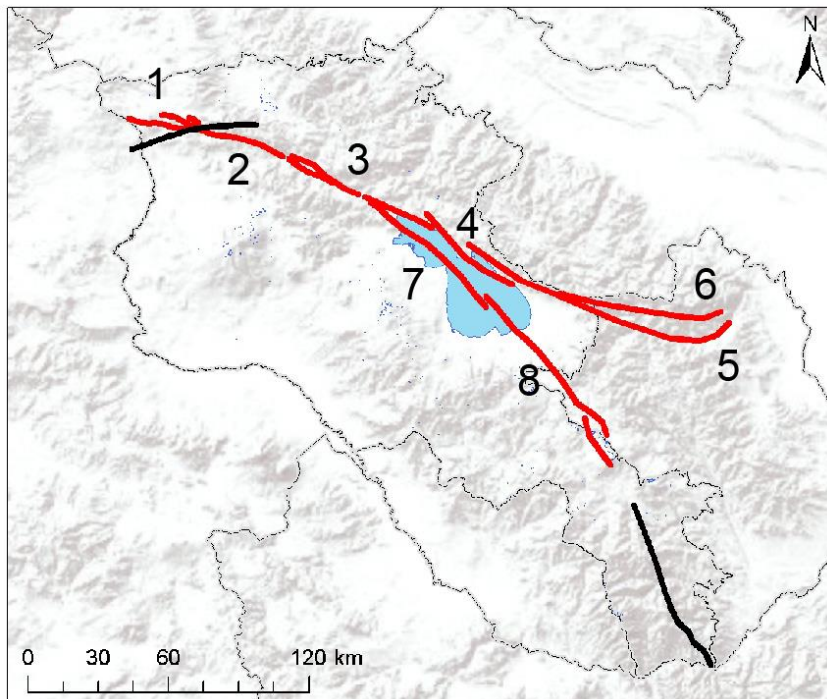


Fig. 1.10 : Les segments de la faille de PSS (en rouge, NorAtom, 2011).

Les 1<sup>er</sup> et 9-ème segments, c'est-à-dire au niveau des terminaisons de la PSS au NW et au SE ont été les moins bien étudiés et font l'objet de cette thèse.

La faille peut changer sa cinématique non seulement sur l'extension (segment par segment) mais aussi dans l'échelle métrique dans la partie superficielle (ce type de changement cinématique



est apparent), ce qui a été montré dans les tranchées paleoséismologique des sites Gogaran et Semyonovka (Avagyan 2001, 2013, Philip et al., 2001).

Etant donné que nous ne disposons pas assez de données historiques et paléo-sismologique, nous ne sommes pas capable d'insister sur l'idée que tous les segments de PSS sont des segments sismiques (Avagyan, 2001, 2013).

#### 1.4.2.2 Les séismes associés à la faille de Pambak-Sevan-Syunik

##### Période historique

La collecte de données sur les séismes historiques reste un problème important dans l'évaluation du risque sismique.

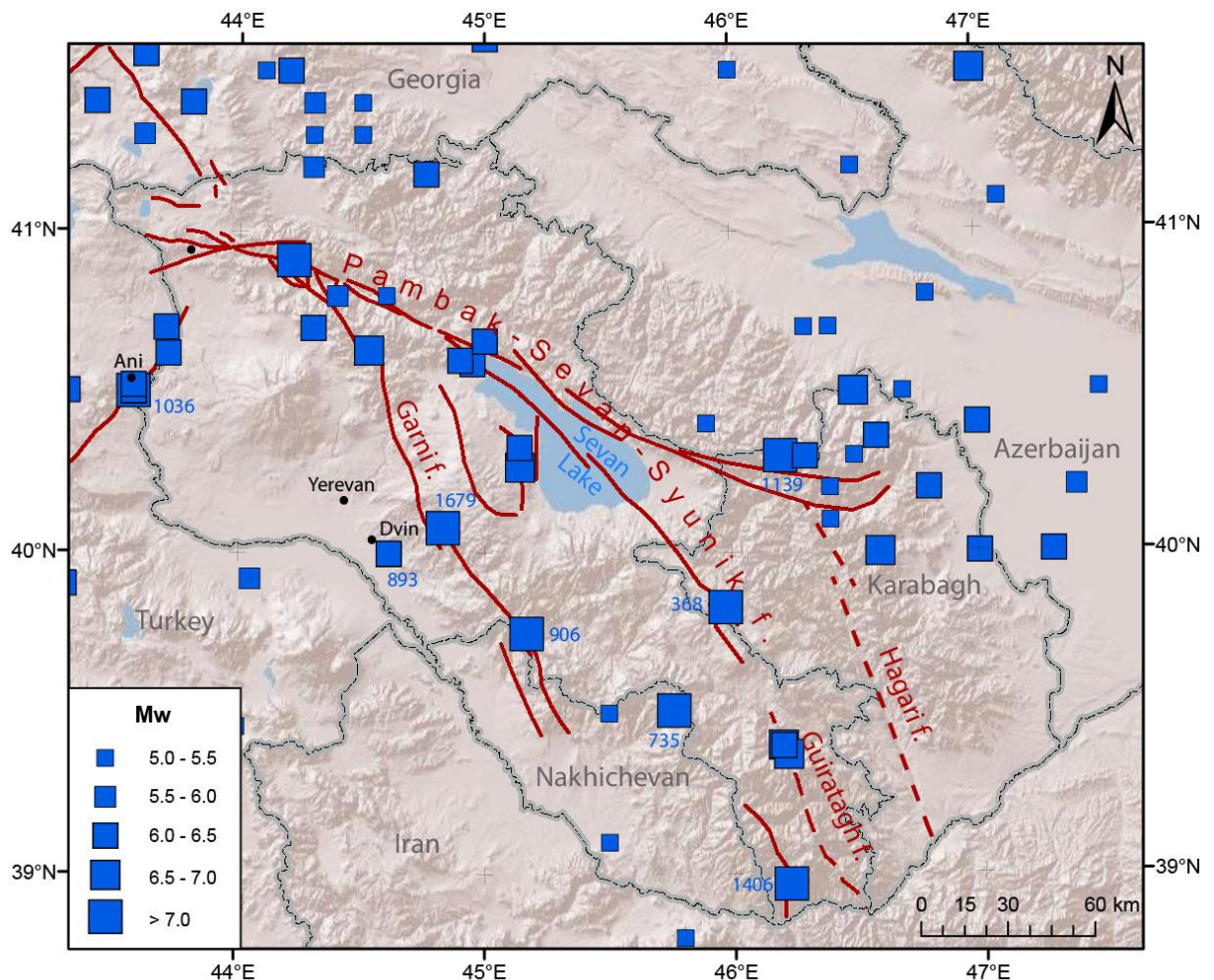


Fig. 1.11 : Carte des séismes historiques en Arménie et zones voisines (magnitude supérieure à 5) (NorAtom 2011).

Depuis le 1<sup>er</sup> millénaire av. J.-C. jusqu'au 14<sup>ème</sup> siècle, le Plateau Arménien a été le territoire des royaumes arméniens (Urartien, Ervandounien, Artachides, Arshakounien,

Bagratounien et Cilicien) ([Mutafian 1988](#); [Hewsen 2001](#)). Après l'effondrement du dernier royaume Arménien au 14<sup>ème</sup> siècle, le Plateau Arménien a continué d'être le centre culturel de la population arménienne. Les monastères chrétiens ont conservé beaucoup de vestiges sur les catastrophes naturelles qui se sont produites dans la région sur plus de 1500 ans. De surcroît, les sources Hittites, Urartéennes, Grecques, Perses, Arabes et Turques complètent l'histoire de l'activité sismique et volcanique sur le Plateau Arménien.

L'Arménie et les zones voisines ont été fortement peuplées tout au long de la période historique. Les monuments archéologiques du 7<sup>ème</sup> millénaire av. J.-C. jusqu'au 18<sup>ème</sup> siècle, des pétroglyphes du 6<sup>ème</sup> au 3<sup>ème</sup> millénaire av. J.-C., épopées et légendes, des inscriptions cunéiformes des cultures Hittite et Urartéenne (18<sup>ème</sup> au 6<sup>ème</sup> siècle av. J.-C.), et les chroniques anciennes médiévales (5<sup>ème</sup> au 18<sup>ème</sup> siècles AD) fournissent une très grande quantité de descriptions de catastrophes naturelles et de leurs impacts sociaux sur une grande partie de la période Holocène ([Avagyan 2001, 2013](#) ; [NorAtom 2011](#)).

Dans la région, les séismes historiques de magnitude  $M > 6.5$  ne sont pas répartis de manière homogène. En effet, le fait le plus marquant est le peu de séisme localisé au niveau de la chaîne du Grand Caucase. Cette observation paraît, dans un premier temps, contradictoire lorsque l'on sait qu'une grande partie de la convergence Arabie-Eurasie est absorbée au niveau de cette chaîne, qui se caractérise entre autre, par des altitudes élevées pouvant atteindre près de 5000m associées à des taux de soulèvement importants ( $> 12$  mm/an à l'axe de la chaîne ([Lilienberg et al., 1969, 1970](#))). Cette constatation est par contre cohérente avec l'évaluation de la part de la déformation sismique estimée par la sommation des moments sismiques des séismes de cette région ([Philip et al., 1989](#); [Jackson, 1992](#)).

Cette disposition générale révélerait un comportement mécanique très différent entre la chaîne du Grand Caucase où les déformations seraient essentiellement asismiques et les régions situées plus au Sud où une grande partie des déformations se manifesterait par des séismes localisés sur les grandes failles. Mais, on ne peut pas exclure qu'une partie des séismes historiques importants du Grand Caucase ne soient pas enregistrés dans les catalogues compte tenu de l'absence ou de la faible densité de population de certaines régions du Caucase ([Avagyan, 2001](#)).

Pendant la période historique, il y a eu de nombreux séismes destructifs ([Fig 1.11](#)). Les villes de Dvin et Ani (les anciennes capitales d'Arménie) ont été définitivement détruites par des séismes de 893 AD et 1036 AD. Dvin a définitivement cessé d'être la capitale de l'Arménie après le séisme en 893 AD ([Stepanyan, 1964](#); [Karakhanyan et al., 2004](#)). Le séisme en 1139 AD dans le Petit Caucase est considéré comme le plus fort séisme de l'histoire. Il aurait tué 230 000 personnes ([Nikonov et Nikonova, 1986](#)). La capitale actuelle de l'Arménie (Yerevan) a été détruite en 1679 et en 1840 AD.

Bien que le catalogue des séismes historiques d'Arménie couvre une période de plus de 2000 ans, l'utilisation de ces données pour la caractérisation des zones sismiques et leur activité reste complexe et délicate du fait de son inhomogénéité.

### Période instrumentale

Dans le Caucase les observations instrumentales ont commencé à partir des années 1900 à la suite d'un séisme qui s'est produit en 1899 en Akhalkalak (Géorgie). Pendant la période de 1900-1909 des dizaines de stations sismiques ont été installées dans le Caucase : Tbilissi, Akhalkalak, Bakou, Balakhani, Batoumi, Borjomi, Derbent, Zournabad, Piatigorsk, Shemakha.

La première station sismique dans le territoire de l'Arménie a été installée fin 1931. Le «système uniforme d'observations sismologiques de l'Union soviétique (SUOS USSR)» organisé en 1966 a grandement modernisé des observations sismologiques en introduisant l'application des méthodes de traitement unifiées.

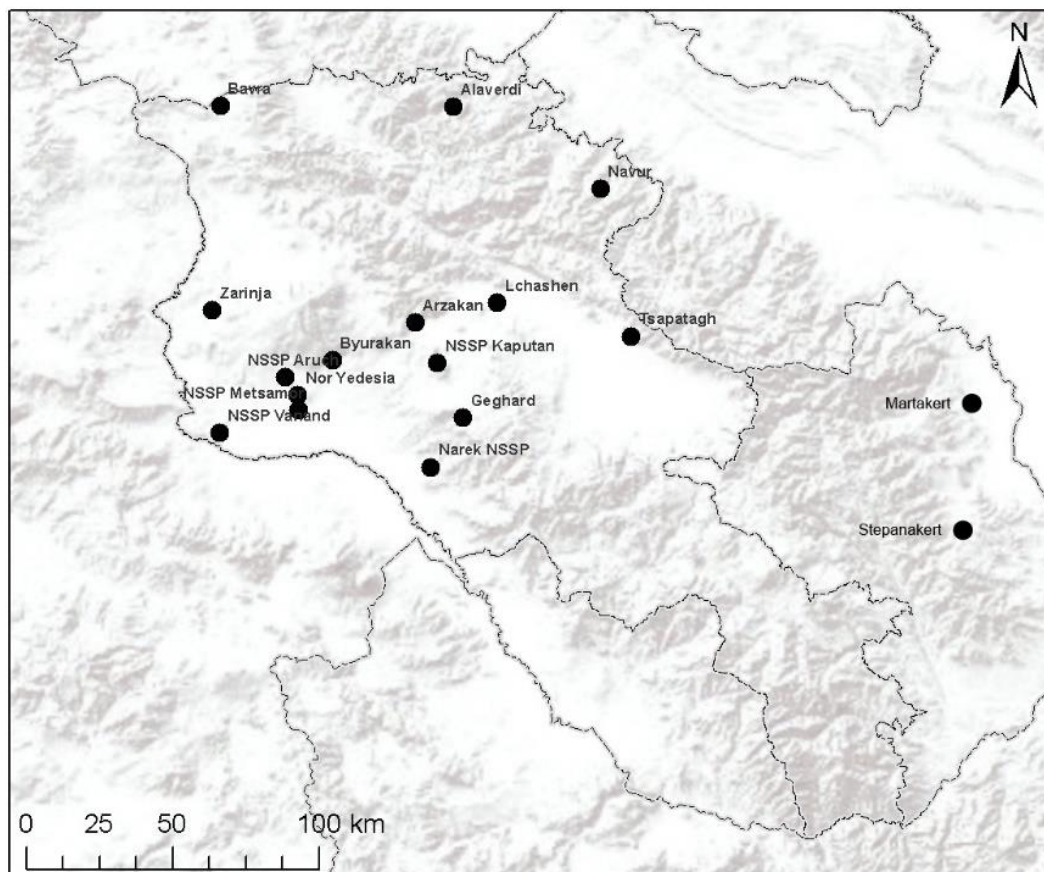


Fig. 1.12 : Localisation de stations permanentes de l'Arménie.

Les régions voisines de Turquie et l'Iran ont été insuffisamment étudiées. L'installation de stations

sismiques régionales dans ces régions a commencé à partir des années 1960, contemporanément à l'installation du réseau sismique mondial mis en place par les Etats-Unis.

Dans le but d'augmenter la précision des observations sismologiques, des réseaux locaux de stations sismiques de télémessure ont été établis sur le territoire de l'Arménie, avec des centres de données à Gyumri, Vanadzor, Erevan, Centrale nucléaire de l'Arménie, Kapan (Fig. 1.12). Ces types de stations ont été également installés à Stepanakert et Martakert (République d'Haut-Karabagh) pour couvrir la partie orientale de la région.

Dans le cadre du programme d'évaluation de l'aléa sismique pour la nouvelle centrale nucléaire en Arménie, toutes les données disponibles ont été résumées. A l'issue de ces travaux, le nouveau catalogue des séismes a été élaboré pour la période de 1932-2009 (NorAtom, 2011).

Le séisme de Spitak en 1988 a été le plus grand séisme pendant la période instrumentale de l'Arménie. D'après les données officielles, près de 25 000 personnes ont décédé (Khachiyani, 2008). Ce séisme est associée à une rupture de surface de 37 km de longueur avec un déplacement vertical de 2 m (Karakhanian et al., 1989; Trifonov et al., 1990; Karakhanian, Balasanyan, 1992; Philip et al., 1992).

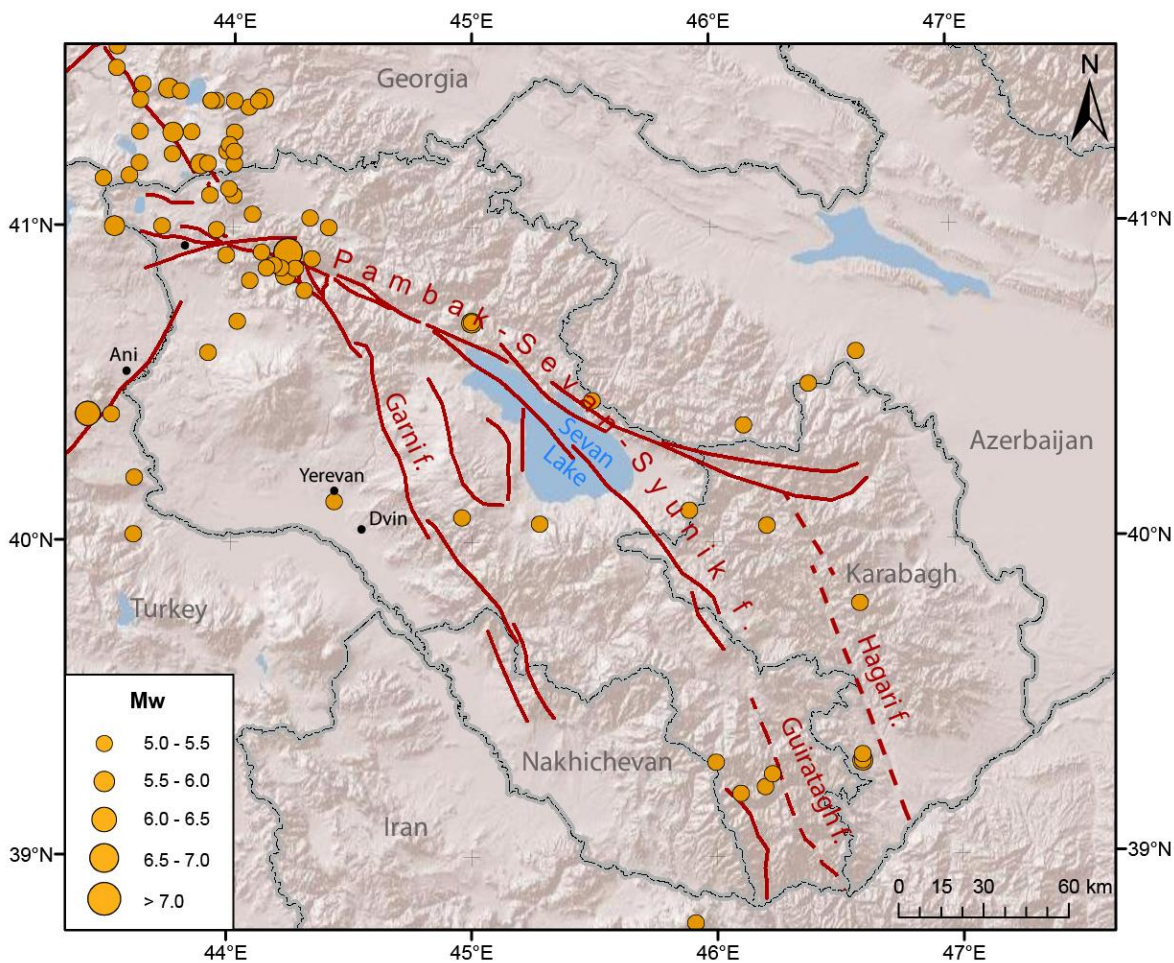


Fig. 1.13 : Carte des séismes instrumentaux en Arménie et zones voisines selon le catalogue de NorAtom, 2011.

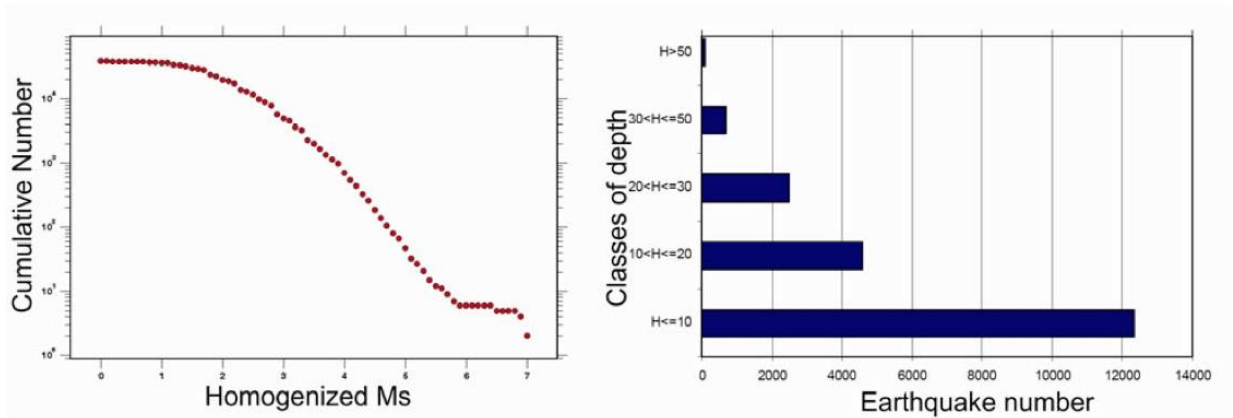


Fig. 1.14 : Le nombre de séismes dans la région en fonction de la magnitude (gauche) et de la profondeur (droite) (NorAtom, 2011).

La Fig. 1.14 montre le nombre de séismes en fonction de la profondeur et magnitude. Nous pouvons constater que le nombre de séismes de magnitude 6.0 est faible, et de magnitude  $\geq 7.0$  très rares. La profondeur des séismes est généralement de 10 km.

La carte des séismes et des failles actives de l'Arménie (Fig. 1.13) montre le lien évident entre les séismes et les failles actives. L'activité micro-sismique démontre un regroupement de séismes dans le Nord de l'Arménie (Javakhq) (Karakhanian, 1992, 1996; Karakhanian et al., 1992; Rebaï et al., 1993).

La sismicité instrumentale montre également une forte activité sismique dans le Transcaucase : Caldiran (1976, M = 7.1), Narman (1983, M = 6.8), Spitak (1988, M = 7.0), Racha (1991, M = 7.0) et Van (2011, M = 7.2). Tous ces séismes destructeurs attestent de la forte activité sismique qui se produit dans la région.

### 1.4.3 Paléosismologie

Sur le territoire d'Arménie les études paléosismologiques ont commencées à la suite du séisme de Spitak en 1988 sur la faille de Garni (Trifonov et al. 1990, Philip et al., 1992). Ces premiers travaux ont permis le développement de la tectonique active et de la paléosismologie en Arménie (Karakhanian et al., 1997, 2002, 2004; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007).

Nous décrivons brièvement ci-dessous les principaux résultats obtenus sur la faille de PSS (Karakhanian et al., 1997, 2002, 2004; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007).

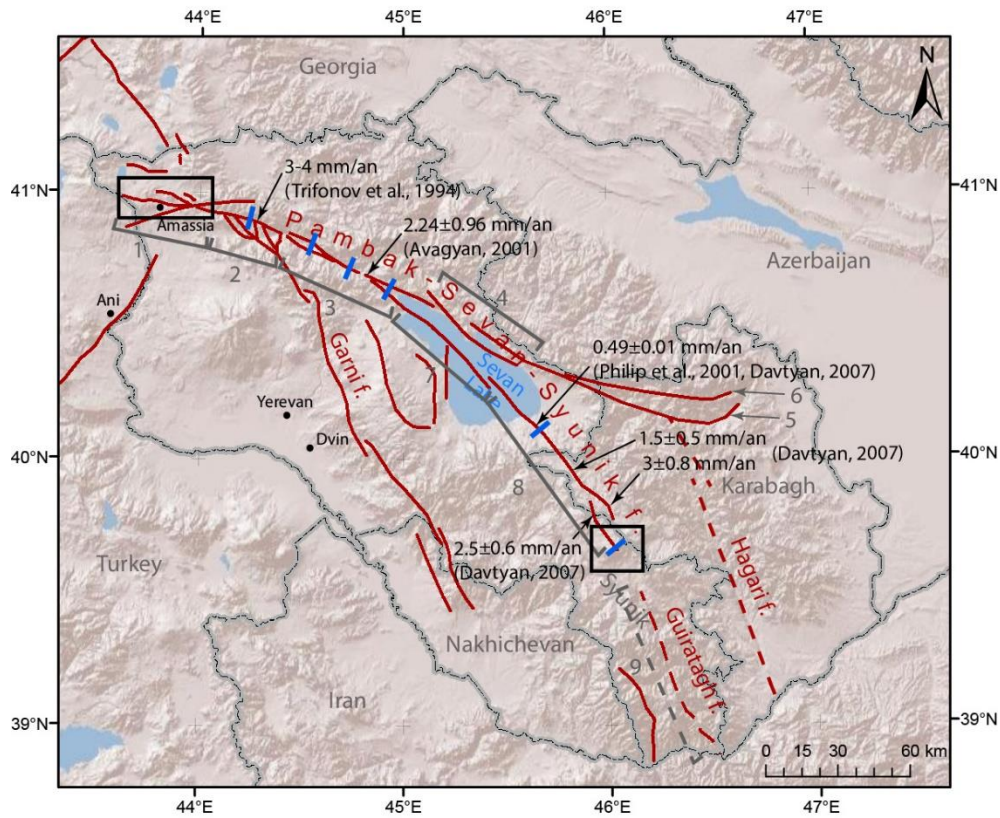


Fig. 1.15 : Vitesses de déplacement long terme obtenu par des études précédentes, les tranchées réalisées (bleu) sur la faille active de PSS et les zones d'études (rectangle noir).

- 6 sites de tranchées paléosismologiques ont été étudiés et ont montré l'existence de paléoruptures associés à plusieurs séismes importants ( $M > 6.5$ , Fig. 1.15).
- Les magnitudes du moment des séismes ( $M_w$ ) ont été calculées en appliquant les formules empiriques (Wells & Coppersmith, 1994). Ces résultats montrent que la faille de PSS est capable de générer des séismes de magnitude 7.4.
- Les vitesses de déplacement ont été calculées sur les différents segments (Fig. 1.15).
- Les intervalles de la récurrence des séismes importants ont été estimés (2272-8829 ans, Avagyan, 2001).

## Chapitre 2. Approches et méthodes utilisées

### 2.1 Approche paléosismologique

Pour mieux comprendre la géodynamique de la région, les géologues ont besoin d'avoir catalogue de séismes, qui couvre l'intervalle le plus long possible. Malheureusement la période couverte par les données de sismicité instrumentale couvre au maximum une centaine d'années (la première station sismique en Arménie a été installée en 1932). Pour compléter le catalogue des données instrumentales, on s'intéresse aux documents historiques (y compris des épopées, des légendes, des inscriptions cunéiformes et des chroniques anciennes) (Fig. 2.1).

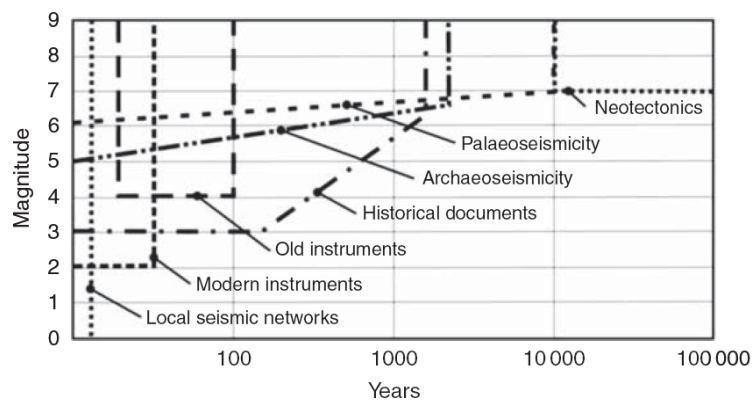


Fig. 2.1: Magnitude des séismes détectés et périodes couvertes par les différentes approches appliquées à l'étude des séismes passés (Levret (2002), modifié par Caputo et Helly (2008)).

Cependant, les catalogues de sismicité historique contiennent de nombreuses incertitudes pour les raisons suivantes :

1. La liste des séismes n'est pas exhaustive, et de nombreuses données ne sont pas enregistrées (eg : en période de guerre, lorsque les grandes villes n'ont pas été détruites, lorsqu'il n'y a pas d'habitants dans la région touchée par les séismes)

En fait, les historiens enregistrent les événements plus impressionnants et pas des événements du point de vue de sismologie (Fiches et al. 1997).

2. Difficulté de la détermination des épencentres des séismes. Les sources historiques ne permettent pas de déterminer précisément les épencentres des séismes passés. Lorsque les historiens témoignent sur un séisme dévastateur, le risque est qu'ils placent l'épicentre de celui-ci près de grandes villes où les dégâts sont les plus importants. Par ailleurs, ils ne prennent pas en compte les effets de site.
3. Difficulté de calcul des intensités des séismes.

L'approche paléosismologique au sens large, c'est-à-dire l'analyse de la morphologie affectée par les failles actives et l'analyse de la stratigraphie des dépôts que celles-ci traversent permet de déterminer la localisation, la cinématique (sens de mouvement), la magnitude et l'âge des forts séismes passés. Les fortes séismes ( $M_w > 6$ ) génèrent généralement des escarpements dans la morphologie (Fig 2.2, a, Fig. 2.3), qui sont soumis à l'érosion au cours du temps (Fig 2.2, c, b) et/ou qui vont entraîner une perturbation local du système de drainage etc... Ainsi par exemple, pendant l'érosion un coin colluvial se formera (Fig 2.2, b, c) au pied d'un escarpement sous l'effet de processus d'abord gravitaires puis diffusifs (Fig 2.2, d).

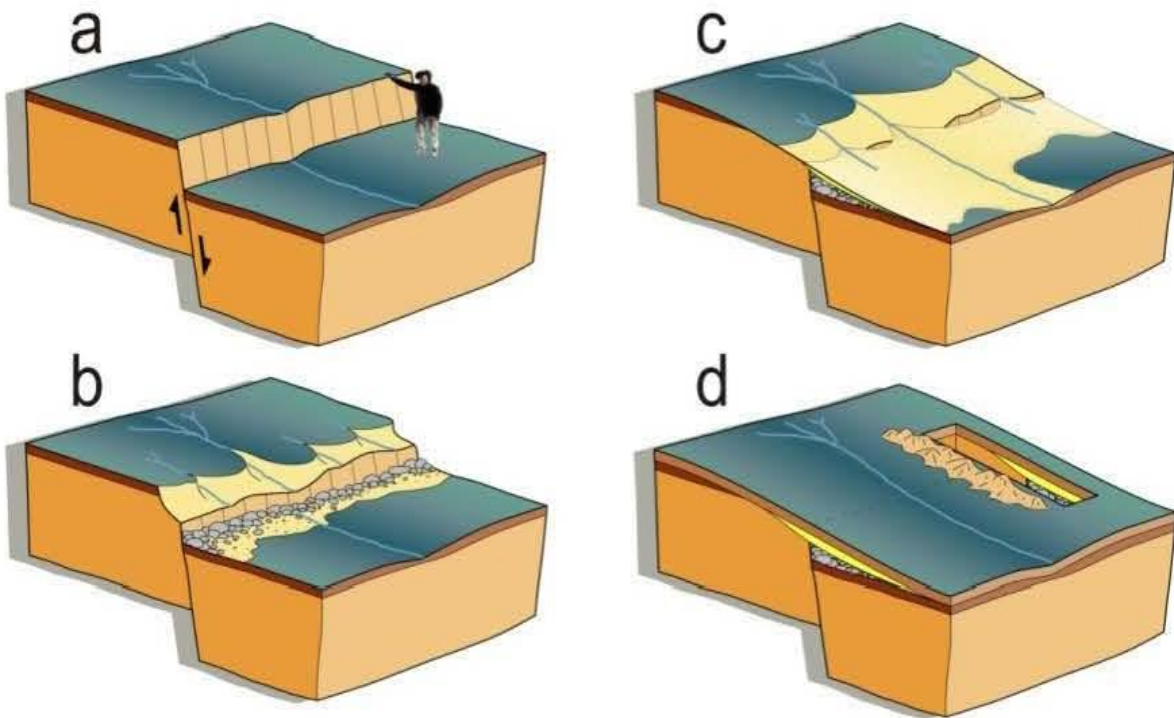


Fig. 2.2: Evolution d'un escarpement de faille (en faille normale) créé lors d'un séisme (b). Formation d'un coin colluvial (c - débris grossiers (collapse) et d - débris fins (diffusivité)). La tranchée (d) permet d'étudier la stratigraphie des dépôts associés à l'érosion de l'escarpement sous le sol moderne (d'après Philip et Karakhanian, 1999).



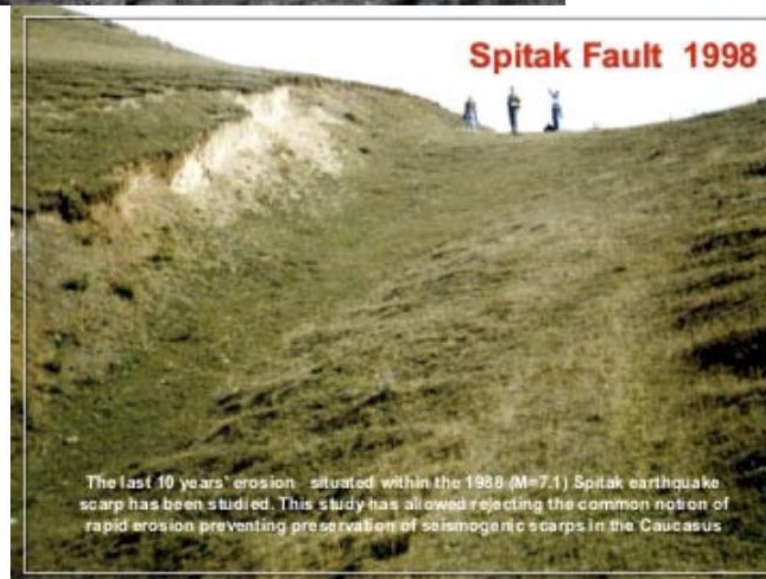


Fig. 2.3: Photos montrant l'évolution dans le temps de l'escarpement de faille généré lors du séisme de Spitak en 1988) (la photo de 1988 par H. Philip, les deux autres par A. Karakhanian).

Pour analyser la stratigraphie des unités qui sont, soit affectées par les failles soit générées par celles-ci (i.e. coin colluvial), une approche privilégiée consiste à réaliser des tranchées au travers des zones d'escarpements. On tranche de préférence au niveau des zones de piégeages sédimentaires pour avoir l'enregistrement stratigraphie le plus continue possible (Fig. 2.2) Selon les circonstances et les configurations du terrain, on pourra effectuer différents types de tranchées (Fig. 2.4).

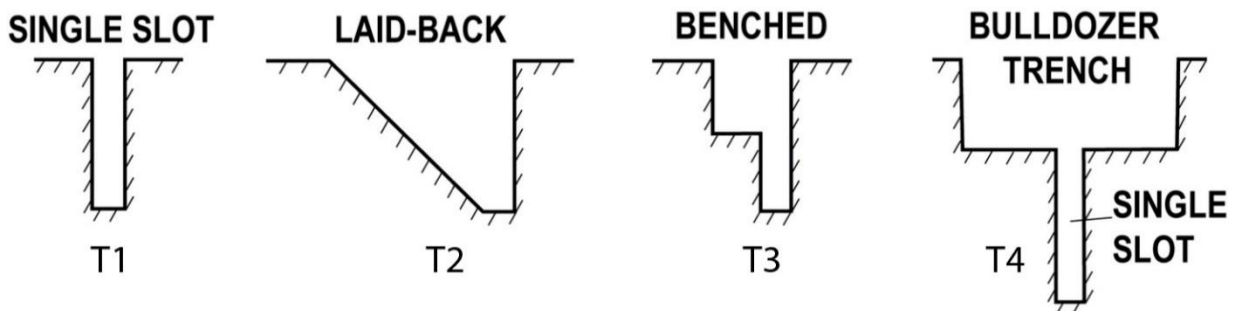


Fig. 2.4 : Différents types de tranchées (McCalpin, 1989b).

Les tranchées sont nettoyées de telle façon que les murs soient le plus plats possibles, puis loguées et documentées en détails (Fig. 2.5) afin de distinguer les différentes unités stratigraphiques et les structures (ruptures, fissures, liquéfaction..) qui les affectent. Ce log permet ainsi de faire une interprétation en termes d'évènements sismiques qui se sont succédés dans le temps. Dans la mesure du possible (présence de charbons de bois, de graines, de matière organique, de sables fins etc...) on réalise ensuite un échantillonnage des unités pour pouvoir dater au carbone 14 ou avec des techniques de luminescence optique (OSL/IRSL) les unités (pre- et post-sismiques) qui encadrent au plus près les ruptures.

Il existe 3 façons de déterminer l'âge du séisme étudié (McCalpin, 2009).

1. On date des matériaux générés par le séisme, ce qui donne un âge proche de celui-ci.
2. On date des matériaux qui couvrent les sédiments ou les unités tectoniques générées par le séisme, ce qui va donner un âge postérieur à celui-ci.
3. On date des matériaux qui ont été couverts par les sédiments ou les matériaux d'origine tectonique générée par le séisme, ce qui va donner un âge antérieur à celui-ci.

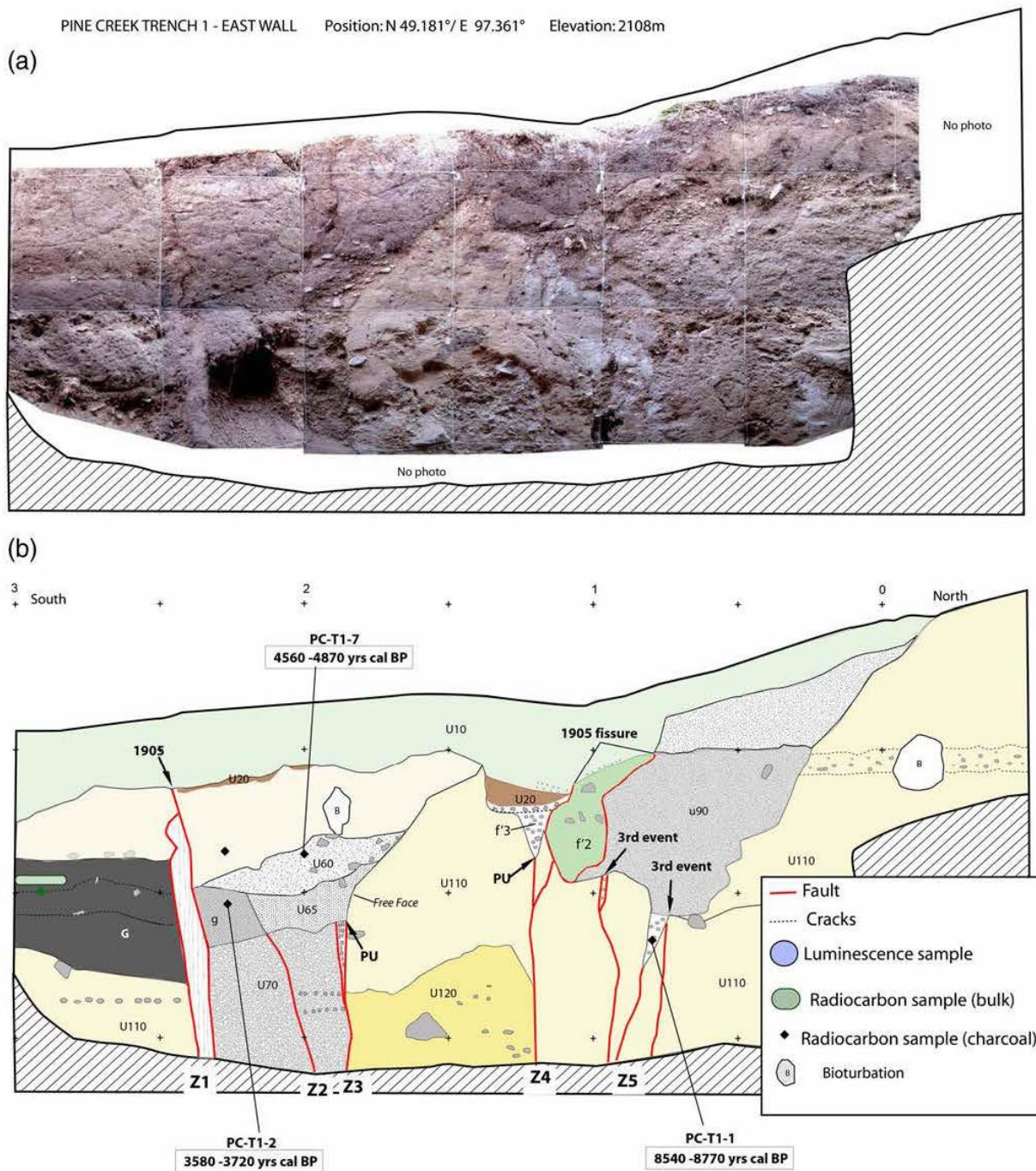


Fig. 2.5: Exemple de tranchée (a) et log correspondant (b) (faille de Bulnay, Mongolie; Rizza et al., 2015). Tous les évènements découverts ont indiqués (PU – l'évènement pénultième).

La plupart du temps, les 2-eme et 3-eme approches sont appliquées car il est rare de pouvoir appliquer la 1-ere méthode. Généralement, les 2-eme et 3-eme méthodes sont appliquées simultanément, ce qui donne un intervalle de temps qui encadre l'évènement sismique en question.

## 2.2 Approche Morphotectonique

Pour comprendre spécifiquement les processus tectonique qui affecte la morphologie, on applique l'approche appelée géomorphologie tectonique ou «Morphotectonique» (Wallace, 1977). Le but de la morphotectonique est d'analyser l'évolution temporelle et spatiale des structures tectoniques en étudiant leurs effets sur les objets quaternaires de surface (cône alluvial, colluvions, terrasse alluviale et marine, réseau hydrographique, ride, etc.). Les marqueurs morphologiques quaternaires affectés par les processus tectoniques doivent être identifiés à différentes échelles de temps et d'espace. Si ces marqueurs sont affectés par des processus tectoniques, alors dans les marqueurs morphologiques, on doit observer des décalages ou des déformations (Fig. 2.6)

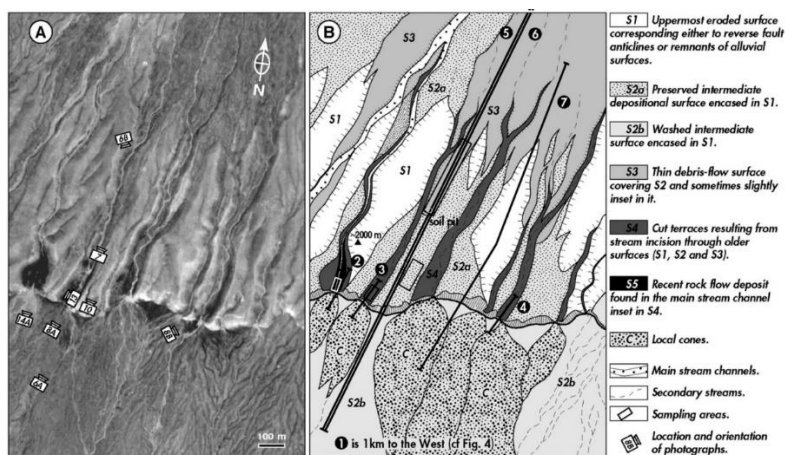


Fig. 2.6: (a) Photo aérienne de la faille de Gurvan Bulag (Mongolie). (b) Carte morphotectonique détaillée tirée de l'analyse stéréoscopique et des observations de terrain (Ritz et al., 2003)

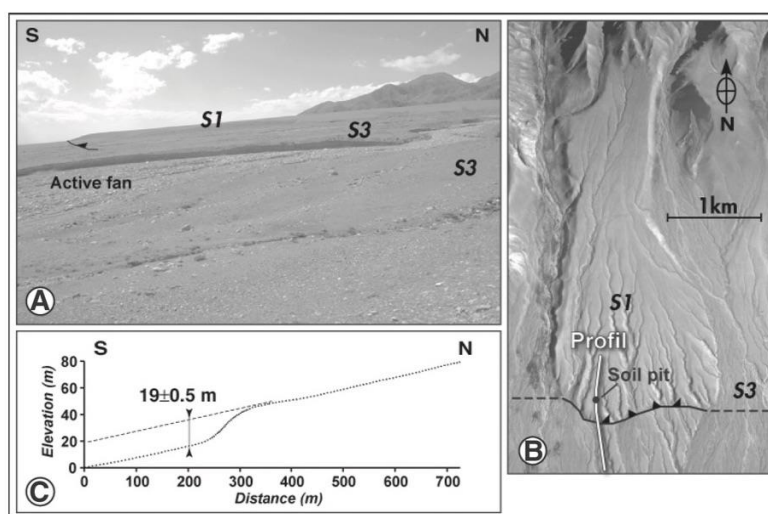


Fig. 2.7: (A) Escarpement de la faille située au Sud du massif de Baga Bogd (Mongolie). (B) Site correspondant sur la photo aérienne. (C) Profil topographique à travers l'escarpement de faille (Ritz et al., 2006).

L'identification puis l'analyse de marqueurs morphologiques quaternaires permet de déterminer la géométrie de la faille et la quantité de déformation cumulée le long de cette faille (des mesures avec station optique ou GPS cinématique, [Fig. 2.7](#)).

En datant les marqueurs qui ont enregistrés des déformations, les vitesses moyennes de déplacement des failles peuvent être estimées. Ces données sont importantes pour l'estimation de l'aléa sismique de la région. L'observation des marqueurs morphotectoniques d'une zone d'étude se fait à partir d'images satellites, de photos aériennes et de modèles numériques de terrain (MNT), qui permettent de faire une première sélection des sites à étudier. Cette étape est suivie par une analyse locale détaillée de terrain permettant l'observation et la description précise de la géométrie et de la nature géologique des marqueurs morphologiques et des structures tectoniques impliquées. Une fois que les marqueurs morphologiques ont été identifiés et les décalages associés ont été mesurés, on applique les différentes méthodes de datation (en fonction des caractéristiques du terrain, voir ci-dessous) pour estimer les vitesses moyennes de déplacement des failles.

## 2.3 Méthodes de datation

### 2.3.1 La méthode « $^{14}\text{C}$ » radiocarbone

Cette méthode de datation est une méthode radiométrique (Lobby, 1955). Elle est basée sur l'activité radiologique du  $^{14}\text{C}$  contenu dans la matière organique dont on souhaite connaître l'âge écoulé depuis sa mort. La limite supérieure de cette méthode est de 30-50 Ka, ce qui en fait une méthode largement utilisée par les disciplines telles que l'archéologie, la paléanthropologie, la paléosismologie, etc. Les organismes vivants de tous types et toutes tailles assimilent du carbone durant leur vie. Le carbone atmosphérique est composé de trois isotopes :  $^{12}\text{C}$  (98.89%),  $^{13}\text{C}$  (1.11%) et  $^{14}\text{C}$  ( $10^{-10}\%$ ). Le radiocarbone ( $^{14}\text{C}$ ) est le produit de l'interaction entre le  $^{14}\text{N}$  et les rayonnements cosmiques dans la stratosphère (75%) et la troposphère supérieure (25%). Il correspond au seul isotope radioactif du carbone. Il est largement répandu sur Terre. Il a une demi-vie de  $5734 \pm 40$  ans. Une fois produit, le  $^{14}\text{C}$  circule dans l'atmosphère principalement sous la forme de dioxyde de carbone ( $^{14}\text{CO}_2$ ) qui est assimilé par les organismes avec un fractionnement isotopique connu. En raison des échanges permanents entre les organismes vivants et leur milieu, le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  total est considéré comme constante (Fig. 2.8).

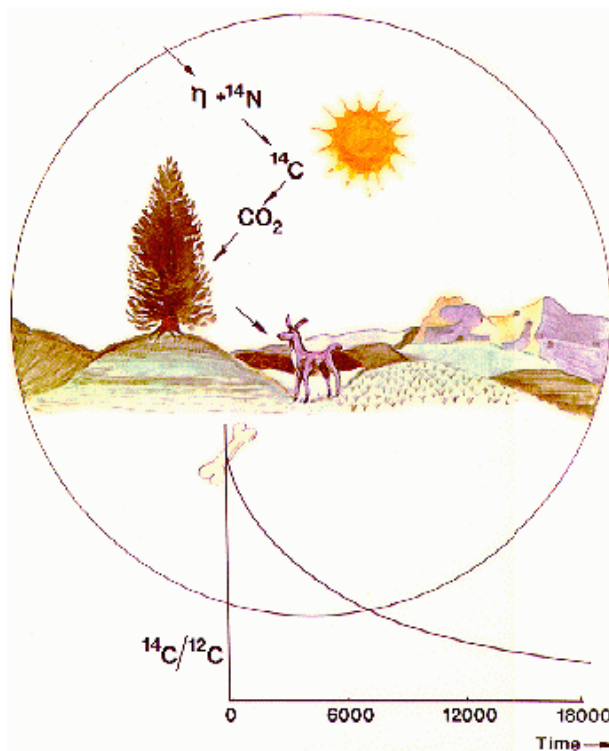


Fig. 2.8 : Schéma représentant le phénomène de décroissance radioactive du  $^{14}\text{C}$  dans un organisme après sa mort.

On peut dire que la méthode « $^{14}\text{C}$ » se base sur la présence, dans tout organisme, de radiocarbone en infime proportion. Une fois que l'organisme meurt, la perte de  $^{14}\text{C}$  par décroissance radioactive n'est plus compensée par l'assimilation de l'organisme. Sa décroissance suit une loi exponentielle, qui est dépendante de la demi-vie du  $^{14}\text{C}$  (Fig. 2.8). La comparaison du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  dans l'échantillon et dans l'atmosphère permet de déterminer l'âge radiocarbone de la mort de l'organisme.

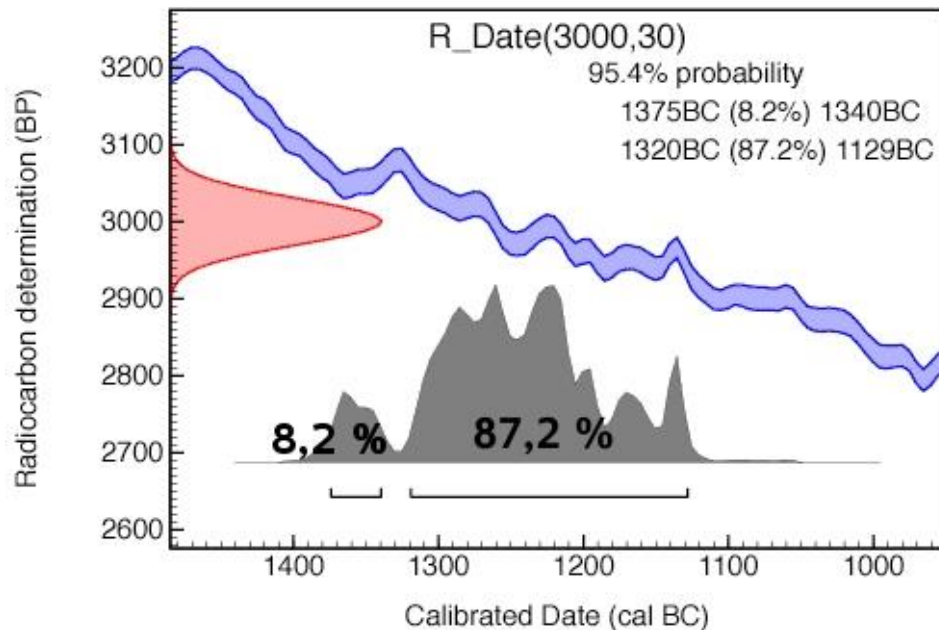


Fig. 2.9 : Comparaison de la courbe de calibration du  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère (d'après la dendrochronologie) avec la courbe gaussienne de l'âge radiocarbone analytique non-corrigé pour l'estimation de l'âge calibré.

La méthode de datation consiste à déterminer la concentration de radiocarbone d'un échantillon à l'instant de la mesure, puis de dater en utilisant l'équation suivante :

$$t - t_0 = \frac{1}{\lambda} \times \ln \frac{C_0}{C_t}$$

Où  $C_0$  est la concentration de radiocarbone au moment  $t_0$  de la mort de l'organisme,  $\lambda$  la constante radioactive de l'organisme.

En générale, la datation de radiocarbone se base sur l'hypothèse que la concentration initiale de  $^{14}\text{C}$  dans l'atmosphère, à la mort de l'organisme, était la même que dans l'atmosphère actuelle. Néanmoins, dans l'atmosphère la concentration et la production de radiocarbone change au cours du temps. Pour résoudre ce problème, le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  obtenues par les analyses au radiocarbone a été comparé avec les données de dendrochronologie, c'est-à-dire l'analyse du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  dans les cernes de croissance des arbres qui fournissent un âge calendaire

(Ferguson, 1968 ; Suess, 1980). En conséquence, on obtient la courbe de calibration, qui permet de transformer les âges radiocarbone en âge réel (exprimé en cal BP ou cal AD) (Fig. 2.9). La difficulté est que pour une même valeur d'âge radiocarbone, il peut exister plusieurs âges calibrés. Il faut donc prendre compte les intervalles de confiance des âges calibrés obtenus. Le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  est mesuré principalement par spectrométrie de masse.

### 2.3.2 Méthode de datation par analyse de la Luminescence Stimulée Optiquement (OSL)

La datation par mesure de la luminescence stimulée optiquement, dite méthode «OSL» (Huntley et al., 1985), repose sur deux principes : la physique cristalline et les propriétés de certains cristaux de stocker des énergies, et la radioactivité (propriétés dosimétriques). L'énergie stockée proportionnellement au temps dans les minéraux cristallins provient de différentes sources de rayonnements (radionucléides naturels (U, Th,  $^{40}\text{K}$ )). Les atomes bombardés, dans les cristaux, vont alors relâcher des électrons libres qui vont s'accumuler dans les pièges électroniques des minéraux voisins (i.e. le quartz ou le feldspath). La stimulation optique par une source lumineuse de longueur d'onde donnée (ie verte ou infrarouge) va permettre la libération de ces énergies et la production d'un signal de luminescence (libération des photons). L'ensemble des photons relâchés sont mesurés et constituent la quantité d'énergie stockée dans le milieu depuis sa dernière exposition (on parle de Dose équivalente,  $D_e$ ). Ce Dose équivalente correspond à un dernier enfouissement (Fig. 2.10). On mesure aussi la dose annuelle ( $D_r$  pour Dose rate) qui correspond à la quantité d'énergie accumulée pendant un an (dans le même type de milieu). En comparant la dose équivalente ( $D_e$ ) de l'échantillon avec la dose annuelle  $D_r$ , on peut calculer l'âge du dernier enfouissement du sédiment :

$$t = \frac{D_e}{D_r}$$

Pendant l'échantillonnage il faut être très prudent pour que la lumière ne passe pas dans l'échantillon. Pour ce faire, il existe différents protocoles d'échantillonnage (Voir thèse de M. Rizza, 2010). Dans le cadre de cette étude nous avons utilisé la méthode d'échantillonnage par «bloc» qui consiste à prélever un bloc de sédiments de  $15 \times 15 \times 15 \text{ cm}^3$  au centre duquel sera mesurée la  $D_e$  et autour duquel seront mesurées les  $D_r$  qui seront ensuite moyennée en une valeur.



Une fois l'échantillon collecté, il est entouré de papier cellophane pour préserver son humidité, puis entourer de papier d'aluminium.

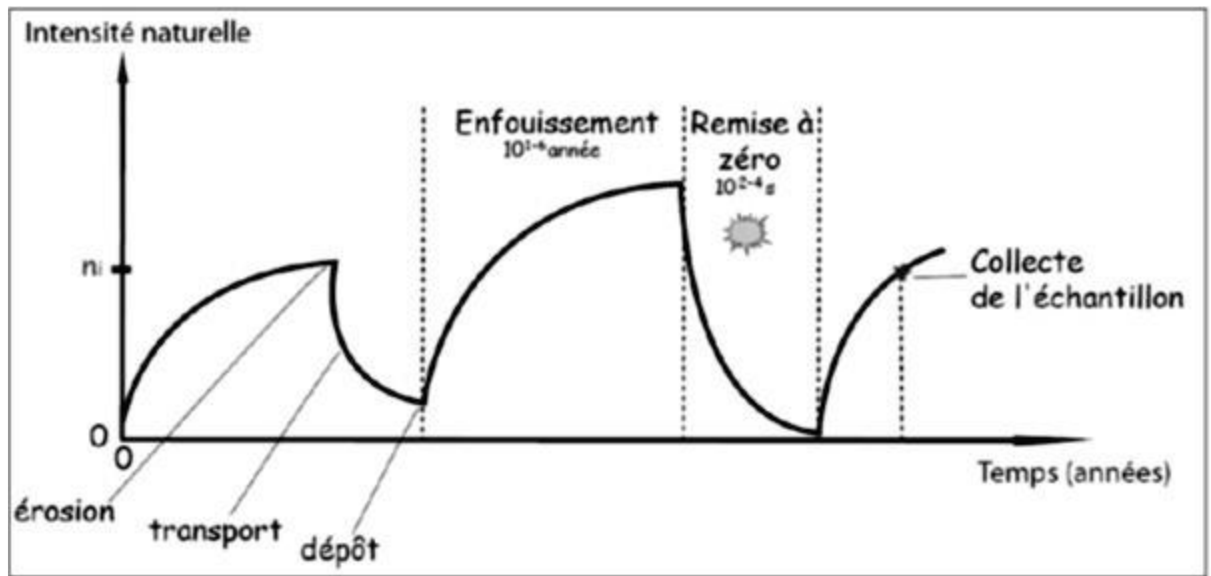


Fig. 2.10: Principe de stockage et de perte d'énergie au sein d'un sédiment au cours du temps utilisé pour la datation OSL. A chaque enfouissement, le sédiment se charge en énergie et a chaque exhumation, il se décharge ou blanchit (Image par Dr K. Lepper).

### 2.3.3 La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Le  $^{40}\text{K}$  est un élément radioactif qui se désintègre en deux éléments, le  $^{40}\text{Ca}$  et l' $^{40}\text{Ar}$ , dans des proportions fixes et connues avec une demi-vie globale de 1,26 milliard d'années. L'argon étant un gaz, il s'échappe facilement dans une roche en fusion. La fusion ramène ainsi à zéro la quantité d'argon dans la roche. Après cristallisation des minéraux, l'argon réapparaît, produit par la désintégration du potassium. En théorie, la mesure de l'argon dans la roche donne l'âge de l'échantillon. Cependant il peut y avoir des biais. En effet, les isotopes de l'argon peuvent dans certains cas s'échapper d'une roche (fissures, circulation de fluides, etc.) ou être apportés depuis des bulles de gaz piégées dans la roche, d'origine atmosphérique (l'atmosphère est constituée à 1% environ d'argon) ou profonde, modifiant notamment la teneur de la roche en  $^{40}\text{Ar}$  utilisé pour la datation.

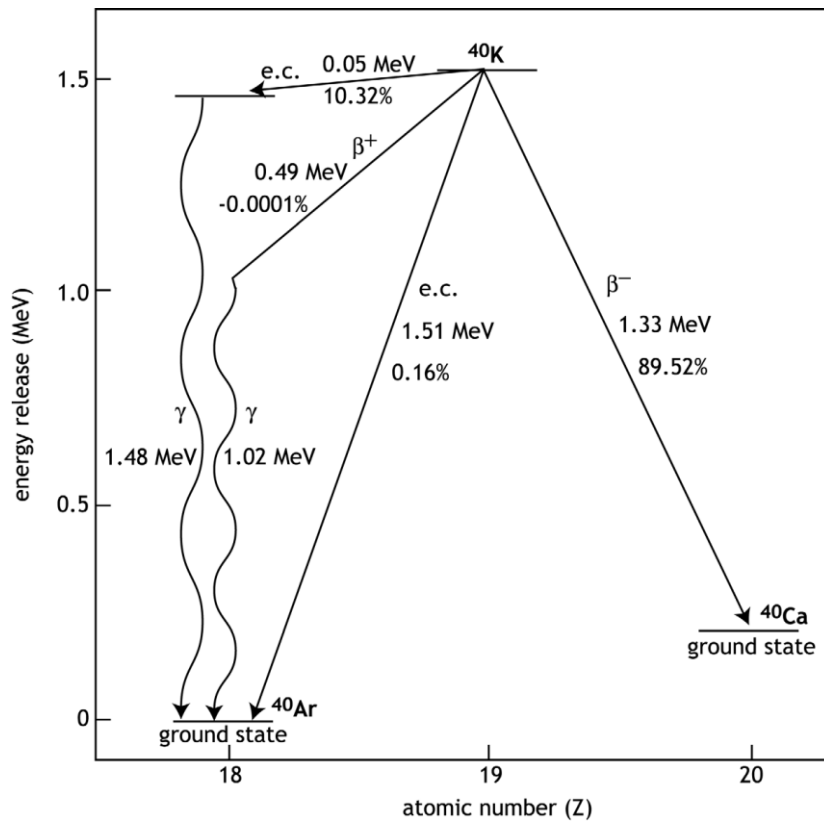
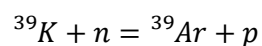


Fig. 2.11: Diagramme montrant le schéma de désintégration de  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}$  et  $^{40}\text{Ca}$  (d'après McDougall et Harrison, 1999). La désintégration du  $^{40}\text{K}$  est par un processus de branchement : 10,48% de  $^{40}\text{K}$  désintègre à  $^{40}\text{Ar}$  par désintégration  $\beta^+$ , suivi par décroissance  $\gamma$  à l'état du sol, et par capture d'électrons directement à l'état du sol, et 89,52% de  $^{40}\text{K}$  désintègre à  $^{40}\text{Ca}$  par désintégration  $\beta^-$  à l'état du sol.

La méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Merrihue et Turner, 1966) permet de distinguer les sources d'argon. On place l'échantillon au cœur d'un réacteur nucléaire où il est irradié par des neutrons à un taux connu, transformant une partie du  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  (isotope radioactif n'existant pas naturellement car ayant une demi-vie très courte de 269 ans).



L'échantillon est ensuite chauffé dans un four par incréments de température, relâchant plus d'argon à chaque palier. On mesure le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Si l' $^{40}\text{Ar}$  est bien issu de  $^{40}\text{K}$  de la roche, il sera libéré de la même manière que l' $^{39}\text{Ar}$  issu du  $^{39}\text{K}$ . S'il y a un excès d'argon d'origine inconnue le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ne sera pas constant pour toute la plage de températures. On obtient un spectre des rapports  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en fonction de l' $^{39}\text{Ar}$  total relâché. On calcule ainsi l'âge de l'échantillon à l'aide de l'équation suivante :

$$Age = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + J \frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)$$

La valeur J est déterminée en utilisant des étalons de minéraux de l'âge connu pour contrôler le flux de neutrons

Si l'on observe un plateau de  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  constant, on peut donner un âge. Si  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  varie on ne peut pas obtenir d'âge.

### 2.3.4 La méthode de datation « ${}^3\text{He}$ » in situ

L'hélium est le gaz noble le plus léger, et est l'élément le plus abondant dans l'univers après l'Hydrogène. Il est composé de deux électrons, deux protons et deux neutrons.  ${}^4\text{He}$  (le plus abondant) et  ${}^3\text{He}$  sont les deux isotopes stables de l'hélium. Dans les roches l'isotope cosmogénique de  ${}^3\text{He}$  est produit par interaction des rayonnements cosmiques secondaires (essentiellement des neutrons énergétiques - eux-mêmes issus d'une première réaction du rayonnement cosmique primaire avec les atomes de l'atmosphère - avec les atomes présents dans les minéraux). Son taux de production dépend de trois facteurs principaux : l'altitude, la latitude de l'échantillon, et des conditions locales d'exposition au rayonnement : le masque végétal ou topographique, épaisseur et densité du matériel échantillonné, sa profondeur. La spallation se produit sur tous les éléments chimiques (sauf l'H) sous l'effet des muons négatifs (qui sont captés par le  ${}^7\text{Li}$  ~2-3%) et qui aboutit à la production d' ${}^3\text{He}$  cosmogénique in situ (Goehring et al., 2010). Dans les roches magmatiques (basaltes, andésites, etc.),  ${}^3\text{He}$  est particulièrement bien préservé dans les minéraux de type clinopyroxènes et olivines. Les équations de calcul d'âges par  ${}^3\text{He}$  est plus simple que dans les cas du  ${}^{10}\text{Be}$  car il n'est pas radioactif. Dans les minéraux il existe deux types d'isotope de  ${}^3\text{He}$  :  ${}^3\text{He}$  magmatique produit dans les roches avant leur exposition en surface et  ${}^3\text{He}$  cosmogénique produit lors de l'exposition en surface (Kurz, 1986; Blard and Pik, 2008). L'Hélium atmosphérique peut également être présent à la surface des minéraux mais il est éliminé par chauffage. Lors d'une analyse de  ${}^3\text{He}$  on mesure indifféremment  ${}^3\text{He}$  et  ${}^4\text{He}$  totaux, qui est donc égal à :

$$\text{He (total)} = \text{He (magmatique)} + \text{He (cosmogénique)}$$

Puisqu'on s'intéresse seulement à l'He cosmogénique, il nous faut connaître la concentration d'He magmatique (provenant des inclusions fluides du minéral issu de la décroissance radioactive de l'U, Th et Sm présents dans les minéraux de la roche (Fig. 2.12)).

L'extraction de l'Hélium magmatique se fait broyage et par chauffage sous vide (Blard and Farley, 2008). Une fois corrigée de la quantité d'He magmatique, la concentration d'He restante (cosmogénique), permet de calculer l'âge d'une exposition de la roche selon l'équation suivante :

$$t_{expo} = \frac{C_{corr}}{P_{He}}$$

où  $C_{corr}$  est la concentration en  $^3\text{He}$  (corrigée de l'Hélium magmatique) et  $P_{He}$  le taux de production en at/g/an. Dans le cadre de cette thèse, le taux de production local a été calculé en utilisant le SLHL (Sea Level and High Latitude) P3 de Blard et al. (2013).

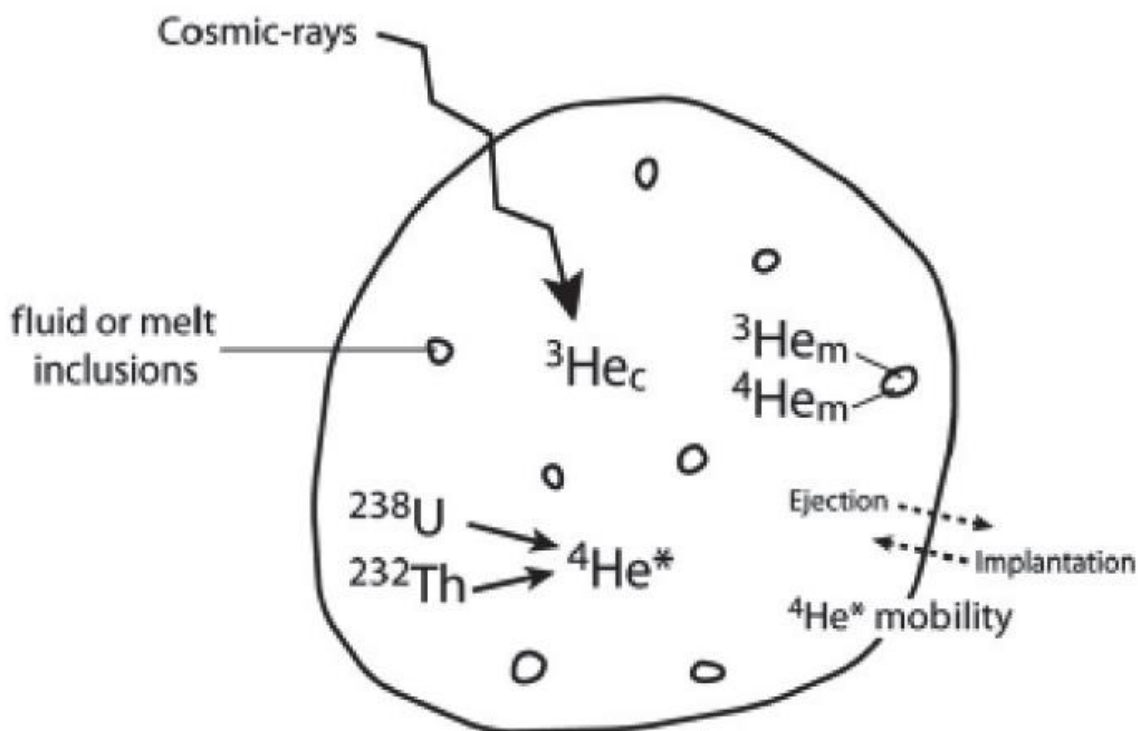


Fig. 2.12: Répartition et sources de l'Hélium dans un minéral mafique exposé aux rayonnements cosmiques (Blard and Farley, 2008).

Le taux d'érosion peut également être estimé sur un objet considéré à l'état stationnaire avec l'équation suivante :

$$\varepsilon = \frac{\Lambda \times P_0}{\rho \times C(0, \infty)}$$

L'âge d'exposition devient donc :

$$t = \frac{-\Lambda}{\rho \times \varepsilon} \times \ln\left(1 - \frac{\rho \times \varepsilon \times C(t)}{\Lambda \times P_0}\right)$$

Scaling model	Ol <sup>3</sup> He prod. rate (at g <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> )	χ <sup>2</sup> <sub>v</sub>	Px <sup>3</sup> He prod. rate (at g <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> )	χ <sup>2</sup> <sub>v</sub>	Ol + Px <sup>3</sup> He prod. rate (at g <sup>-1</sup> yr <sup>-1</sup> )	χ <sup>2</sup> <sub>v</sub>
<i>Western North America (Tabernacle Hill this study, Cerling and Craig, 1994<sup>a</sup>; Licciardi et al., 1999; Poreda and Cerling, 1992)</i>						
Lal/Stone	115 ± 4.4	5.4	92 ± 4.6	1.8	—	—
Desilets	120 ± 4.8	4.0	96 ± 5.0	1.9	—	—
Dunai	121 ± 4.8	4.2	97 ± 5.1	1.9	—	—
Lifton	130 ± 5.2	4.3	103 ± 5.3	2.0	—	—
Lal-t	114 ± 4.5	3.7	89 ± 4.1	2.8	—	—
<i>Southern South America (Ackert et al., 2003<sup>a</sup>)</i>						
Lal/Stone	129 ± 4.6	1.9	130 ± 3.6	0.33	130 ± 4.4	1.4
Desilets	131 ± 4.7	2.1	132 ± 3.8	0.34	132 ± 4.6	1.5
Dunai	133 ± 4.7	2.1	134 ± 3.8	0.34	133 ± 4.6	1.5
Lifton	140 ± 5.1	2.1	141 ± 4.1	0.35	140 ± 4.9	1.5
Lal-t	125 ± 4.5	1.9	126 ± 3.6	0.34	125 ± 4.3	1.3
<i>Canary Islands (Dunai and Wijbrans, 2000)</i>						
Lal/Stone	103 ± 11.9	0.06	—	—	—	—
Desilets	106 ± 12.3	0.06	—	—	—	—
Dunai	101 ± 11.8	0.06	—	—	—	—
Lifton	112 ± 13.0	0.07	—	—	—	—
Lal-t	92 ± 10.7	0.07	—	—	—	—
<i>Iceland (Licciardi et al., 2006)</i>						
Lal/Stone	122 ± 6.1	2.3	—	—	—	—
Desilets	126 ± 6.3	2.3	—	—	—	—
Dunai	125 ± 6.3	2.3	—	—	—	—
Lifton	134 ± 6.7	2.3	—	—	—	—
Lal-t	122 ± 6.1	2.3	—	—	—	—
<i>Hawaii (Kurz et al., 1990; Blard et al., 2006)</i>						
Lal/Stone	124 ± 13	12	—	—	—	—
Desilets	140 ± 15	11	—	—	—	—
Dunai	135 ± 14	11	—	—	—	—
Lifton	155 ± 17	11	—	—	—	—
Lal-t	126 ± 13	9	—	—	—	—
<i>Europe (Cerling and Craig, 1994<sup>a</sup>; Blard et al., 2006<sup>a</sup>)</i>						
Lal/Stone	135 ± 7.6	4.4	117 ± 6.9	11	123 ± 8.3	7.9
Desilets	139 ± 8.1	4.0	123 ± 7.2	10	129 ± 8.6	6.9
Dunai	139 ± 8.1	4.0	123 ± 7.1	8.8	128 ± 8.3	6.1
Lifton	151 ± 8.8	4.0	133 ± 7.8	10	139 ± 9.3	6.9
Lal-t	128 ± 7.3	4.1	112 ± 6.6	9.7	118 ± 7.9	6.7

Fig. 2.13: Compilation des taux de production mesurés pour <sup>3</sup>He dans les olivines, pyroxènes et couple Ol + Px (Goehring et al., 2010).

L'Hélium total est extrait par fusion de l'échantillon dans un four haute température (1400°C). Après purification, il est ensuite analysé au spectromètre de masse SFT (Trull and Kurz, 1993 ; Zimmermann et al., 2012).

### Discussions sur la fiabilité de la méthode <sup>3</sup>He

*Les avantages de méthode :*

- La <sup>3</sup>He non-radioactif est un l'isotope stable qui permet de dater des surfaces sur une large période de temps (depuis quelque milliers d'années jusqu'au quelques millions d'années).
- On peut appliquer la méthode sur tous les dépôts où roches contenant des minéraux mafiques (olivine, pyroxène).
- Les mesures de calibration du taux de production sont nombreuses et largement utilisé par la communauté scientifique (Goehring et al., 2010) (Fig. 2.13).

*Les inconvénients de la méthode :*

- Il est parfois difficile de bien quantifier l' $^3\text{He}$  non-cosmogénique dans l'échantillon.

## **2.4 La méthode satellitaires (InSAR - Interferometric Synthetic Aperture Radar)**

### **2.4.1 Les images satellitaires radar**

Dans les sciences de la terre, les scientifiques sont intéressés par une large variété de déformations qui sont causées par des processus tectoniques, gravitaires volcaniques, les mouvements de masses glaciaires, etc. Pour être capable de mesurer ces déformations, en dehors des mesures à terre, ils utilisent l'imagerie aéroportée ou satellitaire, qui peut être divisée en deux catégories selon le type de capteur de satellite :

- 1) famille Radar à Synthèse d'Ouverture (ou «Synthetic Aperture Radar» - SAR) qui est un système imageur actif (antenne radar orientée vers le sol – visée oblique - pour émission et réception).
- 2) les systèmes optiques ou multi-spectraux (par exemple, les satellites SPOT-5, QuickBird, etc.), qui sont des systèmes passifs c'est-à-dire des satellites qui ne sont pas émetteurs du signal rétrodiffusé. Ils enregistrent les signaux issus d'une autre source (le soleil).

Les systèmes radars émettent un signal électromagnétique modulé en fréquence centré sur une fréquence centrale (de l'ordre du GHz), se propageant sans atténuation à travers l'atmosphère, à la vitesse de la lumière. Le signal électromagnétique est un signal pouvant être représenté sous la forme d'un nombre complexe dont l'amplitude correspond à l'énergie du signal, et la phase à l'angle de rotation du champ électromagnétique dans le plan perpendiculaire à sa direction de propagation.

Ces satellites sont situés à ~800 km d'altitude, sur des orbites quasi-polaires, imageant une zone au sol avec une périodicité de quelques jours (typiquement 35 jours pour les anciennes missions ERS et Envisat, 12 jours pour la nouvelle mission Sentinel).

Les images sont acquises en géométrie «radar», à savoir, d'une part, selon l'axe de visée du satellite («range» ou «distance»), c'est à dire perpendiculairement à l'orbite et avec un angle donné par rapport à la verticale (typiquement  $\sim 23^\circ$  pour les missions ERS ou Envisat), et d'autre part, le long de l'orbite («azimut»). Les contraintes électroniques et mécaniques font que la résolution au sol des images brutes est plurikilométrique dans les 2 directions.

Le traitement du signal SAR («Synthetic Aperture Radar» ou «Radar à Synthèse d'Ouverture») appliqué à une image brute permet d'obtenir une résolution décimétrique (par

exemple, le traitement ASAR sur une acquisition Envisat permet d'obtenir une image dont la résolution est de 4 m en azimut et de 20 m en distance).

La géométrie oblique d'acquisition entraîne l'existence de zones masquées dans l'image. Les pentes topographiques orientées vers le satellite et dont la pente est supérieure à l'angle d'incidence du signal radar entraînent également des effets de repliements de phase («overlay»). L'information de phase mesurée à la réception du signal rend compte :

- Du trajet aller-retour qui dépend de la distance entre le satellite et la cible au sol ainsi que de l'allongement du trajet induit lors de la traversée de l'atmosphère.
- De la nature géométrique et physique des cibles individuelles constituant le pixel sur lequel la moyenne complexe est effectuée.

La contribution propre des cibles à la rotation de la phase est spatialement aléatoire, rendant l'exploitation de la phase d'une seule image impossible pour discriminer la composante de distance qu'elle contient.

#### 2.4.2 L'interférométrie radar (InSAR)

L'interférométrie radar (InSAR) est une approche qui repose sur l'hypothèse que les propriétés (physiques et géométriques) de rétrodiffusion du signal radar par les cibles au sol ont peu changée entre 2 acquisitions. Dès lors, une simple convolution des 2 images recalées permet d'obtenir la différence des 2 mesures de phase qui ne dépend plus que de la différence des trajets aller-retour. La phase interférométrique dépend donc :

- De la variation d'orbite entre les 2 acquisitions.
- De l'altitude de la cible au sol.
- De la différence des retards atmosphériques entre les 2 acquisitions.
- D'un éventuel déplacement de la cible au sol.
- D'un bruit additionnel selon que la nature de la cible a changée ou pas entre les 2 acquisitions (e.g. [Zebker et Villasenor, 1992](#)).

Cette technique a été mise en œuvre au début des années 90 (e.g. [Gabriel et al., 1989](#) ; [Massonnet et al., 1993](#) ; [Bürgmann et al., 2000](#); [Hanssen, 2001](#)), et a été appliquée dans de nombreux domaines ([Massonnet et Feigl, 1998](#)):

- Extraction de MNT (par ex., SRTM, [Farr et Kobrick, 2000](#)).

- Champs de déplacements cosismiques (e.g. [Massonnet et al., 1993](#); [Peltzer et al., 1998a](#); [Feigl et al., 2002](#) ; [Simons et al., 2002](#); [Fialko et al., 2005](#) ; [Peyret et al., 2008a](#) ; [Tong et al., 2010](#) ; [Lindsey et al., 2015](#)).
- Déformation post-sismique (e.g. [Peltzer et al., 1998b](#) ; [Jacobs et al., 2002](#) ; [Fialko, 2004](#) ; [Gourmelen et Amelung, 2005](#)).
- Chargement intersismique (e.g. [Wright et al., 2001](#) ; [Fialko, 2006](#) ; [Gourmelen et al., 2010](#)).
- Suivi de volcans (e.g. [Delacourt et al., 1998](#) ; [Amelung et al., 2000](#) ; [Pritchard et Simons, 2002](#) ; [Chadwick et al., 2011](#)).
- Glissements de terrains (e.g. [Fruneau et al., 1995](#) ; [Peyret et al., 2008b](#)).
- Subsidence (e.g. [Motagh et al., 2007](#) ; [Higgins, 2014](#)).

La précision de la mesure est de l'ordre d'une fraction de longueur d'onde (centimétrique). Pour autant, cette technique a quelques limitations :

- Décorrélation temporelle : par exemple, entre 2 acquisitions la végétation va nécessairement changer (généralement de façon spatialement aléatoire) à l'échelle de la longueur d'onde du signal radar, ce qui va introduire un bruit irréversible sur la phase interférométrique.
- Biais atmosphérique (de l'ordre d'une frange, soit une demi-longueur d'onde) ([Goldstein, 1995](#) ; [Zebker et al., 1997](#) ; [Massonnet et Feigl, 1998](#)), liée aux changements de l'atmosphère entre 2 acquisitions, et notamment de sa composante humide.



### 2.4.3 L'InSAR multi-temporelle (MT-InSAR)

Une manière de réduire le biais atmosphérique consiste à moyenner un ensemble (le plus large possible) d'interférogrammes indépendants (technique dite de «stacking»). Cette approche utilise l'aspect temporellement aléatoire de ces délais atmosphériques. Dès lors, cette composante s'annule statistiquement, tandis que la composante de déformation (supposée ici constante) s'additionne (e.g. [Wright et al., 2001](#) ; [Sandwell et Price, 1998](#) ; [King et al., 2003](#) ; [Lyons et Sandwell, 2003](#) ; [Fialko, 2006](#)). Cependant, cette méthode ne peut s'appliquer ni dans le cas d'une déformation non permanente, ni sur des zones où la décorrélation temporelle est importante.

Afin de s'affranchir de ces limitations, une nouvelle approche d'InSAR multi-temporelle a été proposée ([Ferretti et al., 2000 et 2001](#)). Elle consiste à :



- Déterminer, dans un ensemble d'interférogrammes, les pixels ayant un comportement stable de rétrodiffusion du signal radar. Ces pixels sont appelés PS pour «Permanent Scatterers» ou «Persistent scatterers» (réflecteurs permanents).
- Résoudre, pour chaque PS, un système linéaire d'équations (autant d'équations que d'interférogrammes) où les inconnues sont :
  - Le déplacement.
  - L'erreur du MNT utilisé pour simuler la composante topographique de la phase interférométrique.
  - Le délai atmosphérique de chaque image.

Ces principes ont fait l'objet de divers développements méthodologiques sensiblement différents (e.g. [Schmidt et Bürgmann, 2003](#); [Werner et al., 2003](#); [Hooper et al., 2004 et 2007](#); [Kampes, 2006](#); [Zebker et al., 2007](#)).

Parmi les cibles susceptibles de générer des PS, on trouve, essentiellement, les bâtiments et autres constructions civiles, ainsi que les affleurements rocheux.

Une faible décorrélation spatiotemporelle de la phase interférométrique peut provenir d'un réflecteur ponctuel dominant (PS), ou bien de réflecteurs distribués (DS pour «Distributed Scatterer») dont la moyenne spatiale offre une bonne cohérence. Ce dernier cas correspond à l'approche SBAS (Small-BASeline) conventionnelle (e.g. [Berardino et al., 2002](#); [Lanari et al., 2004](#); [Doin et al., 2011](#)).

Ces approches ont été appliquées dans de nombreux domaines :

- Monitoring de volcans (e.g. [Hooper et al., 2004 et 2007](#)).
- Champs de déplacements intersismiques (e.g. [Biggs et al., 2007](#) ; [Peyret et al., 2011 et 2012](#) ; [Rizza et al., 2012](#)).
- Recensement d'instabilités gravitaires (e.g. [Hilley et al., 2004](#)).
- Subsidences (e.g. [Ferretti et al., 2000](#) ; [Lopez-Quiroz et al., 2009](#)).

#### **2.4.4 Les approches PSI (Persistent Scatterer Interferometry) et SBAS (Small Baseline Subset)**

Certaines approches traitent conjointement PS (Persistent Scatterer) et DS (Distributed Scatterers) (e.g. [Ferretti et al., 2011](#)), mais la plupart des chaînes de traitement les traitent séparément:

- La chaîne NSBAS (New-SBAS) ([Doin et al., 2011](#)) met en œuvre une analyse de type SBAS en incluant notamment des modules de filtrage spatial ainsi que de correction d'effets atmosphériques stratifiés (ERA-Interim).
- MinTS ([Hetland et al., 2012](#)) est une toolbox Matlab qui utilise les bases d'ondelettes pour inverser les phases d'un ensemble (de type SBAS) d'interférogrammes sous-échantillonnés.
- La toolbox Python GIANt ([Agram et al., 2013](#)) met en œuvre les approches SBAS, NSBAS et MinTS.

Dans cette thèse, on a utilisé la chaîne de traitement StaMPS qui met en œuvre, et combine des approches PSI (Persistent Scatterer Interferometry) et SBAS ([Hooper, 2008](#)).

L'originalité principale de cette chaîne de traitement concerne la sélection des PS. Contrairement à la plupart des approches qui utilisent l'index de dispersion de l'amplitude comme proxy de la déviation standard de la phase (ce qui n'est acceptable que dans le cas de forts rapports signal sur bruit, c'est à dire généralement en zone urbaine), StaMPS utilise la corrélation spatiale de la phase interférométrique pour sélectionner les PS ([Hooper et al., 2004](#) ; [Van der Kooij et al., 2005](#)). Cette approche permet de sélectionner des PS ayant une amplitude relativement faible, ce qui est souvent le cas en milieu naturel.

## 2.4.5 Les corrections atmosphériques

### 2.4.5.1 Calibration

Afin de corriger les biais atmosphériques de chaque interférogramme, les modèles suivants ont été utilisés :

- Modèles mathématiques de corrélation avec la topographie, soit linéaire ([Li et al., 2006b](#)), soit en loi de puissance ([Bekaert et al., 2015](#)) à partir de données de radiosondage.
- Modèles de prédiction météo ERA-Interim ou WRF (e.g. [Wadge et al., 2002](#) ; [Foster et al., 2006](#) ; [Puisségur et al., 2007](#) ; [Doin et al., 2009](#) ; [Löfgren et al., 2010](#) ; [Jolivet et al., 2011 et 2014](#)):
  - Faible résolution spatiale (~80 km pour ERA-I, ~15 km pour WRF).
  - Interpolation entre modèles séparés de 6h.
- Modèles issus des mesures de spectromètres imageurs tels que MERIS, MODIS (e.g. [Li et al., 2005, 2006a et 2009](#) ; [Puisségur et al., 2007](#)):
  - Haute-résolution (~1 km pour MODIS, ~300 m pour MERIS).
  - MERIS est Synchronique avec les acquisitions radar d'Envisat.

- Interpolation temporelle entre 2 acquisitions séparées de 6h pour MODIS.
- Pas d'info exploitable dans le cas de couverture nuageuse.

Bien que cela n'ait pas été fait dans le cadre de cette étude, on pourrait également utiliser un modèle issu d'interpolation de délais atmosphériques GPS (e.g. [Onn et Zebker, 2006](#) ; [Löfgren et al., 2010](#) ; [Li et al., 2006b](#)).

L'utilisation de ces modèles s'avère particulièrement indispensable lorsque la déformation est corrélée à la topographie (e.g. [Beauducel et al., 2000](#)).

#### **2.4.5.2 Filtrage spatio-temporel**

Une alternative à la correction des délais atmosphériques par modèles mathématiques (corrélation linéaire ou en loi de puissance avec la topographie), par mesures externes (MODIS, MERIS, ou GPS), ou par modèles météo (ERA-I, WRF), est l'application d'un filtrage spatio-temporel. Cette approche repose sur l'idée que les phénomènes atmosphériques (notamment turbulents) sont aléatoires dans le temps, tandis que la déformation est supposée avoir une certaine régularité (voire constance). Cette signature spécifique caractérisée par une corrélation spatiale et une décorrélation temporelle (e.g. [Ferretti et al., 2001](#)) permet de discriminer cette composante atmosphérique par simple filtrage spatiotemporel.

#### **2.4.6 Les données radar et GPS utilisées dans cette étude**

Dans notre étude, nous avons utilisé le satellite Envisat / bande C / I2 fournies par l'ESA (I2 = angle d'incidence  $\sim 23^\circ$ , taille 100 km x 100 km (en distance et azimuth)).

On a utilisé le champ GPS uniquement horizontal (solution fournie par P. Vernant). L'analyse InSAR a pour objectif principal de déterminer l'existence (ou pas) d'une composante verticale de la déformation, sachant que le gradient de vitesses horizontales projeté selon l'axe de visée du satellite est à peu près nul.

Recalage des vitesses PS par rapport au GPS :

- Le champ PS issu de la chaîne de traitement StaMPS utilise la moyenne des vitesses comme référence (0 mm/an). On pourrait aussi imposer comme référence la vitesse en un PS donné, mais ce n'est pas l'approche adoptée ici.
- Un recalage exact avec le GPS exigerait que l'on dispose des 3 composantes (y compris verticale) des vitesses GPS. Or, on dispose d'une estimation de la composante verticale, mais dont l'incertitude est très élevée, entre 1.7 et 15.2 mm/an selon les sites.

- Le champ GPS horizontal relatif à l'Eurasie fixe projeté selon LOS (line of sight) est aussi  $\sim 0$  mm/an.
- La procédure de recalage est finalement la suivante : pour chaque site GPS, dont on connaît la vitesse horizontale projetée selon LOS, on calcule la vitesse moyenne des PS situés dans un voisinage proche, puis on estime le décalage moyen entre GPS projetés et PS moyens. Le champ des vitesses PS est alors décalé uniformément de cette valeur.

Les images brutes, fournies par l'ESA, sont synthétisées avec la chaîne de traitement ROI\_PAC ([Rosen et al., 2003](#)). Ces images (dites SLC pour «Single Look Complex») sont ensuite recalées par rapport à une image maîtresse, laquelle a été déterminée de manière à minimiser à la fois les écarts orbitaux et les écarts temporels des interférogrammes traités. Les interférogrammes sont construits à l'aide de la chaîne de traitement DORIS ([Kampes et al., 2003](#)). Les orbites précises DORIS sont fournies par l'ESA.

---

## 2.5 Modèle de blocs à partir des données GPS (GPS block model)

La méthodologie de blocs est bien décrite dans les nombreux articles ([Meade and Hager, 2005](#); [d'Alessio et al., 2005](#); and [McCaffrey, 2005](#), [Karakhanian, Vernant et al., 2013](#)). Ces modèles divisent la croûte en microplaques élastiques et rigides, limitées par des failles actives et utilisent les vitesses GPS pour estimer les mouvements de ces différentes microplaques ou blocs les uns par rapport aux autres, sur une sphère. Les failles sont généralement supposées être bloquées entre la surface et une profondeur choisie. Les déformations élastiques (en raison du blocage des failles) sont également incluses dans le modèle. Les taux de glissement des failles sont calculés sur la base des mouvements relatifs entre microplaques adjacentes.

Depuis l'introduction des modèles de blocs, les différents auteurs ont modifié la méthodologie pour inclure la possibilité de glissement spatialement variable sur certaines failles, de contrainte interne au sein des blocs, et incorporer des contraintes de glissement géologiques et des observations InSAR (par ex. [McCaffrey, 2009](#); [Meade and Loveless, 2009](#); [Evans et al., 2012](#)).

## Chapitre 3. Analyse de la tectonique active dans la région d'Amasia (segment d'Arpi, extrémité NW de la faille PSS)

### 3.1 Description géologique.

La géologie du nord-ouest de l'Arménie en particulier ses formations volcaniques ont été étudiées par de nombreux géologues. Les résultats de ces travaux, et notamment la question de l'évolution tectonique ont été publiés dans de nombreux articles, cartes et schémas paléogéographiques (eg Paffengolts, 1952; Hakobyan, 1960; Kharazyan, 1968, 1970; Avanesyan et Ananyan, 1990; Djrbaschyan et al., 1996; Tchernishev et al., 2002; Kharazyan, 2005; Atlas national de l'Arménie, 2007; Sosson et al., 2010; Presnyakov et al., 2012; Hässig et al., 2013; Neill et al., 2013). La Figure 3.1 présente une carte géologique récapitulative et synthétique sur un SIG réalisée à partir des cartes géologiques existantes. Les limites des formations géologiques ont été reportées et vérifiées en intégrant les observations faites sur le terrain, sur les images satellitaires et les photos aériennes. Le tout est intégré dans un modèle numérique de terrain (MNT) (Mkrtchyan et al. 2014a).

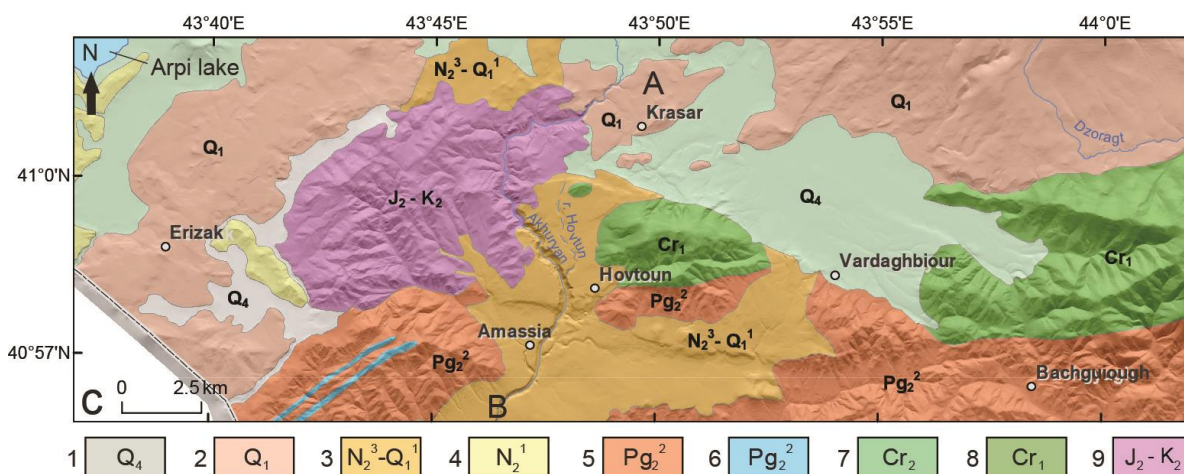


Fig. 3.1. Carte géologique de la région d'Amassia (par Paffengolts, 1952; Hakobyan, 1960; Kharazyan, 1968, 1970; Avanesyan et Ananyan, 1990; Djrbaschyan et al., 1996; Tchernishev et al., 2002; Kharazyan, 2005; Atlas national de l'Arménie, 2007; Presnyakov et al., 2012; Hässig et al., 2013; Neill et al., 2013). 1-sédiments quaternaires, 2-andésites, basaltes andésitiques, 3-basaltes doléritiques, 4-andésites, dacites et rhyodacites, 5-grès avec éléments volcaniques, marnes et calcaires, 6-dolérites et granodiorites, 7-marnes, calcaire et argiles, 8-conglomérats, grès, calcaires et silts, 9-amphiboles, calcaires, et roches de complexes ophiolitiques.

Les roches du complexe ophiolitique sont les plus anciennes parmi les unités géologiques du site. Ces ophiolites constituent une partie de la zone de suture Amassia-Sevan-Hagari. Certains chercheurs proposent que l'origine de ces roches est liée à l'Océan Néo-Tethys de l'époque

Jurassique moyenne (Galoyan, 2008 ; Galoyan et al., 2009 ; Rolland et al., 2009a, 2009b ; Hässig et al., 2013). Leur obduction a eu lieu à la fin de la convergence de la plaque Eurasienne et du bloc Sud-Arménien (SAB). Cette dernière a démarré à l'époque Crétacé supérieure (Coinacien-Santonien) et la collision a eu lieu environ 20 millions d'années plus tard, au Paléocène (Sosson et al., 2010).

Dans la zone d'étude il y a également des sédiments marins du Crétacé qui sont généralement représentés par des marnes, des calcaires, des argiles, des conglomérats, des grès et des silts. Ces sédiments sont en contact tectonique avec les roches volcaniques de l'Eocène (tuf grès, marnes et calcaires (Kharazyan, 1970 ; Kharazyan, 2005 ; Avanesyan et Ananyan, 1990 ; Atlas national de l'Arménie, 2007)).

Les roches volcaniques de l'Eocène sont couvertes par les basaltes doléritiques de l'âge Pliocène-Pléistocène supérieure. Ils couvrent aussi les rhyolites et les obsidiennes d'Aghvorik (Kharazyan, 1968 ; Tchernishev et al., 2002 ; Neill et al., 2013). Les basaltes doléritiques sont couverts par des roches volcaniques plus récentes (andésites, basaltes andésitiques et andésites hornblendiques du Pléistocène (Kharazyan, 1970, 2005)). Il a été montré que le foyer magmatique des basaltes doléritiques et andésitiques se trouve sur le plateau de Javakhk (20 km vers nord-est), où initialement s'est produite une éruption fissurale. Ultérieurement, elle a été couverte par les formations volcaniques plus acides (Kharazyan, 1970, 2005 ; Djrbaschyan et al., 1996 ; Presnyakov et al., 2012).

### 3.2 Activité sismique

Du point de vue des données de sismicité instrumentale, les segments d'Arpi et de Vanadzor ne montrent pas une forte activité (Fig. 3.2). En revanche, pendant la période historique, il y a eu un fort séisme en 1828 qui a détruit l'église du IX-ème siècle à Vanadzor (Mesropyan, 1984). Ultérieurement, les études archeosismologiques ont montré que dans la ville ancienne de Mets Baker (NW de la dépression de Vanadzor) des 'khachkars' ont été basculées, renversées et cassées lors de cet événement (Avagyan, 2001, 2009). La magnitude de ce séisme n'a pu être déterminée car il n'existe pas de données d'accélération du sol. Néanmoins, les auteurs ont supposé que de telles destructions devaient être associées à un séisme d'intensité au moins égale à 9 (MSK, Avagyan, 2001, 2009).

Dans le nord-ouest de l'Arménie les séismes historiques de moyenne magnitude (Fig. 3.2) ont été détectés. Bien que les analyses des données macrosismiques associées à ces séismes ne soient pas encore abouties, il est possible dans certains cas d'associer une source sismique (ie une

structure active). Ainsi, par exemple, les isoséistes du séisme de 1916 indiquent clairement une origine sismique le long du segment de Vanadzor (Babayan, 2006).

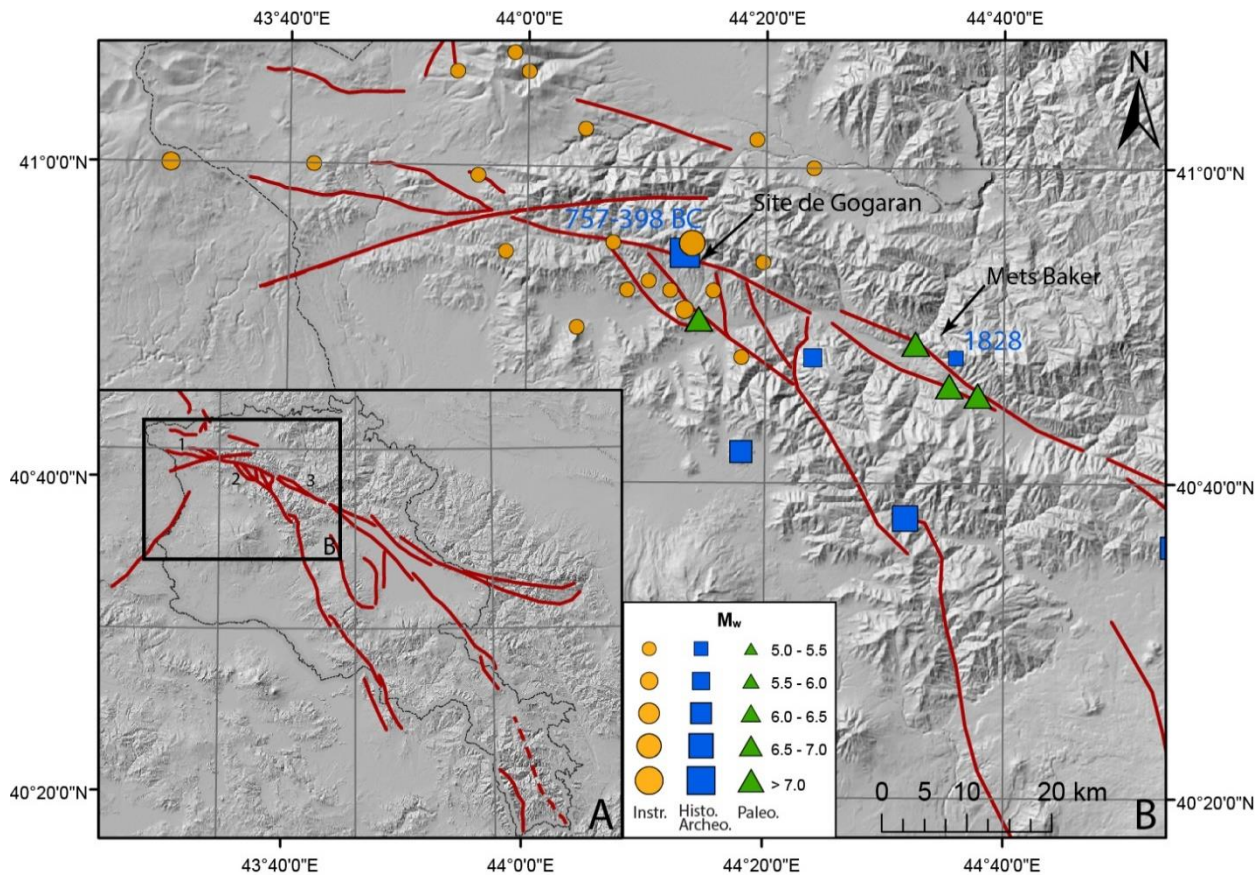


Fig. 3.2. Les failles active de NW de l'Arménie et les séismes instrumentaux (cercle orange), historiques (carré bleu) et paleoséismes (triangle vert) (selon le catalogue de "NorAtom" Consortium Report, 2011). 1 – Segment d'Arpi, 2 – segment de Vanadzor.

L'événement sismique découvert sur le site de Gogaran (757-398 BC) témoigne de l'activité dans le segment voisin localisé au sud-est par rapport au segment d'Arpi (Avagyan, 2001).

### 3.3 Cartographie et géométrie des structures

Le système de failles du segment d'Arpi montre 2 branches principales (**Amassia South Fault – ASF, Amassia North Fault – ANF, Fig.3.3**). Ces deux failles limitent un relief en forme générale de plateau, que nous avons nommé le bloc d'Amassia (Fig. 3.3). Ce bloc se détache bien dans le MNT et sur les images satellitaires et les photos aériennes (Fig. 3.14 - A, B). Vers le nord et sud il y a des dépressions nommées respectivement Ashosk et Amassia (Fig. 3.3)



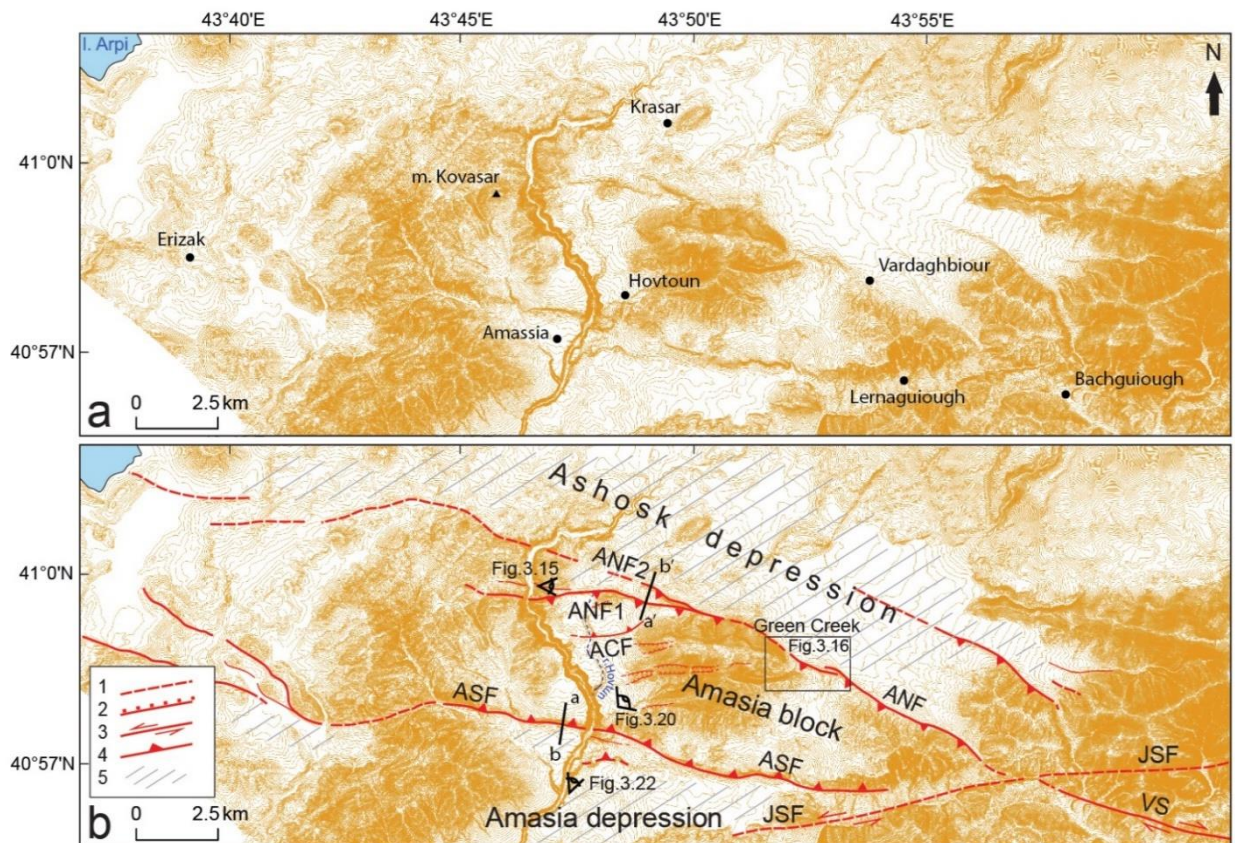


Fig. 3.3. a - Carte topographique avec localisation des villages, b - Failles actives dans la région d'Amassia (système de failles du segment d'Arpi) (modifié d'après Ritz et al., 2016). 1 - Failles supposées, 2 - Failles normales, 3 - Failles décrochantes, 4 - Failles inverses, 5 - Dépressions. ANF (ANF1 et ANF2) - Amassia Nord Fault, ASF - Amassia South Fault, ACF - Amassia Central Fault, JSF - Jeltarechka-Sarighamich Fault, VS - Vanazor segment (Faille PSS).

L'ASF est la structure la plus longue et s'étend sur environ 29 km. Elle passe au nord des villages de Lernaguioough et d'Amassia (le nouveau quartier du village d'Amassia, construit après le séisme de Spitak, est situé littéralement le long de l'escarpement de faille) et se prolonge vers l'ouest jusqu'à la partie sud du village d'Erizak, où elle se subdivise en plusieurs petits sous-segments (Fig. 3.3, Fig. 3.4). Malheureusement, cette zone est située dans une zone militaire, et il ne nous a pas été possible d'aller observer ces structures sur le terrain.

La faille ASF est bien marquée dans la morphologie et définit un escarpement bien visible sur les images satellitaires, aériennes et sur le terrain (Fig. 3.4).

Au l'endroit où la rivière Akhourian croise l'ASF, des émissions de gaz liée à des sources souterraines peuvent être observées. Il serait intéressant d'analyser ces sources pour préciser leur origine en termes de profondeur (Fig. 3.5).

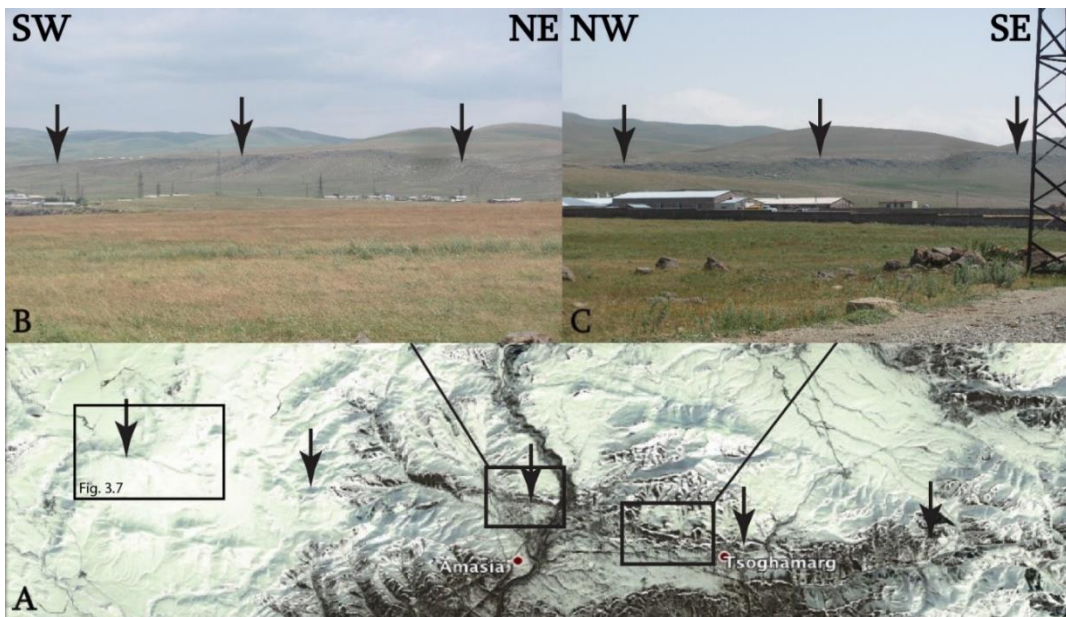


Fig. 3.4. Image satellitaire (A – Google Earth), et photos de terrain (B, C) montrant l’escarpement associé à l’ASF.

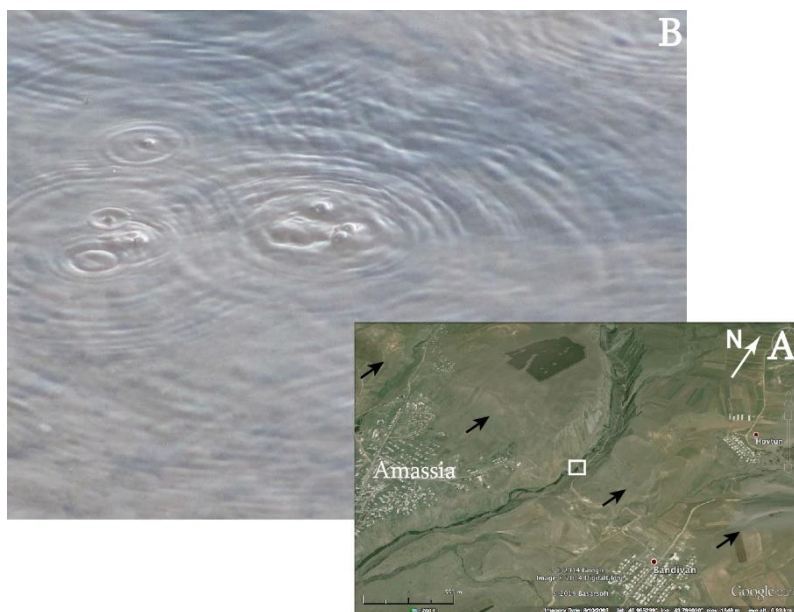


Fig. 3.5. Site d’observation des émissions de gaz (A - carré blanc) à l’intersection de la rivière Akhourian et de l’ASF (l’escarpement de la faille est indiqué par les flèches noires). Emissions de gaz observés sur le site (B).

Près du village d’Amassia, à une distance de 1.2 km vers le nord-est, au niveau d’un affleurement, nous avons observé des plans de faille striés indiquant un mouvement décrochant dextre (azimuth, pendage et pitch de  $N082^{\circ}E$ ,  $78^{\circ}S$ ,  $25^{\circ}W$ , respectivement (Fig. 3.6)). Ceci suggère qu’une légère composante horizontale dextre accompagnerait le mouvement principalement

inverse le long de l'ASF. Celui-ci est visible sur le talweg d'une rivière plus à l'Est de l'affleurement (Fig. 3.6 D) Néanmoins il n'y a pas d'autre partie de l'ASF qu'on peut observer le décalage en dextre des marqueurs morphologique.

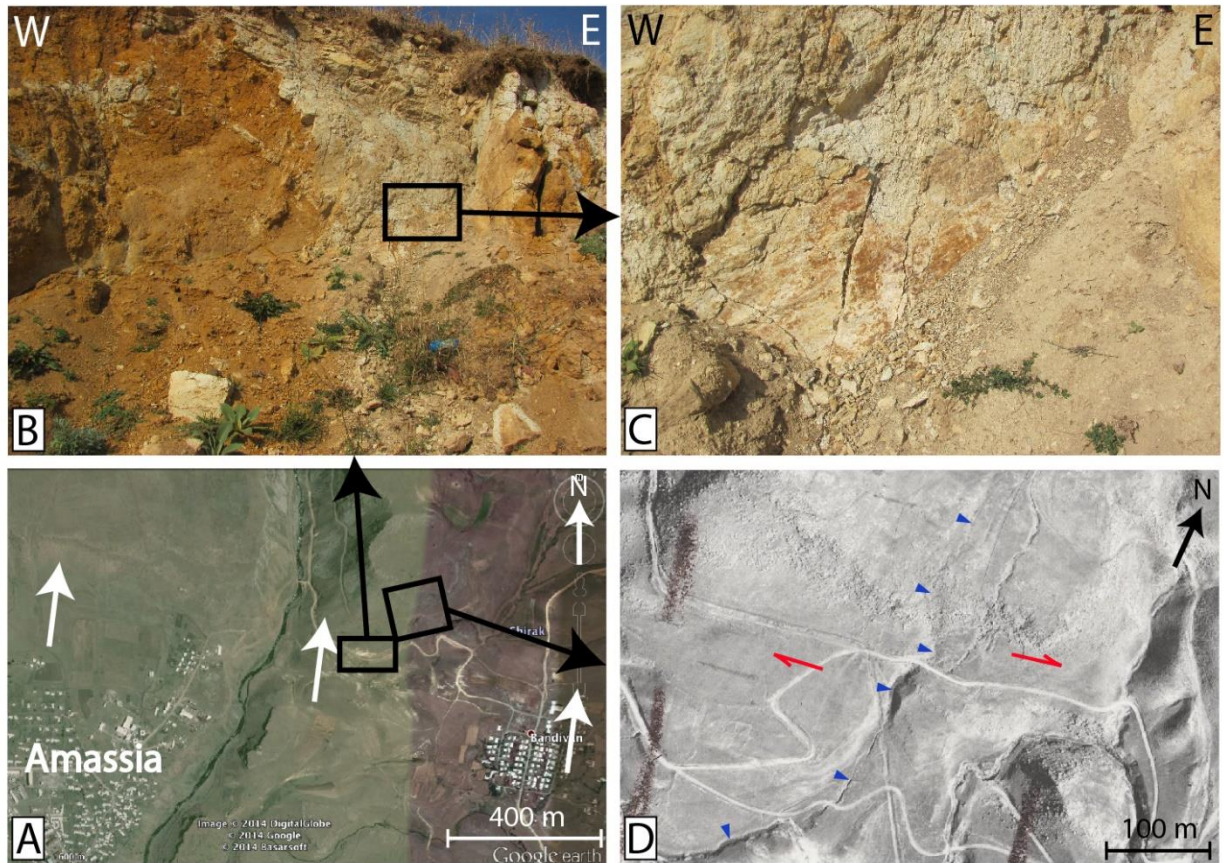


Fig. 3.6. L'affleurement (A – marqué par carré noir sur l'image de google earth, B – sur la photo du terrain) où on a trouvé les stries de l'ASF (C). D – Image aérienne qui montre un léger décalage dextre du lit de rivière le long de l'ASF.

Dans la partie ouest de l'ASF (près du village d'Erizak) des sources ont été découvertes, ce qui démontre indirectement la présence de la faille (Fig. 3.7).

Au voisinage de la faille, on note la présence de ruines correspondant à d'anciens villages abandonnés et on peut se demander si ces villages ont pu être affectés par des séismes associés aux structures actives d'Amassia. Par exemple, sur la figure 3.8, D on voit des murs effondrés qui pourraient être la conséquence d'un fort séisme. Une étude détaillée archéo-sismologie permettrait d'analyser ce qu'il en est plus exactement.

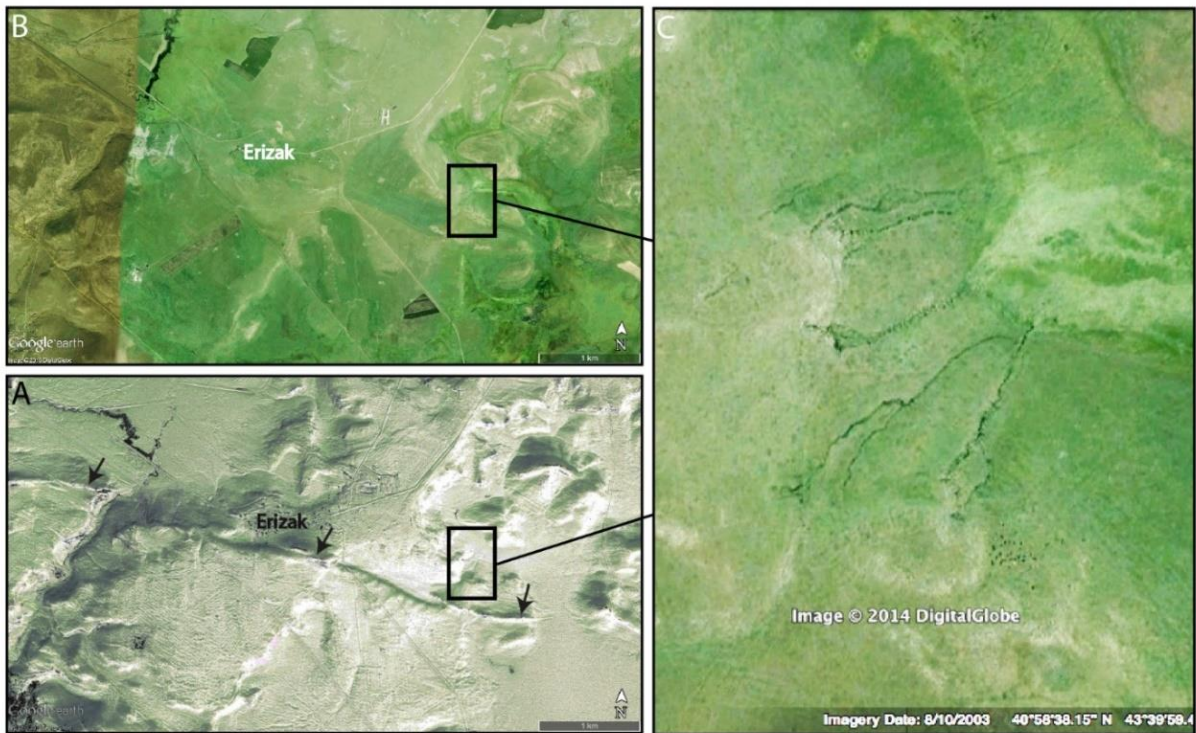


Fig. 3.7. (A, B) Images Google Earth en hiver et en été (voir Fig. 3.4 pour localisation) sur lesquelles on voit des sources sur le plan de faille. (C) Détails d'une source à proximité de l'ASF.

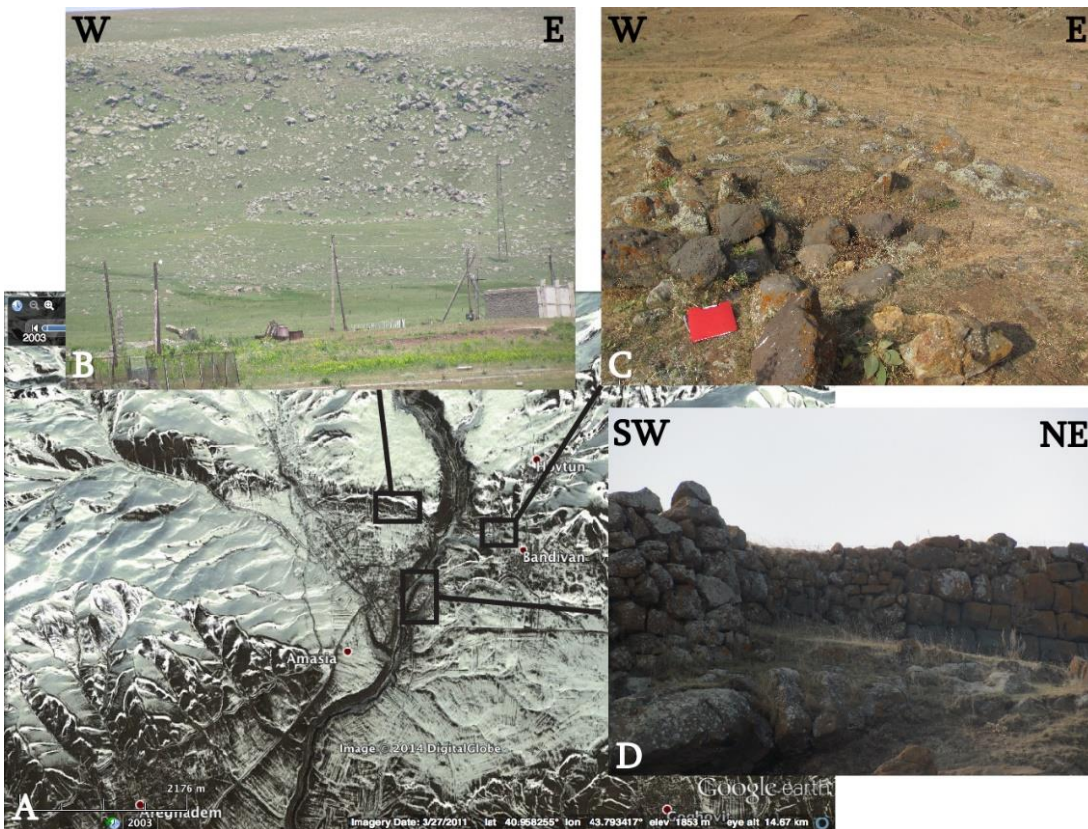


Fig. 3.8. Anciennes constructions au voisinage de l'ASF.

Dans le but de quantifier l'amplitude des déformations associées à l'ASF, nous avons effectué des mesures le long de profils topographiques réalisés au travers d'un modèle numérique de terrain (MNT) obtenu à partir des cartes topographiques à l'échelle 1:25000. Au cours des travaux de terrain effectués en 2013 sur l'escarpement d'ASF, nous avons également effectué des mesures à l'aide d'un tachymètre (Leica TCR 305), que nous avons comparé à celles obtenues à partir de MNT (Fig. 3.9). Les résultats montrent que les déplacements verticaux sont similaires. Nous pouvons conclure que le MNT obtenu à partir des cartes topographiques à l'échelle de 1:25000 est satisfaisant pour effectuer des calculs de décalages des marqueurs morphologiques.

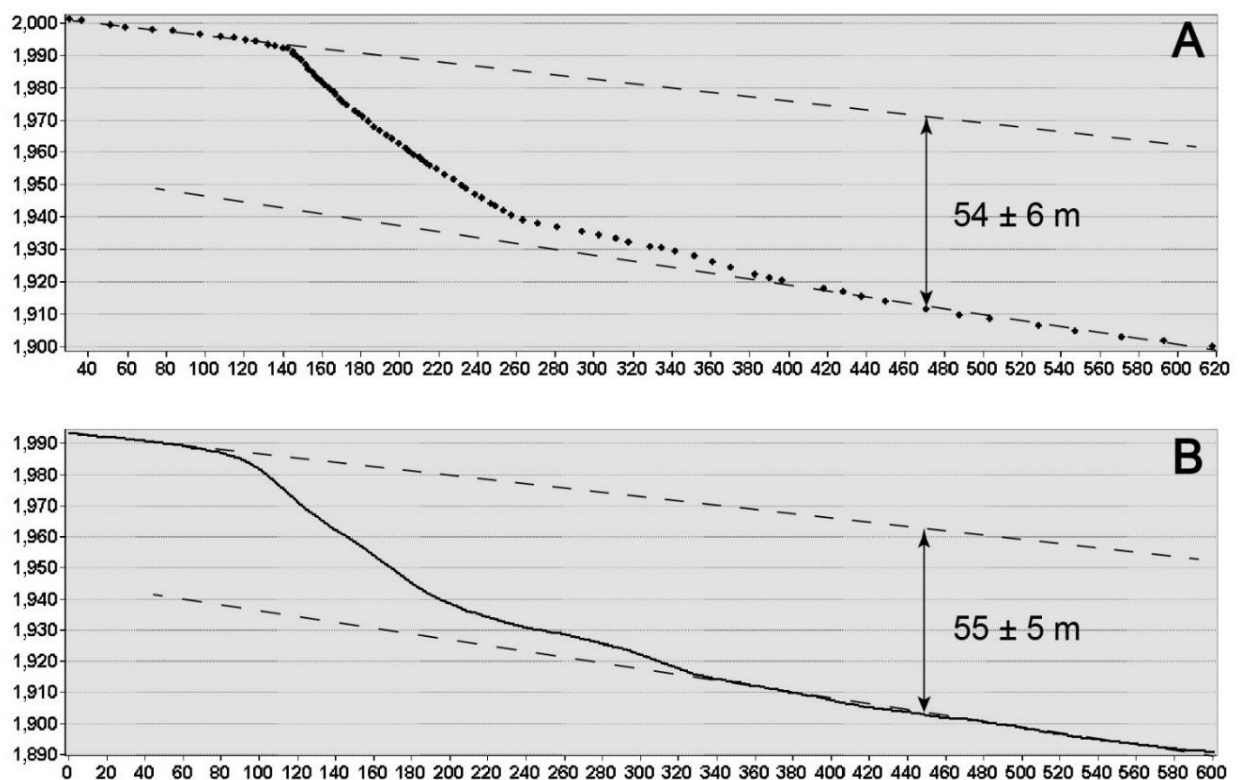


Fig. 3.9. Comparaison du profil topographique obtenue par le tachymètre (A) et celui obtenu à partir de MNT (B).

A partir du MNT, nous avons réalisé plusieurs profils topographiques au travers de l'ASF, qui nous ont permis d'estimer un déplacement vertical cumulé moyen de  $86.5 \pm 13.5$  m (Fig. 3.10, Ritz et al., 2016).

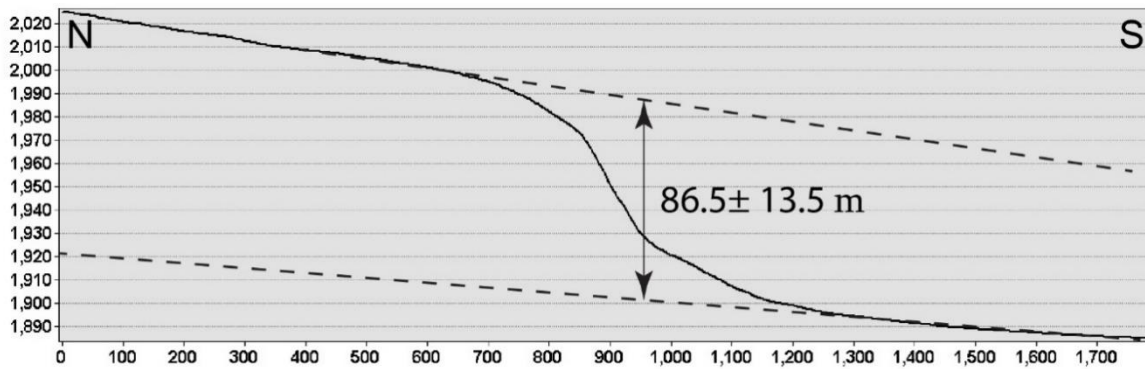


Fig. 3.10. Calcul du déplacement vertical moyen le long de l'ASF (localisation du profil [a-b] sur la figure 3.3).

La seconde branche de la faille (ANF) passe près du village de Vardaghbiour et continue vers l'ouest, en se divisant en deux branches principales (ANF1, ANF2, Fig. 3.3, 3.11). ANF1 atteint les flancs nord de la montagne Kovasar (Fig. 3.3), tandis que le ANF2 continue vers l'ouest jusqu'au lac Arpi (Fig. 3.3). D'après les images satellitaires l'ANF1 s'étend sur une longueur de  $18 \pm 2$  km ; en Ajoutant la section correspondant à ANF2, la faille a une longueur totale de  $30 \pm 5$  km.

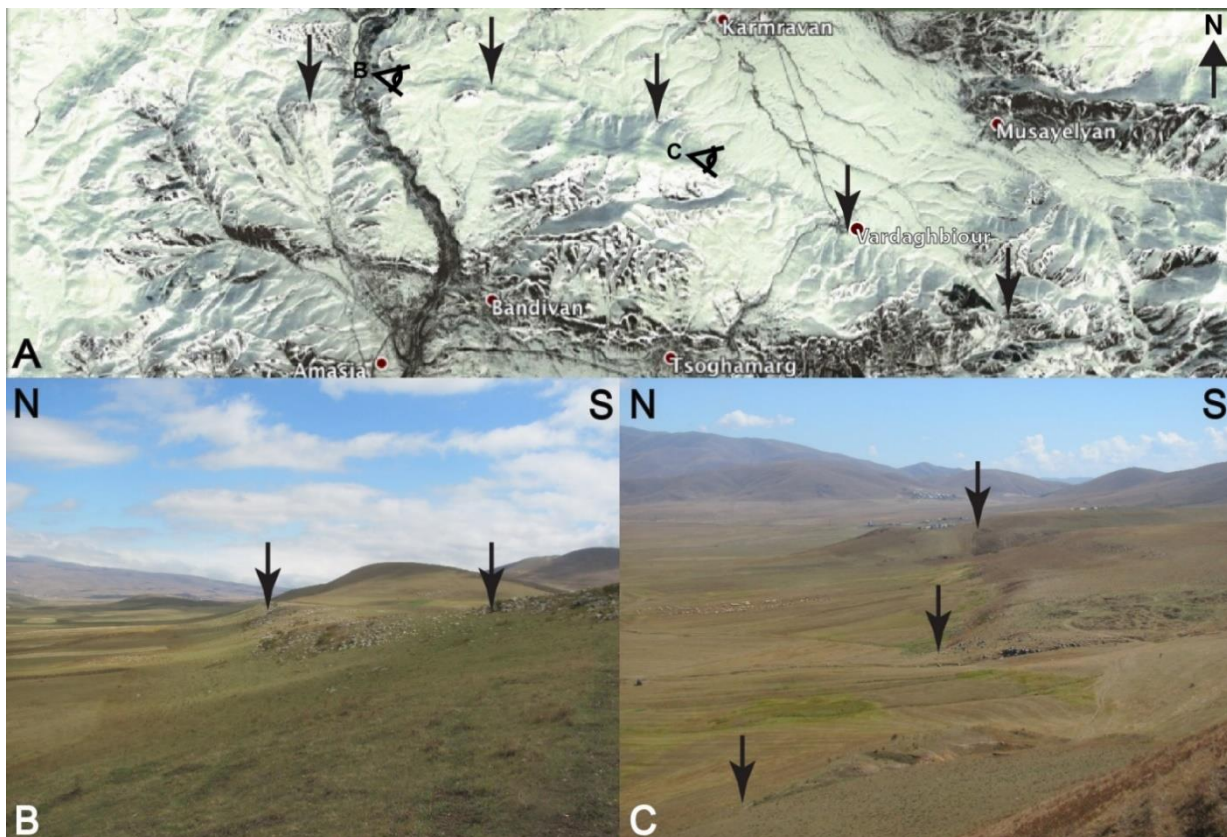


Fig. 3.11. (A) Image Google Earth montrant les escarpements de faille le long de l'ANF. (B, C) Vues des escarpements sur le terrain.

Depuis le village de Vardaghbiour, à peu près à 3.5 km vers le nord-ouest, on observe des sources, qui témoignent indirectement de la présence de la faille (Fig. 3.12).

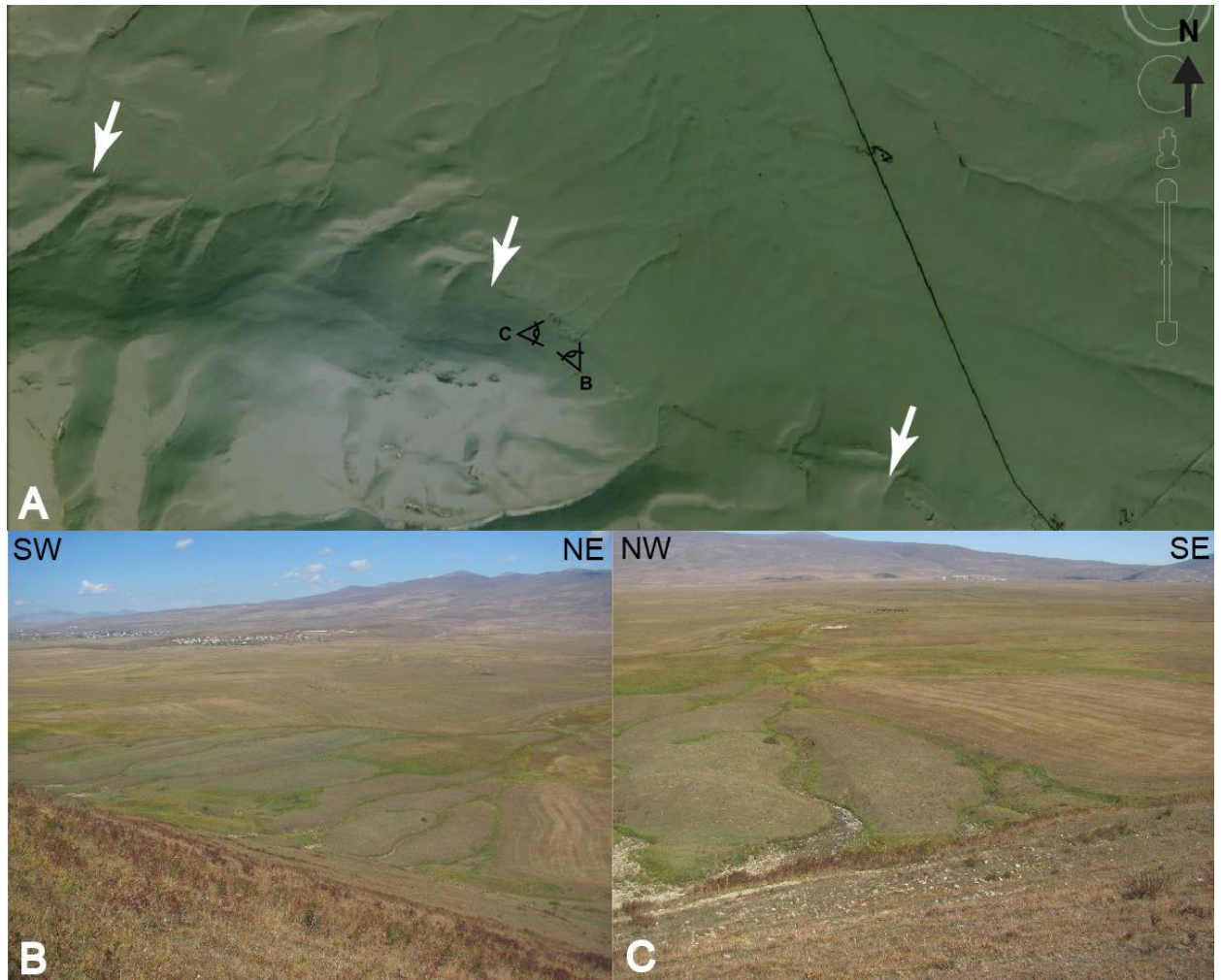


Fig. 3.12. A - Image Google Earth montrant l'ANF (flèches blanches), le cadre noir indique la zone où on observe des sources. B, C, - Vues sur le terrain.

Aucun indice morphologique clair ne montre la présence d'une composante horizontale le long de la faille d'ANF. En revanche, la composante verticale est évidente (Fig. 3.11).

Comme pour l'ASF, plusieurs profils topographiques ont été réalisés au travers de l'ANF à partir du MNT afin de déterminer l'amplitude moyenne du déplacement vertical. Celui-ci est estimé à  $82 \pm 10$  mètres (ANF1:  $40 \pm 5$ , ANF2:  $42 \pm 5$ , Fig. 3.3, profil a'-b'). Notons qu'il s'agit d'une estimation minimale, étant donné que le compartiment Nord (footwall) au contact de la faille correspond à une zone remplissage sédimentaire liés au blocage du drainage provenant des pentes situées au Nord et/ou aux colluvions issues de l'escarpement (Fig. 3.1). Dans la partie orientale, l'amplitude du déplacement apparaît plus faible ( $\sim 10$  m), du fait de la présence de sédiments associés à la mise en place d'un cône alluvial (Fig. 3.16).

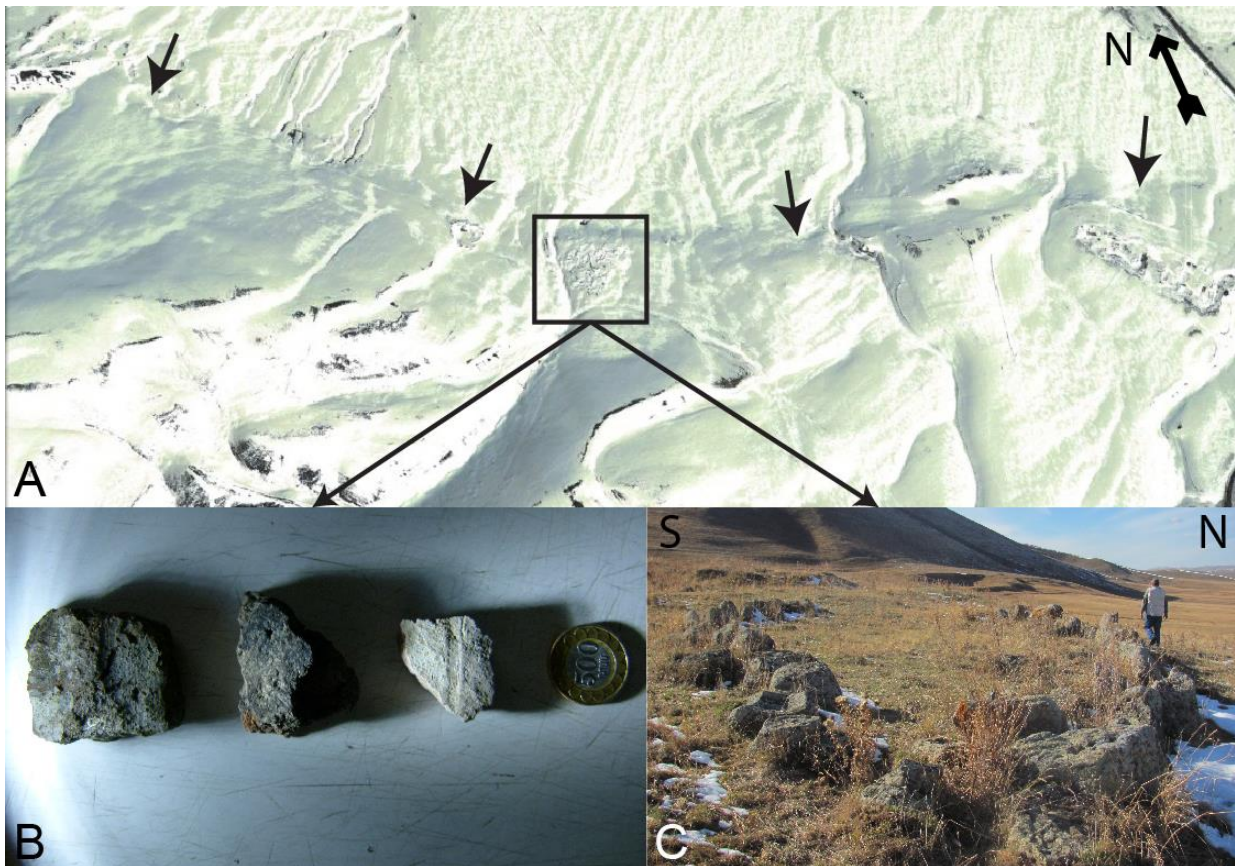


Fig. 3.13. (A) Image Google Earth de la partie centrale de l'ANF (flèches noires) ; le cadre noir indique un ancien village en ruines ; (B) Vue d'un mur d'enceinte des maisons ; (C) Céramiques trouvées sur le site du village.

Sur la zone de l'ANF, des ruines d'anciens villages ont été également découvertes, et constituent des cibles archéosismologiques potentielles (Fig. 3.13).

### 3.4 Activité tectonique le long du segment d'Arpi

L'analyse du réseau fluvial à partir du MNT ainsi que les observations sur le terrain ont permis d'identifier la présence d'une ancienne vallée perchée abandonnée (vallée d'Hovtoun), incisée dans le plateau central d'Amassia (Fig. 3.14). Des mesures topographiques (à l'aide d'un tachymètre) ont été réalisées au cours de l'été 2013, et ont permis d'estimer l'incision moyenne de la vallée d'Hovtoun à  $12.5 \pm 0.5$  m (Fig. 3.14 - b). La vallée a été abandonnée en raison du soulèvement du bloc d'Amassia, contrôlés par l'activité le mouvement inverse de la branche du nord (ANF) (Ritz et al., 2016).



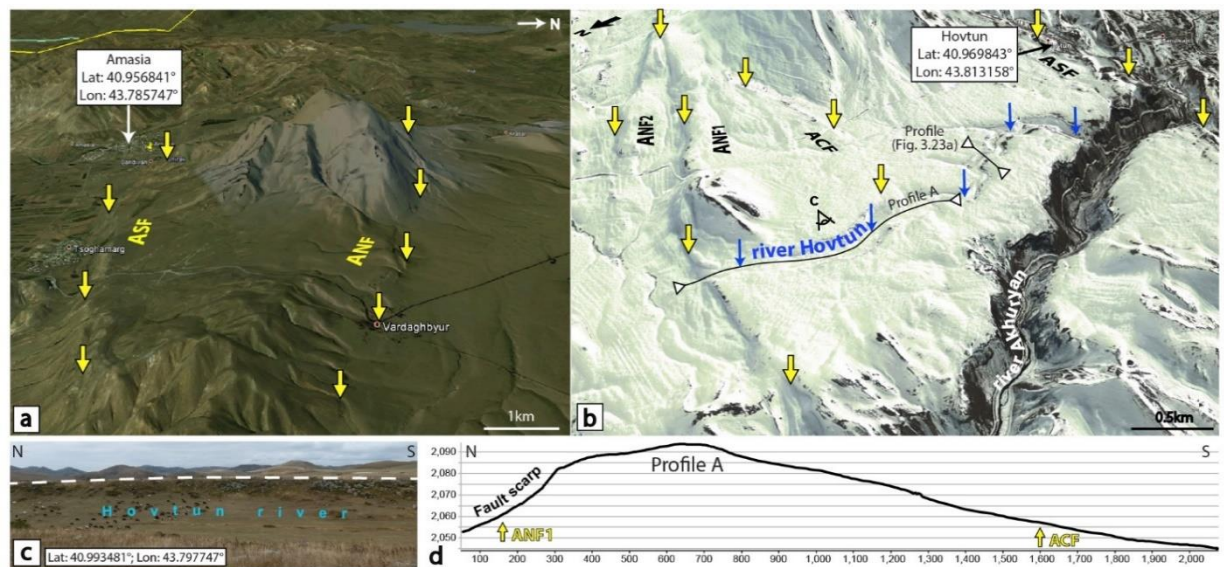


Fig. 3.14. a et b - Vues Google Earth obliques vers l'ouest et vers l'est montrant le bloc soulevé d'Amasia, limité par deux escarpements topographiques (les flèches jaunes soulignent les escarpements d'ASF, d'ACF et d'ANF), c - Photo de terrain montrant le léger plissement de la rivière abandonnée d'Hovtoun, d - Profil topographique le long de la rivière d'Hovtoun entre les failles ANF1 et ACF.

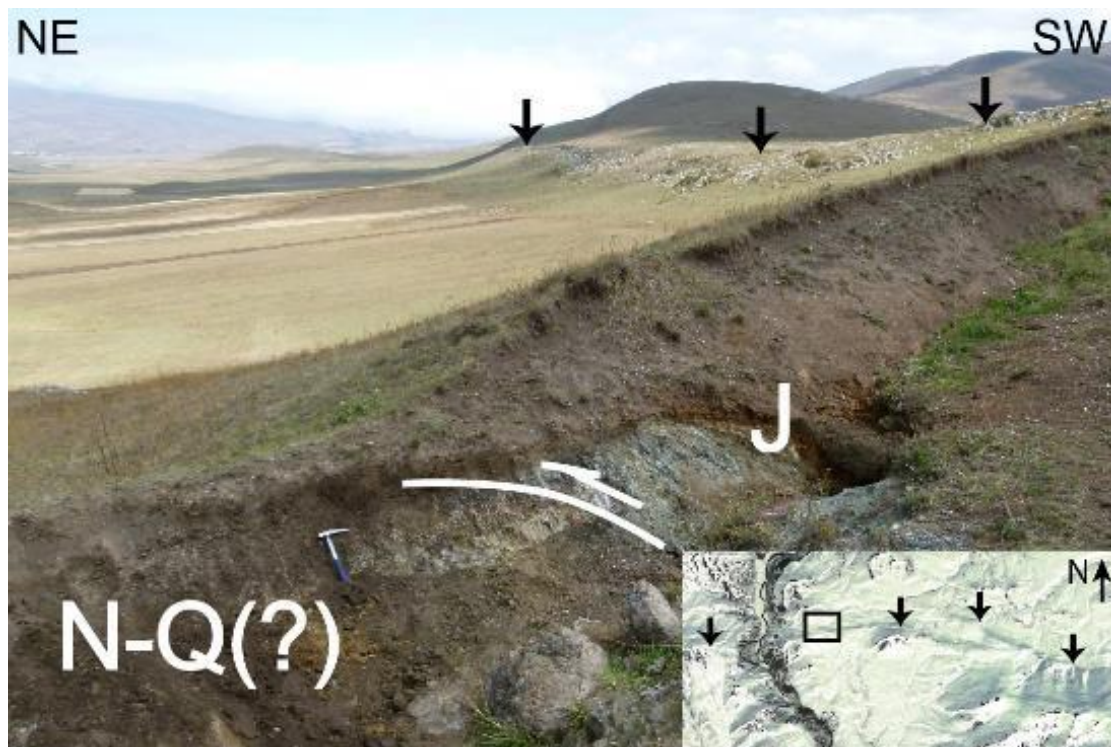


Fig. 3.15. Photo d'affleurement montrant la zone de cisaillement inverse le long de l'ANF1.

L'affleurement découvert lors des travaux de terrain témoigne de la cinématique verticale de l'ANF, où les roches du complexe ophiolitiques d'âge Jurassique chevauchent des dépôts plus jeunes (Néogène-Quaternaire) (Fig. 3.15).

Environ à 6 km à l'ouest de l'affleurement susmentionné (ou 2.5 km vers le nord-ouest du village de Vardaghbiour) sur la trace de l'ANF on observe des sédiments lacustres perchés sur le flanc Nord du plateau d'Amassia et situés au toit (hanging-wall) de la ANF (Fig. 3.16). Ces sédiments (sables fins finement lités) sont affectés par un réseau failles normales parallèles à l'escarpement de faille principal ANF. Nous interprétons ces failles normales comme des structures secondaires d'origine gravitaire associées aux mouvements en faille inverse le long de l'ANF (Fig. 3.16 - D, E).

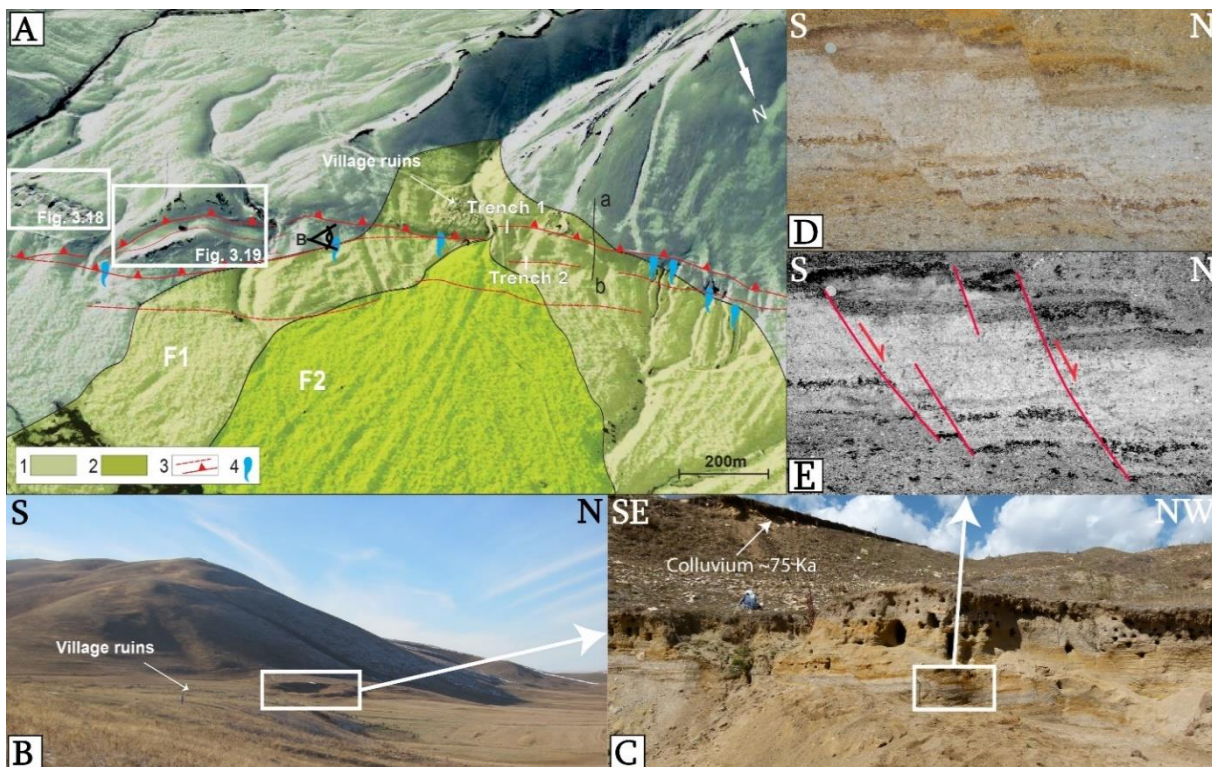


Fig. 3.16. A- Cartographie détaillée du site 'Green Creek' le long de la faille ANF (voir Fig. 3.3 pour l'emplacement) (modifié d'après Ritz et al., 2016). 1 - Ancien cône alluvial (F1), 2 - Cône alluvial récent (F2), 3 - Failles supposées (lignes pointillées) et cartographiées (traits plein), 4 - sources. B, G - Photos de terrain montrant les sédiments lacustres qui se trouvent soulevés au niveau du toit de la faille. D, E – Photos des failles normales affectant les sédiments lacustres.

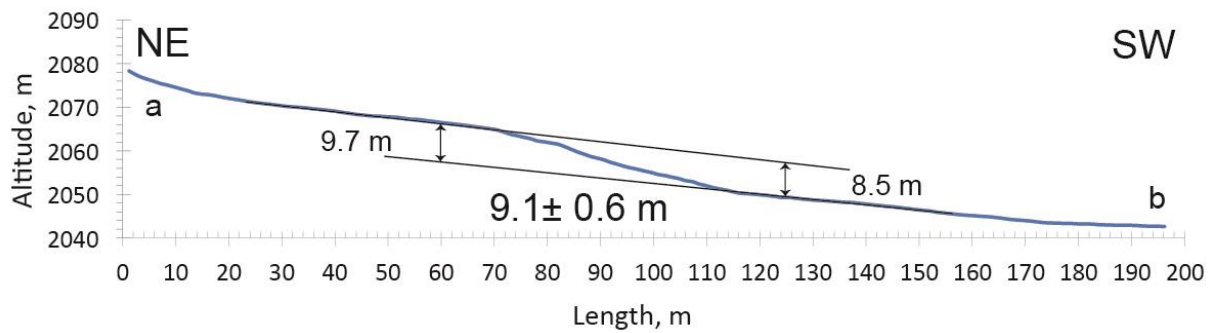


Fig. 3.17. Profil topographique a-b (voir Fig. 3.16 pour la localisation) à travers l'escarpement de la faille ANF1.

Les dépôts lacustres incisés par des dépôts alluviaux des cônes F1 et F2 qui sont également affectés par la faille ANF1 (Fig. 3.16). Un profil topographique effectué au tachymètre permet d'estimer un décalage vertical de  $9.1 \pm 0.6$  m (Fig. 3.17 ; Fig. 3.16 pour la localisation).

D'autres dépôts lacustres (sables) soulevés ont été également observés au nord-ouest du village de Vardaghbiour (Fig. 3.18). Ces dépôts ne sont pas affectés par des failles normales secondaires mais montrent un léger plissement.

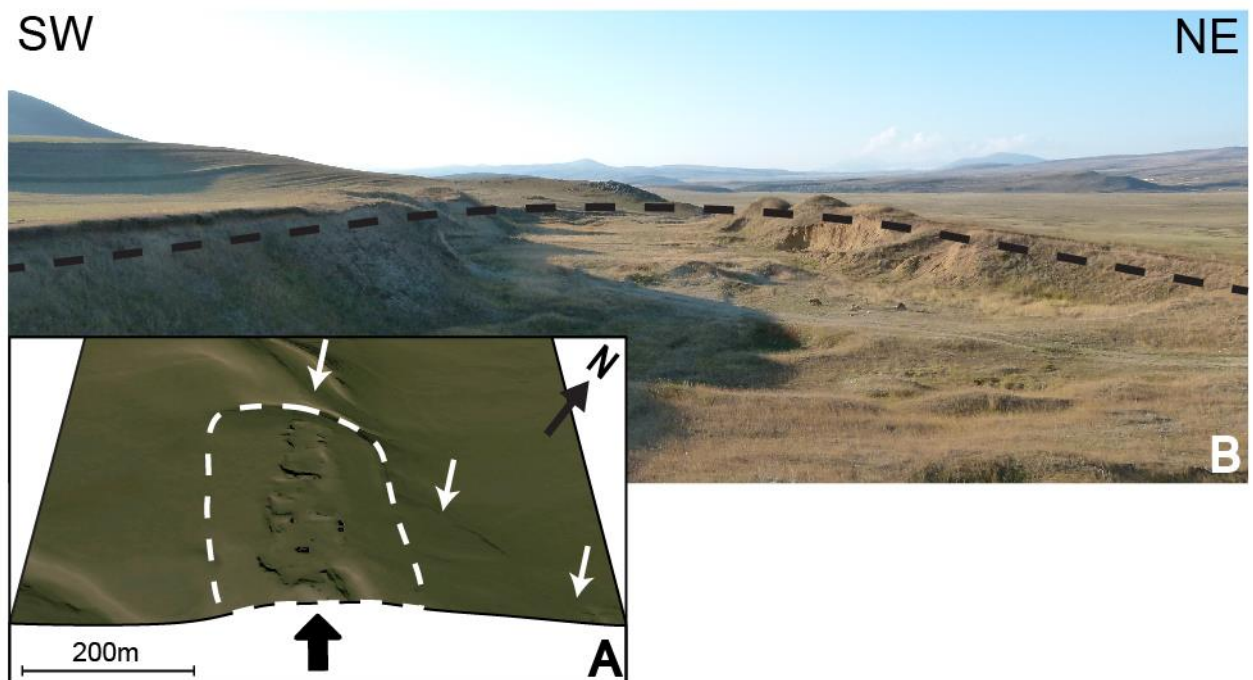


Fig. 3.18. A - Image satellitaire Google Earth montrant les dépôts lacustres (délimité en tiretés) et l'escarpement de la faille associé à l'ANF (flèches blanc) ; B - Photo de terrain. Voir Fig. 3.16 pour la localisation.

Un peu plus loin vers l'ouest, l'escarpement montre une complexité avec un relief qui semble affecté par un fossé au niveau duquel se trouve un marécage. Cette structure peut être expliquée de deux manières possibles (Fig. 3.19). La première (D) est de considérer que la dépression correspond à une sorte de synclinal pris entre deux sous-segments de failles inverses. La deuxième (E) est de considérer qu'il s'agit d'un glissement situé au front de l'ANF. La troisième (F) est de considérer qu'il s'agit d'une structure de type «extrados» correspondant à l'effondrement gravitaire (graben) au niveau d'un pli-faille situé au front la faille. Le troisième modèle est plus acceptable, car il est assez cohérent avec la présence du plissement dans les dépôts lacustres.

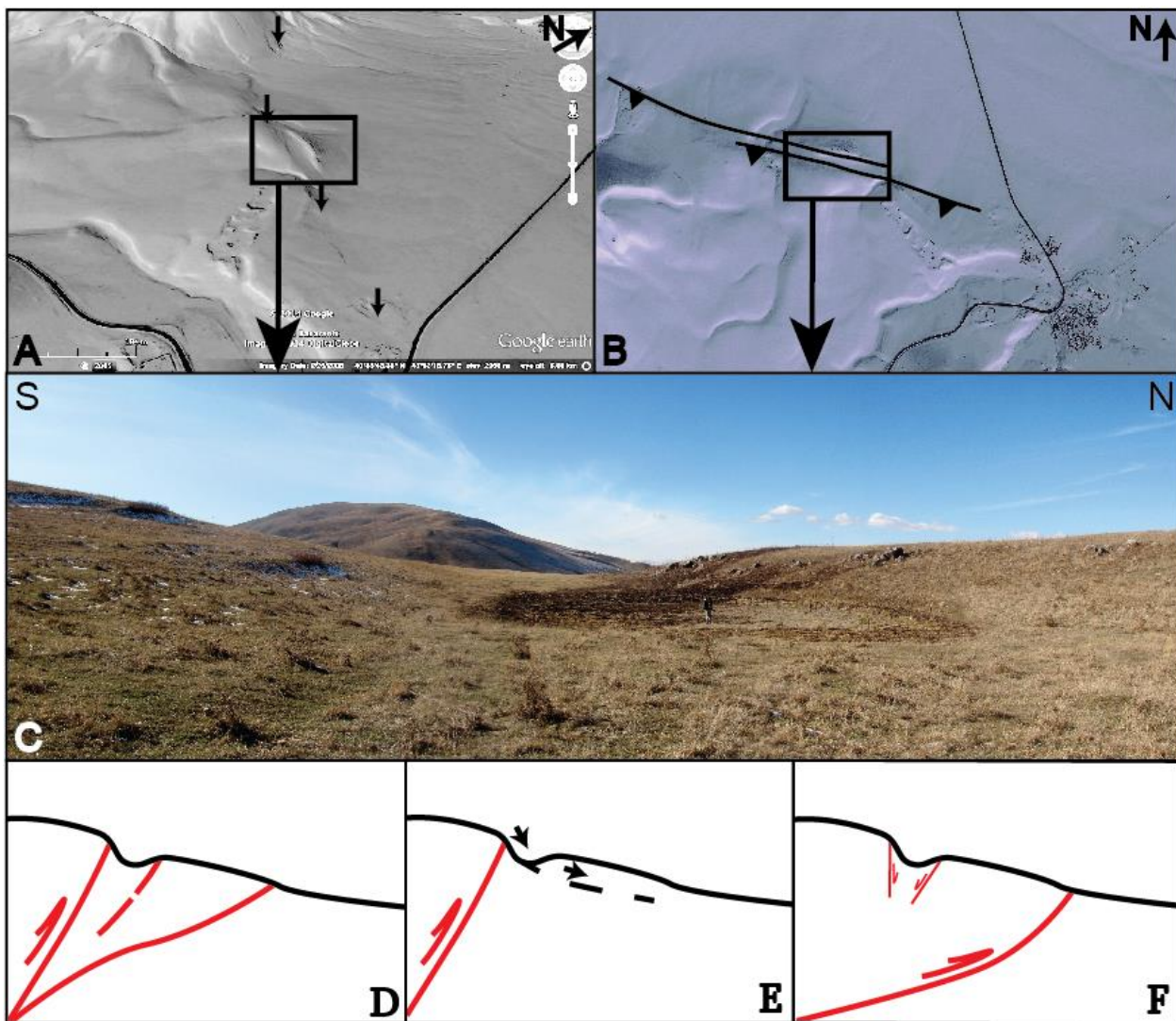


Fig. 3.19. Trois modèles schématiques possibles (D, E, F) de la structure (A, B - sur les images spatiales, C – sur la photo de terrain) causé par l'activité de la partie orientale de l'ANF (Fig. 3.16 pour la localisation).

L'analyse détaillée du MNT ainsi que des images aériennes et satellitaires montrent que le bloc d'Amassia (limité par les failles d'ANF et d'ASF) n'est pas seulement soulevé, mais aussi légèrement plissé. Cette observation a été confirmée sur le terrain. Dans différents secteurs du bloc d'Amassia, parallèlement à sa direction, nous avons observé des failles normales. Nous interprétons celles-ci comme des failles normales soit, d'extrados associées au léger bombement du plateau, soit comme des failles normales (gravitaires) compensant le soulèvement du plateau le long des failles inverses qui le contrôlent (Fig. 3.20).

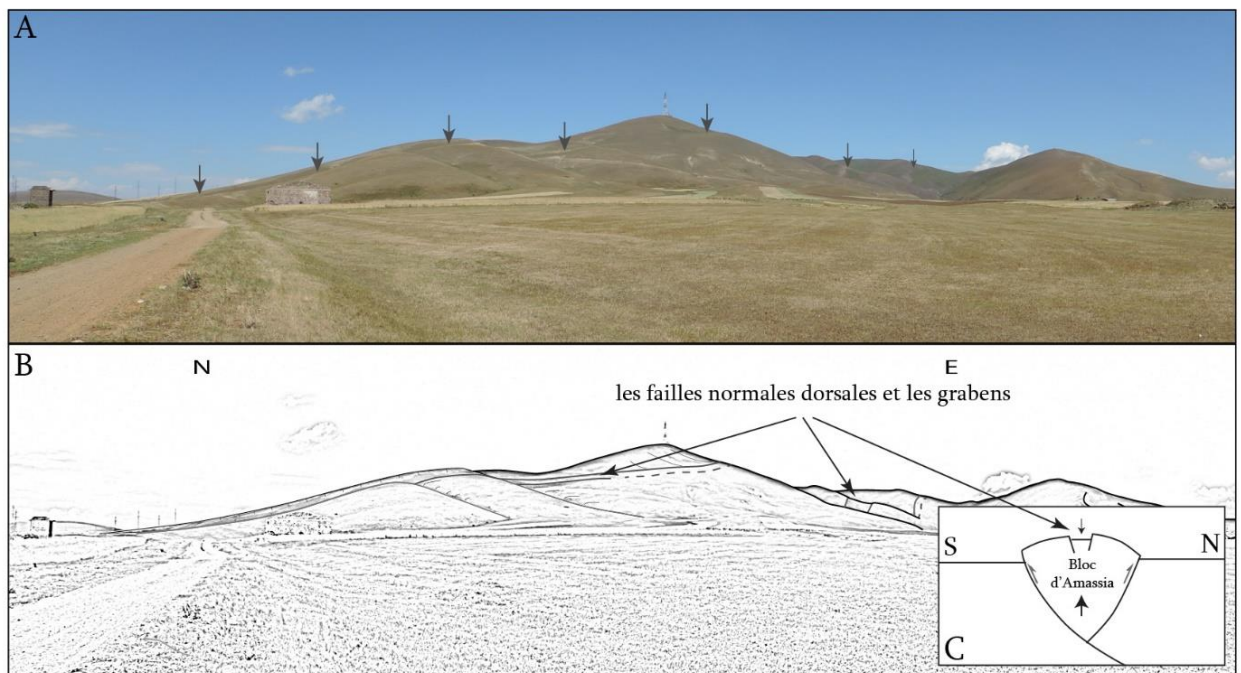


Fig. 3.20. A - Photo des failles normales observées dans la partie axiale du bloc d'Amassia (Fig. 3.3 pour la localisation). B - Interprétation de la photo de terrain. C - Schéma interprétatif du mécanisme de soulèvement en pop-up du bloc d'Amassia, et du mécanisme d'extension type extrados observés en surface

Nos différentes observations nous permettent de proposer que le bloc d'Amassia correspond à un coin crustal en soulèvement de type «pop-up», contrôlé au Nord et au Sud par 2 failles inverses (Fig. 3.20 - C).

Les failles bordières ANF et ASF se joignent non seulement en surface définissant l'extrémité orientale du bloc, (située à 2.5 km au nord-ouest du village de Bachguiough, Fig. 3.3), mais également en profondeur (Mkrtchyan et al., 2014).

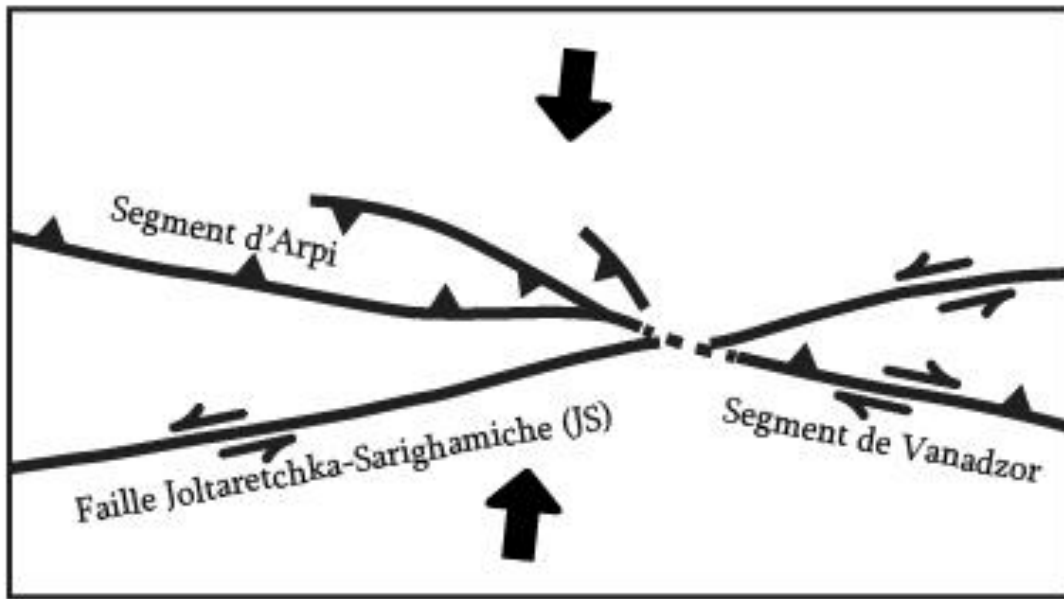


Fig. 3.21. Modèle schématique des failles actives de la partie nord-ouest de l'Arménie.

Le segment de Vanadzor (PSS) correspondant à un décrochement (Avagyan, 2001, 2009; Karakhanian et al., 2004, Fig. 3.21). Nous pouvons dire que les segments d'Arpi et de Vanadzor diffèrent par leurs comportements cinématiques. Entre ces deux segments de la faille il existe une autre faille nommée Joltarechka-Sarighamich (JS) ce qui montre la cinématique décrochant senestre (Trifonov et al., 1994). D'après Karakhanian et al. 2004, cette faille est active, ce qui a été prouvé par sa réactivation lors du séisme de Spitak de 1988. On peut également observer un déplacement senestre du réseau fluvial (Karakhanian et al., 2004; Karakhanian: communication personnelle). Le modèle schématique des failles actives du nord-ouest de l'Arménie est présenté sur la figure 3.21.

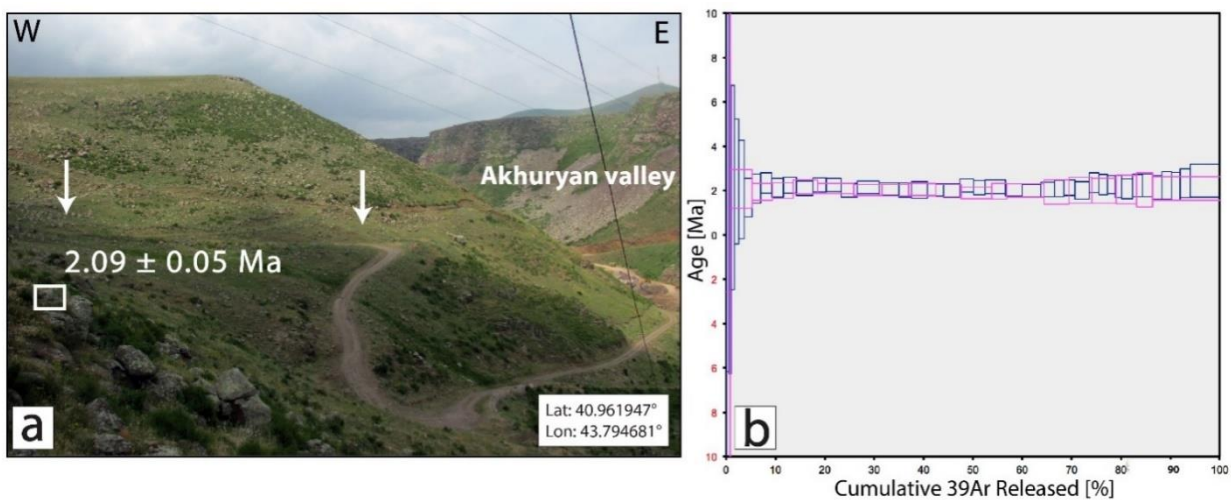


Fig. 3.22. a - Photo du site d'échantillonnage pour la datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  du sommet du plateau basaltique d'Amassia avant son soulèvement (les flèches blanches indiquent la base de l'escarpement de l'ASF, Fig. 3.3 pour la localisation). b - Résultat de la datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  montrant

un âge plateau de  $2.09 \pm 0.05$  Ma correspondant à 99,1% de l' $^{39}\text{Ar}$  relâché ; âge isochrone inverse (non représenté) de  $2.07 \pm 0.07$  Ma (ratio initial  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  à  $296.2 \pm 2$  indiscernable de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  atmosphérique), fraction microcristalline analysées 100-200  $\mu\text{m}$  et 200-300  $\mu\text{m}$ .

Pour estimer l'âge maximum du soulèvement du plateau d'Amassia (ie le début de l'activité tectonique le long des failles ANF et ASF), nous le sommet du plateau basaltique au mur de la faille (footwall), juste au Sud de l'ASF. (Fig. 3.22). Deux échantillons ont été prélevés au niveau d'une couche bien conservée, en rive droite de la rivière Akhuryan. Les échantillons ont été datés par Philippe Munch au Laboratoire Géosciences Montpellier en utilisant la technique intégrée de chauffage incrémental par laser (Münch et al., 2014). Un âge plateau de  **$2.09 \pm 0.05$  Ma** a été obtenu (Tableau 3.1).

	L'âge du Plateau ( $\pm 2\sigma$ , Ma)	% $^{39}\text{Ar}$	MSWD	L'âge isochrones inverse ( $\pm 2\sigma$ , Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept, $\pm 2\sigma$	MSWD
<b>Fraction 200-300 microns</b>	$2.13 \pm 0.06$	100	0.29	$2.12 \pm 0.08$	$295.8 \pm 1.7$	0.31
<b>Fraction 100-200 microns</b>	$2.02 \pm 0.08$	99.27	0.15	$2.01 \pm 0.12$	$295.9 \pm 4.4$	0.16
<b>Combine</b>	$2.09 \pm 0.05$	99.1	0.35	$2.07 \pm 0.07$	$296.2 \pm 2$	0.36

Tableau 3.1. Résultats de la datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus à partir de groundmass par un traitement de chauffage incrémental avec laser (échantillon AM11-1, Laboratoire Géosciences Montpellier).

Cet âge est légèrement plus jeune que les  **$2.5 \pm 0.2$  Ma** obtenus par Tchernishev et al. (2002) en utilisant la méthode K/Ar permet de conclure que le soulèvement du plateau d'Amassia est postérieure à  $\sim 2$  Ma.

### 3.5 Vitesses de déplacement le long des failles du segment d'Arpi

#### 3.5.1 Analyse morphotectonique

Pour préciser l'âge du début de soulèvement et estimer sa vitesse moyenne le long des failles ANF et ASF, nous avons utilisé la vallée d'Hovtoun, dont nous avons daté l'abandon à l'aide de l'isotope cosmogénique  $^3\text{He}$  produit in situ (Kurz, 1986; Blard et Pik, 2008).. Dans un premier temps, nous avons calculé le déplacement vertical post-abandon de la vallée en soustrayant l'incision de la vallée d'Hovtoun ( $12.5 \pm 0.5$  m) au soulèvement total mesuré le long de chaque faille. Pour l'ASF, nous calculons un déplacement vertical de  **$74 \pm 16$  m** ( $86.5 \pm 13.5$  m -  $12.5 \pm$

0.5 m), et pour l'ANF, nous calculons un déplacement vertical de  $69.5 \pm 10.5$  m ( $82 \pm 10$  m -  $12.5 \pm 0.5$  m). Le soulèvement estimé pour ANF1 est de  $27.5 \pm 5.5$  m ( $40 \pm 5$  m -  $12.5 \pm 0.5$  m).

Pour estimer l'âge de l'abandon de la vallée d'Hovtoun, nous avons mesuré la quantité d' $^3\text{He}$  cosmogénique le long d'un profil échantillonné dans les basaltes doléritiques qui affleurent au niveau du talus d'incision de la vallée (GPS – N 40.981637°, E 43.800826°, Fig. 3.23). Les échantillons ont été analysés au laboratoire du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), en collaboration avec Pierre-Henri BLARD (Tableau 3.2).

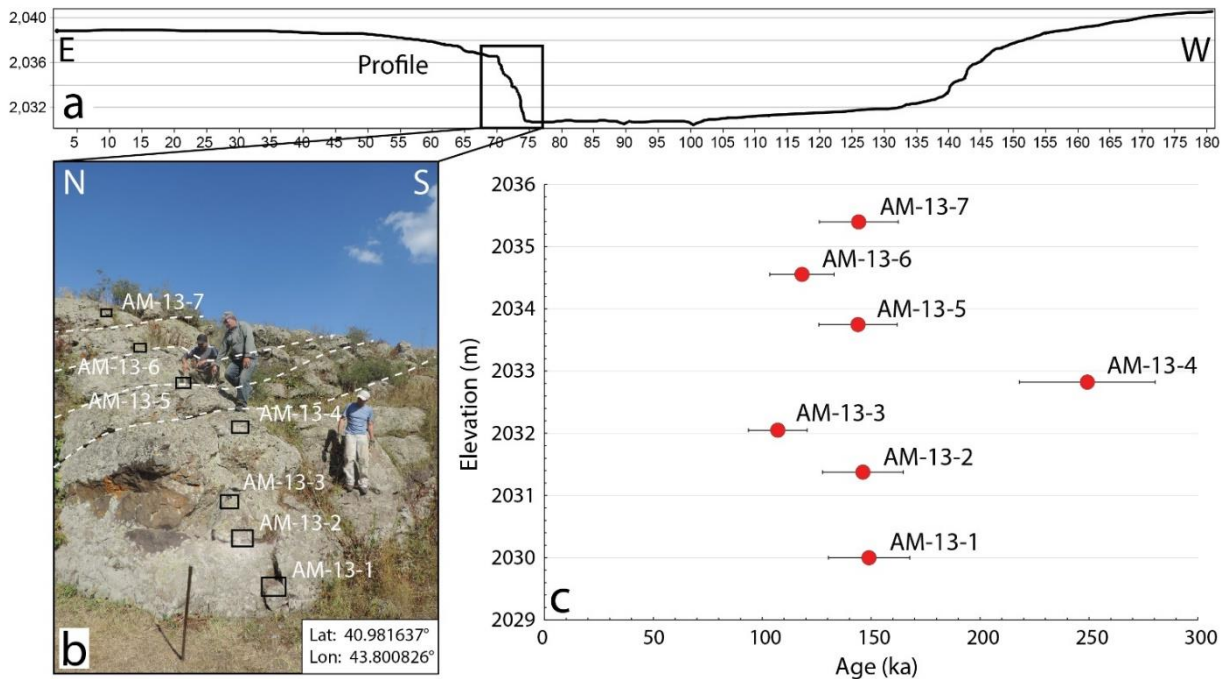


Fig. 3.23. a - Profil topographique transverse à la vallée abandonnée d'Hovtoun (Fig. 3.14b pour la localisation), b - Photo de terrain montrant le talus d'incision dans les basaltes, et l'échantillonnage  $^3\text{He}$  (les lignes blanches pointillées montrent les couches basaltiques), c - Diagramme montrant la distribution des âges d'exposition.

Tableau 3.2. Résultats des datations  $^3\text{He}$  des basaltes doléritiques de la vallée d'Hovtoun (N 40.981637°, E 43.800826°).

Echant.	Alt. (m)	Mass (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Pendage de surface (°)	Correction de mask	Cosmogénique $^3\text{He}$ (at/g)	Correlation paleomagnétique	L'âge $^3\text{He}$ corrigé (ka)
AM13-1	2030	106.7	$4.3 \pm 0.2$	$7.1 \pm 0.2$	63	0.80	$9.2 \pm 0.2$	1.09	$149 \pm 19$
AM13-2	2031.38	26.5	$36.4 \pm 1.3$	$7.0 \pm 0.2$	63	0.80	$9.1 \pm 0.3$	1.09	$146 \pm 19$
AM13-3	2032.05	59.1	$2.6 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	63	0.80	$6.6 \pm 0.2$	1.09	$107 \pm 13$
AM13-4	2032.82	54	$1.06 \pm 0.04$	$11.9 \pm 0.3$	63	0.80	$15.4 \pm 0.4$	1.09	$249 \pm 31$
AM13-5	2033.75	90.5	$1.10 \pm 0.04$	$8.6 \pm 0.2$	10	1.00	$8.9 \pm 0.2$	1.09	$144 \pm 18$
AM13-6	2034.55	123	$1.09 \pm 0.04$	$6.8 \pm 0.2$	35	0.96	$7.3 \pm 0.2$	1.09	$118 \pm 15$
AM13-7	2035.40	70.7	$1.05 \pm 0.04$	$6.2 \pm 0.2$	70	0.72	$8.9 \pm 0.2$	1.09	$144 \pm 18$

Tous les échantillons sont des pyroxènes, de tailles 250-500 microns, qui ont été fusionnés en vide sous la température de  $\sim 1350$  °C.



Les concentrations  $^3\text{He}$  sont corrigées pour une contribution  $^3\text{He}$  nucléogénique de  $1 \times 10^5 \text{ at.g}^{-1}$ .

Taux de production des hautes latitudes au niveau de la mer utilisé :  $122 \pm 15 \text{ at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$  (Blard et al., 2013).

Les facteurs d'échelle spatiale sont calculés en utilisant le modèle de Lal-Stone (Stone, 2000).

Correction d'épaisseur est de 4% pour tous les échantillons. Densité de roche supposée à  $2,7\text{g.cm}^{-3}$  et longueur d'atténuation de  $160 \text{ g.cm}^{-2}$ .

La correction d'écrantage est calculée en utilisant le modèle de Dunne (1999).

Les variations paléomagnétiques sont comptabilisées en utilisant le modèle de Nishiizumi et al. (1989) et la base de données de VDM SINT 800 (Guyodo et Valet, 1999).

Les résultats des analyses montrent que l'âge d'exposition du profil échantillonné est entre  $109 \pm 14 \text{ Ka}$  et  $248 \pm 31 \text{ Ka}$  (pour quatre échantillons les résultats sont  $145 \pm 18$  et  $150 \pm 19 \text{ Ka}$  (Fig. 3.23)). Les échantillons AM13-1, 2, 5, 6, 7 ont un âge d'exposition d'environ  $150 \text{ Ka}$  et sont dans les limites d'erreur de  $1\sigma$ . L'échantillon AM13-4 a clairement une valeur aberrante ( $248 \pm 31 \text{ ka}$ ). On ne peut l'expliquer par une paléo-exposition acquise avant la mise en place de la couche basaltique superposée (p.e. Blard et al., 2006) du fait de l'absence de paléosol, et du fait que la concentration en  $^3\text{He}$  dans l'échantillon AM13-3 (situé  $80 \text{ cm}$  au-dessous d'AM13-4) n'a aucun excès par rapport aux autres échantillons du profil. Aussi, la concentration élevée en  $^3\text{He}$  dans l'échantillon AM13-4 pourrait être résultat d'une erreur analytique. D'autre part, les échantillons AM13-3 et AM13-6 ont un âge plus jeune ( $109 \pm 14 \text{ Ka}$  et  $118 \pm 15 \text{ Ka}$ ) que la moyenne du profil ( $150 \text{ Ka}$ ). Cela peut être expliqué par des processus d'érosion postérieurs à l'abandon de la vallée d'Hovtoun (eg Ritz et al., 2016).

A partir des échantillons (AM13-1, 2, 5, 7) nous calculons un âge moyen d'abandon de la vallée de  **$146 \pm 9 \text{ Ka}$** . Ceci nous permet de calculer une des vitesses de déplacement verticales de  **$0.51 \pm 0.14 \text{ mm/an}$**  le long de l'ASF et de  **$0.48 \pm 0.10 \text{ mm/an}$**  le long de l'ANF ( $0.19 \pm 0.05 \text{ mm/an}$  le long de l'ANF1 et  $0.29 \pm 0.05 \text{ mm/an}$  le long de l'ANF2). Ces résultats montrent que les deux failles principales ont des vitesses de déplacement similaires, ce qui est cohérent avec le fait que la pente du plateau d'Amassia, orientée vers le sud, est parallèle à la pente générale de la région.

Pour déterminer le début du soulèvement du plateau d'Amassia, on considère que les  $12 \text{ m}$  d'incision de la vallée d'Hovtoun étaient déjà le résultat du processus de soulèvement. Nous avons supposé que les vitesses de déplacement vertical le long des failles ANF et ASF sont restés les mêmes depuis le début du soulèvement. On estime ainsi l'âge du début de la déformation à environ  **$170 \text{ Ka}$**  ( $146 \text{ ka} + (12 \text{ m} / 0.5 \text{ mm/an})$ ) (Ritz et al., 2016).

Nous avons également calculé la vitesse de déplacement vertical au niveau du site de 'Green Creek', où les marqueurs morphologiques sont bien conservés (Fig 3.3, Fig. 3.16). Nous avons utilisé la surface F1, en rive gauche, qui chapeaute les niveaux sableux mentionnés plus

haut. Un profil topographique de la surface au travers de l'escarpement permet d'estimer un rejet cumulé de  $9.1 \pm 0.6$  m au travers d'ANF1 (voir localisation Fig. 3.16).

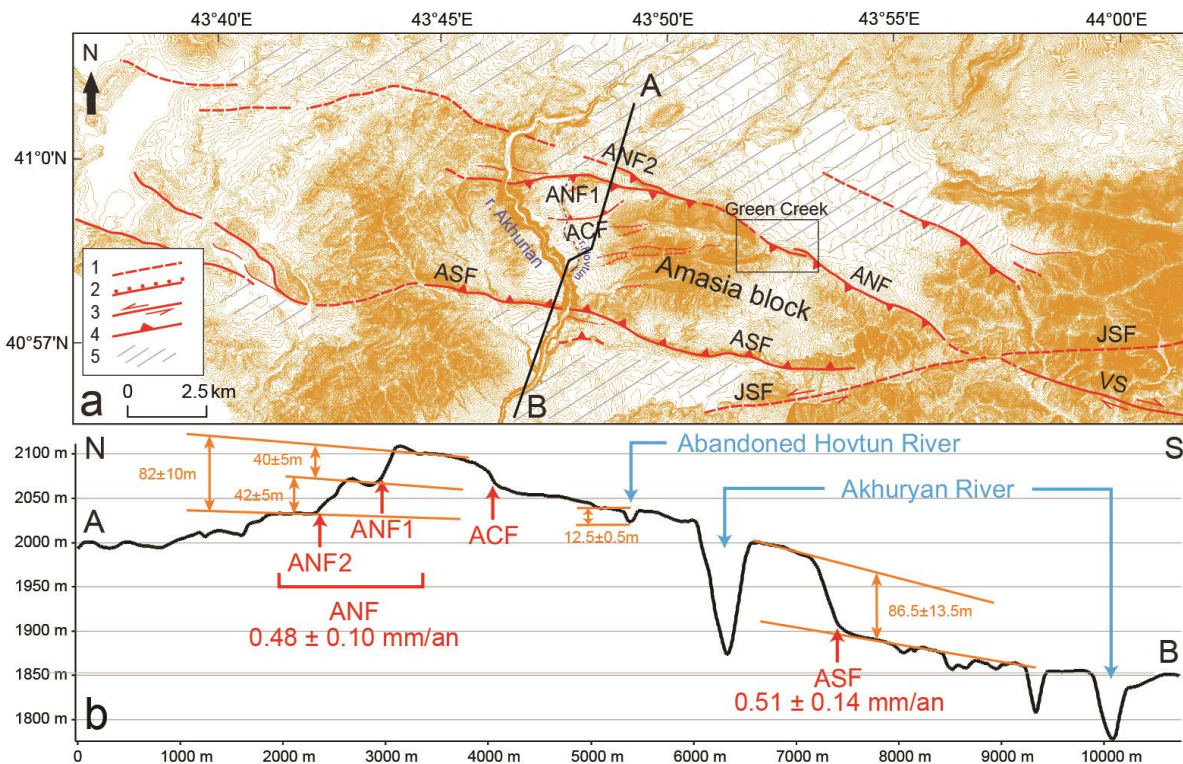


Fig. 3.24. a - Cartes des failles actives dans la région d'Amassia (système de failles associés au segment d'Arpi) (modifié d'après Ritz et al., 2016). 1: failles supposées, 2: failles normales, 3: failles décrochantes, 4: failles inverses, 5: dépressions. ANF (ANF1 et ANF2): Amassia Nord Fault (1 et 2), ASF: Amassia South Fault, ACF: Amassia Central Fault, JSF: Jeltarechka-Sarighamish Fault, VS: Vanazor Segment (Faille PSS). b - Profil topographique (A, B) au travers du bloc d'Amassia, avec déplacements verticaux et vitesses de soulèvement le long des failles ANF, ASF.

Pour déterminer l'âge des dépôts associés à la surface F1, nous avons collecté un échantillon OSL (Fig. 3.16 pour la localisation). L'analyse (IRSL) réalisée au Département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal donne un âge de  $73.6 \pm 5.4$  Ka. Nous estimons donc une vitesse moyenne au cours du Pléistocène supérieur le long de la partie Est de la faille ANF1 de  $0.12 \pm 0.01$  mm/an (Ritz et al., 2016). Cette valeur est légèrement inférieure à la vitesse calculée dans la partie ouest de l'ANF1 à partir de datation de l'abandon de la vallée d'Hovtoun ( $\sim 0.19$  mm/an), et suggère que la vitesse de déplacement le long de ANF1 a diminué au cours du temps. Néanmoins on ne peut pas conclure définitivement dans ce sens sans quantifier la quantité de déplacement absorbée le long de la deuxième faille inverse (ANF2) située plus au nord.

A partir des vitesses moyennes de soulèvement le long des failles ANF et ASF, et en faisant une hypothèse sur leurs pendages, nous pouvons estimer un taux de raccourcissement horizontal. Ainsi en supposant un pendage de compris entre  $45^\circ$  (angle d'inclinaison du plan de faille observé sur le terrain, voir [fig. 3.15](#)) et  $30^\circ$  (angle d'inclinaison pour une faille chevauchante néoformée, voir par exemple [Scholz, 2002](#)), nous calculons un taux de raccourcissement horizontale de  $1.4 \pm 0.6$  mm/an à travers le pop-up d'Amassia.

### 3.5.2 Calcul des vitesses de déplacements à partir des données GPS et d'un modèle de blocs élastiques.

[Karakhanian al., 2013](#) ont proposé des vitesses de déplacement le long des failles actives cartographiées en Arménie à partir de données GPS et d'un modèle de blocs élastiques (eg [McCaffrey, 2005](#)). Si ce modèle fournit un premier canevas général, notamment pour ce qui est des structures principales ([Fig. 3.25](#)), il reste préliminaire dans certaines régions telles que les extrémités de la faille de de Pambak-Sevan-Syunik. Ainsi par exemple, la carte des structures actives au niveau du segment NW de la faille (ie segment d'Arpi) n'est pas correcte. Selon [Karakhanian et al. \(2013\)](#), la faille de PSS se prolongerait dans une direction NW et aurait une cinématique caractérisée par une composante en raccourcissement (perpendiculaire à la faille) de 1.7 mm/an et une composante horizontale décrochant dextre de 0.7 mm/an ([Fig. 3.25](#)).

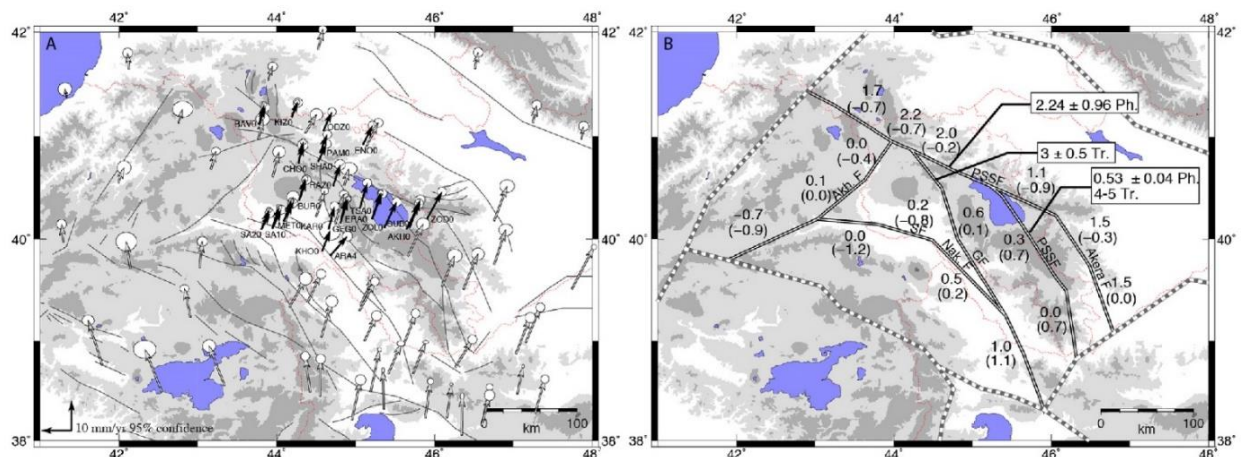


Fig. 3.25. A- Carte montrant les vitesses de GPS et les ellipses de confiance (95%) par rapport à la Eurasie fixe. B- Carte montrant les vitesses de déplacement (mm/an) le long des failles actives en Arménie obtenues par modèle de blocs élastiques et inversion des données GPS ([Karakhanian et al. 2013](#)). Les chiffres (sans parenthèses) correspondent à des vitesses horizontales (signe

positive : dextre, négatif : sénestre). Les chiffres entre parenthèses correspondent à la composante normale aux failles (signe positive : extension, négatif : raccourcissement). Les lignes en double traits montrent les limites des blocs avec les taux de déplacement estimés. Les lignes pointillées montrent les limites des blocs sans estimation du taux de déplacement. Les chiffres encadrés correspondent aux estimations géologiques (morphotectonique et paléosismologie) (Ph. - Philip et al, 2001; Tr. - Trifonov et al., 1994). Akh - faille d'Akhurian, GF - faille de Garni, PSSF - faille Pambak-Sevan-Syunik, SF – faille de Sardarapat.

Notre analyse morphotectonique au niveau du Segment d'Arpi a permis de préciser la géométrie des structures actives et de tester un nouveau modèle de blocs en collaboration avec Philippe VERNANT (Géosciences Montpellier). Dans ce nouveau modèle, nous avons également amélioré les géométries d'autres structures actives mal connues, comme la faille située plus au nord-est de la de PSS (Baghdasaryan et al., 2007; Emme, 2011; Chapitre 4 pour les détails). D'après ce nouveau modèle, et utilisant le même jeu de vecteurs GPS une vitesse de raccourcissement de **2.1 mm/an** et une vitesse horizontale dextre de **2.6 mm/an** caractériseraient le système compressif d'Amassia orienté WNW-ESE (Fig. 3.26).

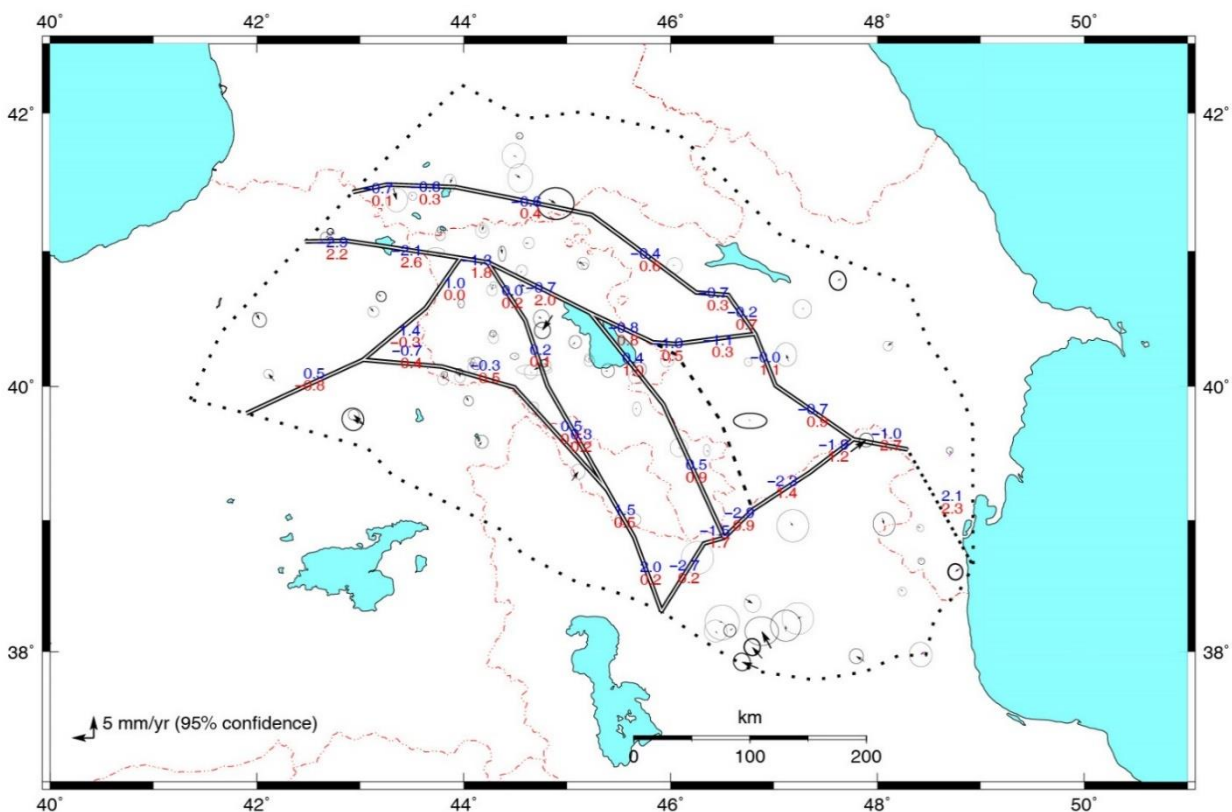


Fig. 3.26. Carte montrant les taux de déplacement (mm/an) des failles actives en Arménie obtenu à l'aide d'un nouveau modèle de blocs (collaboration avec Philippe VERNANT, Géosciences Montpellier). Même légendes que pour la figure 3.25 B.

Si on compare les vitesses de raccourcissement (GPS) avec celui obtenu par les études morphotectoniques ( $1.4 \pm 0.6 \text{ mm/an}$ ) on peut voir que les vitesses sont comparables. Quand-même il reste pas mal de composant horizontal ( $2.6 \text{ mm/an}$ ). Comme nous avons déjà mentionné au-dessus, sur la faille d'ASF, nous avons observé le plan de faille strié indiquant un mouvement décrochant dextre (Fig. 3.6), mais si cette composante horizontale était importante, on verrait le décalage des marqueurs morphologique un peu partout. Hélas on ne le voit pas ni sur le terrain, ni sur les photos aériennes. Alors on peut supposer que la vitesse horizontale obtenu par les études GPS peut être causé soit par un nombre réduit des stations GPS aux alentours de la région en question (Fig. 3.25 A), soit par mauvais géométrie des blocs.

### 3.5.3 Calcul des vitesses de déplacements à partir des données PS-InSAR (Permanent Scatterers).

Après avoir obtenu les vitesses de déplacement long-terme le long du segment d'Arpi par les études morphotectoniques, nous avons appliqué l'analyse PS – InSAR (voir chapitre 2) pour toute la zone du NW de l'Arménie. Cette étude permet d'estimer les vitesses de déplacements moyennes de chaque PS dans la zone. Le résultat final peut être comparé avec ceux obtenus par les études morphotectoniques.

Pour cette zone d'étude, l'analyse PS-InSAR a porté sur les archives Envisat acquises en orbites descendantes (Track 135 / Frame 2779). Cette série temporelle est constituée de 27 images acquises entre Mai 2003 et Septembre 2010 (Fig. 3.27), qui couvre 7 ans de déformations.

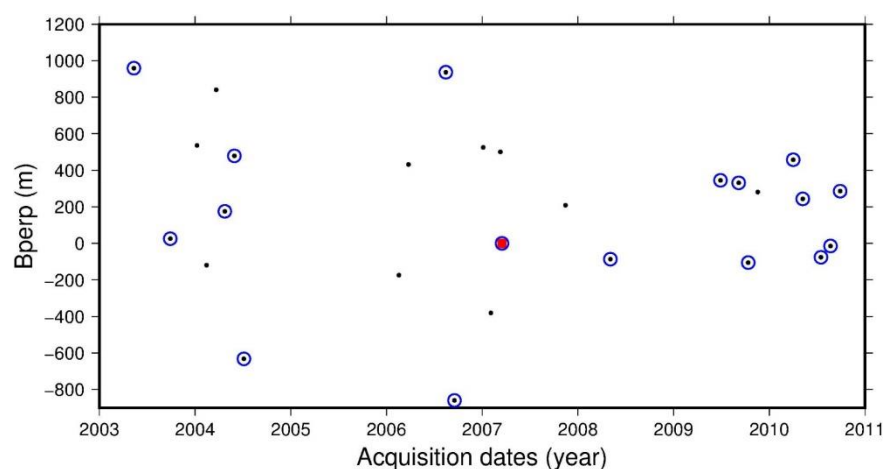


Figure 3.27 : Ligne de base perpendiculaire de chaque acquisition radar relativement à l'image maitresse (carré rouge, 2007/07/26) utilisée dans l'analyse PSI. Les cercles bleus indiquent les

images retenues pour l'analyse d'une sous-série temporelle (images acquises entre Mars et Novembre de chaque année).

Les autres archives ERS ou Envisat sur la zone de Syunik sont malheureusement beaucoup moins denses et donc inutilisables pour une analyse PS-InSAR fiable. En effet, elles se limitent aux données suivantes :

Envisat ascendant : séries temporelles de seulement 10 images (Tracks 228 et 457)

ERS descendant : séries temporelles de 3 et 6 images (Track 407 et 135, respectivement)

ERS ascendant : séries temporelles de moins de 5 images

### 3.5.3.1 Choix d'une sous-série temporelle

Le traitement PSI sur la série complète, en utilisant un critère de sélection de PS strict (soit 5% de faux-PS) aboutit à très peu de PS (7609, soit en moyenne  $\sim 1$  PS/km<sup>2</sup>). Ceci est probablement dû à la présence d'une couverture neigeuse sur une bonne partie des acquisitions constituant la série temporelle.

Une approche méthodologique propose de détecter des réflecteurs temporaires ou semi-permanents (Basilico et al., 2004 ; Perissin et Wang, 2011). C'est-à-dire, des pixels dont la cohérence spatiotemporelle n'est bonne que sur un sous-ensemble de la série temporelle étudiée. Il serait intéressant de tester cette approche. Dans le cadre de cette étude, nous avons simplement construit une sous-série temporelle en éliminant les images susceptibles de contenir une couverture neigeuse importante, à savoir celles acquises entre les mois de Novembre et Mars. On analysera donc une série temporelle constituée de 17 images acquises entre Mai 2003 et Septembre 2010 (Fig. 3.27). Cette approche permet d'obtenir 3 fois plus de PS (20477 PS, soit une densité moyenne de  $\sim 3$  PS/km<sup>2</sup>), mais au prix d'une légère dégradation des incertitudes associées à ces mesures de vitesse.

### 3.5.3.2 Le champ de vitesses issu de l'analyse PSI

Etant donné la faible amplitude de la déformation attendue (et le manque de temps), nous nous sommes limités ici à l'analyse PSI de la sous-série temporelle décrite ci-dessus. Une analyse SBAS peut être menée et devrait densifier significativement les mesures, mais au prix d'une dégradation des incertitudes probablement significative.

La convention de signe des vitesses PS est, dans le cas d'un déplacement de la cible au sol, la suivante :

- Vitesse positive = déplacement relatif vers le satellite, c'est-à-dire, uplift et/ou déplacement vers le Sud ou l'Est.
- Vitesse négative = déplacement relatif dans la direction opposée du satellite, c'est-à-dire, subsidence et/ou déplacement vers le Nord ou l'Ouest.

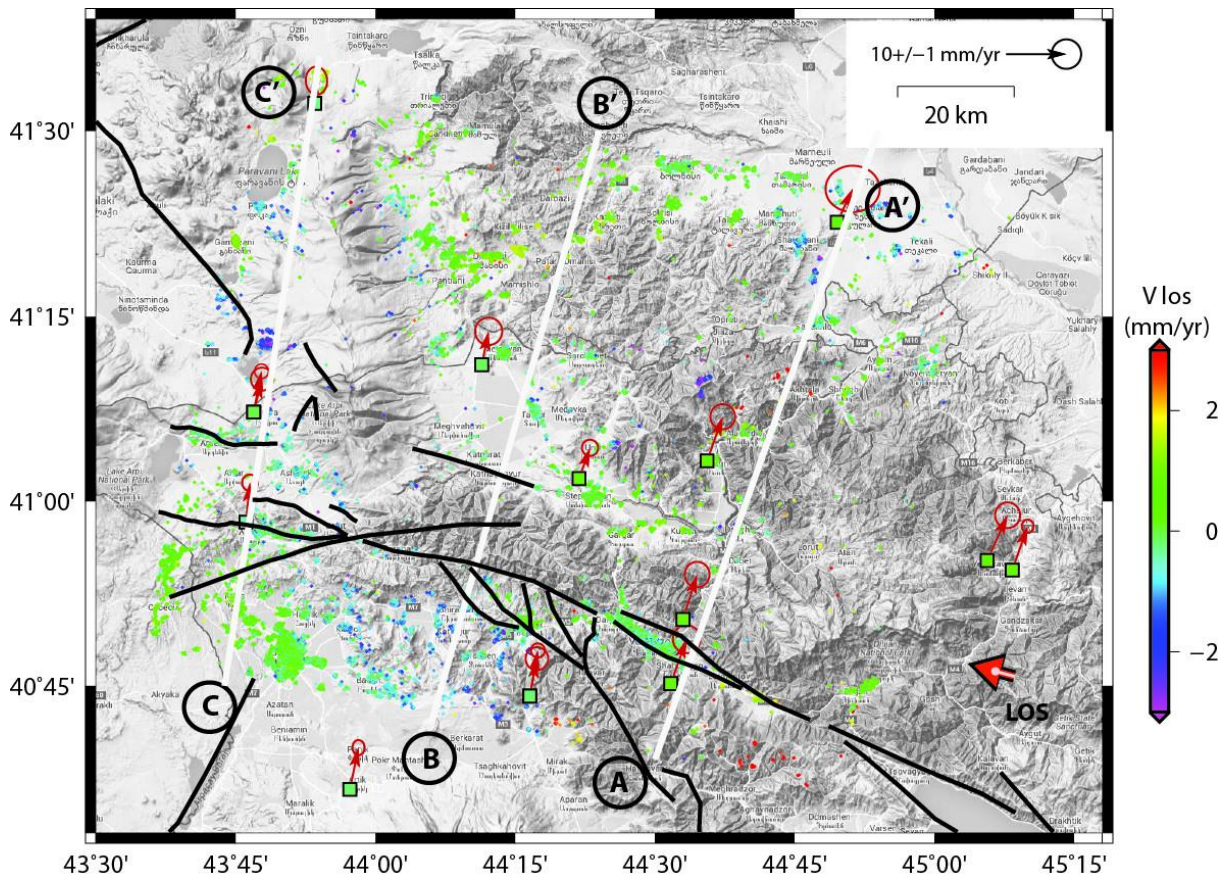


Fig. 3.28: Champ de vitesses issu du traitement PSI sur la région de NW d'Arménie, avec PR05 et sous-série temporelle.

Pour le champ de vitesses PS obtenu (Fig. 3.28), on peut observer que la distribution de PS n'est pas homogène (plupart des PS sont concentré sur la partie N et SW de l'image) et que les vitesses varient entre -2 et +2 mm/an, ce qui est beaucoup plus qu'on a attendu sur cette zone-là, en se basant sur les études morphotectoniques (environ 0.5 mm/an sur le segment d'Arpi). On voit aussi que sur les grandes villes principales de la région (Gyumri – SW de l'image, Vanadzor – au sud de l'image, et Stepanavan – au centre de l'image) nous avons assez des PS. En plus il y a beaucoup plus de PS sur les plaines que sur les pentes.

On observe le pattern de vitesses positives regroupées au NW de lac Sevan (associé à une disparité relativement importante  $\sim 1-1.5$  mm/an avec une amplitude excessive, qui peut probablement être expliquée par biais atmosphérique), et certains patterns de vitesses négatives regroupées sur certaines zones (plus évidemment au sud de croisement des failles PSS et Garni ; sur le volcan de Aboul (Géorgie)). Une géolocalisation précise de ces mesures PS permet d'avancer, par analyse de MNT et d'images GoogleEarth, que l'origine probable de ces vitesses négatives doit être cherchée soit du côté d'instabilités gravitaires soit sur les zones de subsidence liée à l'activité humaine (par exemple, Fig. 3.30).

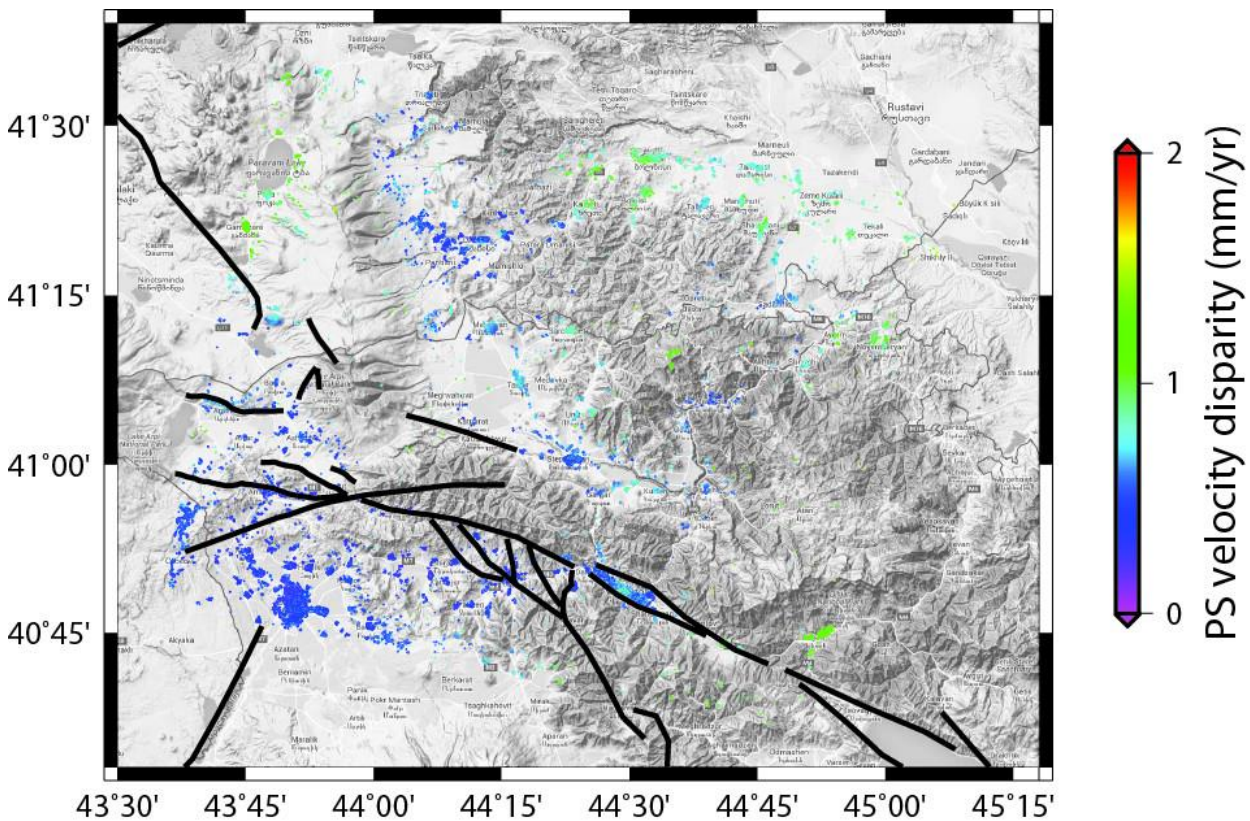


Fig. 3.29: Incertitudes associées aux vitesses PS.

La Fig. 3.29 montre les incertitudes associées aux mesures des vitesses moyennes des PS. Il s'agit, pour chaque PS, de la déviation standard des vitesses moyennes calculées en sélectionnant au plus 100 sous-ensembles des interférogrammes disponibles. Sur l'ensemble des PS, on trouve une disparité de vitesses dont la valeur médiane est 0.5 mm/an, et pouvant varier entre  $\text{min}=0.2$  mm/an, et  $\text{max}=1.5$  mm/an. Les incertitudes des PS nous aideront de comprendre la fiabilité de chaque PS, qui peut être un critère supplémentaire pour filtrer les PS.

Une autre manière d'estimer l'incertitude associée aux vitesses moyennes PS consiste à calculer, pour chaque PS, la dispersion des positions estimées à chaque époque d'acquisition radar relativement à la régression linéaire correspondant à la vitesse moyenne estimée. On obtient, alors,



une carte d'incertitude similaire à la Fig 3.29. Les valeurs de disparité temporelle de position ont une valeur médiane, sur toute l'image, de 5 mm, pour des valeurs comprises entre 2 et 13 mm.

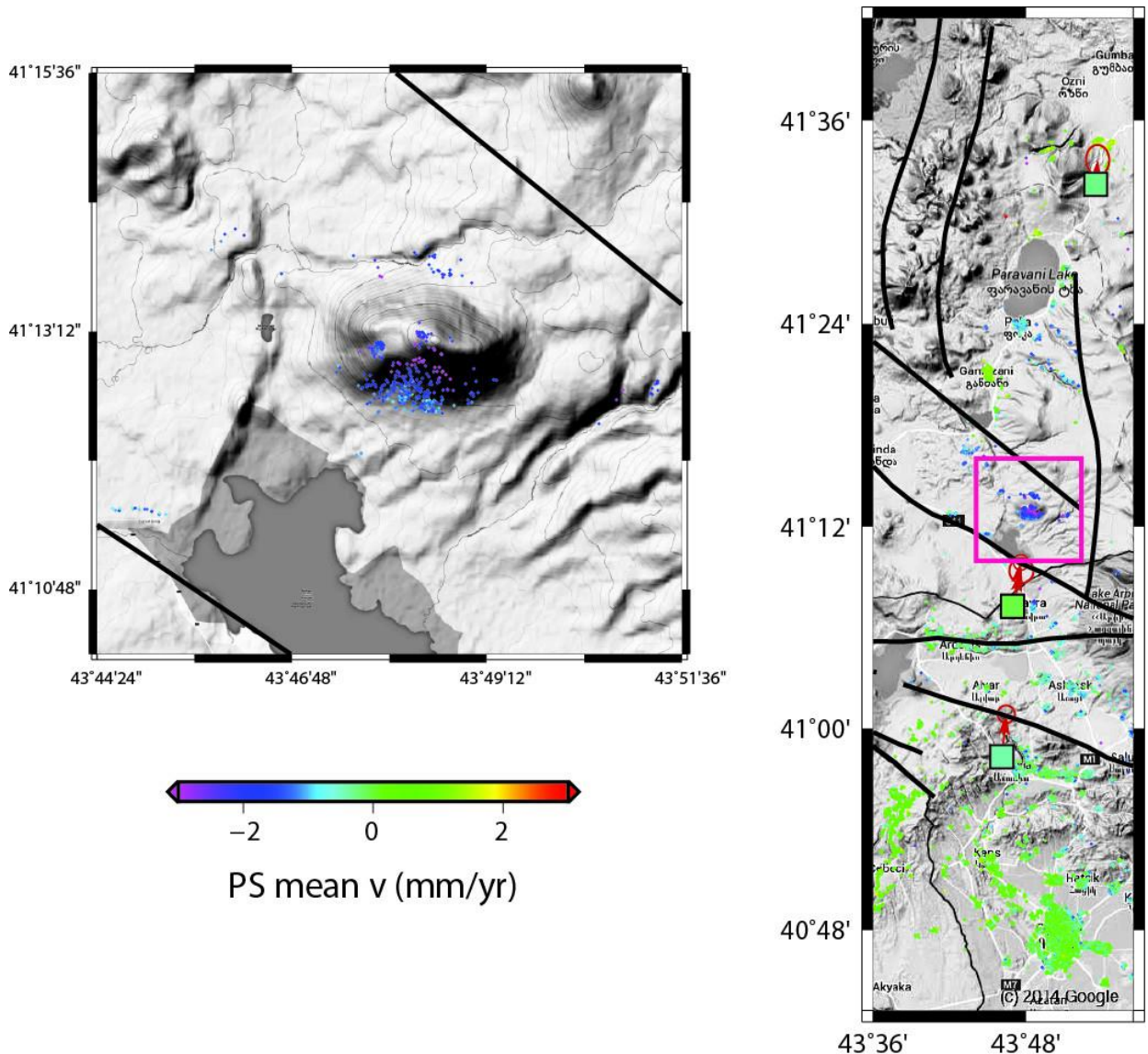


Fig. 3.30: Instabilité gravitaire sur le flanc Sud du volcan Aboul (Géorgie).

### 3.5.3.3 Les corrections atmosphériques

Le champ de vitesses PS issu de l'analyse PSI laisse apparaître, a priori, très peu de patterns susceptibles d'être des artefacts atmosphériques. Les corrections proposées par la chaîne TRAIN (modèles mathématiques, météo ou issus de mesures de spectromètres imageurs) n'améliorent pas significativement le champ de vitesse final.

Le champ de vitesses PS présenté dans la Fig. 3.28 est le champ de vitesses originel auquel a été appliqué le filtrage spatio-temporel dimensionné à 1 an et 100 m, bien que ce filtrage ne change que très peu ce champ de vitesses.

### 3.5.3.4 Analyse

#### Corrélation PS/GPS

Pour corriger le champ de vitesses PS, nous avons utilisé le champ GPS (12 sites) uniquement horizontal (solution fournie par P. Vernant) disponible sur la région. Pour chaque site GPS, dont on connaît la vitesse horizontale projetée selon LOS, nous avons calculé la vitesse moyenne des PS situés dans un voisinage proche (au moins 10 PS dans un voisinage inférieur à 5 km), puis on a estimé le décalage moyen entre GPS projetés et PS moyens. Un shift uniforme de du champ de vitesses PS est alors effectué pour recaler les vitesses PS aux vitesses GPS horizontales, relatives à l'Eurasie fixe, et projetées selon l'axe de visée du satellite. Pour le champ de vitesses PS non filtré on calcule moyenne des écarts LOS = 0.23 mm/an et Rms = 0.64 mm/an. Après la correction des PS en utilisant les données de GPS on obtient moyenne des écarts LOS = 0.22 mm/an et Rms = 0.58 mm/an.

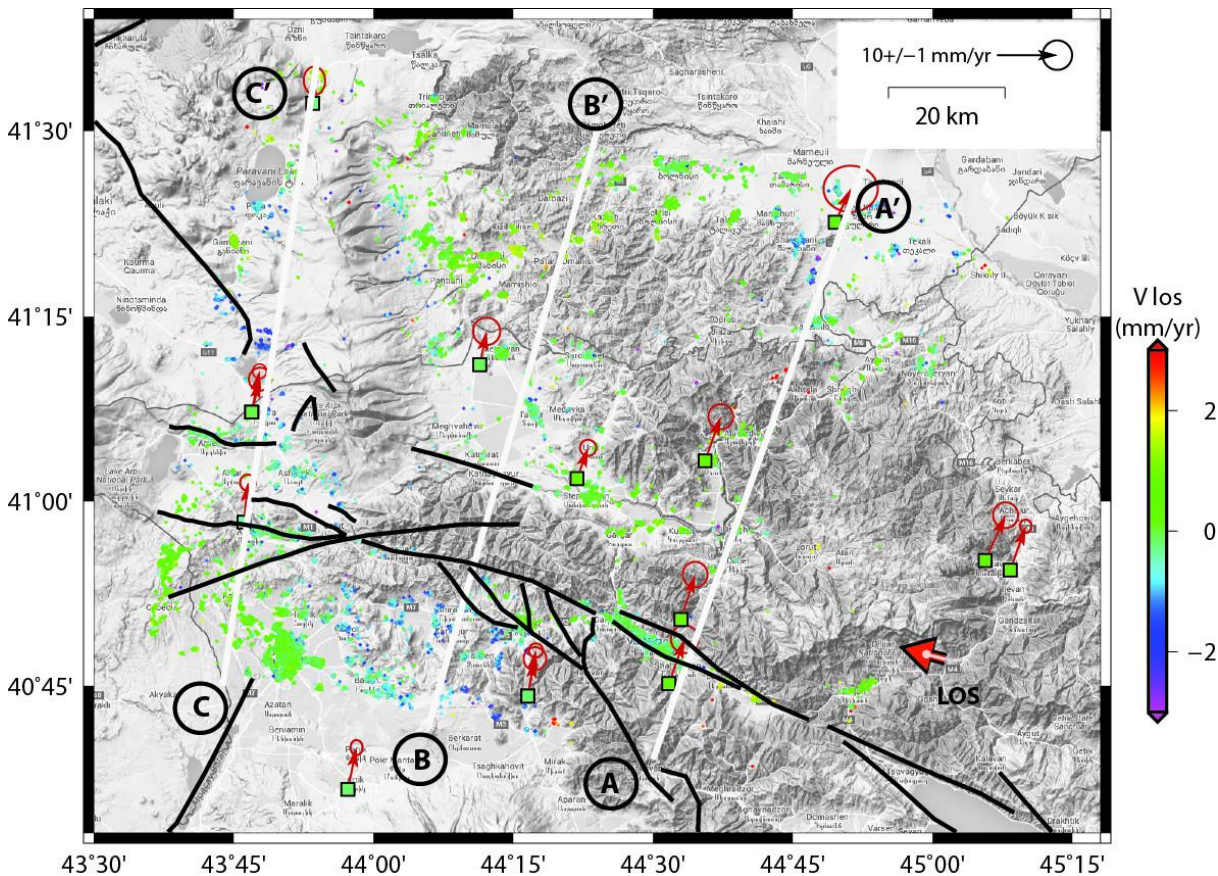


Fig. 3.31: Champ de vitesses PS sans les mesures correspondant à de fortes pentes ( $> 15^\circ$ ).

## Élimination des PS sur de fortes pentes

On cherche des vitesses de faible amplitude. Or on a vu que certains PS semblent moins fiables que d'autres (Fig. 3.28), et que certains traduisent des déformations sans rapport direct avec la déformation tectonique (par exemple instabilité gravitaire, voir Fig. 3.30). On est donc tenté d'éliminer ces mesures pour se rapprocher au mieux d'un champ de vitesses traduisant le chargement tectonique de la zone.

Bien que cette zone paraisse moins affectée par des instabilités gravitaires, nous éliminons, tout de même, tous les PS situés sur des pentes de plus de  $15^\circ$  (valeur déterminée empiriquement sur les PS les plus clairement associés à des instabilités gravitaires). Celui-ci nous permet d'éviter les valeurs excessives des PS liées à des instabilités gravitaires. Le champ de vitesses issu de cette élimination est présenté sur la Fig. 3.31.

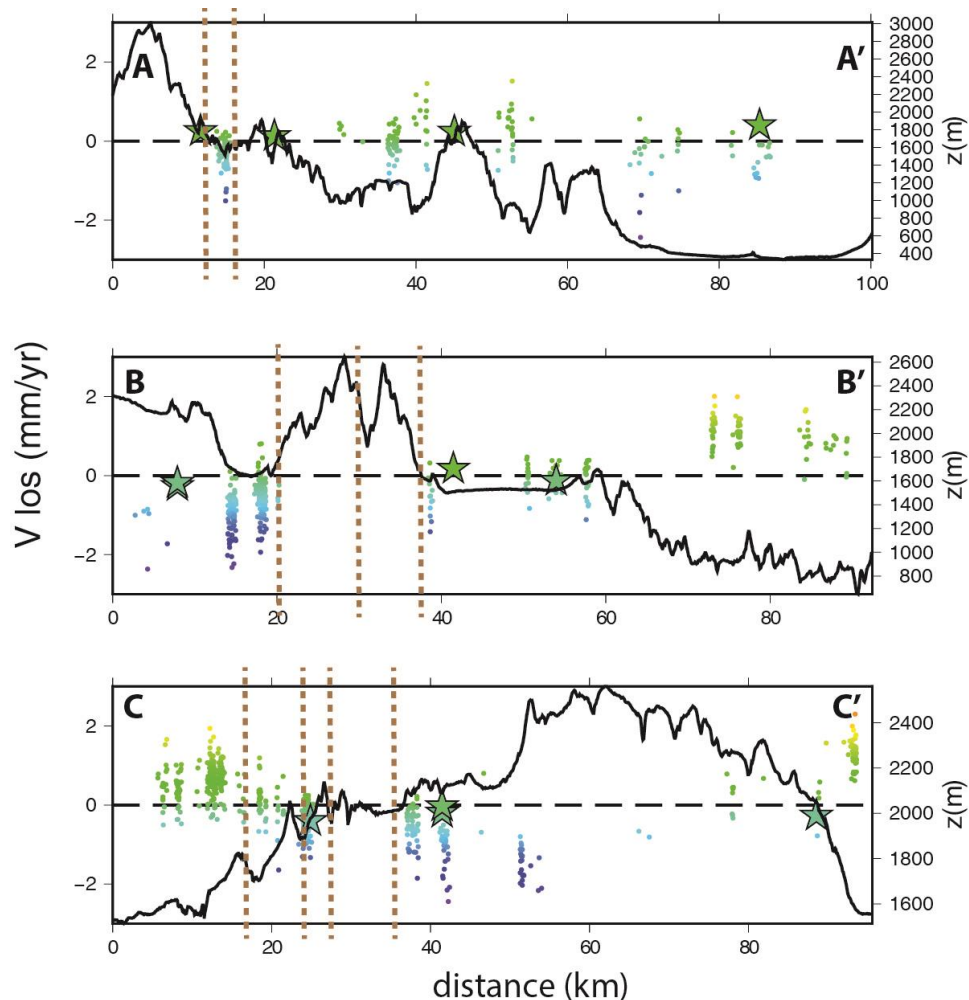


Figure 3.32 : Profils au travers du champ de vitesses PS filtré des grandes pentes (cf. leur localisation sur la Figure 3.31).

### 3.5.3.5 Discussion

L'analyse de champ de PS définitif (corrigés et filtrés) montre peu de patterns de vitesses locales, que l'on puisse associer à des phénomènes locaux. C'est néanmoins le cas du volcan Aboul (Fig. 3.30). On observe une très faible densité de PS sur les reliefs probablement liée à l'existence de la végétation ou d'une couverture neigeuse sur une partie.

Nous avons obtenu une très bonne corrélation locale avec le GPS horizontal projeté selon l'axe de visée du satellite, qui suggère qu'il n'y a pas de différence significative qui aurait pu avoir pour origine une composante verticale de la déformation.

Des profils au travers du champ de vitesses (Fig. 3.32) ont été effectués, dont les PS ont été sélectionnés sur une bande de 2 km de large. Sur les profils, il n'y a pas trop de PS entre le système des failles d'Arpi, ce qui suggère qu'on ne peut pas faire la conclusion complète. A grande échelle, pas de tendance significativement différente d'une constante, ce qui suggère l'absence de déformation verticale entre les points GPS.

## 3.6 Paléosismologie

Dans le but de caractériser les derniers séismes forts (ie avec ruptures ou déformation de la surface du sol) ayant eu lieu le long du segment d'Arpi, nous avons creusé et analysé deux tranchées paléosismologiques au travers des deux branches de l'ANF (ANF1 – tranchée T2 et ANF2 – tranchée T1) (Fig. 3.16 pour la localisation des tranchées, Ritz et al., 2016).

Dans la première tranchée (T1), on observe trois niveaux argileux qui ne sont pas coupés par la faille, mais montrent une légère flexuration. Nous interprétons cette flexure comme le résultat d'une déformation souple en surface associée au mouvement d'une faille inverse cachée sous-jacente (Fig. 3.33).

La deuxième tranchée a été creusée à travers de la faille ANF1. Dans la tranchée on observe un niveau d'argiles bleues foncées couvert par les colluvions qui sont au contact avec des basaltes. Au niveau de la zone de contact, une fissure en forme de triangle est remplie de matériel détritique non triés et non stratifié. Une unité de colluvions recouverte d'un sol scelle l'ensemble des unités précédemment décrites.



Fig. 3.33. Photomosaïque de la tranchée T1 (mur Est) creusée au niveau de l'escarpement associé à la faille ANF2 (Voir la Fig. 3.16 pour la localisation).

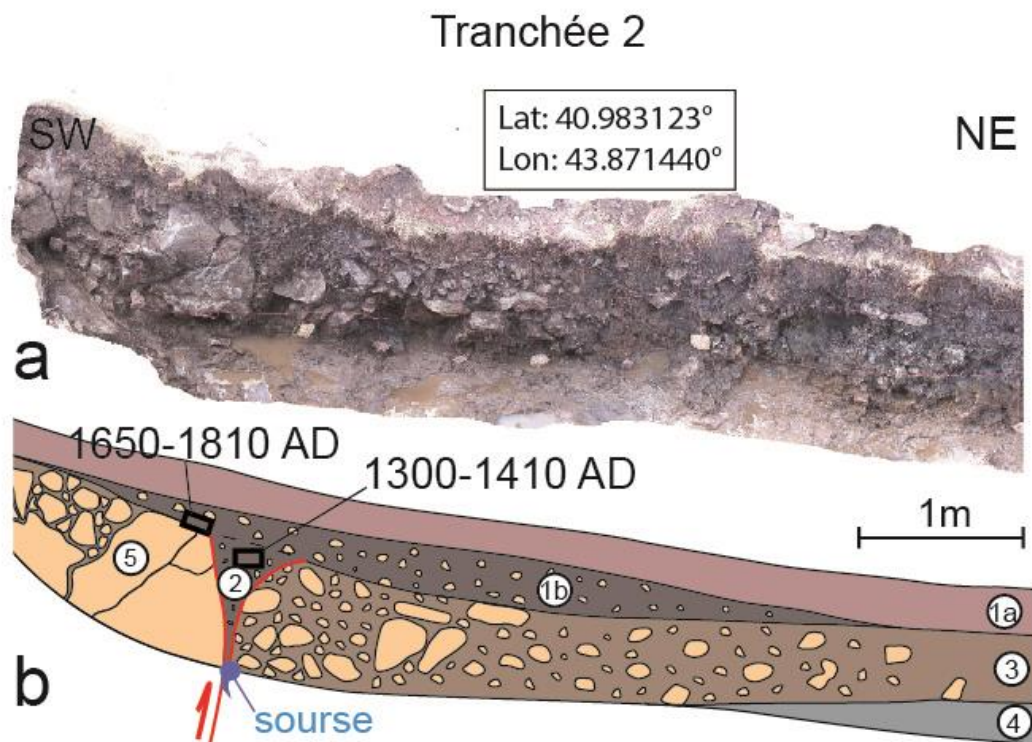


Fig. 3.34. (a) Photomosaïque de la tranchée T2 (mur ouest) (b) Log schématique : 1a: sol actuel, 1b: colluvions de basaltes pris dans une matrice argileuse (taille maximum des blocs : 30 cm), 2: fissure remplie de matériel non classé et non stratifié inclus dans une matrice sablo-argileuse

(tailles maximum des clastes blocs : 5 cm), 3: colluvions grossières non classées, plus ou moins lithifiées dans une matrice sablo-argileuse (les blocs basaltiques peuvent atteindre 1m), 4: couche d'argile bleue foncée, 5: Substratum basaltique. La figure montre également la localisation des échantillons «  $^{14}\text{C}$  » collectés ainsi que les âges calibrés obtenus.

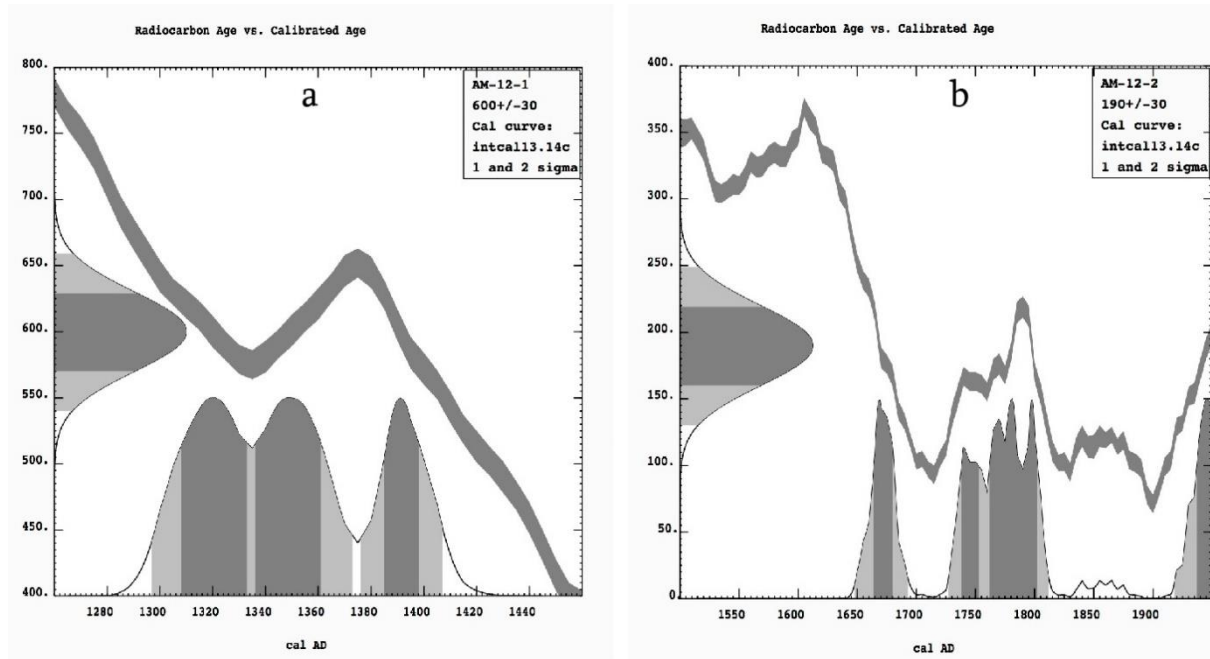


Fig. 3.35. Résultats des datations  $^{14}\text{C}$  collectés dans la tranchée T2.

La corrélation entre l'escarpement observé dans la morphologie et la stratigraphie observée dans la tranchée T2 (Fig. 3.34) nous permet d'interpréter le contact entre les unités 3 et 5 comme le contact de faille. Les unités 1b et 1a sont recouvrenttes les unités sous-jacentes et représentent des unités post-événement. Tandis que la nature colluviale de l'unité 2 suggère que celle-ci est tombée dans la fissure au moment de la rupture de surface (eg Rizza et al., 2015), ce matériel pré-date par conséquent la rupture. La datation au radiocarbone de deux échantillons de matière organique (bulks) pris dans les unités 2 et 1b permet d'encadrer l'événement le plus récent sur la faille ANF1 entre **1300 - 1410 cal AD** ( $\sigma_1 = 1308 - 1398$  cal AD;  $\sigma_2 = 1297 - 1408$  cal AD et **1650 - 1810 cal AD** ( $\sigma_1 = 1664 - 1803$  cal AD;  $\sigma_2 = 1649 - 1812$  cal AD, Fig. 3.35). Le fait que l'unité 3 soit non stratifiée et non classée suggère que celle-ci puisse correspondre à des colluvions dérivées d'un escarpement associé à un événement antérieur, mais d'autres études sont nécessaires pour confirmer cette interprétation.

## Chapitre 4. Le segment du Khonarasar

### 4.1 Brève description du segment de Khonarasar

Le segment de Khonarasar de la faille Pambak-Sevan-Syunik (PSS) de direction NW - SE commence dans la partie centrale du lac Sevan et continue jusqu'au plateau de Syunik. La longueur totale du segment est de ~100 km (Fig. 4.1).

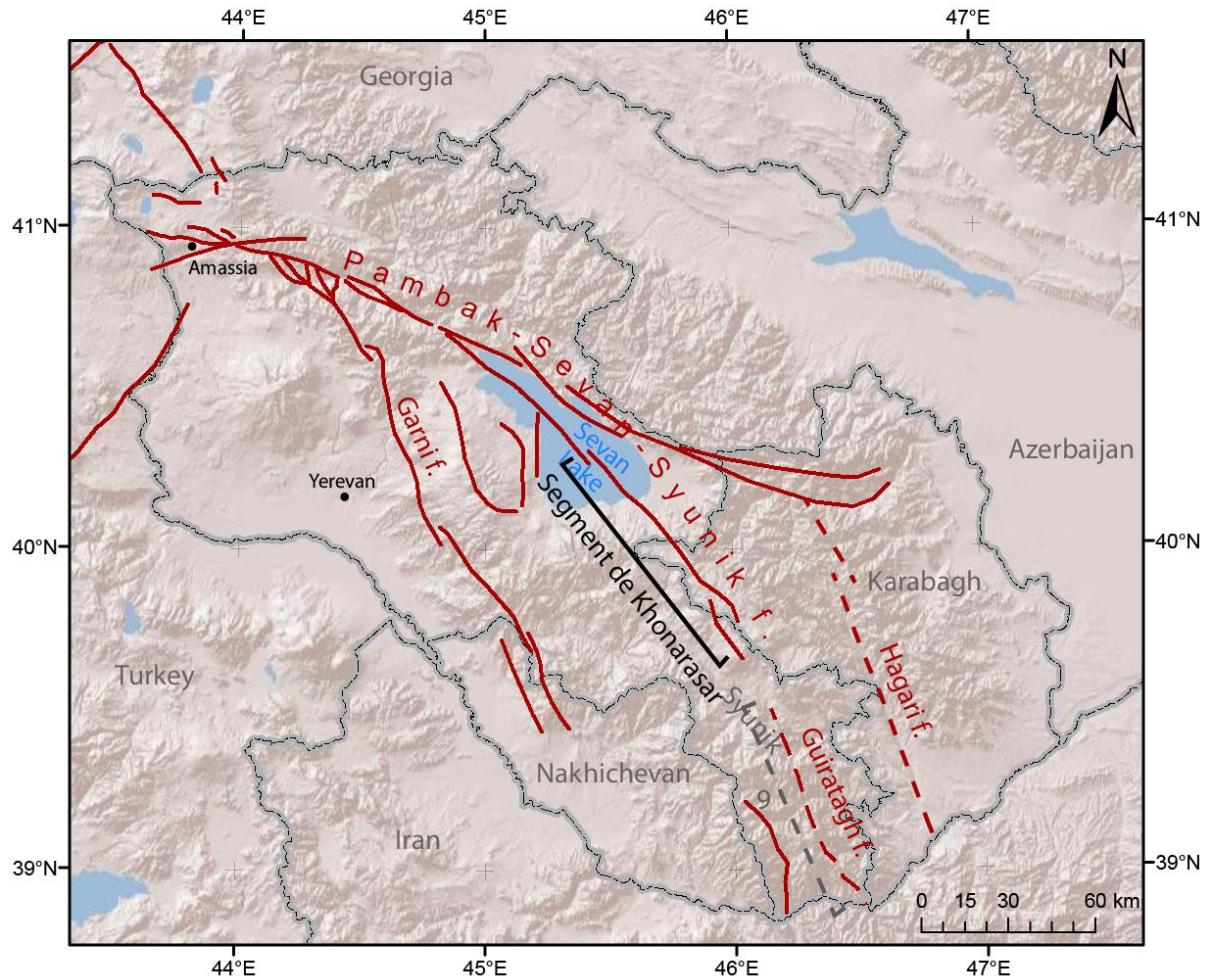


Fig. 4.1. Failles actives de l'Arménie ou le segment de Khonarasar (PSS) est indiqué.

La région entourant le segment de Khonarasar a une altitude d'environ 1900 - 3500 mètre et est marquée dans sa morphologie par une l'activité volcanique et tectonique (Fig. 4.1). C'est ici que l'on trouve les plus jeunes volcans d'Arménie avec des âge de ~3500 B.C. (Karakhanyan et al., 1999; Trifonov et al., 1994; Djrbashyan et al., 1995; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Trifonov and Karakhanyan, 2004).

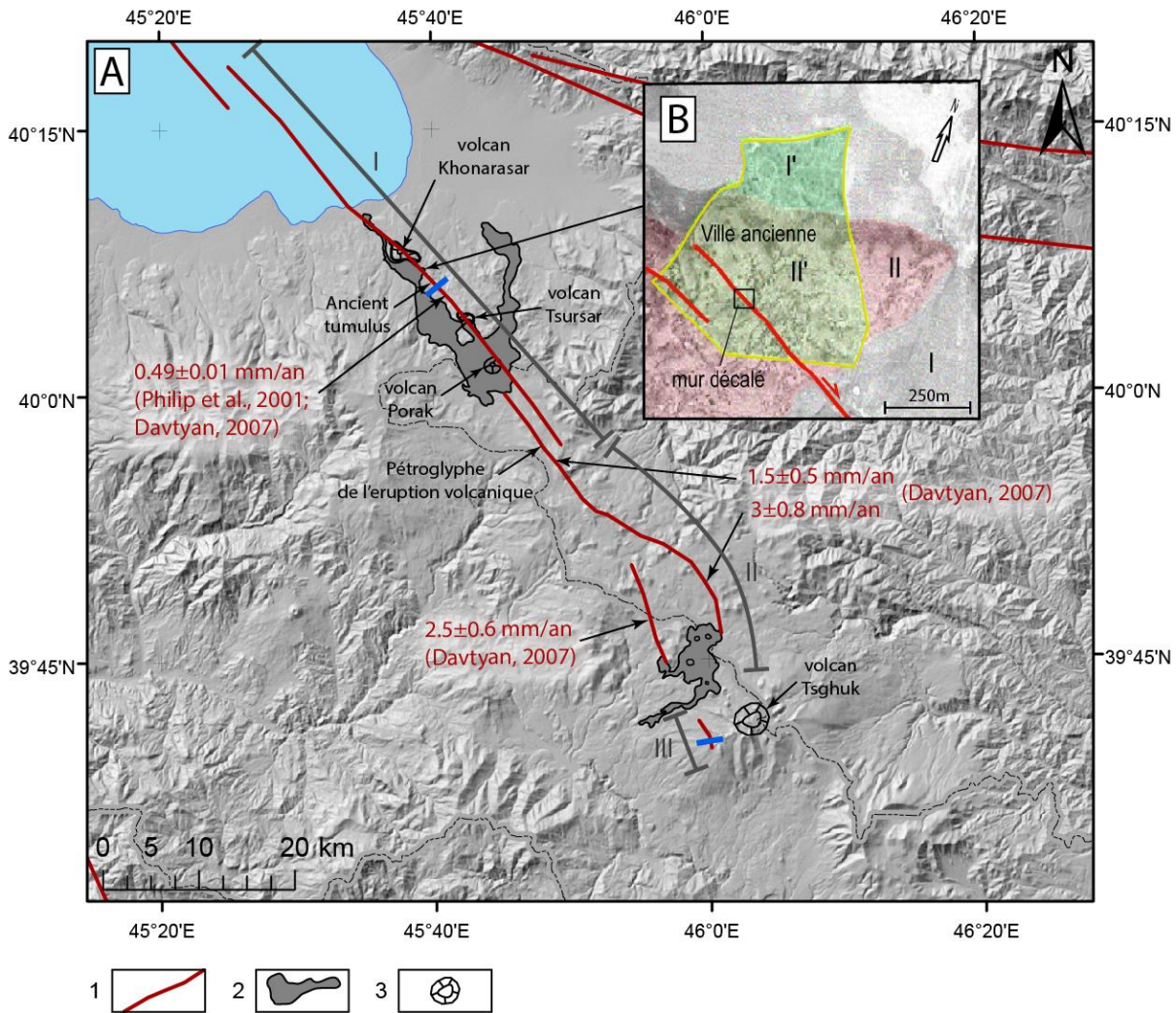


Fig. 4.2. A - Segment de Khonarasar (PSS). 1 - failles actives, 2 - coulées des laves, 3 - centres volcaniques. B - Sites archéologiques localisés sur la faille (Avagyan, 2001)

Pendant la période préhistorique et historique (7<sup>ème</sup> – 3<sup>ème</sup> millénaire), le territoire autour du segment de Khonarasar a été densément peuplé. Parfois, on trouve les sites archéologiques localisés directement sur la faille (Fig. 4.2 B ; Philip et Karakhanyan, 1999; Avagyan, 2001 ; Trifonov et Karakhanyan, 2004).

Le segment de Khonarasar coupe les rivières et les déplace. Tout au long de la faille, s'aligne de nombreux marais, des lacs et des vallées abandonnées liés à l'activité de la faille. La faille déplace également les cônes volcanique de Khonarasar et de Tsursar avec un mouvement dextre (Fig. 4.2 A ; Karakhanyan et al., 1989; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007). Le segment de Khonarasar a été analysé du point de vue morphotectonique, archeoséismologique et paleoséismologique (Philip et Karakhanyan, 1999; Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Trifonov et Karakhanyan, 2004; Davtyan, 2007). A l'issue de ces études le segment de Khonarasar a été divisé en 3 parties (Fig. 4.2).



- I. Partie de Khonarasar-Porak
- II. La structure pull-appart de Porak
- III. La structure pull-appart de Qarqar-Tsghuk dont la terminaison sud-est correspond à notre zone d'étude.

D'après l'analyse paléosismologique, le segment de Khonarasar a produit quatre forts ( $M > 7.0$ ) séismes, et sa vitesse horizontale et verticale long-terme ont été estimées (Tableau 4.1 ; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007).

Tableau 4.1. Bilan des études précédentes (Fig. 4.2) sur le segment de Khonarasar (H : horizontale ; V : verticale)

Zone	Tranchées	Séismes	Vitesse de déplacement
I	5	1. 21-22 Ka ( $M_w = ?$ )	H. $0.49 \pm 0.01$ mm/an V. ?
II	0	2. 5774-4992 BC ( $M_w = 7.4$ ) 3. 1984-1661 BC ( $M_w = 7.3$ )	H. 1-2 mm/an V. 0.01 - 0.02 mm/an
III	1	4. 12-9 siècles BC ( $M_w = 7.5$ )	H. 1.6-2.8 mm/an V. 2.2-3.8 mm/an

Les vitesses des déplacements horizontaux et verticaux le long du segment de Khonarasar ont été également estimées à l'aide des données GPS. Davtyan (2007) ont estimé une vitesse horizontale de **0-0,9 mm/an**. Plus récemment, Karakhanian et al. (2013) ont calculé une vitesse de **0,3 mm/an** (horizontale) et **0.7 mm/an** (vitesse d'extension perpendiculaire à la faille) à partir d'une analyse de type modèle de bloc (eg Meade et Hager, 2005; Alessio et al., 2005; McCaffrey, 2005).

A 30 kilomètres au sud-est du volcan Porak, la faille se divise en deux branches formant une structure pull-appart nommée Qarqar-Tsghuk (III zone, Fig. 4.2). La faille traverse le plateau volcanique des montagnes de Syunik (Fig. 4.4) où processus tectoniques, volcaniques et glaciaires interagissent (Karakhanian et al. 1997, 2002; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007).

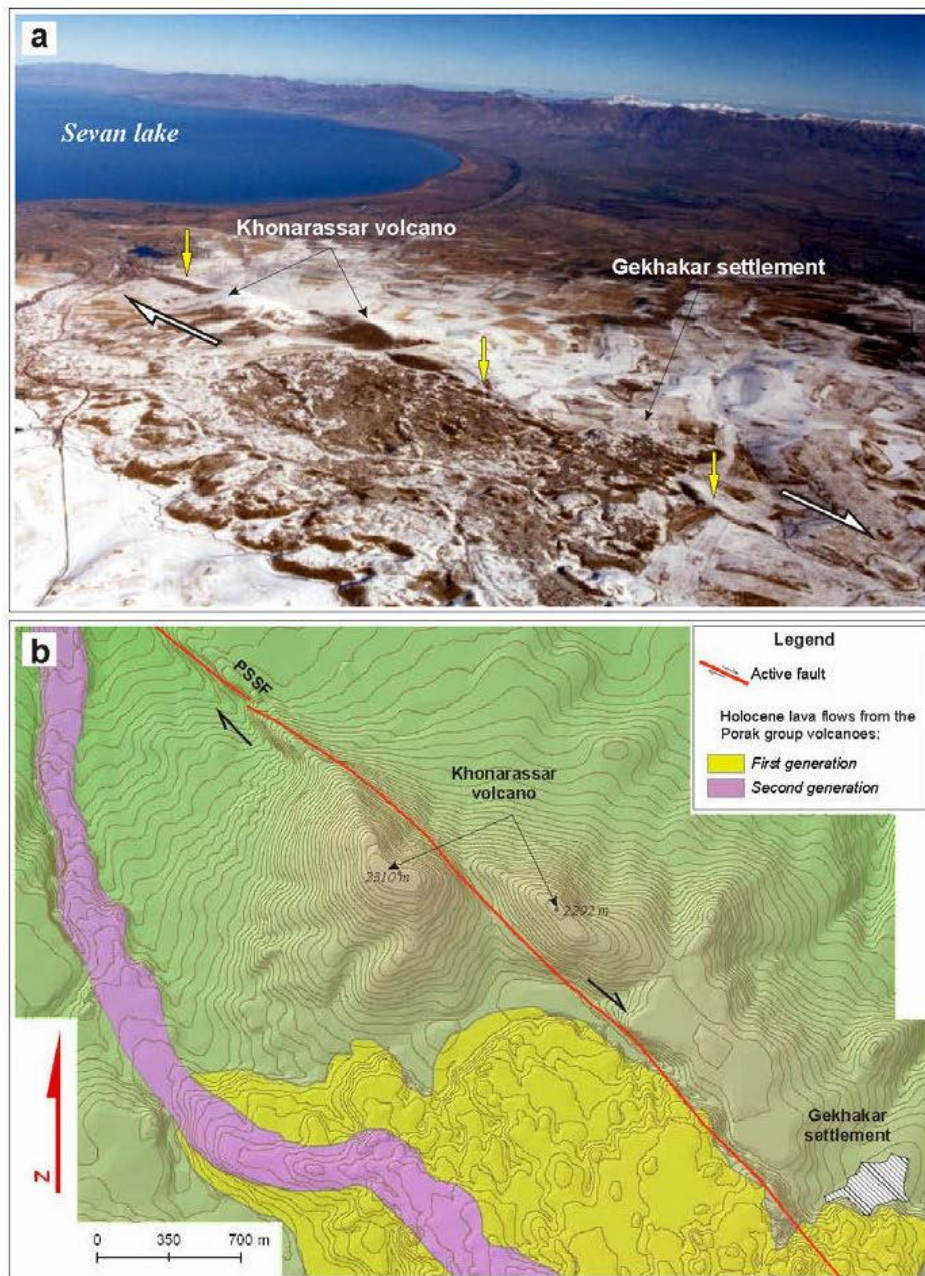


Fig. 4.3. Le volcan de Khonarassar décalé en dextre le long de la faille de Pambak-Sevan-Suynik (PSS). a- la photo prise d'hélicoptère (A. Avanessyan). Les flèches jaunes indiquent la trace de la faille PSS; b- le MNT (Modèle Numérique de Terrain) du volcan Khonarassar avec une résolution de 5 mètre/pixel (Davtyan, 2007).

Cette région a été l'objet de nombreuses études (Mkrtchyan et al., 1969; Trifonov, 1983; Karakhanyan et al., 1989, 1997a, 1999, 2002, 2004c; Avagyan, 2001; Trifonov et Karakhanyan, 2004). Les coulées volcaniques ont été datées entre le Miocène supérieur, le Pliocène et le Pléistocène inférieur et moyen (Fig. 4.5) (Djrbashyan et al., 1995, 2012; Trifonov et Karakhanyan, 2004). Les laves du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur correspondent à des andésites basaltiques, des andésites, et des dacites rhyolitiques couvertes par les basaltes et les andésites

basaltique du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur et moyen (Trifonov et Karakhanyan, 2004; Karapetyan et al., 2010; Djrbashyan et al. 2012). Sur les surfaces que formes ces coulées, on distingue clairement des cônes volcaniques (Qarqar et Ezasar) datant du Pléistocène moyen et supérieur qui sont partiellement érodés (Fig. 4.5). Dans certains cas, ces volcans ont des cônes parasites secondaires avec des petites coulées de basaltes andésitiques. Des formations similaires sont décrites également sur le volcan de Tsakhasar (k, c – Fig. 4.5) (Trifonov, Karakhanyan 2004).

Les basaltes du Pléistocène supérieur sont mieux conservés que les coulées du Pléistocènes moyen et les coulées plus anciennes. Malgré le fait que les coulées volcaniques sont soit érodées et la plus part du temps recouvertes par un sol, il est possible de distinguer et cartographier 5 générations de coulées en fonction de l'état de conservation (Fig. 4.5) (Trifonov et Karakhanian, 2004; Davtyan, 2007).

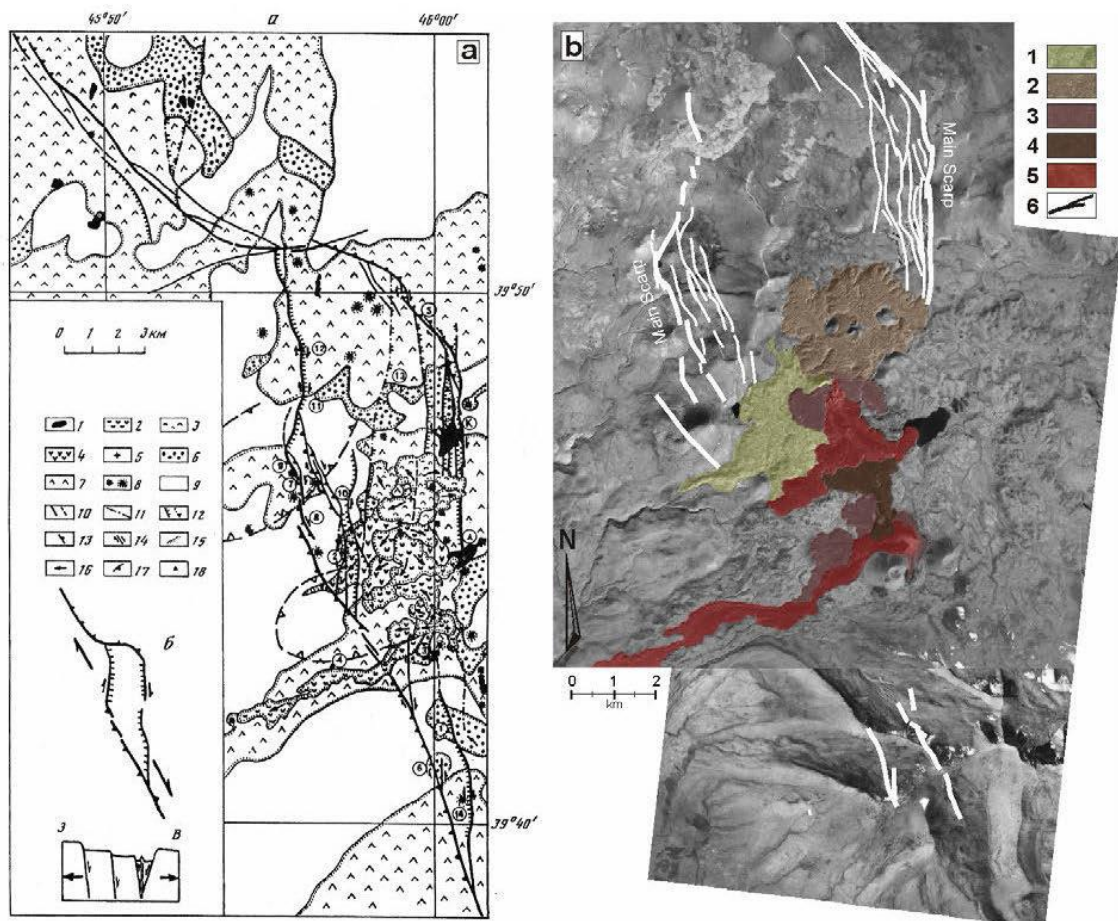


Fig. 4.4. La structure pull-apart de Qarqar-Tsghuk le long de la faille Pambak-Sevan-Syunik. a – carte structurale (Trifonov et al., 1994), b – photo aérienne correspondante montrant les différentes coulées de laves (Davtyan, 2007).

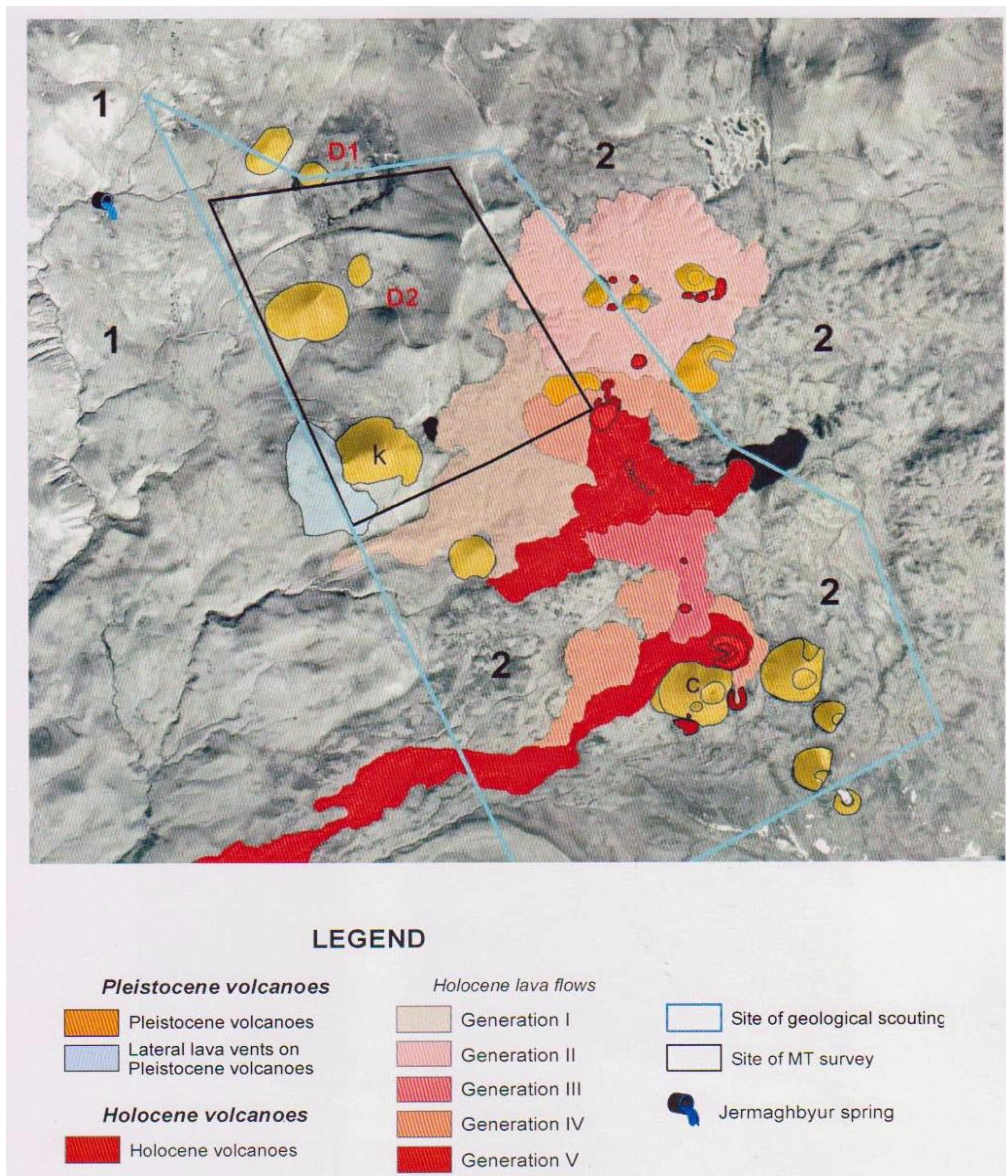


Fig. 4.5. Carte des coulées volcaniques récentes au niveau du pull-appart de Qarqar-Tsghuk (GEORISK 2009).

Du point de vue de la sismicité historique, un seul fort séisme a affecté la partie sud de la région de Syunik en 1406 AD. Sa magnitude a été estimée à  $M_w = 7$  (Karakhanian et al., 2004). Du fait de cette faible sismicité historique, il a proposé que tout le segment de Khonarasar fonctionnait en creep (Trifonov, 1983; Karakhanyan et al., 1997a, 1999, 2002, Trifonov et Karakhanyan, 2004).

Sur la terminaison du pull-appart de Qarqar-Tsghuk, dans la partie ouest du volcan Tsghuk, deux failles principales sont exprimées sur la surface (Mkrtchyan et al., 1969; Trifonov, 1983; Avagyan, 2001) (Fig. 4.6). Cette zone a été nommée systèmes des failles de Tsghuk.

## 4.2 Systèmes de failles du volcan Tsghuk

Notre zone d'étude est la plus proche du volcan de Tsghuk (3581 m, Fig. 4.6) qui constitué de trachyandesites, de basaltes trachyandesitique, et de scories. Le volcan a été affecté par les processus d'érosion glaciaire, et le fond du cratère est rempli de blocs érodés morainiques (Fig. 4.7) (Karapetyan et al., 2010; Djrbashyan et al., 2012):

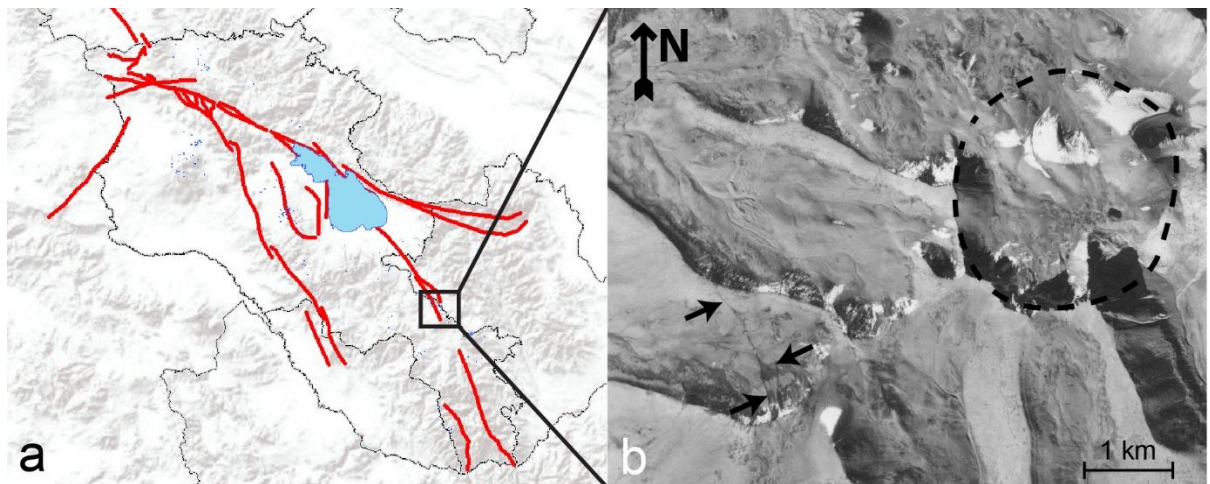


Fig. 4.6. (a) Carte des failles actives d'Arménie et localisation de la zone d'étude (b) Photo aérienne de la zone d'étude (vallée glaciaire de Gailahovit), sur laquelle on peut observer deux escarpements de failles indiqués par des flèches noires (le cratère du volcan Tsghuk est matérialisé par un cercle en pointillé).



Fig. 4.7. Photo de la partie sud du cratère du volcan Tsghuk.

À l'ouest du cratère, on observe des vallées glaciaires (Fig. 4.6b) sur les flancs desquelles on note la présence de terrasses de kame (Fig. 4.8). Ceci atteste de la succession dans le temps de plusieurs épisodes glaciaires (Avagyan, 2001). Notre zone d'étude correspond à l'une de ces vallées glaciaires (la vallée de Gailahovit) qui est affectée par deux escarpements de failles bien visibles en photos aériennes (Fig. 4.6b).

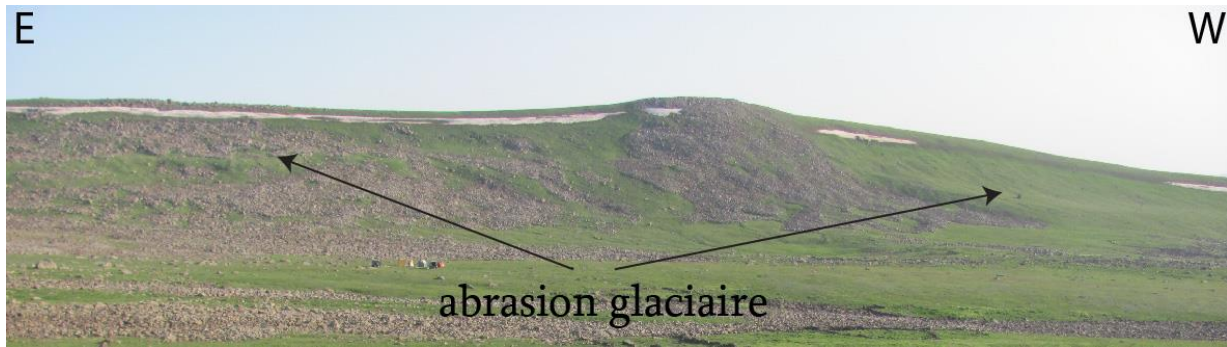


Fig. 4.8. Escarpement de terrasse de kame observé en rive gauche (Sud) de la vallée de Gailahovit.

Au nord de la zone d'étude, des dépôts morainiques sont décrits comme étant recouverts par des coulées de laves attribuées au Pléistocène supérieur, et ont donc été cartographiés en moraines d'âge Pléistocène supérieur (Karakhanian et al. 1999, 2002; Trifonov et Karakhanian 2004). Plusieurs études morphotectoniques et paleoséismologiques ont été réalisées dans cette région (eg Karakhanian et al., 1989, 1997, 2002, 2004; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001; Davtyan, 2007) et c'est également là qu'ont été découverts de nombreux pétroglyphes (Mkrtchyan et al., 1969; Karakhanian et Safaryan, 1970). Ces pétroglyphes dateraient de 7000-3000 AD selon des corrélations archéologiques indirectes (ie âge d'artéfacts archéologiques trouvés à proximité) (Karakhanian et Safaryan, 1970). Parmi ces pétroglyphes, plusieurs dessins interprétés comme représentant une ou plusieurs éruptions volcaniques ont été découverts en 1998 par Avagyan au cours de son travail de sa thèse (Avagyan, 2001; voir également Avagyan et al., 2016 en preparation) Plusieurs blocs à pétroglyphes ont été également observés au niveau de la zone d'étude et attestent ainsi de la présence de l'homme dans ces hautes vallées, il y a déjà plusieurs milliers d'années (Fig. 4.9).



Fig. 4.9. Exemples de pétroglyphes (soulignés avec de la pâte de dentifrice, photo Avagyan, 2001).

#### 4.2.1 Géométrie et cinématique des failles de la vallée de Gailahovit.

L'analyse détaillée des deux escarpements de failles qui recoupent la vallée de Gailahovit, située au sud-ouest du volcan Tsghuk, montrent que ceux-ci recoupent les sédiments fluvio-glaciaires qui constituent la surface de la vallée ainsi que les crêtes qui bordent celle-ci (Avagyan, 2001) (Fig. 4.10).

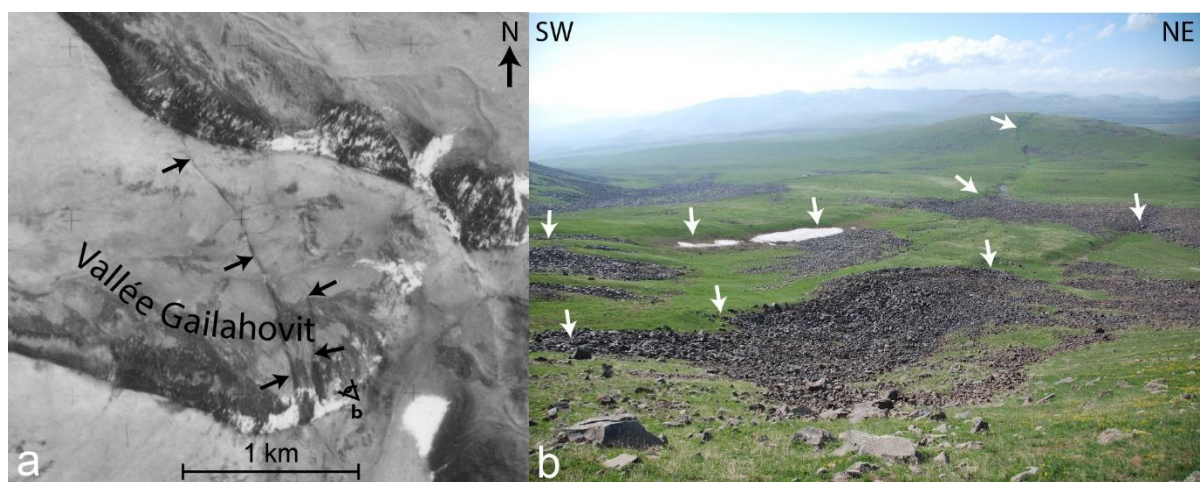


Fig. 4.10. a- zoom (photo aérienne) montrant les deux escarpements de faille affectant la vallée de Gailahovit ; b- vue des deux escarpements sur le terrain.

La morphologie à contre-pente des escarpements indique une cinématique principale en faille normale à pendage Est, à laquelle s'ajoute une légère composante horizontale dextre d'après la déflexion du talweg situé au centre de la vallée (Avagyan, 2001). L'escarpement ouest, de direction N160 est le plus long et s'étend sur environ 2 km. L'escarpement Est de direction nord-sud à une longueur d'environ 1 km (Fig. 3.10). Les deux escarpements se rejoignent au niveau de la crête sud de la vallée (Fig. 3.10, a)



Fig. 4.11. Image satellitaire Google Earth montrant les deux escarpements affectant la vallée de Gailahovit. Noter également un troisième escarpement indiquant une faille normale à pendage Ouest passant au niveau du sommet du bassin versant.

L'image satellitaire de la figure 4.11 montre qu'il existe une troisième faille, parallèle aux deux premières, avec un pendage Ouest affectant le sommet de la vallée (Fig. 4.11). Plus au sud de la vallée de Gailahovit, la faille semble ne plus être exprimée en surface.



#### 4.2.2 Calcul des vitesses de déplacements à partir des études morphotectoniques

Afin de déterminer la vitesse de glissement long terme le long des failles, nous avons effectué des profils topographiques à l'aide d'une station optique Leica TCR 305. Le profil transversal à travers les deux escarpements de failles, nous a permis d'estimer un déplacement vertical cumulé de  $20 \pm 2$  m (a, b - Fig. 4.12). Par ailleurs, en comparant deux profils longitudinaux réalisés au sommet et à la base de l'escarpement principal (occidental), nous avons estimé un déplacement horizontal cumulé de  $7 \pm 1$  m (c - Fig. 4.12) cohérent avec les  $6 \pm 1$  m estimés par Avagyan (2001).

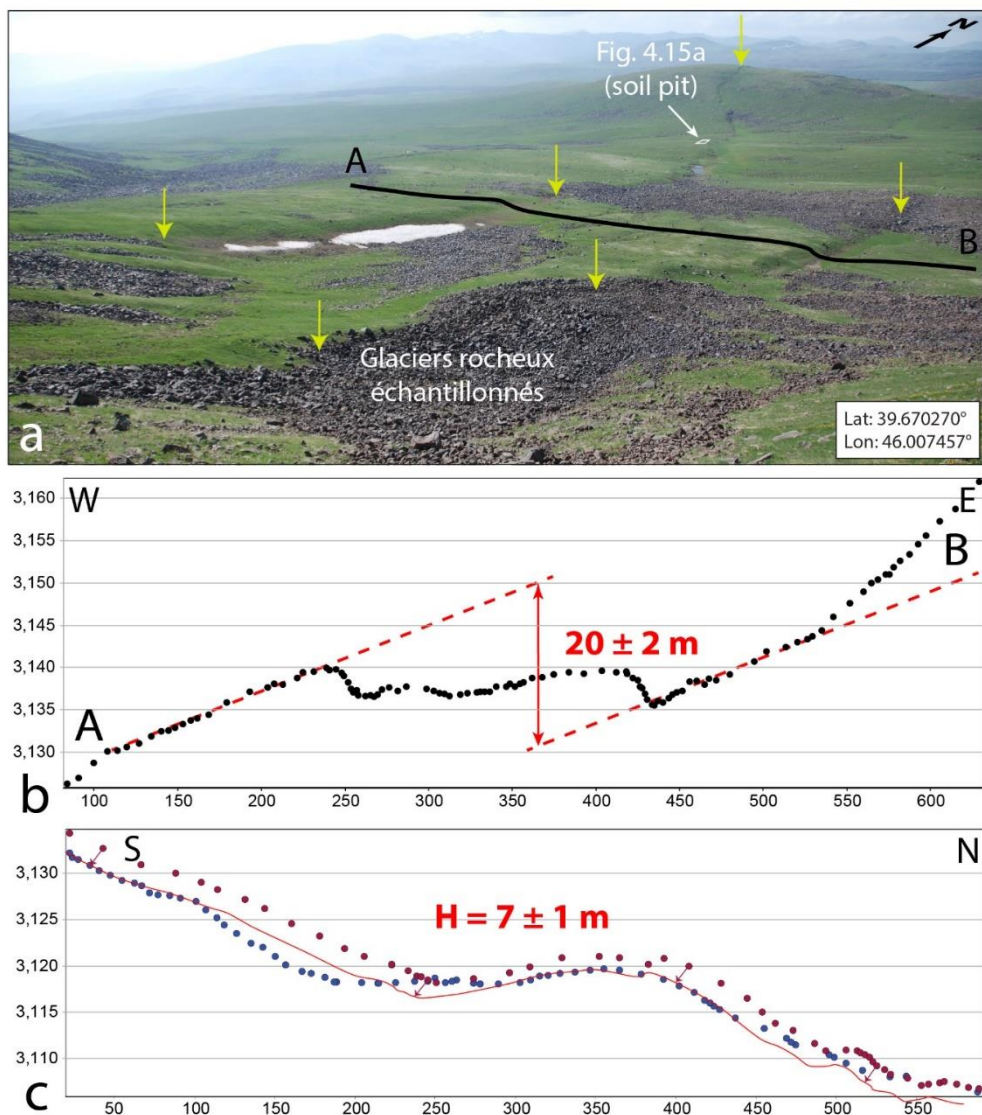


Fig. 4.12. a - Photo de terrain montrant les deux escarpements (flèches jaunes) affectant la vallée de 'Gailahovit'. La ligne noire correspond au profil topographique AB (b), c - profils longitudinaux au sommet (rouge) et à la base (bleu) de l'escarpement ouest permettant d'estimer le déplacement horizontal dextre cumulé.

Les déplacements verticaux et horizontaux cumulés permettent de déterminer la cinématique précise de la faille. Compte tenu de la géométrie de la faille dans le paysage (son changement d'azimut lors du franchissement de la vallée), nous avons estimé un pendage de  $\sim 60^\circ$  vers l'Est. A l'aide des paramètres géométriques (azimut, pendage) de la faille et des valeurs de déplacements, nous calculons un «rake» - 105 (c'est-à-dire un «pitch» de  $75^\circ$ S) pour le vecteur de glissement le long du plan de faille.

Pour dater la surface fluvio-glaciaire affectée par les deux escarpements, nous avons utilisé l'isotope cosmogénique produit in-situ  $^3\text{He}$ . Nous avons effectué un échantillonnage de la surface, là où elle est la mieux préservée, c'est-à-dire au niveau sommet de l'escarpement occidental. Nous avons creusé un trou d' $\sim 2\text{m}$  de profondeur dans la surface pour pouvoir échantillonner un profil sur une profondeur de 2m. (a - fig. 4.12, a - fig. 4.13).

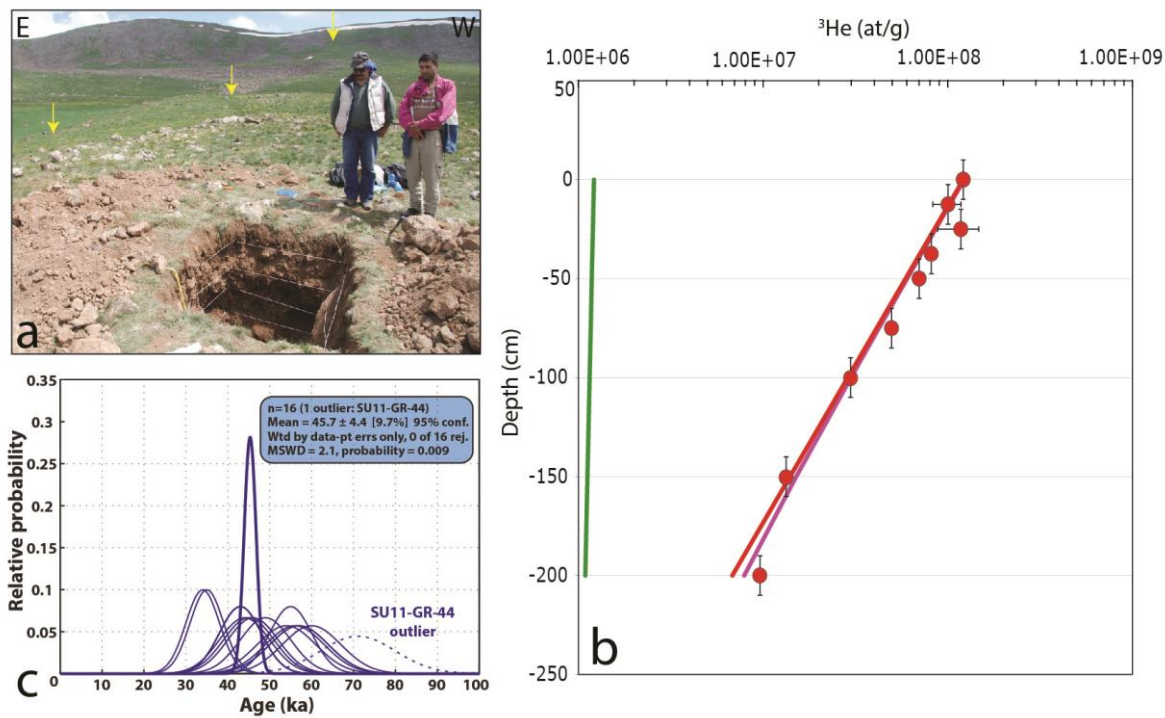


Fig. 4.13. a – Photo montrant le trou creusé dans la surface fluvio-glaciaire au sommet de l'escarpement principal (occidental). Les ficelles montrent les iso-profondeur. b – Graphe montrant la distribution de l' $^3\text{He}$  cosmogénique en fonction de la profondeur le long du profil de sol. Les échantillons collectés correspondent à des amalgames de fragments de clastes basaltiques et de matrice sablo-argileuse. Les concentrations obtenues ont été moyennées. La ligne rouge montre l'atténuation spallogénique modélisée, en utilisant une densité du sol (mesurée) de  $2,1 \text{ g/cm}^3$  et une longueur d'atténuation de  $150 \text{ g/cm}^2$ . La ligne verte montre la contribution muonique, en utilisant les paramètres de Braucher et al. (2011). La ligne violette combine l'atténuation muonique et spallogénique. Pour la surface fluvio-glaciaire le meilleur « fit » donne une

concentration  $^3\text{He}$  cosmogénique de  $1.31 \pm 0.11 \times 10^8$  at.g. c - Probabilités relatives des âges d'expositions «  $^3\text{He}$  » des échantillons de basaltes collectés au niveau d'un glacier rocheux affectés par l'escarpement oriental (16 blocs).

Le trou creusé dans la surface fluvio-glaciaire montre des dépôts grossiers non stratifiés et non triés, principalement composés de clastes de basaltes angulaires (diamètre  $10 \pm 5$  cm) avec quelques gros galets inclus dans une matrice sablo-argileuse. La datation de la surface consiste à analyser la distribution in situ  $^3\text{He}$  vs de la profondeur (b - Fig. 4.13, Tableau 4.2). Cette approche permet de vérifier et de mesurer, le cas échéant, la part de l' $^3\text{He}$  cosmogénique hérité dans les fragments avant leur abandonnement définitif (ex. Van der Woerd et al., 1998; Brown et al., 2002; Ritz et al, 2003). Entre la surface et 2 m de profondeur, nous avons collecté 9 échantillons (Tableau 4.2) amalgamés afin de minimiser la stochasticité des processus avant l'abandonnement définitif final de la surface fluvio-glaciaire (cf. Repka et al., 1997). Fig. 4.13b montre une diminution exponentielle claire de la concentration  $^3\text{He}$  cosmogénique en profondeur, ce qui permet de calculer un âge de **113 ± 17 ka** pour la **surface fluvio-glaciaire**. Ce résultat permet de calculer une vitesse de déplacement verticale moyenne à travers des 2 escarpements (~20 de déplacement vertical) de **0,18 ± 0,04 mm/an**, et une vitesse de déplacement horizontale dextre de **0,06 ± 0,02 mm/an** le long de la faille occidentale.

Tableau 4.2 Données de concentration  $^3\text{He}$  cosmogénique obtenu le long du profil creusé dans la surface fluvio-glaciaire (vallée de Gailahovit, N 39.67733° ; E 46.00014°; 3111 m; les analyses ont été réalisées par PH Blard au CRGP, Nancy)

Echantillon	Masse (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Profondeur (cm)
<b>Graviers</b>				
SU11-1	37.3	$6.02 \pm 0.12$	$11.8 \pm 0.3$	0
SU11-1	13.2	$7.42 \pm 0.15$	$12.5 \pm 0.3$	0
SU13-1	173.5	$6.72 \pm 0.25$	$11.7 \pm 0.3$	-12.5
SU13-1	114.1	$6.03 \pm 0.01$	$11.0 \pm 0.2$	-12.5
SU11-2	97	$9.35 \pm 0.18$	$13.6 \pm 0.3$	-25
SU11-2	57.4	$31.95 \pm 0.14$	$13.9 \pm 0.3$	-25
SU11-2	58.5	$8.05 \pm 0.05$	$14.0 \pm 0.4$	-25
SU13-2	158.2	$3.67 \pm 0.13$	$7.7 \pm 0.2$	-37.5
SU11-3	61.3	$6.18 \pm 0.12$	$7.0 \pm 0.2$	-50
SU-11-3	32.1	$6.16 \pm 0.05$	$6.9 \pm 0.2$	-50

SU11-4	163.1	$7.81 \pm 0.15$	$4.9 \pm 0.1$	-75
SU11-5	98.8	$6.73 \pm 0.13$	$2.9 \pm 0.1$	-100
SU11-6	235	$1.03 \pm 0.02$	$1.3 \pm 0.04$	-150
SU11-7	183.9	$5.84 \pm 0.11$	$0.9 \pm 0.03$	-200
SU11-7	35.8	$5.02 \pm 0.1$	$1.0 \pm 0.05$	-200
<b>Matrix de sables</b>				
SU13-1m	275.0	$5.31 \pm 0.19$	$9.1 \pm 0.2$	-12.5
SU13-1m	102.6	$5.24 \pm 0.02$	$8.5 \pm 0.2$	-12.5
SU13-3m	53.6	$3.69 \pm 0.03$	$9.6 \pm 0.2$	-25
SU13-2m	154.7	$3.85 \pm 0.14$	$8.4 \pm 0.2$	-37.5
SU13-2m	71.5	$4.32 \pm 0.02$	$8.7 \pm 0.2$	-37.5

NB/ Tous les échantillons sont des pyroxènes, de tailles 150-300 microns, qui ont été fusionnés en vide sous la température de  $\sim 1350$  °C. Les concentrations  $^3\text{He}$  cosmogénique sont corrigées pour une contribution  $^3\text{He}$  nucleogénique en  $1 \times 10^5 \text{ at.g}^{-1}$ .

L'incertitude de l'échantillonnage est de  $\sim 10$  cm

La datation de la surface fluvio-glaaciaire de la vallée de Gailahovit montre que l'abandon du dernier épisode glaciaire dans cette vallée est beaucoup plus ancienne ( $\sim 115$  ka) que les  $\sim 20$  ka correspondant à la dernière extension maximale des glaciers (LGM) dans la plupart de l'Europe du nord.

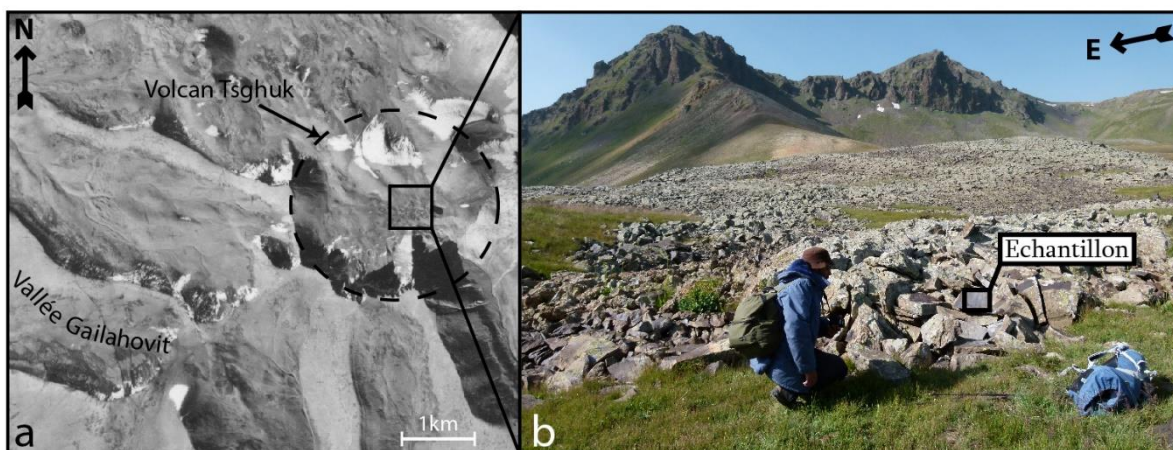


Fig. 4.14. Photo aérienne (a) et photo du terrain (b) montrant la zone d'échantillonnage dans le cratère de volcan Tsghuk.

Pour pouvoir juger de la signification (locale ou régionale) de ce résultat, nous avons daté à l'aide de  $^3\text{He}$  cosmogénique les dernières moraines observées au niveau du cratère du volcan Tsghuk (Fig. 4.14) Nous avons collecté des échantillons de basaltes striés par les glaciers Nous avons

obtenu un âge d'exposition de  $17 \pm 1.7$  ka (Mkrtchyan et al., 2014), ce qui est cohérent avec l'âge de la dernière extension glaciaire (LGM) en Europe du nord (Peyron et al., 1998; Tarasov et al., 1999). Ceci suggère que le glacier qui recouvrait le cratère de volcan Tsghuk au cours de la dernière glaciation ("Würm") n'a pas atteint la vallée de Gailahovit, qui elle était abandonnée depuis l'avant-dernière glaciation («Riss»).

Tableau 4.3. Données des concentrations  $^3\text{He}$  cosmogénique des échantillons collectés sur les blocs des basaltes du glacier rocheux au niveau de la vallée de Gailahovit (N 39.67147°, E 46.00342°, 3165 m ; fait à CRGP, Nancy).

Echantillons	Altitude (m)	Masse (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	$^3\text{He}$ cosmogénique ( $10^7$ at/g)	Corrélation paleomagnétique	Âges $^3\text{He}$ corrigé (ka)
SU11-GR-5	3165	140.3	$6.3 \pm 0.1$	$3.9 \pm 0.1$	$4.0 \pm 0.1$	1.02	$34 \pm 4$
SU11-GR-8	3165	87.5	$4.7 \pm 0.1$	$4.0 \pm 0.1$	$4.1 \pm 0.1$	1.02	$35 \pm 4$
SU11-GR-10	3165	91.5	$7.8 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.07	$43 \pm 5$
SU11-GR-11	3165	130.8	$7.2 \pm 0.1$	$6.8 \pm 0.2$	$6.9 \pm 0.2$	1.07	$57 \pm 7$
SU11-GR-20	3165	94.6	$5.6 \pm 0.1$	$5.3 \pm 0.1$	$5.4 \pm 0.1$	1.07	$44 \pm 6$
SU11-GR-21	3165	158.5	$6.3 \pm 0.1$	$6.2 \pm 0.1$	$6.4 \pm 0.1$	1.07	$53 \pm 7$
SU-11-GR21	3165	38.7	$8.2 \pm 0.1$	$7.0 \pm 0.2$	$7.2 \pm 0.2$	1.07	$59 \pm 7$
SU11-GR-22	3165	94.7	$6.7 \pm 0.1$	$5.8 \pm 0.1$	$6.0 \pm 0.1$	1.08	$49 \pm 6$
SU11-GR-23	3165	90	$5.1 \pm 0.1$	$5.0 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.06	$43 \pm 5$
SU11-GR-25	3165	124.7	$6.0 \pm 0.1$	$5.5 \pm 0.1$	$5.7 \pm 0.1$	1.08	$46 \pm 6$
SU11-GR-28	3165	228.6	$5.4 \pm 0.1$	$6.5 \pm 0.1$	$6.6 \pm 0.1$	1.07	$54 \pm 7$
SU11-GR-32	3165	118.4	$5.3 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.07	$43 \pm 5$
SU11-GR-34	3165	146.5	$5.1 \pm 0.1$	$7.1 \pm 0.2$	$7.3 \pm 0.2$	1.07	$60 \pm 7$
SU11-GR-36	3165	119.3	$6.1 \pm 0.1$	$5.3 \pm 0.1$	$5.5 \pm 0.1$	1.07	$45 \pm 6$
SU11-GR-37	3165	128.8	$8.5 \pm 0.2$	$6.7 \pm 0.1$	$6.9 \pm 0.2$	1.07	$57 \pm 7$
SU11-GR-40	3165	65	$6.9 \pm 0.1$	$6.6 \pm 0.2$	$6.8 \pm 0.2$	1.07	$56 \pm 7$
SU11-GR-44	3165	37.1	$5.7 \pm 0.1$	$8.4 \pm 0.2$	$8.7 \pm 0.2$	1.07	$71 \pm 9$

Tous les échantillons sont des pyroxènes, de tailles 250-500 microns, qui ont été fusionnés sous vide à la température de  $\sim 1350$  °C.

Les concentrations d'  $^3\text{He}$  cosmogénique sont corrigées pour une contribution  $^3\text{He}$  nucleogénique en  $1 \times 10^5$  at.g<sup>-1</sup>.

$122 \pm 15$  at.g<sup>-1</sup>.a<sup>-1</sup> taux de production des hautes latitudes de niveau de la mer a été utilisé (Blard et al., 2013).

Les facteurs d'échelle spatiale sont calculés en utilisant le modèle de Lal-Stone (Stone, 2000).

La correction d'épaisseur est de 3% pour tous les échantillons. La densité des basaltes a été estimée à  $2,7$  g.cm<sup>-3</sup>, avec une longueur d'atténuation de  $160$  g.cm<sup>-2</sup>.

La correction de blindage correction est négligeable

Les variations paléomagnétiques sont comptabilisées en utilisant le modèle de Nishiizumi et al. (1989) et la base de données de VDM SINT 800 (Guyodo et Valet, 1999).

Tableau 4.4. (U-Th)/âge  $^4\text{He}$  du glacier rocheux de vallée Gailahovit, et  $^3\text{He}$  nucléogénique

Echantillon	$^{232}\text{Th}$ (ppm)	$^{238}\text{U}$ (ppm)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at.g $^{-1}$ )	$\text{P}_4^a$ ( $10^6$ at/g/yr)	(U-Th)/ $^4\text{He}$ age (Ma)	Li (ppm)	$\text{P}_3^b$ (at/g/yr)	$^3\text{He}_n$ ( $10^5$ at/g)
SU11-GR-28	3.09	0.63	$5.4 \pm 0.1$	5.9	0.9	8.9	0.09	0.8
SU11-GR-34	-	-	-	-	-	13.6	0.13	1.2
SU11-GR-36	3.05	0.70	$6.1 \pm 0.1$	6.1	1.0	13.3	0.13	1.2
SU11-1	0.57	3.72	$6.7 \pm 1$	6.6	1.0	15.2	0.15	1.4
SU11-2	0.65	4.34	$16 \pm 13$	6.9	2.4	9.8	0.09	0.9
SU11-3	0.42	3.03	$6.2 \pm 0.1$	5.3	1.2	6.5	0.06	0.6
SU11-4	0.44	3.28	$7.8 \pm 0.1$	5.5	1.4	6.1	0.06	0.6
SU11-5	0.51	3.51	$6.7 \pm 0.1$	5.9	1.1	6.5	0.06	0.6
SU11-6	0.32	1.86	$1.03 \pm 0.02$	4.1	0.2	6.1	0.06	0.6
SU11-7	0.75	2.77	$5.4 \pm 0.6$	6.1	0.9	6.1	0.06	0.6

Ces résultats sont également cohérents avec la datation des glaciers rocheux qui couvrent la partie supérieure de la vallée Gailahovit (a – Fig. 4.12). En effet, nous avons obtenu un âge moyen d'exposition de  $45,7 \pm 4,4$  ka, à partir de l'analyse de 16 blocs différents (Tableau 4.3, c – Fig. 4.13). Ces résultats confirment que la vallée de Gailahovit était déjà abandonnée (et exposée aux rayons cosmiques) après pénultième glaciation ("Riss").

#### 4.2.3 Calcul des vitesses de déplacements à partir des données PS-InSAR (Permanent Scatterers)

Après avoir obtenu les vitesses de déplacement le long des failles PSS par les études morphotectoniques, nous avons appliqué l'analyse PS – InSAR (voir chapitre 2) pour toute la zone de Syunik. Cette étude permet d'estimer les vitesses de déplacements moyennes de chaque PS dans la zone. Le résultat définitif peut être comparé avec ceux obtenus par les études morphotectoniques.

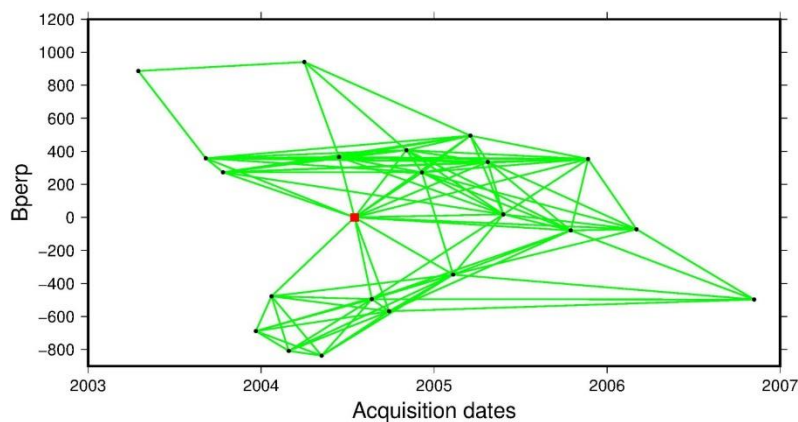


Fig. 4.15: Ligne de base perpendiculaire (en m) de chaque acquisition radar (date en abscisse) relativement à l'image maîtresse (carré rouge, 14/07/2007) utilisée dans l'analyse PS-InSAR. En vert, les paires interférométriques utilisées lors de l'analyse SBAS.

Pour cette zone d'étude, l'analyse PS-InSAR a porté sur les archives Envisat acquises en orbites descendantes (Track 321/Frame 2807). Cette série temporelle est constituée de 22 images acquises entre Avril 2003 et Novembre 2006 (Fig. 4.15).

Les autres archives ERS ou Envisat sur la zone de Syunik sont malheureusement beaucoup moins denses et inutilisables pour une analyse PS-InSAR fiable.

- Envisat ascendant : seulement 8 images pour le Track 414
- ERS descendant : série temporelle de 7 images (Track 321)
- ERS ascendant : série temporelle de 7 images (Track 185)

A part des données susmentionnées il n'y a pas d'autres archives ERS-Envisat utilisables. Dans l'étude développée ci-dessous, c'est moins le nombre d'images que la couverture temporelle limitée de cette série qui peut s'avérer limitant.

#### **4.2.3.1 Les champs de vitesses issus de StaMPS**

##### **Analyse PSI**

En appliquant la méthode StaMPS (qui utilise la corrélation spatiale de la phase interférométrique pour sélectionner les PS) sur 22 images, nous avons obtenu 46030 PS (Série complète + PR01, Master : 20040714). Malgré un seuil de sélection de PS rigoureux (statistiquement seulement 1% de faux-PS), on a une bonne densité de mesures ( $\sim 7$  PS/km<sup>2</sup>) sur l'ensemble de la zone imagée. La convention de signe des vitesses PS est, dans le cas d'un déplacement de la cible au sol, la suivante :

- Vitesse positive = déplacement relatif vers le satellite, c'est-à-dire, uplift et/ou déplacement vers le Sud ou l'Est.
- Vitesse négative = déplacement relatif dans la direction opposée du satellite, c'est-à-dire, subsidence et/ou déplacement vers le Nord ou l'Ouest.

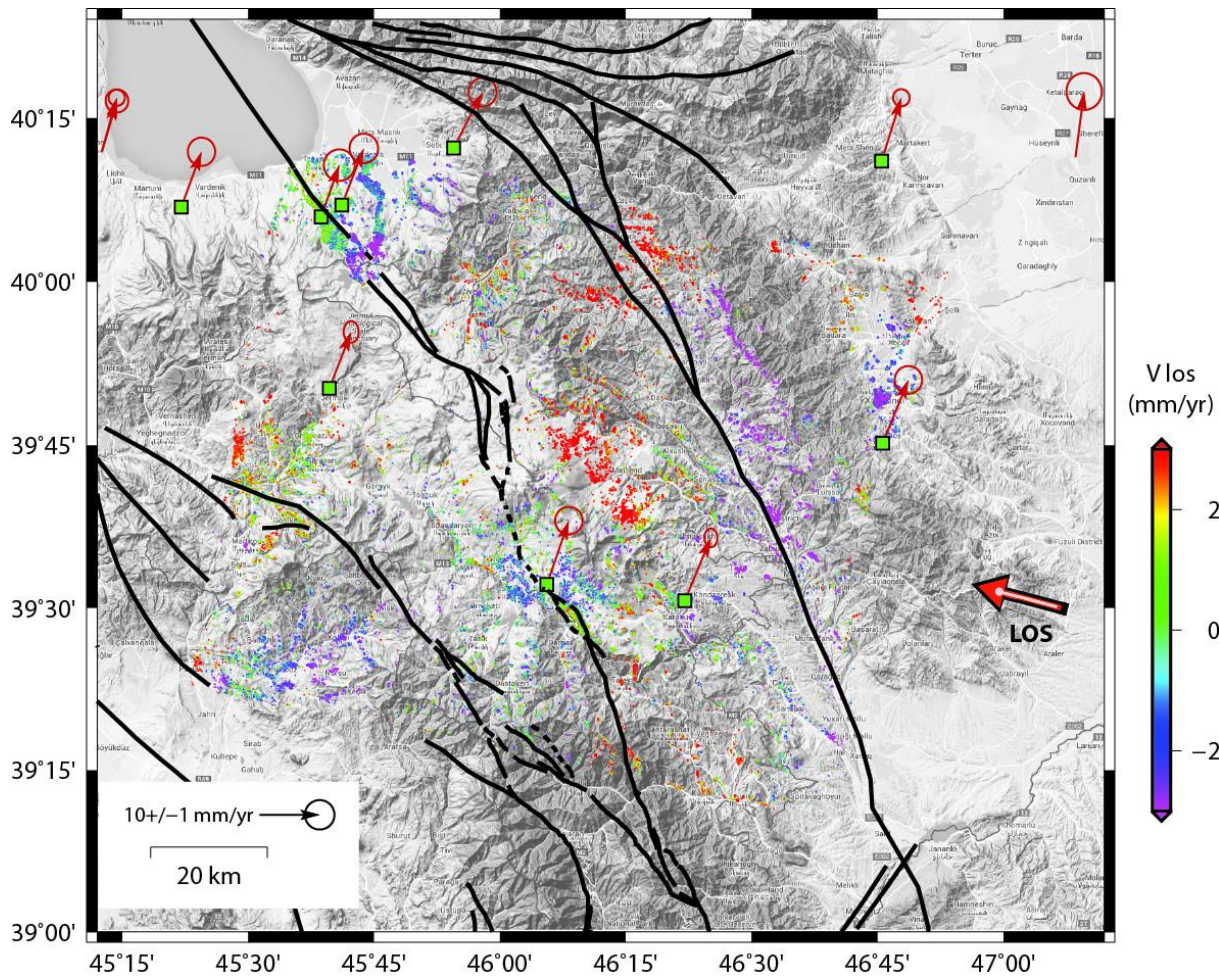


Fig. 4.16 : Champ de vitesses PS sans filtrage spatio-temporel. Les vecteurs rouges représentent les vitesses GPS horizontales relativement à l'Eurasie fixe. La couleur des carrés aux sites GPS représente l'amplitude de la vitesse horizontale projetée selon l'axe de visée du satellite (flèche rouge orientée WNW). Failles tracées en lignes noires (Karakhianian et al. 2004).

La Fig. 4.16 montre le champ de vitesses PS obtenu sans filtrage spatio-temporel, et la Fig. 4.17 montre les incertitudes associées. Il s'agit, pour chaque PS, de la déviation standard des vitesses moyennes calculées en sélectionnant des sous-ensembles des interférogrammes disponibles. Sur l'ensemble des PS, on trouve une disparité de vitesses dont la valeur médiane est 2 mm/an, et pouvant varier selon les zones entre min=0.8 mm/an, et max=5.0 mm/an.

Une autre manière d'estimer l'incertitude associée aux vitesses moyennes PS consiste à calculer, pour chaque PS, la dispersion des positions estimées à chaque époque d'acquisition radar relativement à la régression linéaire correspondant à la vitesse moyenne estimée. On obtient, alors, une carte d'incertitude similaire à la Figure 4.17. Les valeurs de disparité temporelle de position ont une valeur médiane, sur toute l'image, de 7 mm, pour des valeurs comprises entre 3 et 17 mm.



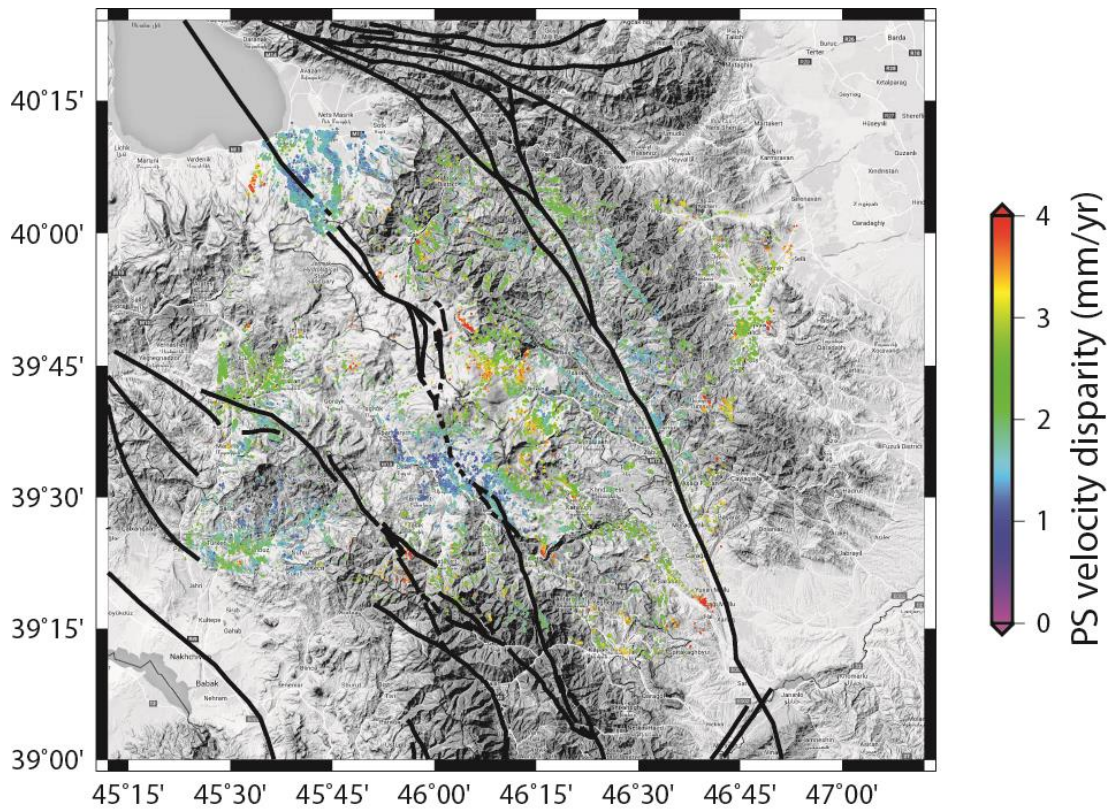


Fig. 4.17: Disparité des vitesses PS (mm/an).

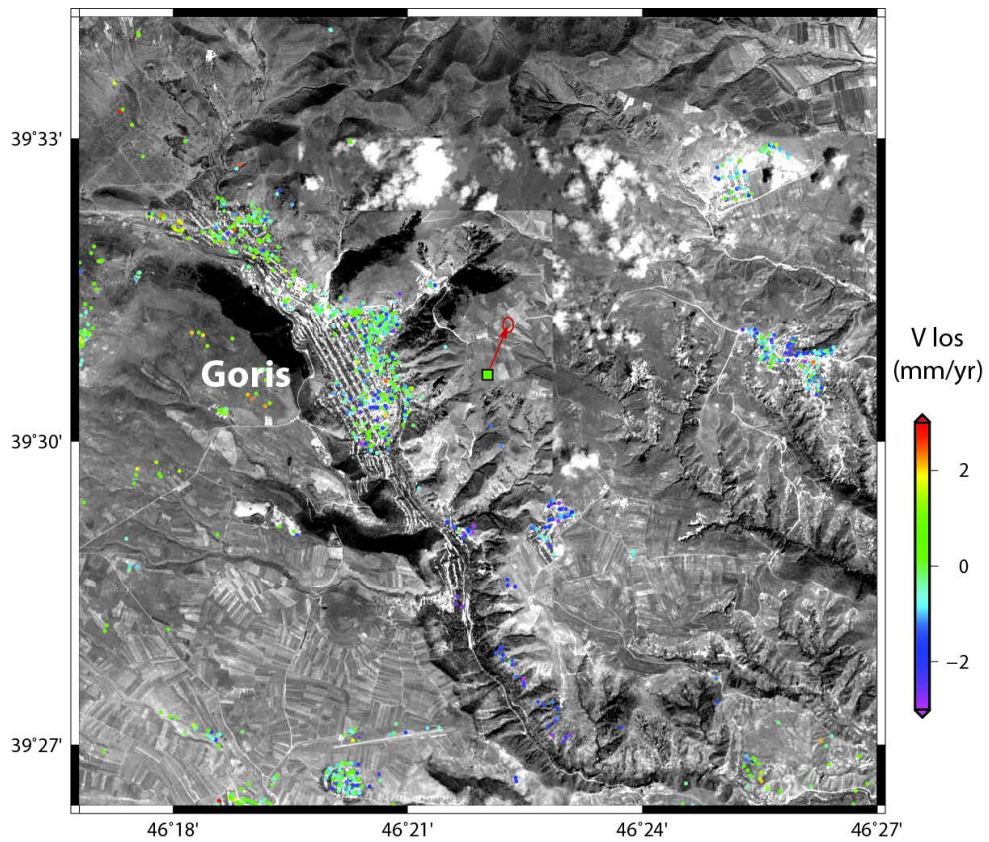


Fig. 4.18 : Exemple de vitesses négatives probablement associées à des instabilités gravitaires au Sud du village de Goris (fond de carte issu de GoogleEarth)

Malgré une bonne densité des PS ( $\sim 7$  PS/km<sup>2</sup>), les patterns sont très contrastés spatialement. Toutes les valeurs PS sont entre  $\pm 3$  mm/an. Ces valeurs extrêmes sont significativement supérieures aux vitesses obtenues par des études morphotectoniques. On peut observer les vitesses positives au centre de la zone imagée, entre les 2 systèmes de failles principaux (failles PSS et Hagari). On observe également les vitesses négatives à l'extrémité Sud-Est de l'image, ainsi qu'au Nord-Ouest, dans le Haut-Karabagh, sur les reliefs bordant le flanc Est de la vallée de Hagari. Une géolocalisation précise de ces mesures PS permet d'avancer, par analyse de MNT et d'images GoogleEarth, que l'origine probable de ces vitesses négatives doit être cherchée du côté d'instabilités gravitaires largement présentes dans ces zones-là (par exemple, Fig. 4.18).

Une analyse similaire permet d'associer des patterns de vitesses négatives avec de probables effets de subsidence locale (par exemple, les coulées de lave du volcan situé au Nord-Ouest de l'image, Fig. 4.19).

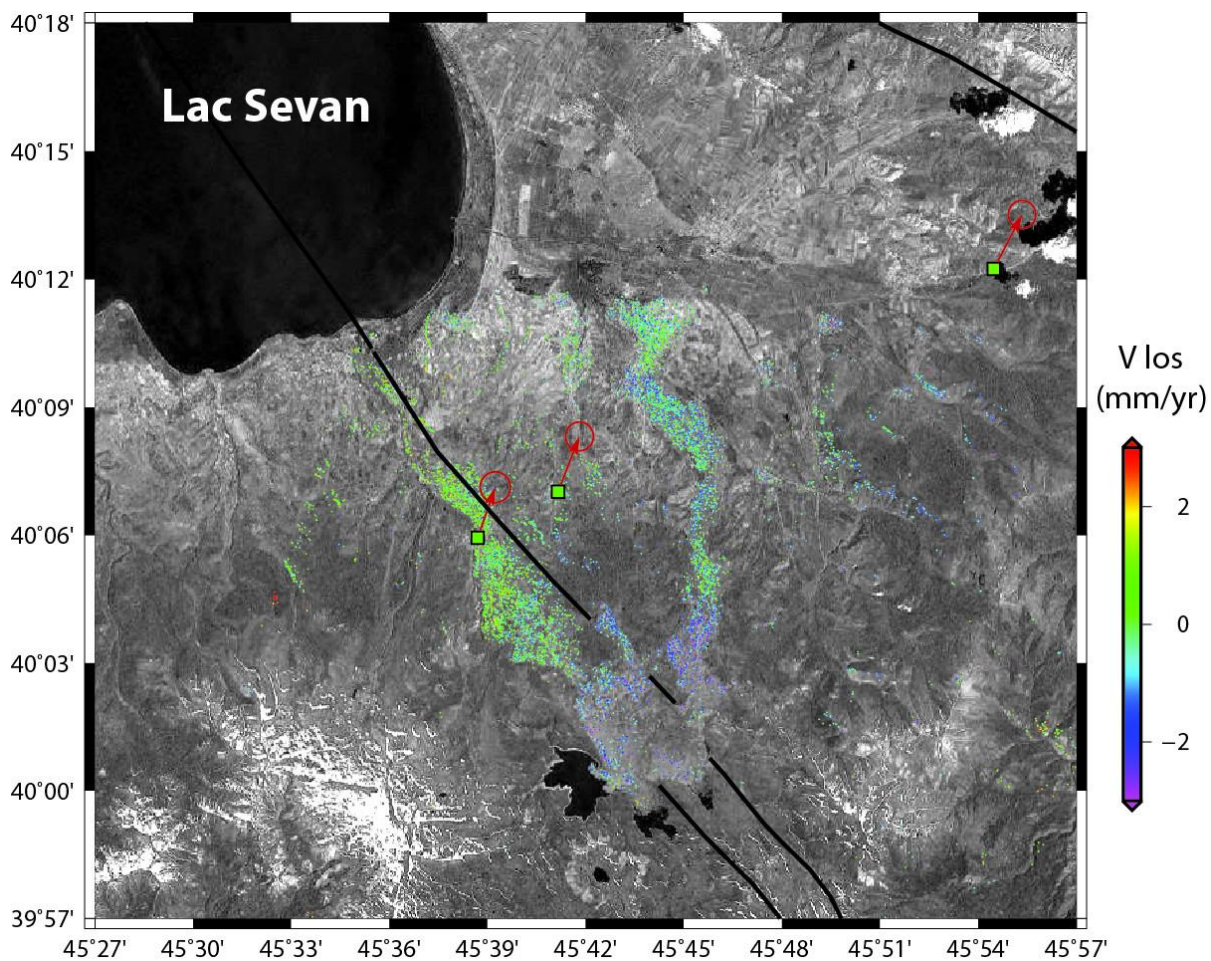


Fig. 4.19: Subsidence apparente de la partie amont des anciennes coulées de lave (probablement liée à la proximité des lacs).

## Combinaison des analyses PSI et SBAS

On procède à l'analyse SBAS sur la liste des paires interférométriques spécifiées sur la [Figure 4.15](#) (segments verts). Cette sélection a été réalisée de manière à retenir tous les interférogrammes ayant une ligne de base perpendiculaire courte et un écart temporel limité, tout en gardant une connectivité complète de ce réseau (pas de groupe d'interférogrammes déconnecté du reste du graphe). L'ensemble d'analyse PSI et SBAS (PR01 - statistiquement seulement 1% de faux-PS) a permis de sélectionner 146972 PS.

La disparité des vitesses est sensiblement plus grande que pour le champ de vitesses PSI. La valeur médiane sur toute la zone est  $\sim 2.5$  mm/an, pour un ensemble de valeurs comprises entre 1.2 et 5.8 mm/an.

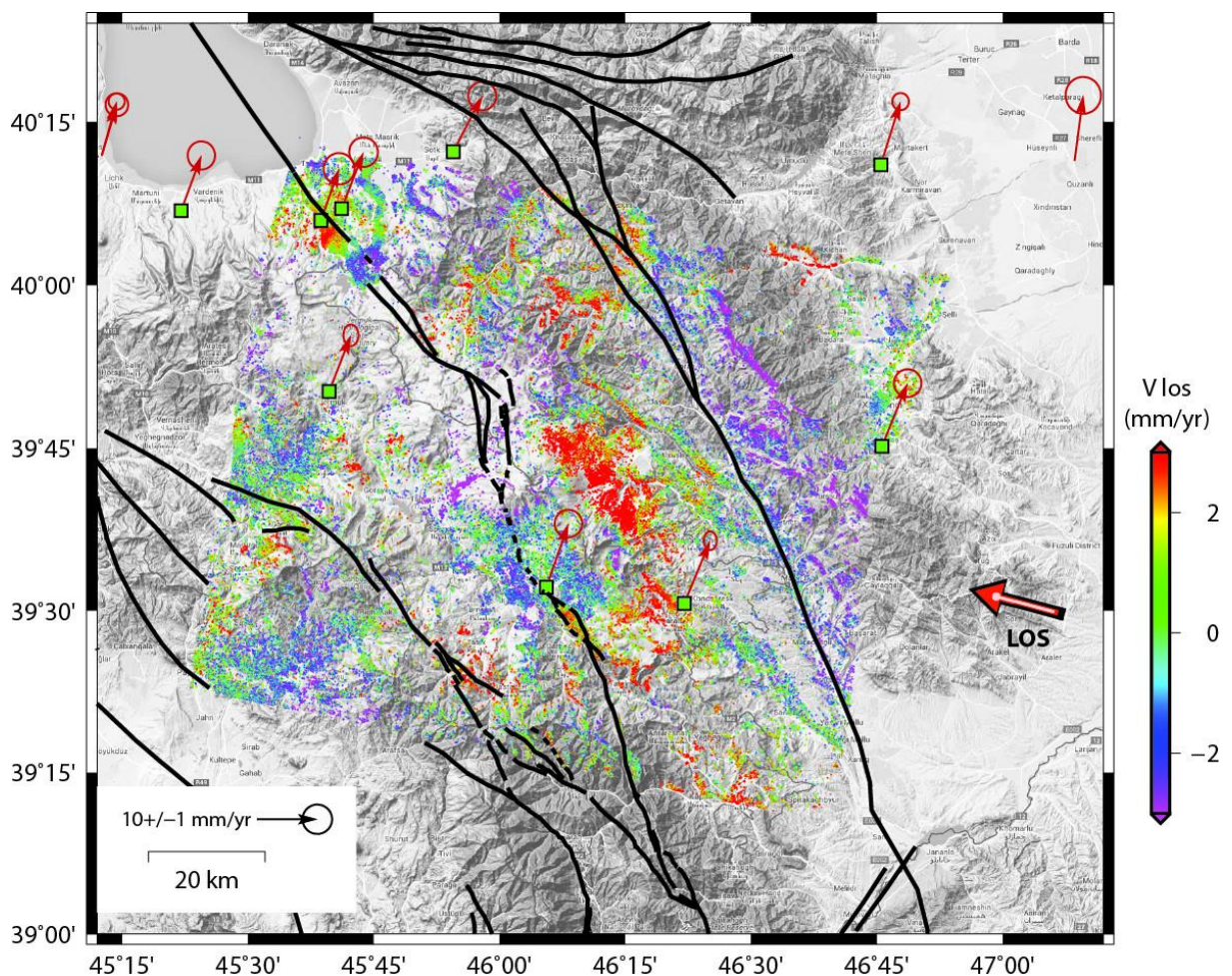


Fig. 4.20: Combinaison PSI et SBAS sans correction atmosphérique autre qu'une simple corrélation linéaire globale avec la topographie.

La Fig. 4.20 montre le champ de vitesses moyennes PS, où on retrouve les principaux patterns révélés par l'analyse PSI précédente, avec une densité de mesure plus grande ( $\sim 23$  PS/km<sup>2</sup> contre  $\sim 7$  PS/km<sup>2</sup> en PSI) mais une disparité plus grande.

### 4.2.3.2 Les corrections atmosphériques

La vitesse excessive (négative et positive) de ces champs de vitesses PS peut être liée également aux biais atmosphériques. Ci-dessous nous allons décrire la correction atmosphérique réalisée avec la chaîne de traitement TRAIN (Beckaert et al., 2015)

#### Calibration

L'application de modèles de délais atmosphériques corrélés à la topographie selon un modèle linéaire a tendance à accentuer la dispersion des vitesses PS finales. En effet, ces corrélations sont généralement locales et ne s'appliquent généralement pas de manière uniforme à l'ensemble de la zone traitée.

Tableau 4.5 : Pour chaque acquisition radar, pourcentage de l'image associée MERIS (gauche) et MODIS (droite) renseigné en contenu de vapeur d'eau (en rouge % > 60).

MERIS	MODIS
20030416: 0 %	20030416: 0 %
20030903: 99 %	20030903: 83.7 %
20031008: 100 %	20031008: 99.2 %
20031217: 49 %	20031217: pas d'image
20040121: 33.4 %	20040121: 23.1 %
20040225: 28.8 %	20040225: 68.4 %
20040331: 4.1 %	20040331: 6.3 %
20040505: 9.5 %	20040505: 1.1 %
20040609: pas d'image	20040609: 94.8 %
20040714: 72.7 %	20040714: 72.9 %
20040818: 95.3 %	20040818: 79.7 %
20040922: 99.9 %	20040922: 99.5 %
20041027: 98.8 %	20041027: 95.8 %
20041201: 9.7 %	20041201: 4.4 %

20050209: 3.7 %	20050209: 7 %
20050316: 26.7 %	20050316: 27.5 %
20050420: 75.1 %	20050420: 69 %
20050525: 67 %	20050525: 69.1 %
20051012: 72.2 %	20051012: 66.8 %
20051116: 31.2 %	20051116: 5.9 %
20060301: 30.7 %	20060301: 2 %
20061101: 45.9 %	20061101: 23.4 %

L'analyse des images MERIS/MODIS ([Tableau 4.5](#)) révèle la fréquence des phénomènes atmosphériques turbulents sur la zone d'étude, notamment sur sa partie centrale. Cela signifie que :

- ces délais troposphériques ne peuvent être corrigés en utilisant ces images (absence d'information)
- ces patterns de vitesses positives, que l'on a déjà vu être associés à des incertitudes assez élevées ( $\sim 3$  mm/an), sont plus certainement attribuables à des artéfacts atmosphériques qu'à de la déformation de surface, même si cette dernière possibilité n'est pas à exclure. La [Figure 4.21](#) montre un exemple de couverture nuageuse sur cette zone centrale au cours de la série temporelle étudiée.

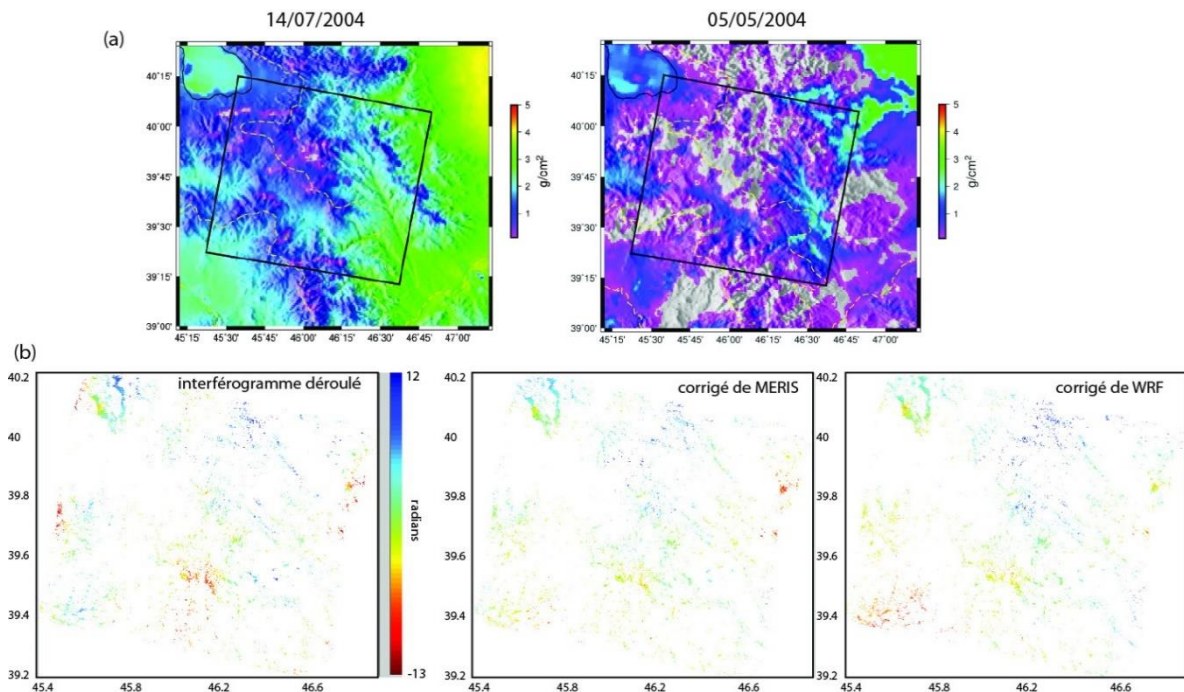


Fig. 4.21: Exemple d'interférogramme déroulé et de modélisation de déphasage troposphérique. (a) Cartographie des contenus de vapeur d'eau déterminés par MERIS dans le canal Infra-Rouge

pour l'image maîtresse (gauche) et l'image esclave (droite). (b) A gauche, l'interférogramme original déroulé, au centre, ce même interférogramme corrigé des délais troposphériques calculés à partir des données MERIS, et à droite, corrigé des délais troposphériques calculés avec le modèle météo WRF.

La modélisation des délais troposphériques par l'utilisation des modèles météo WRF et ERA-I s'est révélée incapable de résoudre la question de l'existence de ce pattern de vitesse positive au centre de l'image. Probablement que la résolution spatiale limitée de ces modèles ne permet pas de corriger des phénomènes atmosphériques d'une extension spatiale aussi limitée. A moins que ce pattern ne doive pas être attribué à de l'atmosphérique, mais bien à de la déformation !

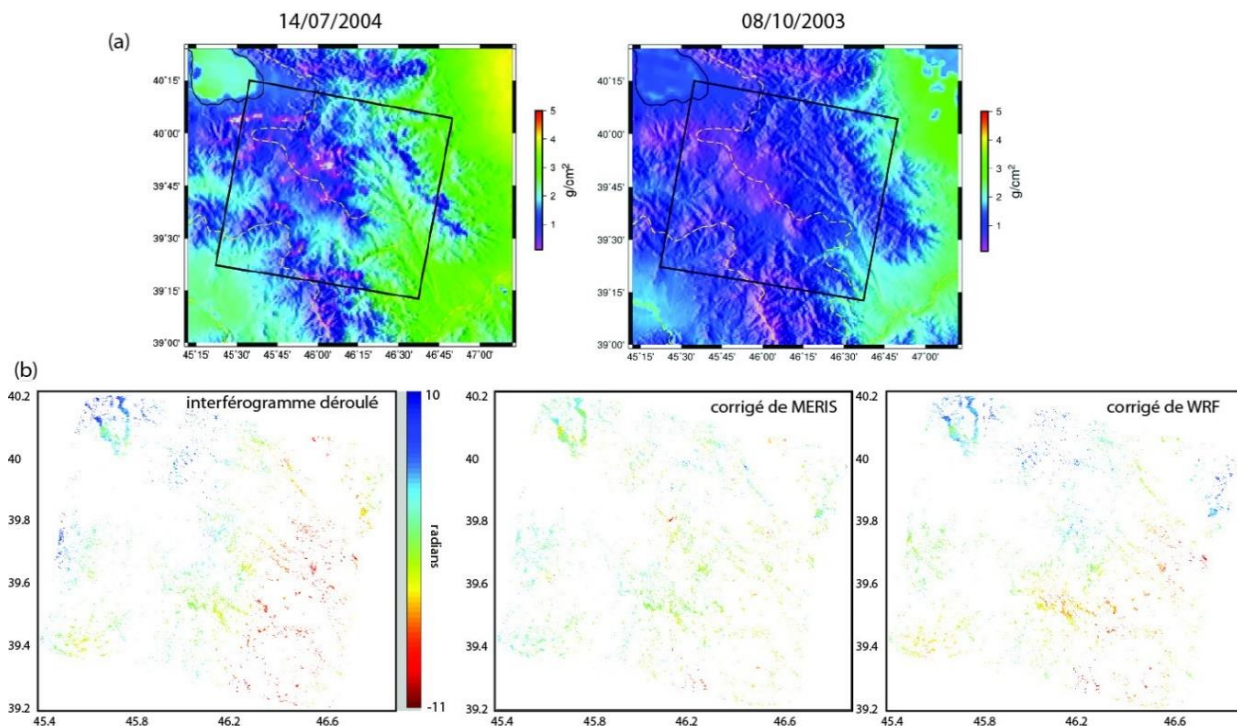


Fig. 4.22: Exemple d'interférogramme déroulé et de modélisation de déphasage troposphérique. (a) Cartographie des contenus de vapeur d'eau déterminés par MERIS dans le canal Infra-Rouge pour l'image maîtresse (gauche) et l'image esclave (droite). (b) A gauche, l'interférogramme original déroulé, au centre, ce même interférogramme corrigé des délais troposphériques calculés à partir des données MERIS, et à droite, corrigé des délais troposphériques calculés avec le modèle météo WRF.

Illustration (Fig. 4.21 et 4.22) pour les images esclaves du 08/10/2003 (100%) et 05/05/2004 (10%), et l'image maîtresse 14/07/2004 (73%). Où l'on voit qu'une couverture nuageuse ne permet qu'une correction partielle des interférogrammes avec les données MERIS, et que dans tous les

cas, les modélisations WRF ne permettent pas de produire des corrections de courtes longueurs d'onde.

#### 4.2.3.3 Filtrage spatio-temporel

Une alternative à la correction des délais atmosphériques par modèles mathématiques (corrélation linéaire ou en loi de puissance avec la topographie), par mesures externes (MODIS, MERIS, ou GPS), ou par modèles météo (ERA-I, WRF), est l'application d'un filtrage spatio-temporel. Cette approche repose sur l'idée que les phénomènes atmosphériques turbulents sont aléatoires dans le temps, tandis que la déformation est supposée avoir une certaine régularité (voire constance).

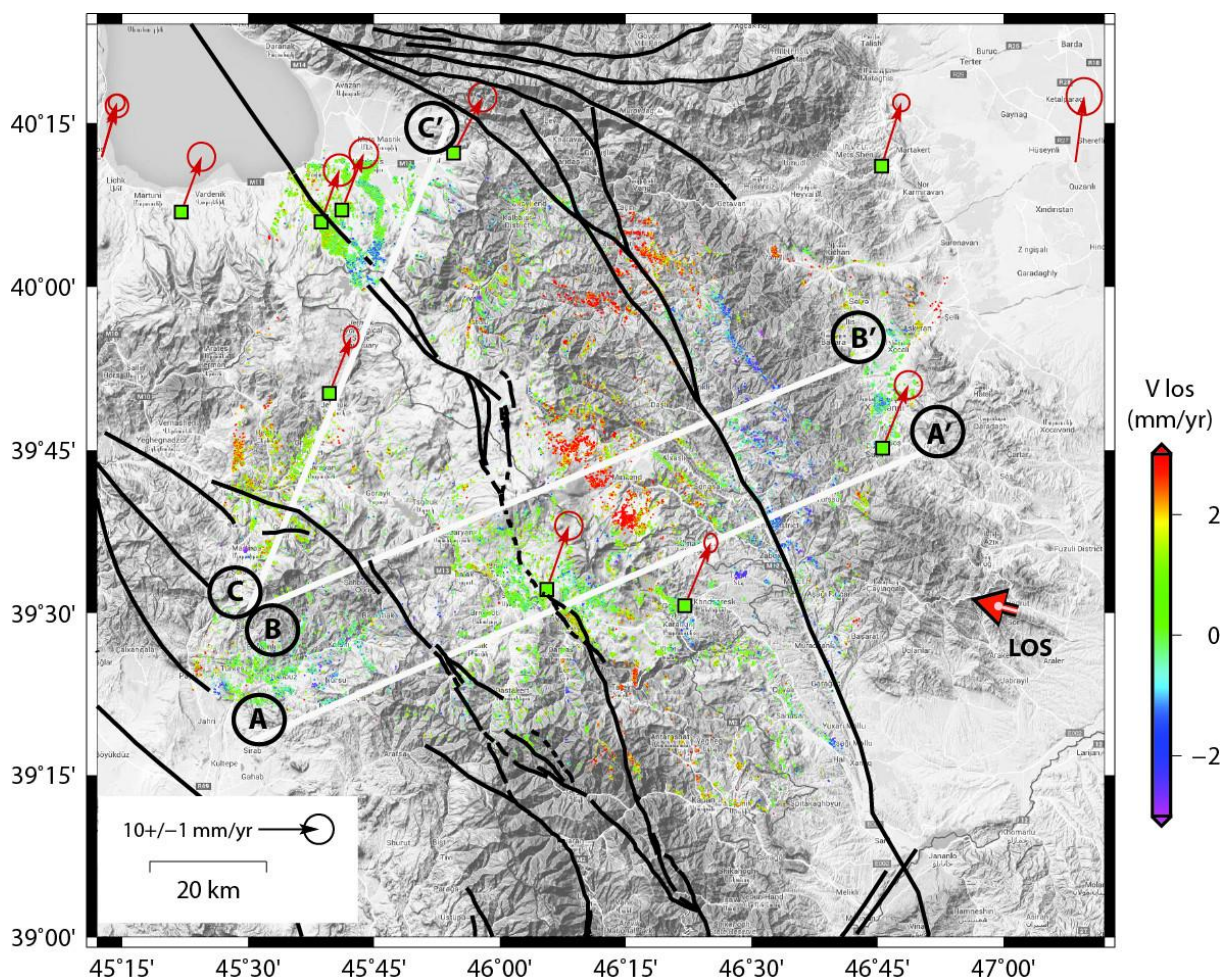


Fig. 4.23: Champ de vitesses PS (PR01) après filtrage spatio-temporel pour éliminer les contributions atmosphériques de chaque acquisition. Un shift uniforme de 0.7 mm/an permet de recalibrer les champs de vitesses PS et GPS projeté selon l'axe de visée du satellite.

Le filtre appliqué est un filtre gaussien. Nous choisissons pour déviations standards de ce filtre, les valeurs de 1 an et 100 m, respectivement pour les composantes temporelle et spatiale. Le champ de vitesses PS filtré est présenté sur la Figure 4.23.

#### 4.2.3.4 Analyse

L'analyse qui suit porte sur le champ de vitesses obtenu par l'approche PSI. Bien que moins dense, elle affiche une disparité sensiblement plus faible que l'approche SBAS, laquelle n'apporte pas d'information significativement différente du champ PSI.

#### Corrélation PS/GPS

Pour corriger le champ de vitesses PS, nous avons utilisé le champ GPS (seulement 7 sites) uniquement horizontal (solution fournie par P. Vernant) disponible sur la région. Pour chaque site GPS, dont on connaît la vitesse horizontale projetée selon LOS, nous avons calculé la vitesse moyenne des PS situés dans un voisinage proche (au moins 10 PS dans un voisinage inférieur à 5 km), puis on a estimé le décalage moyen entre GPS projetés et PS moyens. Un shift uniforme de 0.7 mm/an du champ de vitesses PS est alors effectué pour recalibrer les vitesses PS aux vitesses GPS horizontales, relatives à l'Eurasie fixe, et projetées selon l'axe de visée du satellite (Fig. 4.23). Pour le champ de vitesses PS non filtré on calcule moyenne des écarts LOS = 1.1 mm/an et Rms = 1.8 mm/an. Après la correction des PS en utilisant les données de GPS on obtient moyenne des écarts LOS = 0.7 mm/an et Rms = 1.0 mm/an.

#### Filtrage des fortes pentes

On a vu que certains PS semblent moins fiables que d'autres (incertitudes des vitesses Fig. 4.17), et que certains traduisent des déformations sans rapport direct avec la déformation tectonique (subsidence ou instabilité gravitaire, Fig. 4.18 et 4.19). On est donc tenté d'éliminer ces mesures pour se rapprocher au mieux d'un champ de vitesses traduisant le chargement tectonique de la zone.

On pourrait utiliser un seuil sur l'incertitude estimée de la vitesse. Ici, on se contente d'éliminer tous les points situés sur des pentes de plus de 15° (valeur déterminée empiriquement sur les PS les plus clairement associés à des instabilités gravitaires). Celui-ci nous permet d'éviter les valeurs excessives des PS liées à des instabilités gravitaires.

En utilisant également les images GoogleEarth, nous avons également choisi les zones où on peut avoir un effet de subsidence. Ces zones ont été masquées et tous les PS au sein de ces zones ont été éliminés. Le champ de vitesses final est présenté sur la Figure 4.24.



#### 4.2.3.5 Discussion

L'analyse de champ de PS définitif (corrigés et filtrés), nous montre un pattern de déformation locale, probablement liée à la subsidence (par ex. la partie amont des anciennes coulées de lave (Nord-Ouest et Fig. 4.19)). De nombreux PS révèlent très probablement des instabilités gravitaires. C'est probablement le phénomène qui affecte de manière très large le massif dans le Haut-Karabagh.

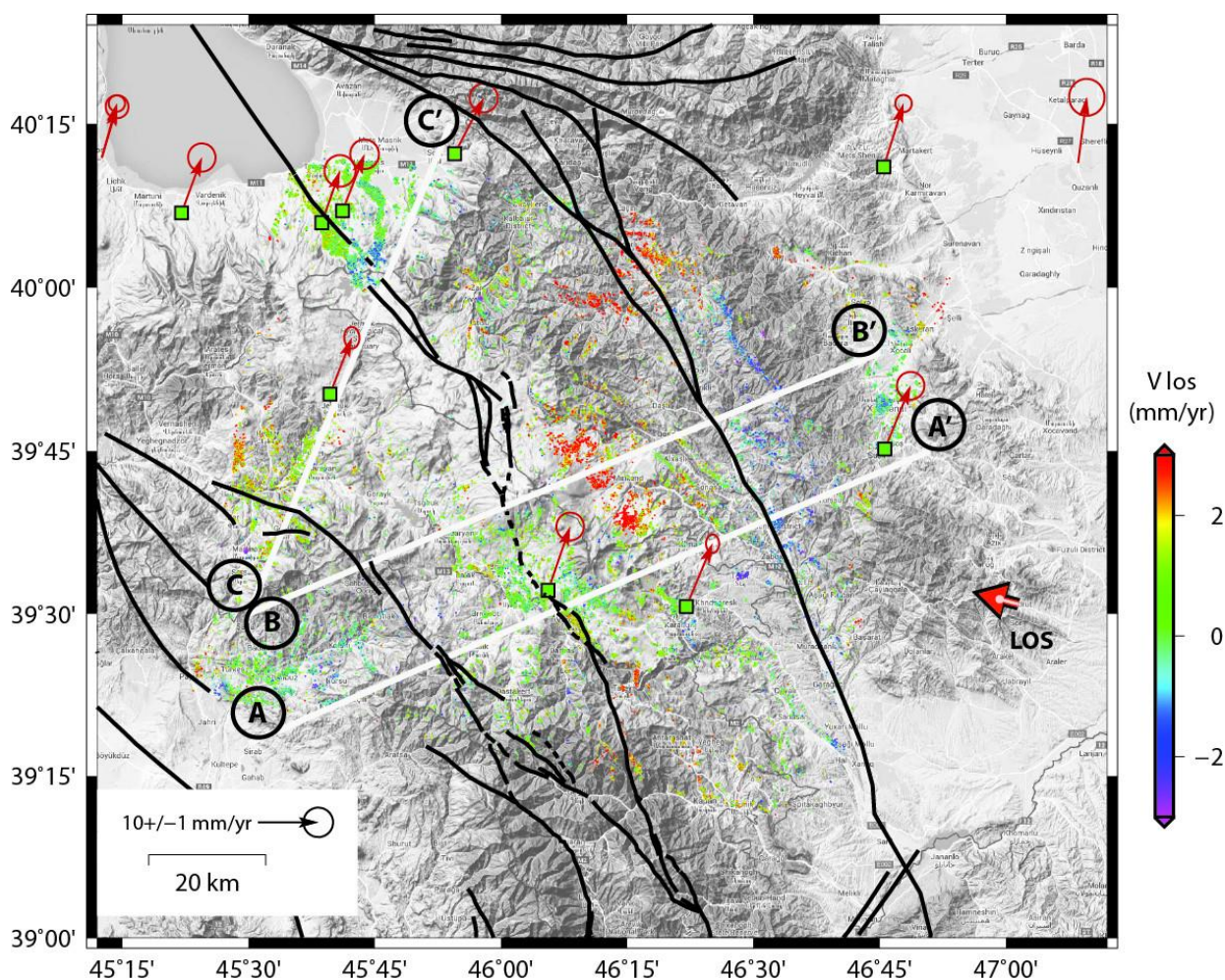


Fig. 4.24: Champ de vitesses PS après élimination des points situés sur des pentes supérieures à 15°.

Dans le champ de vitesse des PS, on retrouve la concordance avec le GPS horizontal, ce qui suggère une absence de composante verticale à proximité de ces sites. A grande échelle, pas de tendance significativement différente d'une constante, ce qui suggère l'absence de déformation verticale entre les points GPS.

Des profils au travers du champ de vitesses (Fig. 4.25 et 4.26) ont été effectués, dont les PS ont été sélectionnés sur une bande de 2 km de large.

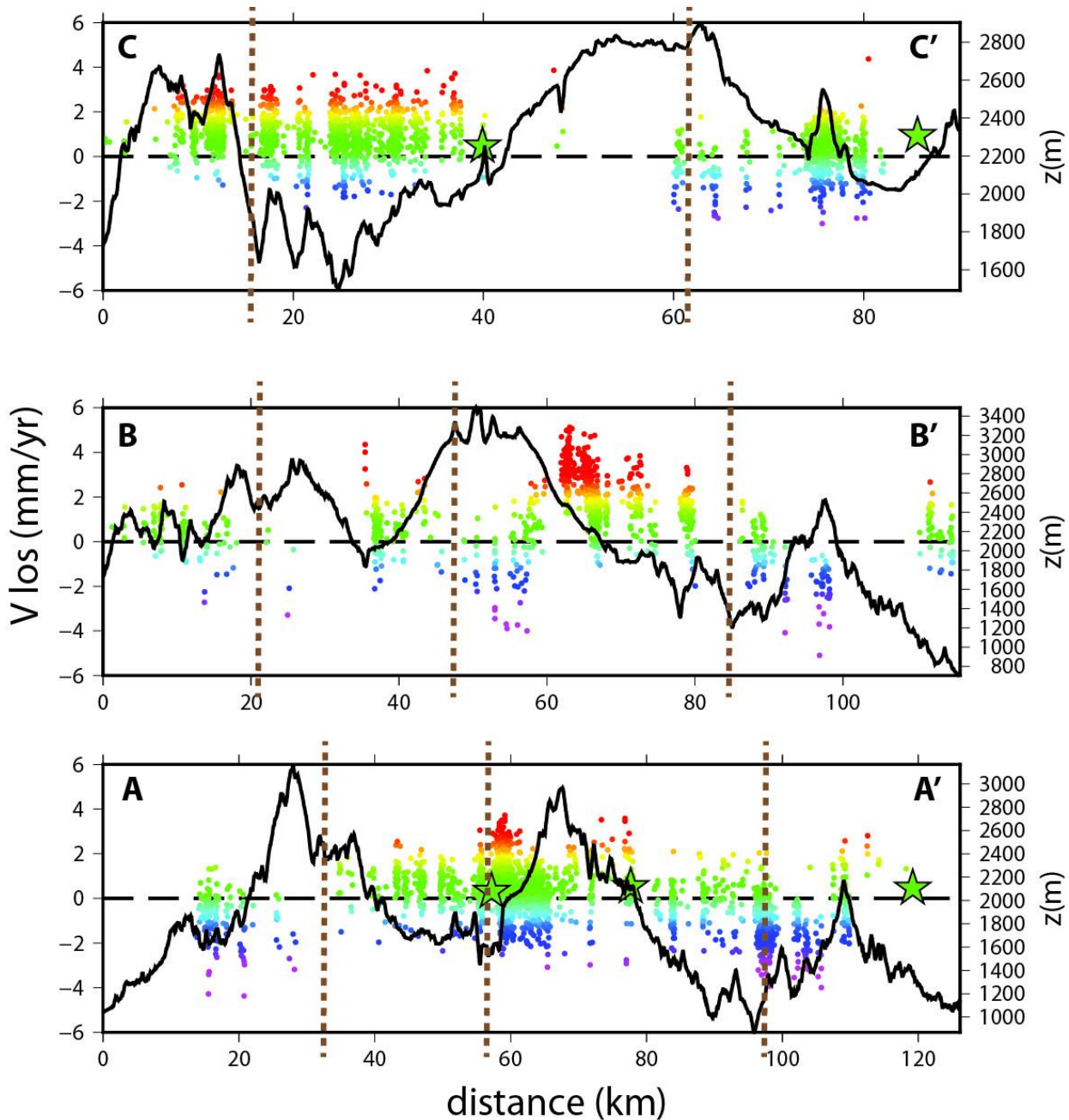


Fig. 4.25: Profils au travers du champ de vitesse filtré (Fig. 4.23 pour la localisation). Les étoiles représentent les vitesses GPS horizontales projetées selon l'axe de visée du satellite. Les traits verticaux en pointillés marron représentent la localisation des failles le long des profils.

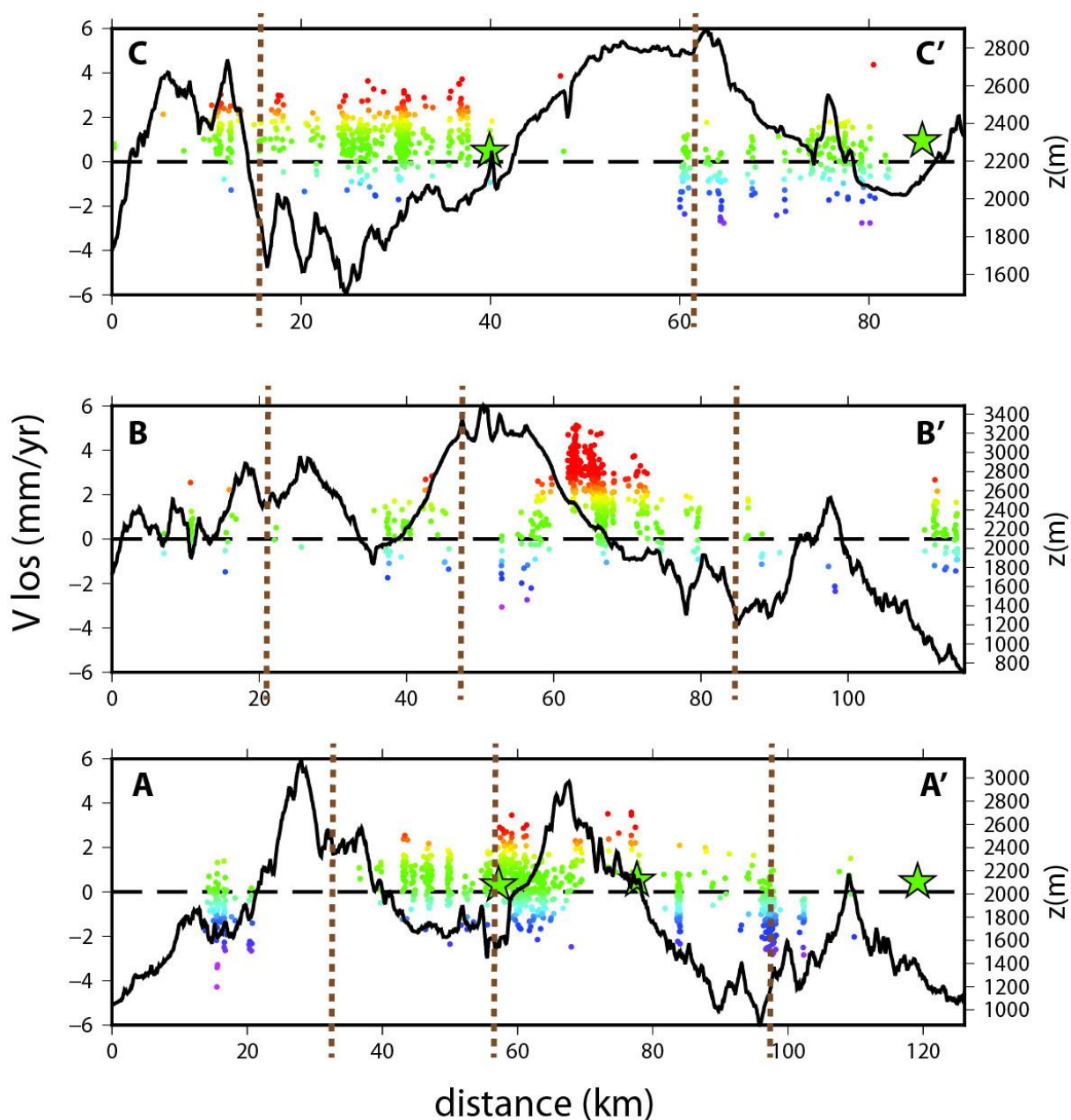


Fig. 4.26: Profils au travers du champ de vitesses filtré et nettoyé des fortes pentes (Fig. 4.24 pour la localisation). Les étoiles représentent les vitesses GPS horizontales projetées selon l'axe de visée du satellite. Les traits verticaux en pointillés marron représentent la localisation des failles le long des profils.

Dans le profil B-B' (km 60-80), on voit que le pattern de vitesses positives du centre de l'image est partiellement corrélé à la topographie locale. Ceci tendrait à confirmer qu'il s'agit d'un artéfact atmosphérique. Cependant, à ce stade de l'étude, on ne peut totalement exclure une interprétation de déformation. Il s'agirait alors d'un uplift de  $\sim 2$  mm/an de cette partie de la chaîne située entre les 2 systèmes de failles.

#### 4.2.4 Calcul des vitesses de déplacements à partir des données GPS et d'un modèle de blocs élastiques

Comme nous avons déjà mentionné dans la chapitre 3, Karakhanian *al.*, 2013 ont proposé des vitesses de déplacement le long des failles actives cartographiées en Arménie (Fig 4.27) à partir de données GPS et d'un modèle de blocs élastiques (eg McCaffrey, 2005).

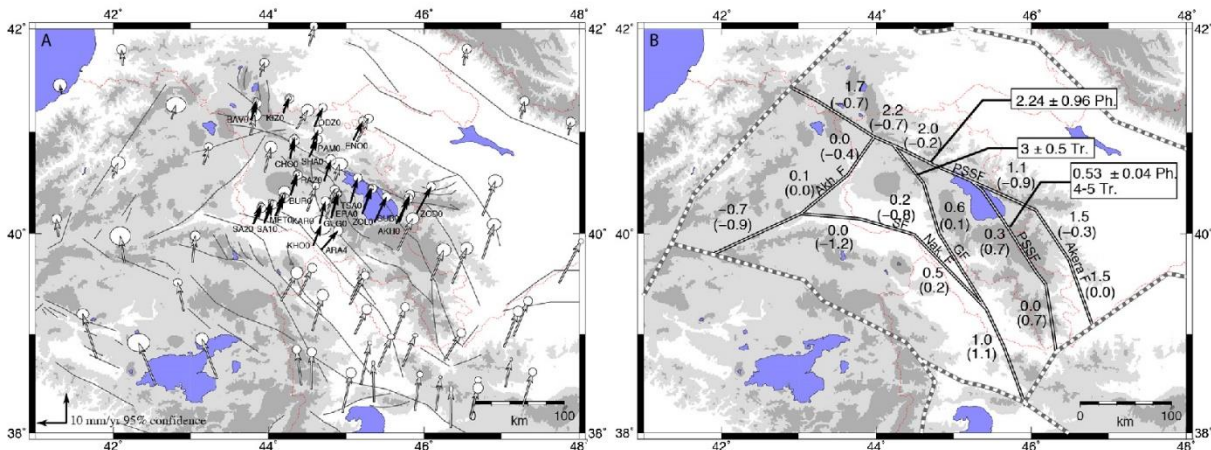


Fig. 4.27. A- Carte montrant les vitesses de GPS et les ellipses de confiance (95%) par rapport à l'Eurasie fixe. B- Carte montrant les vitesses de déplacement (mm/an) le long des failles actives en Arménie obtenues par modèle de blocs élastiques et inversion des données GPS (Karakhanian *et al.* 2013). Les chiffres (sans parenthèses) correspondent à des vitesses horizontales (signe positive : dextre, négatif : sénestre). Les chiffres entre parenthèses correspondent à la composante normale aux failles (signe positive : extension, négatif : raccourcissement). Les lignes en double traits montrent les limites des blocs avec les taux de déplacement estimés. Les lignes pointillées montrent les limites des blocs sans estimation du taux de déplacement. Les chiffres encadrés correspondent aux estimations géologiques (morphotectonique et paléosismologie) (Ph. - Philip *et al.*, 2001; Tr. - Trifonov *et al.*, 1994). Akh - faille d'Akhurian, GF - faille de Garni, PSSF - faille Pambak-Sevan-Syunik, SF – faille de Sardarapat.

Les vitesses obtenues dans la partie SE (ie segment de Khonarasar) de la faille PSS ont été assez raisonnables (vitesse de raccourcissement de **0.7 mm/an** et une vitesse horizontale dextre de **0.3 mm/an**) et sont comparables avec nos résultats obtenus par les études morphotectoniques (taux de déplacement vertical de **-0.18 mm/an** (notez que ce n'est pas le taux de raccourcissement) et taux de déplacement horizontal **-0.06 mm/an**). Ces résultats suggèrent que l'activité tectonique sur la faille de PSS diminue progressivement vers le Sud. Les taux de déplacements verticaux et horizontaux obtenus pour la terminaison SE de la faille PSS est 5 fois moins que le taux de déplacement horizontal estimé plus au Nord de la région (i.e.  $0,53 \pm 0,04$  mm/an, Philip *et al.* (2001)). Cela

nous permet de conclure que la vitesses de déplacement horizontale de  $\sim 2$  mm/an mesuré le long de la faille de PSS (Philip et al, 2001 ; Karakhanian et al, 2013) est transféré progressivement le long d'autres failles, tels que le faille d'Hagari dans la région du Karabagh (proposée par Karakhanian et al., 2013 sur la modèle de bloc) ou d'autres structures plus a est du Karabagh.

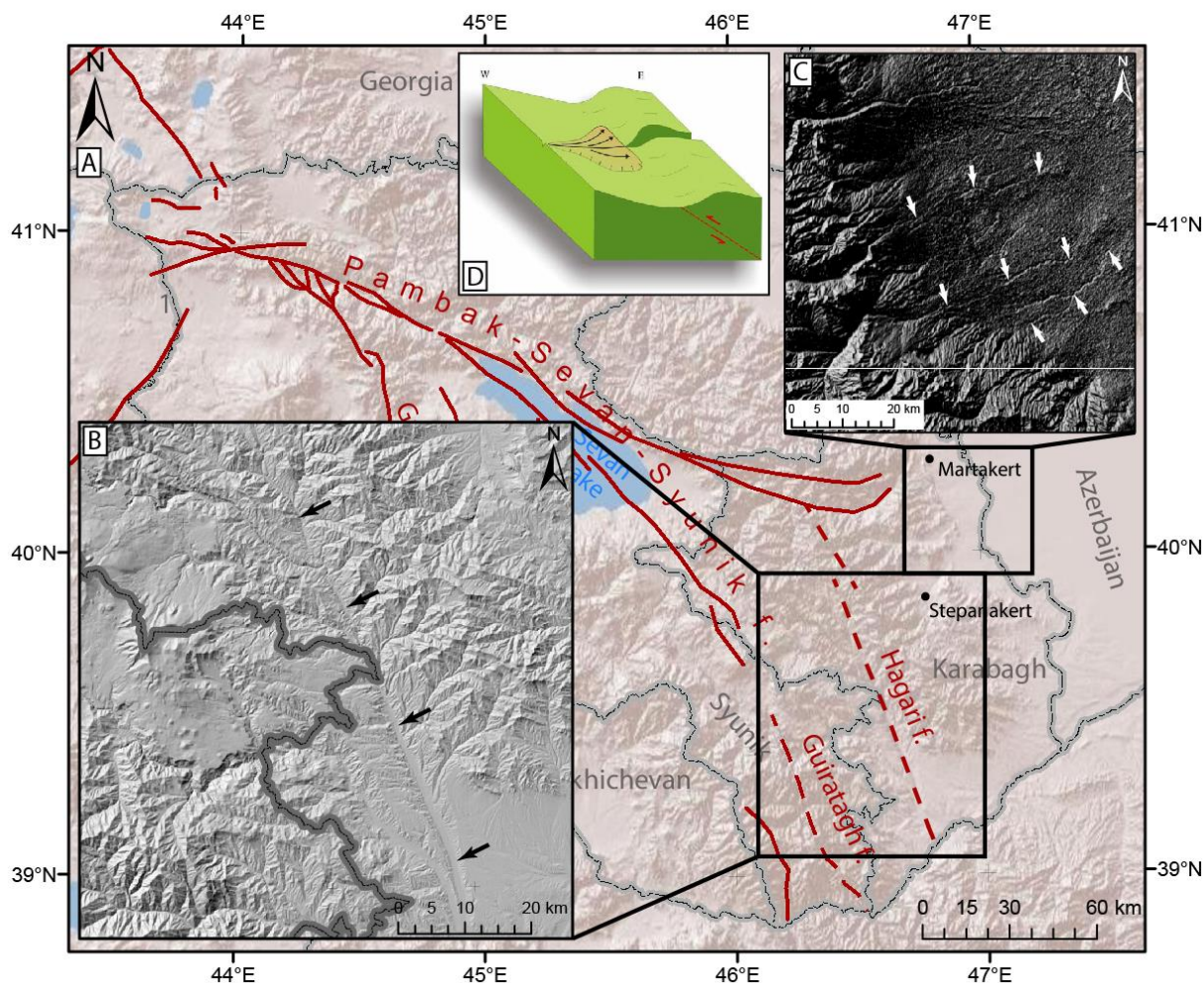


Fig. 4.28 : A – Carte de failles actives d’Armeni. B – Vue détailler de la faille d’Hagari (montrée par les flèches noires). C – Vue détailler de la partie Est de Karabagh. Les flèches noires indiquent les rivières avec des incisions associées. D – Modèle tridimensionnel de la partie Est de Karabagh.

Nous avons décidé de vérifier les déformations sur la faille d’Hagari à partir des photos aériennes et MNT disponibles (SRTM avec une 90 m de résolution). Cette faille passe à travers d’une vallée de la rivière Hagari ce qui est très linière (Fig. 4.28B). C’est un seul argument qui a permis les ancien autours penser qu’il y a une faille à travers de la rivière (e.g Karakhanin et al., 2004). Mais ni sur les photos aériennes, ni sur MNT nous avons trouvé aucun déformations des marqueurs morphologiques évidente. Nous pensons que les déformations transfèrent plus à l’Est. Si on regarde la plus à l’Est, on peut observer les traces d’incisions (Fig. 4.28C) des petites rivières dans

la partie centrale ce qui témoigne la présence d'un soulèvement qui se passe au fond (Fig 4.28D ; Baghdasaryan et al., 2007).

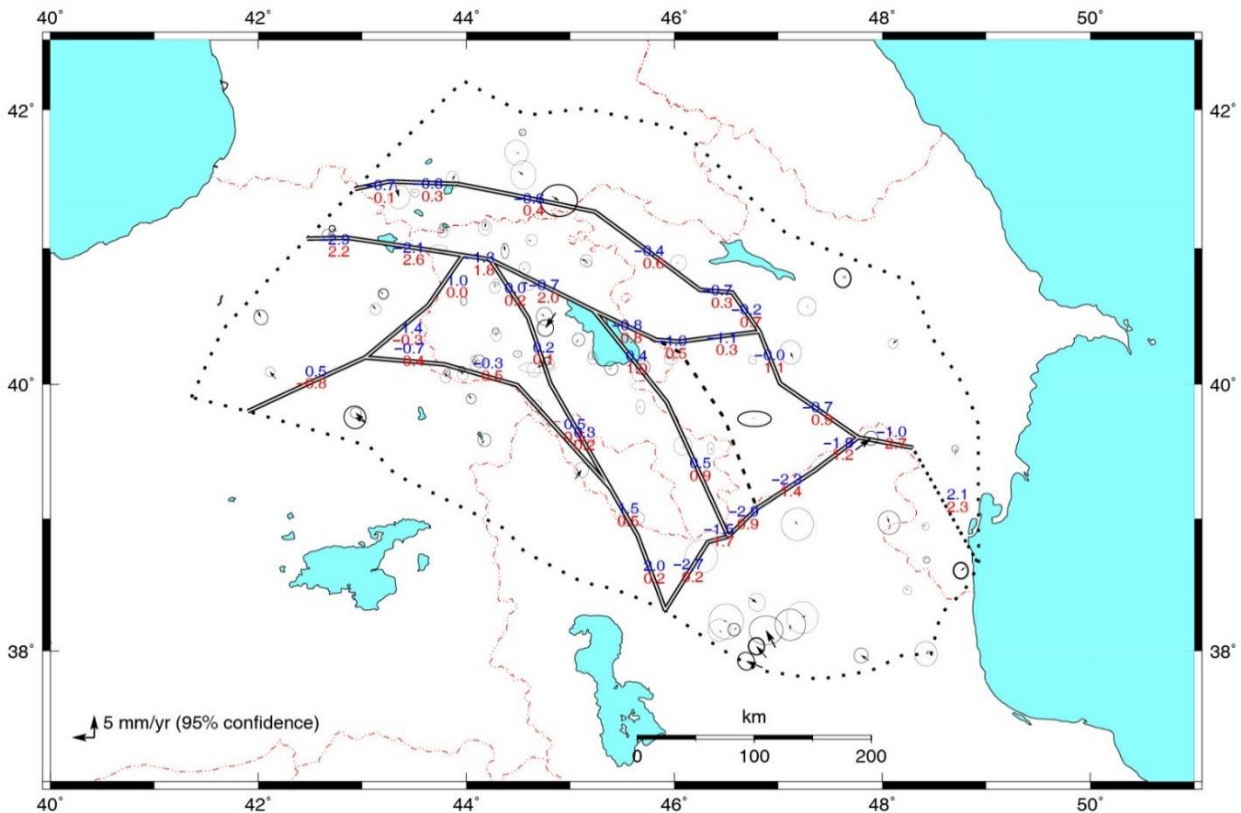


Fig. 4.29. Carte montrant les taux de déplacement (mm/an) des failles actives en Arménie obtenu à l'aide d'un nouveau modèle de blocs (collaboration avec Philippe VERNANT, Géosciences Montpellier). Même légendes que pour la figure 4.27 B.

En effet, cette faille prolonge plus au NW jusqu'à Géorgie (Fig. 4.29, Baghdasaryan et al., 2007; Emme, 2011).

De ce fait, nous avons décidé de tester un nouveau modèle de blocs (en collaboration avec Philippe VERNANT (Géosciences Montpellier)) où la faille d'Hagari a été éliminée. Par contre la faille de Martakert (plus à Est de la faille d'Hagari) a été ajoutée au lieu d'Hagari. D'après ce nouveau modèle, et utilisant le même jeu de vecteurs GPS une vitesse de raccourcissement de **0.9 mm/an** et une vitesse horizontale dextre de **0.5 mm/an** caractériseraient le système des failles dans la région de Syunik a été obtenu (Fig. 4.29).

#### 4.2.5 Paléosismologie

Pour dater les derniers événements sismiques produites le long du système de faille de la vallée de Gailahovit, nous avons ré-ouvert la tranchée (T1), d'Avagyan et collaborateurs creusée en 1998 dans l'escarpement principal (occidental) et ouvert une nouvelle tranchée (T2), 200 m plus au nord

où l'analyse de la stratigraphie en tranchée combinée à l'analyse de la morphologie, nous a fourni des informations paléossimologiques supplémentaires (Fig. 4.30). Sur ce site, on peut en effet observer deux surfaces horizontales (S0 et S1) correspondant à deux unités sédimentaires à grains fins (argiles silteuses) piégées derrière l'escarpement de faille. La surface S0 est emboîtée dans la surface S1 (Fig. 4.30 b, c, d et e).

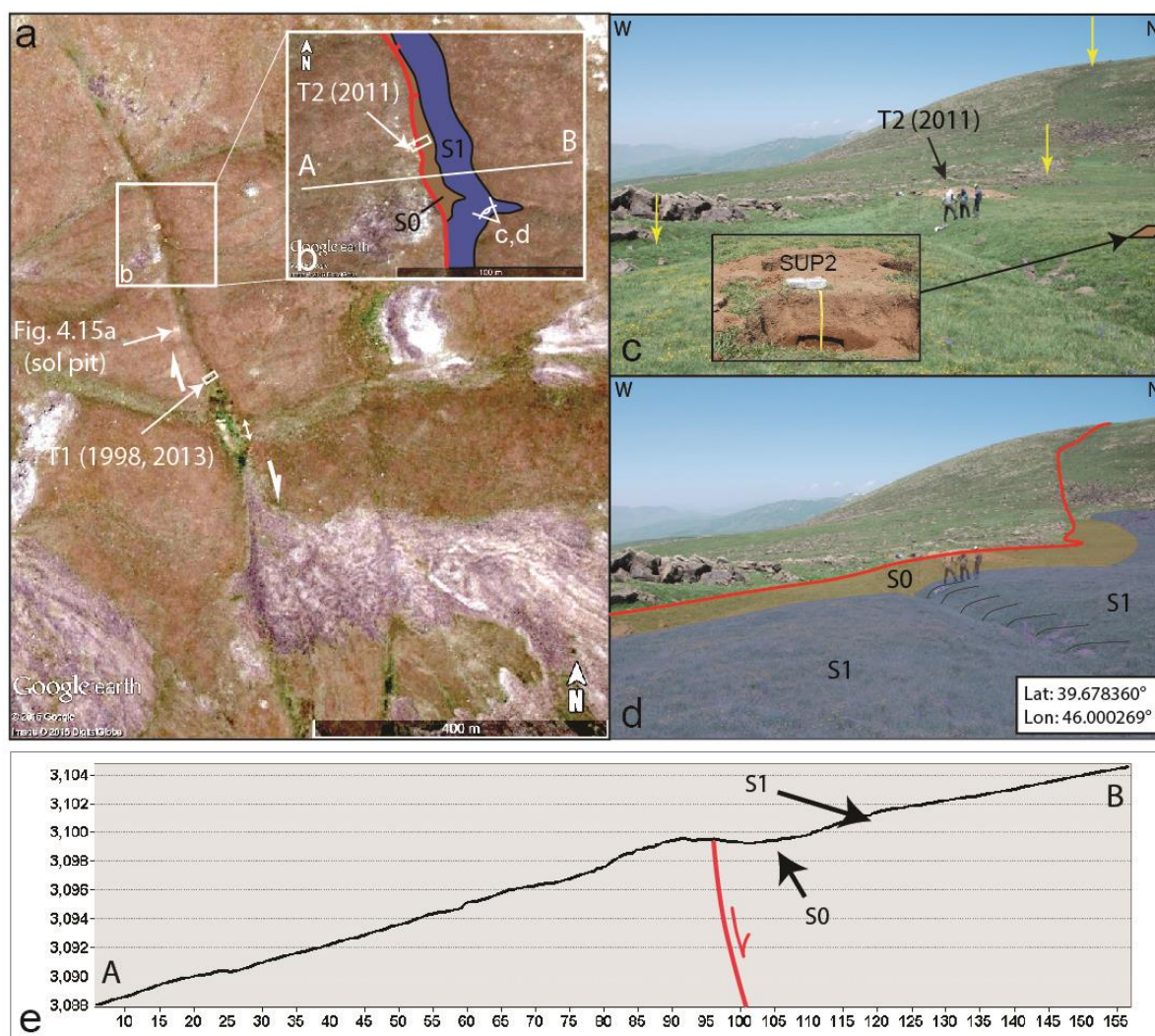


Fig. 4.30. a - Image satellite Google Earth montrant les deux escarpements de faille affectant la vallée de Gailahovit, le glacier rocheux et les deux sites des tranchées. b - Carte géomorphologique du site d'étude. c – Photo du site d'étude. d - Interprétation morphologique de la photo. e - Profile topographique au travers les deux unités morphologiques S0 et S1.

Ainsi notre interprétation est que les deux surfaces (S0 et S1) correspondent à l'accumulation successive de sédiments qui ont été piégés derrière l'escarpement après deux événements sismiques successifs avec une rupture de surface. Les sédiments S0 correspondent aux derniers sédiments

piégés consécutifs à l'événement le plus récent, tandis que les sédiments S1 ont été piégés après l'événement pénultième.

Tableau 4.6. Résultats de l'analyse radiocarbone des échantillons collectés dans les tranchées T1 et T2 (les analyses ont été faites à Poznań, Radiocarbon Laboratory).

Sample Name	Age $^{14}\text{C}$	Cal. Age ( $2\sigma$ )
AR00-16	5337 ± 68 BP	6135 ± 145 BP
SUT1-3	6145 ± 30 BP	7060 ± 100 BP

Tableau 4.7. Ages OSL/IRSL des échantillons collectés dans les tranchées T1 et T2 (NB: Une correction d'âges pour perte anormale («anomalous fading») a été appliquée selon le protocole d'Huntley and Lamothe (2001), y compris sur les échantillons collectés en 1998 par Avagyan (2001)). M : Montreal, D : Denver.

Echantillons	Dose Équivalent (Gy)	Taux de la dose (Gy/ka)	Age IRSL corrige (ka)
AR98-16 (M)	18.0 ± 0.7	4.3 ± 0.4	6.3 ± 0.8
AR98-20 (M)	29.3 ± 1.5	3.7 ± 0.3	10.5 ± 1.6
SUT1-1 (D)	14.1 ± 0.56	2.29 ± 0.05	6.1 ± 0.3
SUP2 (D)	19.4 ± 0.81	2.39 ± 0.06	8.1 ± 0.4
SU13-8 (M)	37.2 ± 2.7	3.61 ± 0.14	10.3 ± 0.9
AM12-OSL2 (M)	195.1 ± 9.3	2.65 ± 0.14	73.6 ± 5.4

Pour dater les surfaces S0 et S1 nous avons utilisé la méthode de datation OSL/IRSL (eg McCalpin et Forman, 1991; Balescu et al., 2007; Fattahi, 2009, 2014). Les dépôts à grains fins (argilo-silteux) de la surface S0 ont été échantillonnés (SUT1- 1) dans le tranchée T2 à 80 cm de profondeur (Fig. 4.31b), et les dépôts à grains fins de la surface S1 ont été échantillonnés (SUP2) à 60 cm de profondeur dans un trou creusé un peu plus loin (Fig. 4.30c). Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géochronologie par Luminescence, à l'USGS à Denver (Colorado, Etats-Unis (Tableau 4.7)). Les analyses IRSL donnent les âges suivants : **6.1 ± 0.3 Ka** et **8.1 ± 0.4 Ka** pour SUT1-1 et SUP2, respectivement. Nous pouvons ainsi conclure que l'événement sismique le plus récent s'est produit entre **8.5 et 5.8 Ka** (âges respectifs des dépôts S0 et S1).



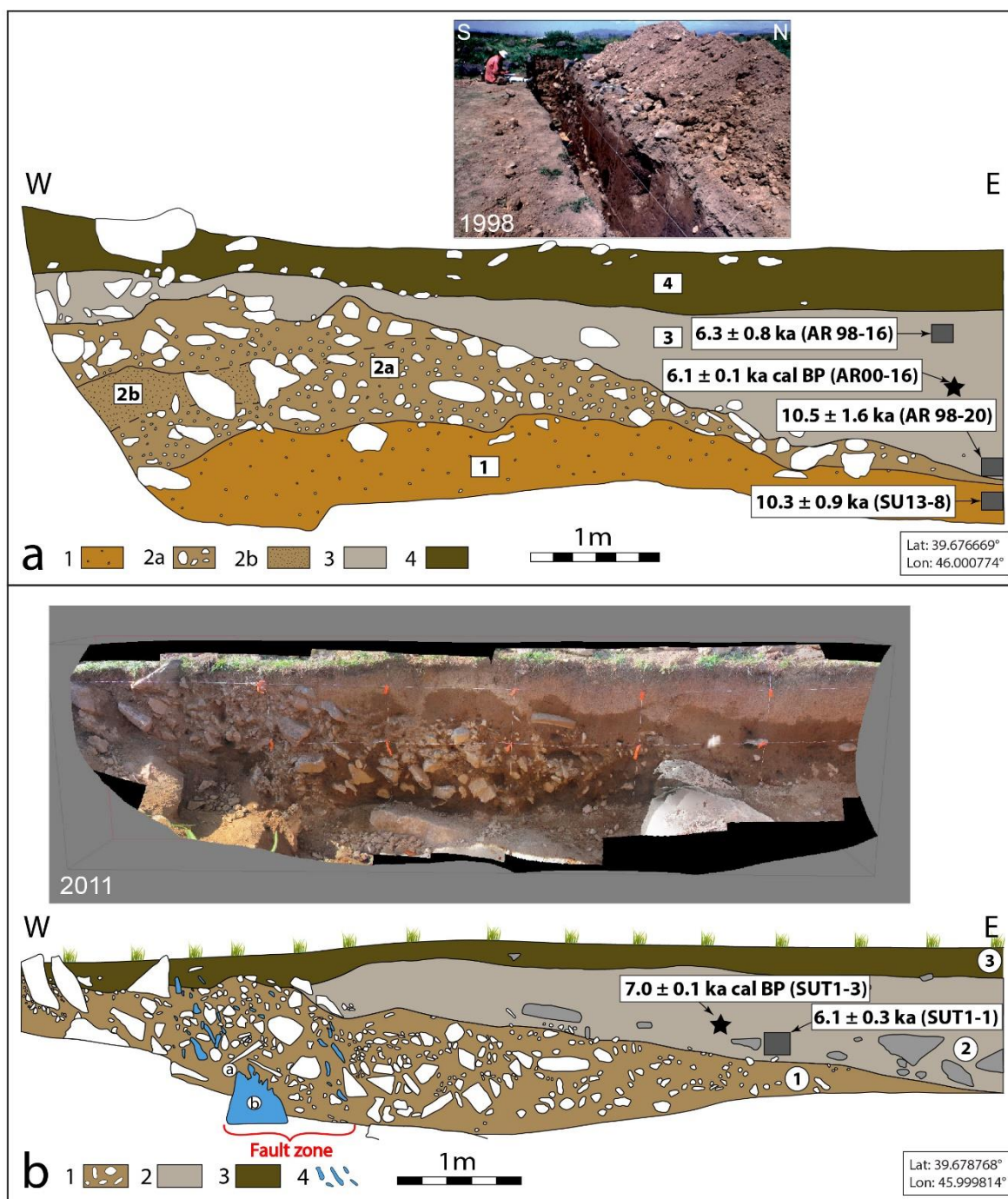


Fig. 4.31. a - Photo de terrain et log du mur nord de la tranchée de 1998, 1 - argiles brunes sans stratigraphie visible, contenant des petits galets de couleur rougeâtre, 2a - colluvions à matrice argileuse avec fragments de clastes et galets (2 - 30 cm), 2b - bloc d'argiles silteuses brunes, 3 - argiles brunes homogènes légèrement silteuses sans stratigraphie visible, 4 - sol actuel argileux noir avec éléments clastiques. Photo mosaïque et log schématique du mur nord de la tranchée de 2011, 1 - coin colluvial, 2 - argiles brunes 3 - sol actuel, 4 - clastes et galets inclinés vers l'Est, a - matériel brêchique avec argile, b - galets de basaltes fissurés et brisés. Les échantillons datés sont représentés par des étoiles ( $^{14}\text{C}$  - Tableau 4.6) et des carrés (IRSL - Tableau 4.7).

La Fig. 4.31 montre nos observations faites dans les tranchées T1 et T2. La réouverture en 2013 de la tranchée 1998 (T1), visait à obtenir un âge plus précis sur l'événement sismique décrit dans la thèse d'Avagyan (2001). D'après une datation IRSL de la base des dépôts fins piégés derrière l'escarpement, celui-ci est été estimé s'être produit peu avant  $\sim 8$  Ka. La Fig. 4.31a montre le log du mur nord de la tranchée (T1) levé par Avagyan et collaborateurs (2001) : on observe un coin colluvial épais (unité 2) inter-stratifié avec deux unités argiles silteuses (unités 1 et 3). Les âges OSL/IRSL des échantillons AR98-16, AR98-20 (prélevés dans l'unité 3 en 1998), et de l'échantillon SU13-8 (prélevé dans l'unité 1 en 2013) sont stratigraphiquement cohérents (Fig. 4.31a, Tableau 4.7) (les analyses ont été effectuées au Laboratoire de luminescence Lux à l'Université du Québec à Montréal au Canada). Les ages obtenus pour l'unité 3 sont également compatibles avec la datation radiocarbone d'un charbon de bois (AR00-16 :  $6,1 \pm 0,1$  ka cal BP) collecté entre les échantillons AR98-16 ( $6,3 \pm 0,8$  ka) et AR98-20 ( $10,5 \pm 1,6$  ka). Ainsi, les échantillons SU13-8 et AR98-20 pré- et post- date l'unité de coin colluvial (unité 2). Compte tenu des incertitudes associées aux âges OSL ( $10,3 \pm 0,9$  ka et  $10,5 \pm 1,6$  ka, respectivement) et l'ordre stratigraphique des unités 1 et 3, nous concluons que l'événement sismique décrit par Avagyan (2001) s'est produit entre **11,2 et 8,9 ka**.

La tranchée T2 a été creusée à la main en 2011. Elle est plus petite et moins profonde que la tranchée T1 (Fig. 4.31b). Elle révèle une épaisse unité de coin colluvial (1) similaire à l'unité de coin colluvial (2) observé dans la tranchée T1. Nous interprétons cette unité (composée de clastes et des galets) comme étant dérivée de la dégradation d'un escarpement associé à un fort événement sismique avec rupture de surface. Dans la partie ouest de la tranchée, les fragments de clastes et de galets de l'unité 1 montrent une orientation préférentielle associée à une sorte de brèche suggérant que l'unité 1 elle-même a été déformée par un autre événement sismique. L'unité 1 est couverte par les argiles silteuses S0, dont l'âge IRSL est  $6,1 \pm 0,3$  ka. Cette âge est cohérent avec la datation au radiocarbone d'un charbon de bois (SUT1-3:  $7,0 \pm 0,1$  ka cal BP) collecté juste au-dessus d'échantillon SUT1-1 (Fig. 4.31b).

L'ensemble des résultats obtenus à partir des analyses morphologiques et paléosismologiques permettent d'interpréter l'existence de deux événements sismique au cours des derniers 11,2 ka (Fig. 4.32). L'événement pénultième a eu lieu entre 11,2 et 8,9 ka (étape 1). Il a créé un important escarpement qui s'est effondré en amont formant un coin épais colluvial (unité 2 dans T1 ; unité 1 dans T2) et a également provoqué le barrage du réseau de drainage conduisant au piégeage des sédiments fins S1 (étape 2, unité 3 dans T1). L'érosion régressive qui s'en est suivi a permis la ré-incision de l'escarpement et des sédiments S1 (étape 3). La rupture sismique la plus récent a eu lieu entre 8,5 et 5,8 ka (étape 4), déformant le coin colluvial préexistant, mais

sans former d'unité colluviale à son tour. Cependant, cet événement a entraîné le piégeage des sédiments fins S0 qui sont emboîtés dans les dépôts S1 (étape 5).

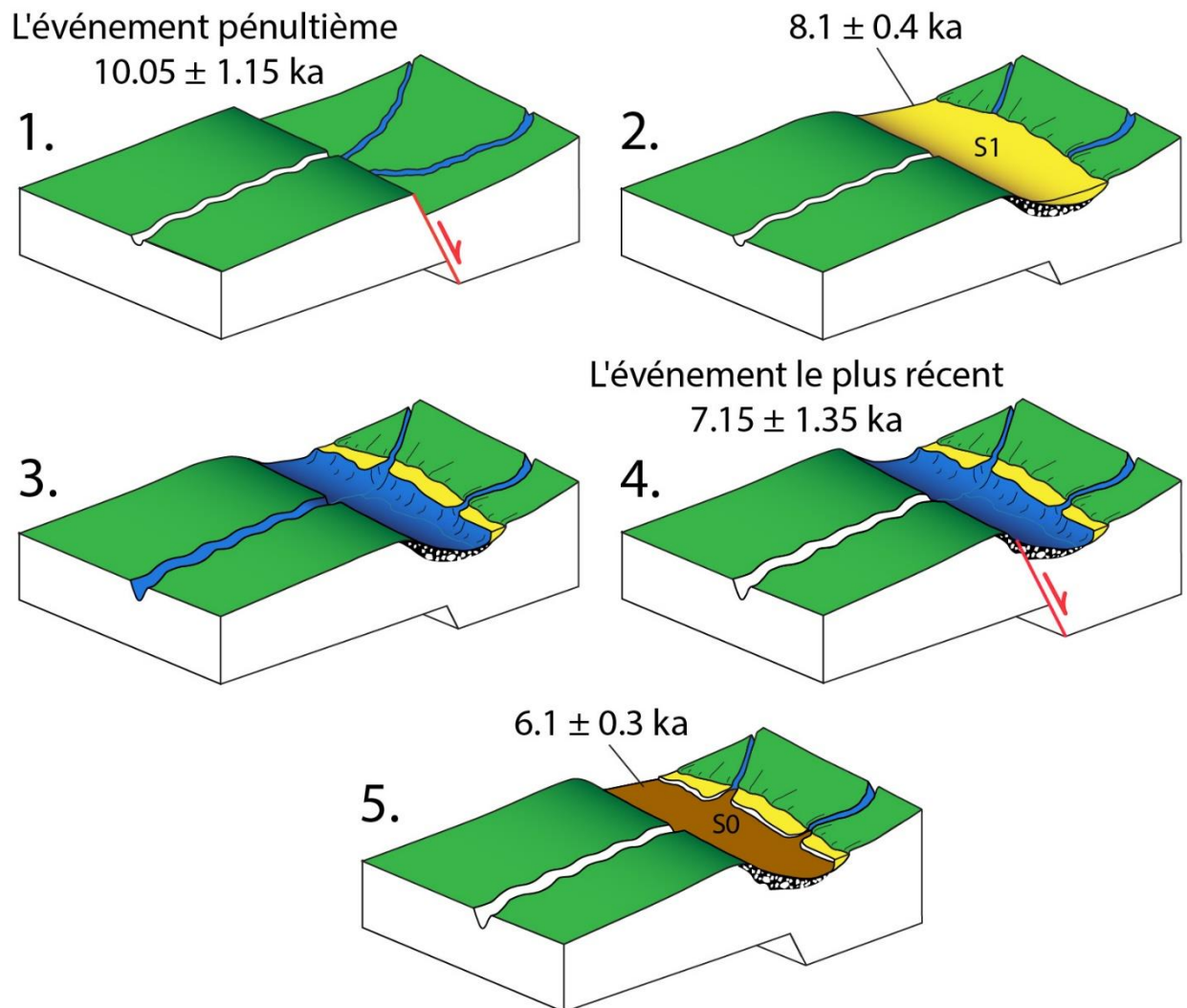


Fig. 4.32. Scénario simplifié des deux dernières ruptures sismiques qui se sont produites sur la faille occidentale qui affecte la vallée de Gailahovit. 1 - Première rupture sismique, 2 - Piégeage de l'unité sédimentaire S1, 3 - Erosion régressive conduisant à l'incision de l'escarpement et de l'unité S1, 4 - Deuxième rupture sismique, 5 - Piégeage de l'unité sédimentaire S0.

L'événement pénultième apparaît clairement plus fort que l'événement le plus récent. Il a provoqué la formation d'un épais coin colluvial (unité 2 dans la tranchée T1 et unité 1 dans la tranchée T2) d'environ 1 m à 1,5 m d'épaisseur (Fig. 4.31a). Ceci suggère que la hauteur de l'escarpement de faille a pu atteindre jusqu'à 3 m (voir McCalpin, 1996; Philip et al., 2001; Nazari et al., 2009). En utilisant la formule empirique de Wells et Coppersmith (1994), et une valeur de décalage minimum de 1.5m, nous calculons une magnitude du moment  $M_w$  minimale de 7.

Il est plus difficile de donner une estimation de la hauteur de l'escarpement associé à l'événement le plus récent. Compte tenu de la déformation observée à l'intérieur de l'unité de coin colluvial (unité 1 de T2), en particulier de la déformation observée au niveau de sa limite supérieure au-dessous des dépôts S0, nous estimons un déplacement vertical minimum de 0,4 m. Ceci correspond une magnitude  $M_w$  minimum de 6.4.

En supposant que ces deux valeurs de décalage (1,5 m et 0,4 m) correspondent aux déplacements verticaux associés aux séismes qui se sont produits le long de la faille, nous pouvons estimer qu'entre 10 et 50 séismes de magnitude  $> 6,4$  ont eu lieu le long de la faille au cours des derniers  $\sim 110$  ka (âge de l'abandon de la vallée). Par ailleurs, si on divise la vitesse moyenne (0,18 mm/an) par ces deux valeurs de décalages verticaux, nous estimons un intervalle de récurrence moyen pour des séismes de magnitude  $M_w > 6.4$  compris entre **11.000 et 2000 ans**.

## Discussion et Conclusion Générale

Les études morphotectoniques et paleosismologiques réalisées au niveau des extensions nord-ouest et sud-est de la faille de Pambak-Sevan-Syunik (PSS), permettent de caractériser la tectonique active dans les régions d'Amassia et de Tsghuk.

Dans la région d'Amassia, les déformations actives sont distribuées sur une structure en «pop-up» orientée WNW-ESE, contrôlée par deux failles inverses conjuguées ayant au moins ~20 km de longueur chacune. Nous estimons des taux de déplacements verticaux de  $0.51 \pm 0.14$  mm/an le long de la faille ASF (Amassia Southern Fault) et de  $0.48 \pm 0.10$  mm/an le long de la faille ANF (Amassia Northern Fault). En supposant un pendage de compris entre  $45^\circ$  (angle d'inclinaison du plan de faille observé sur le terrain, voir Fig. 3.15) et  $30^\circ$  (angle d'inclinaison pour une faille chevauchante néoformée, voir par exemple Scholz, 2002), nous calculons un taux de raccourcissement horizontale de  $1.4 \pm 0.6$  mm/an à travers le pop-up d'Amassia. Ce résultat suggère que le déplacement horizontale dextre de ~2 mm/an mesuré le long de la partie nord de la faille de PSS (e.g. Philip et al, 2001 ; Karakhanian et al, 2013) est principalement absorbé dans la structure pop-up d'Amasia.

L'analyse paleosismologiques réalisée le long d'ANF permet d'encadrer le dernier évènement sismique avec rupture de surface entre 1300 A.D. et 1810 A.D. Malheureusement, il n'existe pas de relation claire avec la sismicité historique de la région. Il serait intéressant de réaliser des études archéo-sismologiques dans les ruines du village abandonné situé au-dessus du segment ANF1 (site de 'Green Creek', Fig. 3.3, 3.16). Il n'a pas été possible d'estimer la magnitude cet évènement car nous n'avons pas pu mesurer de déplacement co-sismique. Une rupture sur 20 km de longueur le long de la faille (considéré comme la longueur minimale de l'ANF), donnerait une magnitude du moment ( $M_w$ ) de ~6.5 et un déplacement moyen de ~40 cm (voir Wells et Coppersmith, 1994). Pour une rupture de 30 km long,  $M_w$  serait de 6.8. Ces résultats sont cohérents avec Khromovskikh et al. (1979), qui a estimé que les ruptures de surfaces dans la région du Caucase sont générées par des séismes ayant une magnitude supérieure à 6.5.

En divisant un déplacement de surface moyen de ~40 cm par le taux de déplacement long terme estimé pour la faille ANF1 ( $0.19 \pm 0.05$  mm/an), on obtient un intervalle de récurrence moyenne de ~2000 ans pour des évènements sismique  $M_w=6.5$ . Nous considérons que cela correspond à un intervalle de récurrence maximale pour le système de failles ANF étant donné que la déformation est distribuée sur deux failles ANF1 et ANF2 (un décalage vertical pourrait se produire le long d'ANF2 simultanément avec un décalage le long d'ANF1). Étant donné que la structure pop-up d'Amassia est composée de deux failles conjuguées ayant à peu près la même vitesse de déplacement (~0.5 mm/an), nous concluons que l'intervalle de récurrence moyen pour

des séismes de  $M_w = 6.5$  est d'environ 1000 ans. Mais si les deux failles ANF et ASF cassent ensembles systématiquement, cela générerait des séismes de magnitude plus forte et entrainerait des intervalles de récurrence plus grands entre les séismes.

Pour compléter ces résultats issus de l'analyse morphotectonique et paléosismologique, nous avons réalisé une analyse PS – InSAR sur toute la région NW de l'Arménie. Les profils PS ainsi calculés ne permet pas de mettre en évidence des déformations verticales même au niveau du système de failles d'Amassia. Il est au-delà de 2 mm/an, cependant, difficile de conclure quelque chose à partir des profils effectués, étant donné que nous sommes en limite de détection avec très peu d'images de SAR.

Des modèles de blocs élastiques à partir des données GPS, avec les nouvelles contraintes en termes de géométrie de blocs (à partir des données morphotectoniques) ont été également réalisés. Les résultats montrent une vitesse de raccourcissement de **~2.1 mm/an** et une vitesse horizontale dextre de **~2.6 mm/an** au niveau du système compressif d'Amassia (Fig. 3.26). En termes de vitesses de raccourcissement, les deux estimations (modèle de blocs et analyse morphotectonique) sont cohérentes. Par contre, le modèle de blocs calcule une composante dextre horizontale de **2.6 mm/an** qui n'est pas cohérent avec les observations sur le terrain. Ce résultat pourrait être causé soit par un nombre trop réduit des stations GPS dans la région (Fig. 3.25 A), soit par une géométrie de blocs incomplète.

Dans la région du volcan Tsghuk, au sud du graben de Syunik, les déformations actives sont rares, et nous avons pu observer seulement deux escarpements de faille (en effet nous avons observé aussi la 3-ème escarpement plus à l'Est au niveau du sommet du bassin versant ce qu'on n'avait pas étudié, Fig. 4.11) que nous avons interprété comme étant associés à une faille orientée NNW-SSE, ayant un mouvement principal normal (pendage vers l'est) et une légère composante dextre. L'ensemble les deux escarpements a cumulé ~20 m de déplacement vertical durant les derniers ~110 ka, ce qui donne des taux de déplacement vertical et horizontal long terme de **0.18 et 0.06 mm/y** respectivement. Nos études paléosismologique à travers l'escarpement de faille principal (situé à l'ouest) permettent de caractériser 2 événements sismiques avec rupture de surface, qui se sont produits au cours des derniers 11.2 ka. En supposant que la faille a fonctionné de façon similaire au cours des derniers 110 Ka, nous calculons un intervalle de récurrence moyen pour des séismes  $M_w > 6$  compris entre 11 et 2 ka.

Comme sur la zone d'Amassia, nous avons également appliqué l'analyse PS – InSAR sur la zone de Syunik. Malgré une bonne densité des mesures, les vitesses sont très contrastées spatialement. Les PS suggèrent qu'il n'y a pas de déformation détectable au-dessus du bruit de la mesure qui est de ~2 mm/an. Donc il est difficile de conclure quoi que ce soit de l'analyse InSAR

si ce n'est qu'on n'observe pas de déformations supérieures à 2 mm/a, ce qui est cohérent avec les faibles taux de déformations que nous caractérisons par ailleurs sur le terrain.

*Origine tectonique des escarpements de la vallée de Gailahovit :*

La faible extension des escarpements de faille observés dans la vallée de Gailahovit (seulement 2 km) pose la question de leur origine (tectonique ou non ?). Compte tenu de la proximité de la caldeira volcanique du volcan Tsghuk (2 km à l'est), on peut se demander si ces structures ne sont pas simplement associées à l'effondrement de la caldeira (voir [Fig. 4.6b](#)). Cependant, trois observations contredisent cette hypothèse. La première est que les 2 escarpements de faille ne définissent pas des structures arquées, concaves vers le volcan : ils sont linéaires, voire légèrement concaves vers l'Ouest. La deuxième observation est que les 2 failles sont alignées avec des failles normales situées plus au nord qui définissent la limite ouest du graben Syunik. La troisième observation est que les 20 m de déformation verticale cumulés correspondent à des mouvements répétitifs le long d'une faille, comme le montre l'étude paleoseismologique.

Ceci étant, l'activité tectonique de ces failles normales lentes interfère clairement avec l'activité volcanique récente qui caractérise la province de Syunik, comme l'a montré [Karakhanian et al. \(1997\)](#). Dans le cadre de notre étude, nous avons observé 5 km au nord de la vallée étudiée, dans les coulées de laves les plus récentes (voir [Fig. 4.4b](#)), une émission volcanique fissurale le long d'une fissure ouverte ayant la même orientation que les failles observées dans la vallée Gailahovit. D'après les datations  $^3\text{He}$  cosmogéniques de ces laves, il semble bien que cette activité volcanique puisse être contemporaine avec l'activité tectonique observée dans la vallée Gailahovit. Cette contemporanéité peut également expliquer pourquoi il est difficile d'observer des marqueurs morphotectoniques qui très probablement ont été enterrés au-dessous des laves récentes.

En termes de cinématique et de géodynamique, notre étude morphologique et paléosismologique dans la vallée de Gailahovit permet de conclure que l'activité tectonique de la faille de PSS diminue progressivement vers le Sud. La vitesse de déplacement vertical de 0.18 mm/an donne une extension horizontale (orienté E-NE/W-SW) de  $\sim 0.1$  mm/an le long de la faille d'orientation moyenne N160° E et de pendage 60°E. Ceci est 5 fois moins que le taux de glissement horizontal estimé le long de la PSS juste au nord de Syunik (i.e.  $0.53 \pm 0.04$  mm/an, [Philip et al. \(2001\)](#)). Même si on double cette extension (en supposant une structure en failles normales conjuguées, tenant compte du 3ème escarpement de faille normal à pendage ouest observé au sommet du bassin versant de la vallée de Gailahovit) et si on ajoute la composante latérale dextre de  $\sim 0.05$  mm/an, nous sommes bien en dessous du taux de déplacement estimé plus au nord.

Ceci suggère que l'activité tectonique observée dans la vallée de Gailahovit correspond à la terminaison sud de la faille de PSS. Un peu d'activité pourrait exister plus au sud le long de la faille de Guiratagh (voir [Fig. 4.1](#)), mais elle serait très faible, car aucun marqueur morphotectonique évident n'a pu être observé. Cela nous permet de conclure que la vitesses de déplacement horizontale de  $\sim 2$  mm/an mesuré le long de la faille de PSS ([Philip et al, 2001](#) ; [Karakhanian et al, 2013](#)) est transféré progressivement le long d'autres failles, tels que le faille d'Hagari dans la région du Karabagh (proposée par [Karakhanian et al., 2013](#) d'après un modèle de blocs) ou d'autres structures plus à l'est du Karabagh. (4.28C, 4.29).

Notre étude apporte aussi quelques idées sur deux autres points : la localisation vs la distribution de la déformation dans les petits Caucase et sur l'existence ou non d'un mouvement asismique le long des failles actives de la région. Ces questions ont été largement discut pour la région méditerranéenne et au Moyen-Orient à partir de l'analyse des données sismologiques et géodésiques (par exemple, [Jackson et McKenzie, 1988](#); [Masson et al., 2005](#)). Si l'interprétation des données sismologiques suggère d'abord que peu de déformation était sismique dans la région du Caucase ([Jackson et McKenzie, 1988](#)), la récente comparaison des vitesses de déformation sismiques et géodésiques ont suggéré que entre 30% et 100% de la déformation était sismique ([Masson et al., 2005](#)).

Les taux de déplacement géologiques que nous avons estimé dans cette étude sont comparables aux taux de déplacement géodésiques estimés à partir des nouveaux modèles de blocs ([Fig. 4.29](#)). Dans la région de Tsghuk, les taux d'extension ENE-WSW de  $\sim 0.1$  mm/an et de déplacement dextre de  $\sim 0.05$  mm/an sont cohérents aux taux d'extension de  $0.9 \pm 1.0$  mm/an et de déplacement latérale de  $0.5 \pm 1.0$  mm/an obtenus à partir des données GPS. L'ensemble des résultats des études GPS sur le NW de l'Arménie suggère que la déformation est principalement localisée le long des failles, et que aucune ou peu de déformation asismique est absorbée entre les failles.

De plus, dans la région de Syunik (volcan de Tsghuk) nos taux de déplacement estimés à partir des données paleoseismologiques sont équivalents à nos taux de déplacement long terme estimés à partir des déplacements cumulés. D'après notre analyse, un déplacement vertical de 1.5-2 m (correspondant à 2 événements) s'est produit le long de la faille ouest au cours des derniers 11.2 ka. Bien que qu'il soit délicat de calculer une vitesse moyenne à partir de seulement 2 événements, ces chiffres donnent un taux de déplacement vertical de  $0.15 \pm 0.03$  mm/an. Ce taux correspond à une valeur minimum si l'on considère par ailleurs qu'une certaine quantité de déformation co-sismique se produit également le long de la faille l'est. Nous en concluons que le taux de déplacement à court terme (clairement co-sismique) et le taux de déplacement à long terme



---

( $0,18 \pm 0,04$  mm/an) sont cohérents. Par conséquent, cela suggère que la déformation le long des failles est entièrement sismique.

Finalement, la cinématique des failles observées au niveau des extensions NW et SE du PSS (i.e. compression NS et l'extension E-W, respectivement) est compatible avec la rotation antihoraire du Petit Caucase et du bloc de la Kura représentés dans les études de GPS ([McClusky et al., 2008](#); [Djamour et al, 2011](#)), qui à son tour est compatible avec la rotation horaire observée dans la région du Sud-Caspienne-Nord Alborz ([Vernant et al., 2004](#); [Ritz et al, 2006](#); [Ritz, 2009](#)). Ensembles, ces données apportent une nouvelle vision cohérente de la géodynamique actuelle du territoire Arménien et ses alentours.

## References

- Abovyan, S.B., 1981. Titre traduit - Les complexes mafic-ultramafic des zones ophiolitiques d'Arménie SSR. Erevan, NAS de RA, Science de la terre, 306p
- Adamia, Sh., Chkhotua T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Shavishvili I. and Zakaridze G. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology* 1981. 3, 4, p.437-447.
- Aghamalyan, V.A., 2004. Titre traduit - Des étapes principales de la formation et l'évolution de la croûte en Arménie. Izdatelstvo NAN RA, Nauki o Zemle, LVII, 2, p.17-22.
- Aghamalyan, V.A., Sarkisyan H.H., Lorsabyan, T.K., Israelyan, A.G., 2012. Titre traduit – Les unités tectonique principales de l'Arménie, Université d'Etat d'Erevan, 2012, 1, p. 3-12.
- Agram, P., Jolivet, R., Riel, B., Lin, Y., Simons, M., Hetland, E., Doin, M.-P. and C. Lasserre, 2013, New radar interferometric time series analysis toolbox released, *Eos Trans. AGU*, 94(7), 69–70.,
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 1998, 133, 390–406
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P. A History of Persian Earthquakes. New York, Cambridge Univ. Press, 1982, p. 219
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., and P. Segall, 2000, Widespread uplift and “trapdoor” faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature*, 407, 993–996, doi:10.1038/35039604.
- Asatryan G., Danelian T., Sahakyan L., Person A., Avagyan A., Sosson M., 2010. Evidence of Late Middle Jurassic to lower Cretaceous Tethyan oceanic lithosphere in the Lesser Caucasus based on new palaeontological (radiolarian) dating of the sedimentary cover of Sevan ophiolite (Armenia), *Ofioliti* 35, p. 91-101.
- Asatryan G., Danielian T., Sahakyan L., Galoyan G., Seyler M., Sosson M., Avagyan A., Hubert B. Ventalon S., 2012. Radiolarian biostratigraphic constraints for latest Jurassic – earliest Cretaceous submarine volcanic activity in the Tethyan oceanic realm of the Sevan ophiolite (Armenia) *Bull. Soc. géol. France*, t. 183, no 4, p. 323-355.
- Aslanyan, A.T., 1958. Titre traduit - Géologie régionale de l'Arménie. Izdatelstvo «Hajpethrat», Erevan, 427p.

- Aslanyan, A.T., 1981. Titre traduit - Les principales traites de la géologie de SSR d'Arménie. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre*, 3, p. 6-22.
- Aslanyan, A.T., Zakarian, K.A., Akopian, S.C., Karakhanian, A.S., Mikaelian, A.O., 1982. Titre traduit - Sur la structure profonde de la région de Tavr-Caucase d'après des études sismologiques et des images satellites. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre*, 4, p. 3-11.
- Atlas national de l'Arménie, 2007. Carte géologique 1:750000, «Centre géodésique et cartographie», p. 26.
- 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 relations avec l'activité volcanique. Université Montpellier II, 251 p., thèse.
- Avagyan A., Karakhanian A., Philip H., 2003. Une éruption volcanique gravée dans le roc. *Pour la science*, No.-305, p. 13-14.
- Avagyan A., Ritz J-F., Karakhanian A., Philip H., 2003. Dual near-surface rupturing mechanism during the 1988 Spitak earthquake (Armenia). *Izvestiya of Academy National of Sciences of Armenia; Nauki o Zemle*, LVI, 3, p. 14-19.
- Avagyan A., Shahidi A., Sosson M., Galoyan G., Firousi K.B., Muller C., Sahakyan L., Shokri M. A., Mkrtchyan M., Danelian T., Asatryan G., 2012. New insights on stratigraphy, structure, and tectonic of Khoy region (NW Iran). DARIUS programme Milan workshop, February 9-10, Milan, Italy, Abstracts volume, p.9.
- Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R. & Davtyan V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume*. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. Geol. Soc. of London, Special Volume 340, p. 393-408.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V., 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta*, 18, p. 401-416.
- Avagyan A.V., 2009. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area, *Proceedings of the NAS of RA, Earth Sciences*, vol.62, N2, p. 48-57.

- Avagyan A.V., 2011. Complexities examples of rupture superficial geometry of the territory of Armenia. Proceedings of the NAS of RA: Earth Sciences, 64-1, p. 3-16:
- Avagyan A.V., 2013. Superficial manifestations of active faults in the environment. HRD thesis, NAS of RA, p. 292.
- Avanessyan, A.S., et Ananyan, E.V., 1990. Carte géologique et structural de la partie NW d'Arménie, 1:200000, Laboratoire de tectonique de l'Académie des Sciences.
- Babayan, T.H., 2006. Atlas des séismes forte de l'Arménie et Artsakh pour la période historique jusqu'au 2003. "Tigran Mets", Erevan, 140 p.
- Baghdasaryan, A., Tozalagyan, P., Avagyan, A., Arakelyan, S., 2007. Analyse des donnés de télédétection et géochimique pour chercher du pétrole et des gaz dans le territoire d'Artsakh. Erevan, Georisk, 127 p.
- Balescu, S., Ritz, J.-F., Auclai, M., Lamothe, M., Todbileg, M., 2007. Luminescence dating of a gigantic paleolandslide in the Gobi-Altay Mountains, Mongolia. Quaternary Geochronology 2, p. 290-295.
- Barka, A., and Reilinger R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region : derived from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, XL (3), pp. 587-610.
- Barrier E. & Vrielynck B., 2008. Palaeotectonic map of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary- Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris, France.
- Barrier, E. et Vrielynck, B., 2008. Palaeotectonic map of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary-Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris, France.
- Basilico, M., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., and F. Rocca, 2004, Advances in permanent scatterers analysis : Semi and temporary PS, in Proc. Eur. Conf. Synthetic Aperture Radar, Ulm, Germany, May 25–27, pp 349–350.
- Bassoulet J.P., Elmi S., Poisson A., Cecca F., Bellion Y., Guiraud R. and Baudin F., 1993. Middle Toarcian (184-182Ma). In: Dercourt J., Ricou L. E. and Vrielynck B. (eds) Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes. Gauthier-Villars, Paris, p. 153-178.
- Beauducel, F., Briole, P., and J. L. Froger, 2000, Volcano wide fringes in ERS SAR interferograms of Etna: Deformaion or tropospheric effect?, *J. of Geophys. Res.*, 105, 16391-16402, doi:10.1029/2000JB900095.

- 
- Bekaert, D. P. S., Hooper, A. J., and T. J. Wright, 2015. A spatially-variable power-law tropospheric correction technique for InSAR data, *J. of Geophys. Res.*, doi:10.1029/2014JB011558
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and E. Sansosti, 2002, A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(11), 2375–2383.
- Biggs, J., T. Wright, Z. Lu, and B. Parsons, 2007, Multi interferogram method for measuring interseismic deformation: Denali fault, Alaska, *Geophys. J. Int.*, 170, 1165–1179.
- Blard, P.-H., Bourles, D., Lave, J., Pik, R., 2006. Applications of ancient cosmic-ray exposures: theory, techniques and limitations. *Quaternary Geochronology* 1, p. 59-73.
- Blard, P.-H., Farley, K.A., 2008. The influence of radiogenic  $^4\text{He}$  on cosmogenic  $^3\text{He}$  determinations in volcanic olivine and pyroxene. *Earth and Planetary Science Letters* 276, p. 20–29.
- Blard, P.-H., Lave, J., Sylvestre, F., Placzek, C.J., Claude, C., Galy, V., Condom, T., Tibari, B., 2013. Cosmogenic  $^3\text{He}$  production rate in the high tropical Andes (3800 m, 20 degrees S): Implications for the local last glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 377, p. 260–275. doi:10.1016/j.epsl.2013.07.006
- Blard, P.-H., Pik, R., 2008. An alternative isochron method for measuring cosmogenic  $^3\text{He}$  in lava flows. *Chemical Geology* 251, p. 20-32.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., et al., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, p. 1-9.
- Brown, E.T., Bendick, R., Bourle's, D.L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2002. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines. *Journal of Geophysical Research* 107 (B9), 2192. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000100>.
- Bürgmann, R., Rosen, P.A., Fielding, E.J., 2000. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, p. 169-209.
- Caputo, R., et Helly, B., 2008. The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophys.* 453(1–4), p. 7–19.

Catalog Harvard. <http://www.seismology.harvard.edu/>

Catalog USGS. <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>

Chadwick, W., Jónsson, S., Geist, D., Poland, M., Johnson, D., Batt, S., Harpp, K., and A. Ruiz, 2011, The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galàpagos: The first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR, *Bull. Volcanol.*, 73(6), 679–697, doi:10.1007/s00445-010-0433-0

d'Alessio, M.A., Johanson, I.A., Bürgmann, R., Schmidt, D.A. and Murray, M.H., 2005. Slicing up the San Francisco Bay Area: Block kinematics and fault slip rates from GPS-derived surface velocities. *Journal of Geophysical Research* 110: doi: 10.1029/2004JB003496. issn: 0148-0227.

Danelian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan Gh., Sosson M., Avagyan A., 2010. New and revised radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume*. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. *Geol. Soc. of London, Special Volume*, 340, p. 383-391.

Danelian T., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Asatryan G., Rolland Y., Sahakyan L., Muller C., Grigoryan A., Person A., Corsini M., Jrbashyan R., Melkonyan R., 2011. A brief geological outline of the Lesser Caucasus: new insights on its Thethyan-Alpine evolution based on recent results of French-Armenian collaboration. *Ann. Soc. Géol. du Nord* 18 (2-ème série), p. 65-75.

Davtyan V., 2007. *Les failles actives d'Arménie : Estimation des vitesses de déplacement par la géodésie (GPS), l'archéosismologie et la paléosismologie*. Thèse, Université de Montpellier II, France, 210 p.

Delacourt, C., P. Briole, and J. A. Achache, 1998, Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 25(15), 2849–2852, doi:10.1029/98GL02112.

Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters* 307, p. 27-34.

Djrbashyan, R.T., Ghukasyan, Yu.G., Karapetyan, S.H., Mnatsakanyan, A.Kh., Navasardyan, G.Kh., Gevorgyan, H.P., 2012. Types of volcanic eruptions and forms of manifestation of the

- 
- late-collision on-land volcanism in Armenia. *Proceedings of the NAS RA: Earth Sciences* 65 (3), p. 3-20, ISSN 0515-961X.
- Djrbashyan, R.T., Khazaryan, G.A., Karapetyan, S.G., Meliksetyan, Kh.B., Mnatsakanyan, A.Kh., Shirinyan, K.G., 1996. Volcanisme des basaltes Mésozoïques de la partie NW d'Arménie *Journal de l'Institut des Sciences Géologiques*, XLIX, N 1-3, p. 19-32.
- Djrbashyan, R.T., Meliksetyan, Kh.B., Mnatsakanian, A.Kh., 1995. Particular features of Collision Volcanism in the Lesser Caucasus, Abstracts, Russian Petrography Meeting on "Magmatism and geodynamics", Ufa, RF, 70-71 (in Russian).
- Doin, M. P., C. Lasserre, G. Peltzer, O. Cavalié, and C. Doubre, 2009, Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models, *J. Appl. Geophys.*, 69(1), 35–50, doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.03.010
- Doin, M. P., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Lodge, F., Ducret, G., and Grandin, R., 2011, Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example: The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data, paper SP-697 presented at FRINGE Symposium , Eur. Space Agency , Frascati, Italy .
- Dorbath L. and Cisternas A., 1997. Recent Great Earthquakes of the Caucasus region. In: *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers. p. 401-442.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, p. 3-11.
- EMME (Earthquake Model of the Middle East region), 2011. Hazard, Risk Assessment, Economics & Mitigation. Work Package 2: Seismic Sources. Active Faults and Seismogenic Zones in Armenia and Neighbouring Regions, 146 p.
- Evans, C.C., Hanke, T.A., Zielke, D., Keller, S. and Ruroede, K., 2012. Monitoring Community Mobility With Global Positioning System Technology After a Stroke: A Case Study *Journal of Neurologic Physical Therapy* 36 (2), p. 68-78.
- Farr, T. G., et al., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45(2), RG2004, doi: 10.1029/2005rg000183.
- Farr, T., Kobrick, M., 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, *AGU Eos*, 81, p. 583–585.

- Fattahi, M., 2009. Dating past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods: a review. *Quaternary International* 199, p. 104-146.
- Fattahi, M., 2014. Luminescence, earthquake, and tectonic activity. In: Rink, J.W., Thompson, J. (Eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Springer, Berlin, p. 1-8.
- Feigl, K. L. et al., 2002, Estimating slip distribution for the Izmit mainshock from coseismic GPS, ERS-1, RADARSAT and SPOT measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 138-160.
- Ferguson C.W., 1968. Bristlecone pine: Science and Esthetics. A 7100-year tree-ring chronology aids scientists; old trees draw visitors to California Mountains. *Science* 159 (3817): 839–46.
- Ferretti, A., Prati, C., and F. Rocca, 2000, Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38 (5), 2202–2212.
- Ferretti, A., Prati, C., and F. Rocca, 2001, Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(1), 8–20.
- Fialko, Y., 2004, Evidence of fluid-filled upper crust from observations of post-seismic deformation due to the 1992 Mw7.3 Landers earthquake,. *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2004JB002985
- Fialko, Y., 2006, Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system, *Nature*, 441, 968–971
- Fialko, Y., Sandwell, D., Simons, M., and P. Rosen, 2005, Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit, *Nature*, 435(19), doi:10.1038/nature03425.
- Fiches J-L., Helly B., Levret A., 1997. *Archéologie et sismicité. Autour d'un grand monument, le Pont du Gard*. Editions APDCA-Sophia Antipolis, 178p.
- Foster, J., B. Brooks, T. Cherubini, C. Shacat, S. Businger, and C. L. Werner, 2006, Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high resolution weather model, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16304, doi: 10.1029/2006GL026781
- Foster, J., J. Kealy, T. Cherubini, S. Businger, Z. Lu, and M. Murphy, 2013, The utility of atmospheric analyses for the mitigation of artifacts in InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118(2), 748–758, doi:10.1002/jgrb.50093



- 
- Fruneau, B., Achache, J., and C. Delacourt, 1995, Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry, *Tectonophysics*, 265, 181-190.
- Gabriel, A.K., Goldstein, R.M., Zebker, H.A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas - Differential radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, 94, p. 9183–9191, doi:10.1029/JB094iB07p09183
- Gabrielyan, A.A., 1950. Titre traduit – Sur l'importance de la néotectonique sur la formation de la structure et relief d'Arménie. Rapport de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, chap. 57, 4.
- Gabrielyan, A.A., 1970. Titre traduit - La situation de l'Arménie dans la structure tectonique du segment de Caucase- Anatolie-Iran de la ceinture plissée d'Alpe. *Izvestia de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Sciences de la Terre*, 3, p. 11-42.
- Gabrielyan, A.A., Sarkisian, G.P., Simonian, G.P., 1981. Titre traduit – La sismotectonique de SSR d'Arménie. *Izdatelstvo d'Univércité d'Etat d'Erevan, Erevan*, 282p.
- Galoyan G.L., 2008. Etude Pétrologiques, Géochimiques et Géochronologiques des Ophiolites du Petit Caucase (Arménie). Thèse, Université de Nice–Sophia Antipolis. 287 p.
- Galoyan G.L., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R.L., 2009. Geology, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, p. 135-153.
- Galoyan G.L., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonyan R., 2007. Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). *C.R. Geoscience* 339, p. 482-492.
- Gamkrelize, P.D., 1949. Titre traduit - La structure géologique de la structure plissée de Adgar-Trialet. Tbilissi : *Isd. d'Académie des sciences de Géorgienne SSR*, 508p.
- Gamkrelize, P.D., 1977. Titre traduit - Le développement tectonique du segment de Anatolie-Caucase-Iran de la ceinture Méditerranéen. *Geotektonika*, 3, p. 3-25.
- Gaudemer Y., Tapponnier P., Turcotte D.L., 1989. River offsets across active strike-slip faults: *Annales Tectonicae*, Vol. 3, N.2, p. 55-76.

- GEORISK Scientific Research Company, 2009. Geological field works, Magneto-telluric (MT) sounding of the Gridzor and Karkar geothermal fields. Final Report. Armenia Geothermal Project GEF Grant # TF:092563. 196 p.
- Goehring, B.M., Kurz, M.D., Balco, G., Schaefer, J.M., Licciardi, J., Lifton, N., 2010. A reevaluation of in situ cosmogenic  $^3\text{He}$  production rates. *Quaternary Geochronology* 5, p. 410–418.
- Goldstein, R. M., 1995, Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 22(18), 2517-20.
- Gourmelen, N., Amelung, F., and R. Lanari, 2010, Interferometric synthetic aperture radar–GPS integration: Interseismic strain accumulation across the Hunter Mountain fault in the eastern California shear zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B09408, doi:10.1029/2009JB007064
- Gourmelen, N., and F. Amelung, 2005, Postseismic mantle relaxation in the Central Nevada Seismic Belt, *Science*, 310, 1473–1476
- Guyodo, Y., Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399, p. 249-252.
- Hakobyan, V.T., 1960. Titre traduit - Carte géologique de la partie centrale de la crête Bazum.
- Hanssen, R. F., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers
- Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan G.L., Müller C., Avagyan A.V., Sahakyan L., 2013. New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan–Akeru suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey, *Tectonophysics* 588, p. 135–153.
- Hetland, E. A., Muse, P., Simons, M., Lin, Y. N., Agram, P. S., and C. J. DiCaprio, 2012, Multiscale InSAR Time Series (MInTS) analysis of surface deformation , *J. Geophys. Res.*, 117, B02404, doi: 10.1029/2011JB008731 .
- Hewsen, R.H., 2001. *Armenia: a Historical Atlas* (The University of Chicago Press Ltd. London), pp. 341.
- Higgins, S., 2014, River delta subsidence measured with Interferometric Synthetic Aperture Radar –InSAR), Ph.D., Univ. of Colorado at Boulder, 2014, 200 pages; 3621339.

- 
- Hilley, G. E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F., and F. Rocca, 2004, Dynamics of slow-moving landslides from Permanent Scatterer analysis, *Science*, 304, 1952-1955.
- Hooper, A., 2008, A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16 302, 2008, DOI: 10.1029/2008GL03465.
- Hooper, A., Segall, P., and H. Zebker, 2007, Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos, *J. Geophys. Res.*, 112, B07407,, DOI: 10.1029/2006JB004763.
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., and B. Kampes, 2004, A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23611, DOI: 10.1029/2004GL021737.
- Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313 (5998), p. 105-107. DOI: 10.1038/313105a0
- Jackson J., 1992. Partitioning of strike – slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey. *J. Geophys. Res.* 97, p. 12, 471-12, 479.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, pp. 185–264
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal – Royal Astronomical Society*, vol. 93, no. 1, pp. 45–73.
- Jacobs, A., Sandwell, D., Fialko, Y., and L. Sichoix, 2002, The 1999 (Mw 7.1) Hector Mine, California, earthquake: Near-field postseismic deformation from ERS interferometry, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1433-1442.
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M. P., and G. Peltzer, 2011, Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17311, doi: 10.1029/2011GL048757 .
- Jolivet, R., P. S. Agram, N. Y. Lin, M. Simons, M.-P. Doin, G. Peltzer, and Z. Li, 2014, Improving InSAR geodesy using global atmospheric models, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 2324–2341, doi:10.1002/2013JB010588.

- Kampes, B. M., R. F Hanssen, and Z. Perski. 2003, Radar interferometry with public domain tools. In Third International Workshop on ERS SAR Interferometry, 'FRINGE03', Frascati, Italy, 1-5 Dec 2003, pp 6.
- Kampes, B., 2006, Radar Interferometry: Persistent Scatterer Technique, Dordrecht, The Netherlands: Springer-Verlag, 2006.
- Karakhanyan A. and Balassanyan S., 1992. The Spitak earthquake, 1988, zone active dynamics. Proceedings of the NAS of RA: Earth Sciences, 45 (2), p. 12-21.
- Karakhanyan A.S., Trifonov V.G., Philip H, Avagyan A.V., Hessami K, Jamali F, Bayraktutan S, Baghdassarian H., Arakelian S. and Davtian V., 2004a. Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and Northwestern Iran. Tectonophysics, 380/3-4, p. 189-219.
- Karakhanyan G.O., Safarian P.G., 1970. Titre traduit – Les petroglifs de Sunik. Izdatelstvo de l'Académie des Sciences de SSR d'Arménie, Erevan, 394.
- Karakhanyan, A., Kharazyan, E., Avetisyan, S., 1989. Titre traduit - The Khonarasar-Tsghuk regional zone of active shift dislocations. Proceedings of the NAS of RA: Earth Sciences, N4, p. 46-50
- Karakhanyan, A.S., Trifonov, G.V., Azizbekyan, O.G., Khondkarian, D.G., 1999. Relationship of Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarasar zone of active faults (the Armenian Upland). In: Theoretical and Regional Problems of Geodynamics, Issue 515. Nauka, Moscow, pp. 136-152.
- Karakhanyan A. S., Jrbashian R. T., Trifonov V.G., Philip H., Ritz J. F., 1996. Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. "Historical Earthquakes of Caucasus", Eds. D. Giardini & S. Balassanian, ILP Publication N° 333, p. 181-188.
- Karakhanyan A., Jrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S. and Avagian A., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113, p. 319-344.
- Karakhanyan A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A., Baghdassaryan H., Davtian V., Ghoukassyan Yu., 2003. Volcanic Hazards in the Region of the Armenian Nuclear Power Plant. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 126, p. 31-62.
- Karakhanyan A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelyan S., Avagyan A., Baghdassaryan A., Davtyan V., 2004. Active volcanoes and volcanic hazard in the Armenian Highland and adjacent areas. Izvestia NAS of RA, LVII, No. 1, p. 3-24.

- Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F., 2013. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics*, 592, p. 39–45.
- Karakhanyan, A., 1992. The Spitak earthquake, 1988, zone active tectonics some peculiarities. *Proceedings of the NAS of RA: Earth Sciences*, N1, p. 3-11
- Karakhanyan A. S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G., 1997. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. *Terra Nova* 9, p. 131-134.
- Karapetian, S. G., Jrbashian, R. T., Navasardyan, G., Meliksetyan, Kh., Mnatsakanian, A., Savov, I., Ghukasyan, R., 2010. Upper Pliocene-Holocene volcanism of syunik highland (Armenia). *Proceedings of the NAS of RA: Earth Sciences* 63, N. 10, p. 3-21.
- Khachiyani, Ed., 2008. *Séismologie appliquée*. Erevan. Maison de publication Gitutyun NAS RA, 491p.
- Khain., V.E., Kats, Ya.G., Selitskiy, A.G., 1973. Titre traduit - Tectonic subdivision and main features of present-day structure of the Alpine belt in the Near and Middle East; part 1, The Western Segment. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedeniy. Geologiya i Razvedka*. 3; 3-17.
- Kharazyan, E.Kh., 1968. Les formations volcaniques récentes du bassin Akhuryan. *Journal de l'Institut des Science Géologique*, N5, p. 3-17.
- Kharazyan, E.Kh., 1970. Titre traduit - Géologie des formations volcanique récent de la partie NW d'Arménie (rivières Akhuryan et Dzoraget). Université d'Etat Erevan, 23 p.
- Kharazyan, E.Kh., 2005. Titre traduit – Carte géologique de l'Arménie. 1 : 500000, Service Géologique de l'Armenie.
- Khromovskikh, V.S., Solonenko, V.P., Semionov, R.M., Gilkin, V.M., 1979. Paleoseismology of the Great Caucasus. *Nauka*, p. 188.
- King, C., Hosford, S., Raucoules, D., and Carnec, C., 2003, Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry - The case of Vauvert (France), *Remote Sens. Environ.* 88, 468-478.
- Kurz, M.D., 1986. Cosmogenic helium in a Terrestrial Igneous rock. *Nature* 320, p. 435-439.

- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J. J. , Berardino, P., and E. Sansosti, 2004, A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42(7), 1377–1386.
- Levret, A., 2002. Prise en compte des séismes historiques dans la réglementation parasismique en France, p. 213–226. Actes des Ve Rencontres du groupe APS, Perpignan, France.
- Li, Z., E. J. Fielding, P. Cross, and J.-P. Muller, 2006b, Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction: GPS topography-dependent turbulence model, *J. Geophys. Res.*, 111, B02404, doi:10.1029/2005JB003711.
- Li, Z., E. J. Fielding, P. Cross, and R. Preusker, 2009, Advanced InSAR atmospheric correction: MERIS/MODIS combination and stacked water vapour models, *Int. J. Remote. Sens.*, 30, 3343–3363, doi:10.1080/01431160802562172
- Li, Z., J.-P. Muller, P. Cross, and E. J. Fielding, 2005, Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration, *J. Geophys. Res.*, 110, B03410, doi: 10.1029/2004JB003446.
- Li, Z., J.-P. Muller, P. Cross, P. Albert, J. Fischer, and R. Bennartz, 2006a, Assessment of the potential of MERIS near-infrared water vapour products to correct ASAR interferometric measurements, *Int. J. Remote Sens.*, 27(1-2), 349–365, doi: 10.1080/01431160500307342.
- Libby W.F., 1955. Radiocarbon dating. Second Edition, University of Chicago Press, Chicago
- Lilienberg, D.A., Matskova, V.A. et al., 1969. La carte de mouvements verticaux et de morphostrucures du Caucase. *M.Nauka*, p.142-156.
- Lilienberg, D.A., Matskova, V.A., 1970. Les tendances de mouvements verticaux récents du Petit Caucase et du Plateau Arménien. *Rap. Acad. Sciences SSSR, Geol.*, 194, 1, p. 171-174.
- Lindsey, E. O., R. Natsuaki, X. Xu, M. Shimada, H. Hashimoto, D. Melgar, and D. T. Sandwell, 2015, Line of Sight Deformation from ALOS-2 Interferometry: Mw 7.8 Gorkha Earthquake and Mw 7.3 Aftershock, *Geophysical Research Letters*, 42, doi:10.1002/2015GL065385.
- Löfgren, J. S., F. Björndahl, A. W. Moore, F. H. Webb, E. J. Fielding, and E. F. Fishbein, 2010, Tropospheric correction for InSAR using interpolated ECMWF data and GPS Zenith Total Delay from the Southern California Integrated GPS Network, paper presented at Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International, 25-30 July 2010.

- 
- Lopez-Quiroz, P., Doin, M. P., Tupin, F., Briole, P., and J. M. Nicolas, 2009, Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry, *J. Appl. Geophys.*, 69, 1-15, doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.02.006.
- Lyons, S., and D. Sandwell, 2003, Fault creep along the southern San Andreas from InSAR, permanent scatterers, and stacking, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2047, 2003, DOI: 10.1029/2002JB001831.
- Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International* 160, p. 217-226.
- Massonnet, D., et Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36(4), p. 441–500, doi:10.1029/97RG03139.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, p. 138–142
- McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Wilson, R.W., Clegg, P., Imber, J., Holliman, N., Trinks, I., 2005. Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Geological Society of London, Journal of the Geological Society* 162(6), p. 927-938.
- McCaffrey, R., 2009. Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia, *Geophysical Research Letters*, 36, L07304, doi:10.1029/2008GL036784.
- McCalpin J.P. and Nelson A.R., 1996. Introduction to Paleoseismology. In: *Paleoseismology*. Edited by McCalpin J.P., International geophysics series, vol. 62, 588p.
- McCalpin J.P., 2009. *Paleoseismology*. Academic Press, New-York, 802p.
- McCalpin, J. P., & Forman, S. L., 1991. Quaternary faulting and thermoluminescence dating of the East Cache fault zone, north-central Utah. *Bull. Seis. Soc. Am.* 81, 139–161.
- McCalpin, J. P., 1989. Current investigative techniques and interpretive models for trenching active dip-slip faults. In *Engineering Geology and Geotechnical Engineering* (R. C. Watters, Ed.), *Proceedings of the 25th Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering*, pp. 249–258. A. A. Balkema, Rotterdam.

- McClusky, S., Vernant, P., Chery, J., Reilinger, R., Ritz, J.-F., Nankaki, H., Kadirov, F., Djamour, Y., Bayer, R., 2008. New geodynamic model for the South Caspian surroundings based on numerical modeling constrained by GPS and geological data. In: AGU Fall Meeting, San Francisco. Moinfar, A., Mahdavian, A., Maleki, E. Historical and instrumental earthquakes data collections of Iran. Tehran: Mahab Ghods, 1994. 450 p.
- McDougall, I., et Harrison, T.M., 1999. Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method (second edition): New York, Oxford University Press, 269 p.
- Meade, B.J., and Hager, B.H., 2005. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 110, p. 1–19, Doi:10.1029/2004jb003209.
- Meade, B.J., and Loveless, J.P., 2009. Block modeling with connected fault-network geometries and a linear elastic coupling estimator in spherical coordinates. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99(6), p. 3124-3139.
- Merrihue C.M., Turner G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research* Vol. 71, No. 11 p. 2852-2857
- Mesropyan, N., 1984. Kirovakan, Erevan, 65 p.
- Milanovski, E.E., 1952. Titre traduit - Sur l'interaction des formes importantes du relief et de structure néotectonique du Petit Caucase. *Uch. Zap. Université d'Etat de Moscou*, vip.161, geol., chapitre 5.
- Milanovski, E.E., 1968. Titre traduit - Néotectonique du Caucase. Moscou, Nedra, 484p.
- Milanovski, E.E., Khain, V.E., 1963. Titre traduit - La structure géologique de Caucase. Moscou, Izdatelstvo Université d'état de Moscou, 357p.
- Mkrtchyan, K.A., Trifonov, V.G., Florenski P.V., 1969. Titre traduit- La galerie de peinture de âge de Pierre. *Priroda*, N3. p. 78-79.
- Mkrtchyan, M.K., Avagyan, A.V., Ritz, J.-F., Nazari, H., Blard, P.-H., Martirosyan, M.P., 2014a. Distributed deformations along the NW part of the Pambak-Sevan-Sunik active fault. *Proceedings of the NAS of Armenia. Earth Sciences*, 67, p. 54-64.
- Mkrtchyan, M.K., Ritz, J.-F., Avagyan, A.V., Nazari, H., Karakhanian, A.S., Blard, P.-H., Martirosyan, M.P., 2014b. New paleoseismological insights along the south eastern part of the Pambak-Sevan-Sunik active fault. *National Academy of Sciences of RA. Electronic Journal of Natural Sciences*, 23, p. 3-8.



- 
- Motagh, M., Djamour, Y., Walter, T. R., Wetzel, H.-U., Zschau, J., and S. Arabi, 2007, Land subsidence in Mashhad Valley, northeast Iran: results from InSAR, levelling and GPS, *Geophys/ J. Int.*, 168, 518-526.
- Münch, Ph, Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevère, F., Verati, C., Melinte- Dobrinescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Letice, J.-L., Randrianasolo, A., 2014. Pliocene to Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago). *Journal of the Geological Society* 171, p. 329-341.
- Mutaflan. C., 1988. La Cilicie au Carrefour des empires. Collection d'études anciennes (Société d'édition Le Belles Lettres), vol. 2. p. 431.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Shafei, A., Ghassemi, A., Salamati, R., Michelot, J.-L., Massault, M., 2009. Morphological and paleoseismological analyses of the Taleghan fault, Alborz, Iran. *Geophysical Journal International* 178, p. 1028-1041.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B., Navarsardyan G., Karapetyan S., 2013. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. *Lithos* 180–181, pp. 200–215.
- Nikonov, A., Nikonova, K., 1986. The strongest earthquake in the Transcaucasus, September 30, 1139. *Voprosi Ingenernoj Seismologii*, vol. 27. Nauka, Moscow, pp. 152– 183 (in Russian).
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic-ray production rates of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth And Planets* 94, p. 17907-17915.
- NorAtom Consortium, 2011. Seismic hazard assessment for the construction site of a new power unit of the Armenian NPP. Georisk CRC/Ministry of Energy and Natural Resources, 256 p.
- Onn, F., and H. A. Zebker, 2006, Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network, *J. Geophys. Res.*, 111, B09102, doi:10.1029/2005JB004012
- Paffenholts K.N., 1948. La géologie d'Arménie. Topographie de ministère de la Géologie de SSSR, Moscou, 896p.
- Paffenholts K.N., 1952. Carte géologique de l'Arménie SSR et les parties avoisinant de Petite Caucase, en échelle 1:200000, Ministère géologique de SSSR.

- Peltzer, G., Crampe, F., and G. King, 1998a, Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the Mw7.6 Manyi (Tibet) earthquake, *Science*, 286, 272–276.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., and K. Hudnut, 1998b, Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture, *J. Geophys. Res.*, 103, 30131–30145
- Perissin, D., and T. Wang, 2011, Repeat-pass SAR interferometry with partially coherent targets, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 99, 1–10, doi:10.1109/TGRS.2011.2160644
- Peyret M., Dominguez S., Cattin R., Champenois J., Leroy M., and Zajac A., 2011, Present-day interseismic strain distribution along the Longitudinal Valley, Eastern Taiwan, from a PS-InSAR analysis of the ERS satellite archives, *J. of Geophys. Res.*, 116, B03402, doi:10.1029/2010JB007898.
- Peyret, M., Djamour, Y., Rizza, M., Ritz, J.-F., Hurtrez, J.-E., Goudarzi, M.A., Nankali, H., Chery, J., Le Dortz, K., and Uri, F., 2008b, Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range (Iran) by GPS and SAR interferometry, *Engineering Geology*, doi:10.1016/j.enggeo.2008.02.013.
- Peyret, M., Masson, F., Yavasoglu, H., Ergintav, S., and Reilinger, R., 2012, Present-day strain distribution across a segment of the central bend of the North Anatolian fault zone from a Persistent Scatterers InSAR analysis of the ERS and Envisat archives, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1093/gji/ggs085.
- Peyret, M., Rolandone, F., Dominguez, S., Djamour, Y., and Meyer, B., 2008a, Source model for the Mw 6.1, 31 March 2006, Chalan-Chulan Earthquake (Iran) from InSAR, *Terra Nova*, 20 (2), 126-133.
- Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., Beaulieu, J.-L., Bottema, S., Andrieu V., 1998. Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR BP from Pollen Data. *Quaternary research*, vol. 49, p. 183-196.
- Philip H., Avagyan A.V., Karakhanian A.S., Ritz J.-F. & Rebai S., 2001. Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics*, 343, p. 205-232.
- Philip H., Cisternas A., Gvishkiani A., Gorshkov A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, p. 1– 21.
- Philip H., Karakhanian A. Tremblements de terre et archéologie. *Pour la Science*, 1999, 261, p. 36-40.

- 
- Philip H., Rogozhin E., Cisternas A., Bousquet J., Borisov A., Karakhanian A.S., 1992. The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. Int. J.* 110, p. 141-158.
- Presnyakov, S.L., Belyaeva, E.V., Lyubin, V.P., Rodionov, N.V., Antonov, A.V., Saltykova, A.K., Berezhnaya, N.G., Sergeev, S.A., 2012. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U/Pb geochronology of zircons from volcanic ashes. *Gondwana Research* 21, p. 929-938.
- Pritchard, M. E., and M. Simons, 2002, A satellite geodetic survey of large scale deformation of volcanic centers in the Central Andes, *Nature*, 418(6894), 167–171, doi:10.1038/nature00872.
- Puysségur, B., R. Michel, and J.-P. Avouac, 2007, Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery, *J. Geophys. Res.*, 112, B05419, doi:10.1029/2006JB004352.
- Rebaï, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., Cisternas, A., 1993. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics* 12 (5), p. 1089–1114.
- Repka, J.L., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth and Planetary Science Letters* 152, p. 59-73.
- Ricou, L. E., 1994. Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7, p. 169–218.
- Ritz J-F, Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E., Carretier, S., et Bourlès, D., 2006. Using in situ-produced  $^{10}\text{Be}$  to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). *Geol., Soc. Am, Special Paper* 415, p. 87-110.
- Ritz, J.-F., 2009. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: comment. *Geology* 37. E191.
- Ritz, J.-F., Bourles, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., Yiou, F., 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with  $^{10}\text{Be}$  dates. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. b3, 2162, doi: 10.1029/2001JB000553.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Prentice, C., Braucher, R., Vassallo, R., Larroque, C., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S., Mahan, S., Maussault, M., Michelot, J.-L., Todbileg, M., Javkhaa, O., 2015.

- Earthquake Geology of the Bolnay fault (Mongolia). *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 1, p. 72-93, [http:// dx.doi.org/10.1785/0120140119](http://dx.doi.org/10.1785/0120140119).
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J. F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chéry, J., Mahan, S. A., and Masson, F., 2012, Morphotectonics and geodetic evidences for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz Fault (Iran), *Geophys. J. Int.*, 193(3), 1083-1094 doi:10.1093/gji/ggt041.
- Robertson A.H., 2002. Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, p. 1–67.
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M., Galoyan, G.L., 2009a. Blueschists of the Amasia–Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 98, p. 533-550.
- Rolland, Y., Galoyan, G.L., Bosch, D., Sosson, M., Corsini, M., Fornari, M., Verati, C., 2009b. Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites – Implications for the obduction process. *Lithos* 112, p. 163-187.
- Rolland, Y., Galoyan, Gh., Sosson, M., Melkonyan, R., Avagyan, A., 2010. The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume*. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. *Geol. Soc. of London, Special Volume 340*, p. 353-382.
- Rolland, Y., Perincek, D., Kaymakci, N., Sosson, M., Barrier, E., Avagyan, A., 2012. Evidence for similar to 80-75 Ma subduction jump during Anatolide-Tauride-Armenian block accretion and similar to 48 Ma Arabia-Eurasia collision in Lesser Caucasus-East Anatolia *Journal of Geodynamics* 56-57, p.76-85.
- Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G, and M. Simons, 2003, Updated repeat orbit interferometry package released, *Eos*, 85, 47.
- Sahakyan, L., Bosch, D., Sosson, M., Bruguier, O., Rolland, Y., Galoyan, Gh., Avagyan, A., 2011. Geochemical and temporal constraints of collision-related volcanism related to the closure of the Neotethys Ocean (Armenia). *Goldschmidt conference abstracts, Mineralogical Magazine, Prague*, 14-19. August, p. 1777.
- Sandwell, D. T. and E. J. Price, 1998, Phase gradient approach to stacking interferograms, *J. Geophys. Res.*, 103(B12), 30 183–30 204.

- 
- Sargsyan, H.H., 1989. Titre traduit – Tectonique régionale de l'Arménie SSR. Erevan, Maison d'édition de l'Université d'Etat d'Erevan, 276p.
- Schmidt, D. A., and R. Burgmann, 2003, Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set, *J. Geophys. Res.*, 108(B9), 2416, 2003, DOI: 10.1029/2002JB002267.
- Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, second ed., p. 471.
- Shirinyan, K.G., 1975. Titre traduit – A la question des formations volcaniques récente de l'Arménie. *Proceedings of the NAS of RA, Earth Sciences*, vol.28, N1, p. 3-15.
- Simons, M., Fialko, Y., and L. Rivera, 2002, Coseismic deformation from the 1999 Mw7.1 Hector Mine, California, earthquake, as inferred from InSAR and GPS observations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1390–1402.
- Sosson, M., Rolland, Y., Danelian, T., Muller, C., Melkonyan, R.L., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A.V., Galoyan, G.L., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications* 340, p. 329-352.
- Stepanyan, V.A., 1964. Titre traduit – Les séismes en Arménie et des territoires adjacent. Maison de publication Hayastan, Erevan, 246p.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 105, p. 23753-23759.
- Suess H., 1980. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. *Radiocarbon*, Vol. 22, No. 2, p. 200-209.
- Tarasov, P.E., Peyron, O., Guiot, J., Brewer, S., Volkova, V.S., Bezusko, L.G., Dorofeyuk, N.I., Kvavadze, E.V., Osipova, I.M., Panova, N.K., 1999. Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data. *Climate Dynamics* 15, p. 227–240.
- Tchernishev I.V., Lebedev V.A., Arakelyants M.M., Djrbashyan, R.T., Ghukasyan Yu.G., 2002. Géochronologie Quaternaire du centre volcanique d'Aragats. *Dokladi Akademii Nauk*, Vol 384, N 1, p. 95-102.

- Tong, X., D. T. Sandwell, and Y. Fialko, 2010, Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data, *J. Geophys. Res.*, 115, B04314, doi:10.1029/2009JB00662
- Trifonov, V.G., 1983. Titre traduit- Tectogenese post Quaternaire. Moscou, Nauka, p. 224.
- Trifonov, V.G., Karakhanian, A.S., 2004. Geodynamics and the history of civilization. Moscou, Nauka, 668 p.
- Trifonov, V.G., Karakhanian, A.S., Kogeurin, A.I., 1990. Titre traduit – La séisme de Spitak comme la manifestation de l'activité tectonique. *Geotectonika*, 6, 46-60.
- Trifortov, V.G., Karakhanyan, A.S., Kozhurin, A.I., 1994. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates. In: B.A. Bolt and R. Amirbekian (Editors). *Continental collision zones earthquakes and seismic hazard reduction*. NSSP. Erevan, p. 56-711.
- Trull, T.W., Kurz, M.D., 1993. Experimental measurements of  $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$  mobility in olivine and clinopyroxene at magmatic temperatures. *Geochimica et cosmochimica acta* 57, p. 1313–1324.
- Van der Kooij, M., W. Hughes, S. Sato, and V. Poncos, 2005, Coherent target monitoring at high spatial density, examples of validation results, paper presented at Fringe 2005, Eur. Space Agency, Frascati, Italy.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M., Guoguang, Z., Qunlu, H., 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology* 26, p. 695-698.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.* 157, p. 381-398.
- Wadge, G., et al., 2002, Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 1905, doi:10.1029/2002GL015159
- Wallace, R.E., 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 88, p. 1267–1281.

- 
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, p. 974–1002.
- Werner, C., Wegmuller, U., Wiesmann, A., Strozzi, T., Sensing, G., and S. Muri, 2003, Interferometric point target analysis with JERS-1 L-band SAR data, in *Proc. IGARSS*, Toulouse, France, Jul. 21–25, 4359–4361.
- Wright, T., B. Parsons, and E. Fielding, 2001, Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2117–2120, doi:10.1029/2000GL012850.
- Zebker, H. A. and J. Villasenor, 1992, Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30(5), 950–959.
- Zebker, H. A., et J. Villasenor, 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 (5), 950 – 9.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, and S. Hensley, 1997, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *Journal of Geophysical Research*, 102(B4), 7547-7563.
- Zebker, H. A., Shanker, A. P., and A. Hooper, 2007, InSAR remote sensing over decorrelating terrains: Persistent scattering methods, in *Proc. IEEE Radar Conf.*, 717–722.
- Zimmermann, L., Blard, P.H., Burnard, P., Medynski, S., Pik, R., Puchol, N., 2012. A new single vacuum furnace design for cosmogenic  $^3\text{He}$  dating. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, p. 121–129.
- Zonenshain L.P. and LePichon X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, p.181-211.

## Annexe A

---

Les articles publiés au cours de la thèse



**ՓԱՄԲԱԿ-ՍԵՎԱՆ-ՍՅՈՒՆԻՔ ԱԿՏԻՎ ԽՉՎԱԾՔԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՍՏՅԱՆ ՀԱՏՎԱԾԻ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԻ ԲԱՇԽՈՒՄԸ**

© 2014թ. Մ.Կ. Մկրտչյան<sup>1,2</sup>, Ա.Վ. Ավագյան<sup>1</sup>, Ժ.Ֆ. Ռից<sup>2</sup>, Հ. Նազարի<sup>3</sup>, Պ.-Ա. Բլադ<sup>4</sup>, Մ.Պ. Մարտիրոսյան<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ, 0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան, 24ա, Հայաստանի Հանրապետություն,

<sup>2</sup> Մոնպելյե 2 Համալսարան, Գիտություններ Երկրի Մասին, 34000, Մոնպելյե, Ֆրանսիա,

<sup>3</sup> Բրանի Երկրաբանական Ծառայություն, 13185-1494, Թեհրան, Իրան:

<sup>4</sup> Պետրոգրաֆիական և Երկրաքիմիական Հետազոտությունների Կենտրոն (CRPG), 54501, Նանսի, Ֆրանսիա

E-mail: [mushegh@geology.am](mailto:mushegh@geology.am)

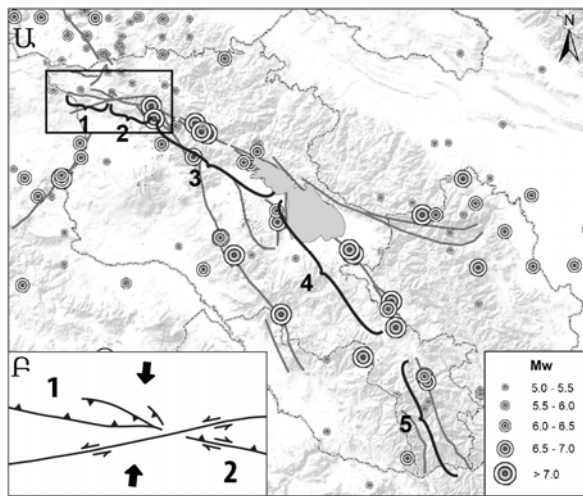
Հանձնված է խմբագրություն 04.02.2014թ.

Հոդվածում քննարկվում է Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի Արփիի սեզմենտի դեֆորմացիաների բաշխման օրինաչափությունները ելնելով խզվածքների երկրաչափական և կինեմատիկական առանձնահատկություններից՝ լայնորեն օգտագործելով մորֆոտեկտոնական մոտեցումները: Առանձնացվում է Ամասիայի բլուրը որպես հետ-վարնետային վեր մոդված կառույց: Բլուրը դեպի վեր փոքր ինչ ճկված է, ինչը վկայում է դեֆորմացիաների շարունակական զարգացման և հետևապես նաև այն գոտևորող խախտումների ակտիվության մասին:

Հայաստանում կան բազմաթիվ ակտիվ խզվածքներ, որոնցից ամենամեծը Փամբակ-Սևան-Սյունիք (ՓՄՍ) խզվածքն է: Այն ձգվում է ավելի քան 350 կմ և ունակ է հարուցել առավելագույնը մոտ 7.5 մագնիտուդայով ( $M_w$ ) երկրաշարժեր (Philip et al. 2001; Avagyan 2001, Karakhanian et al. 2004a): Խզումն ունի 5 հիմնական սեզմենտներ՝ 1 – Արփի, 2 – Վանաձոր, 3 – Վանաձոր-Արտանիշ, 4 – Արտանիշ-Սյունիք, 5 – Սյունիք-Զանգեզուր (Philip et al. 2001; Avagyan 2001, նկ. 1 - Ա): Սեզմենտների երկրաչափական առանձնահատկությունները շարունակում են լինել ուսումնասիրության առարկա, մասնավորապես Սևանի իջույթից ստացվող նոր տվյալներից ելնելով (Seismic hazard assessment 2011): Սեզմենտների երկայնքով բազմաթիվ հիմնարար ուսումնասիրություններ են կատարվել, որոնց արդյունքում պարզվել են դեֆորմացիաների բաշխման օրինաչափությունները, ինչպես նաև դուրս են բերվել այդ սեզմենտների հիմնական բնորոշիչ պարամետրերը (երկրաչափական առանձնահատկությունները, կինեմատիկան, վերջին ուժեղ երկրաշարժերը, դրանց հաշվարկային մագնիտուդները ( $M_w$ ), երկարաժամկետ և կարճաժամկետ տեղաշարժման արագությունները):

Նման ուսումնասիրությունները՝ և հատկապես դեֆորմացիաների բաշխման օրինաչափությունների դուրս բերումը, առանձնակի հետաքրքրություն են նարկայացնում ակտիվ խզվածքների

վերջավորություններում: Այդպիսի մի տեղամաս ՀՀ տարածքում հանդիսանում է ՓՄՍ ակտիվ խզվածքի Արփիի սեզմենտը: Արփի սեզմենտը բաժանվում է Վանաձոր սեզմենտից Ժելտարեկա-Սարիղամիշ խզումով (Seismic hazard assessment 2011): Արփի սեզմենտում ունի հիմնականում վերնետալին կինամետիկա և բնութագրվում է համեմատաբար ցածր սեյսմիկ և տեկտոնական ակտիվությամբ ի տարբերություն մնացած սեզմենտների, որոնք հիմնականում ունեն կողաշարժային կինեմատիկա և ավելի բարձր սեյսմիկ և տեկտոնական ակտիվություն (Ա.Կարախանյանի բանավոր հաղորդագրությունը):



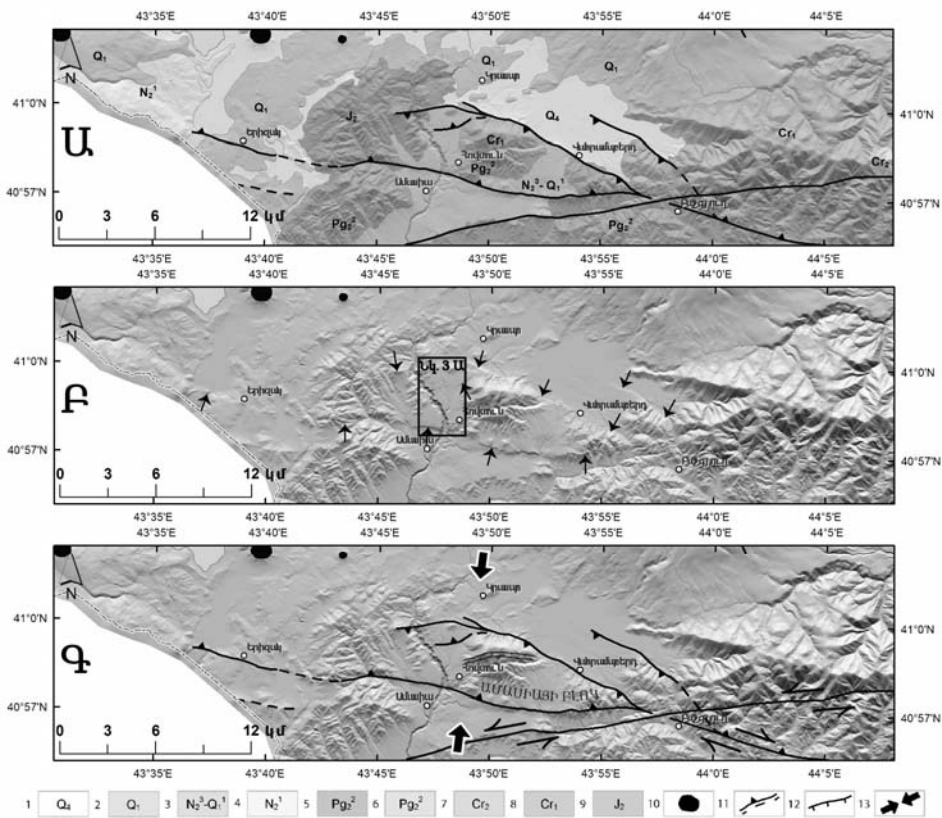
Նկ. 1: Ա - Հայաստանի հիմնական ակտիվ խզվածքները և դրանցից մինչև 40կմ հեռավորության վրա տեղայնացված պատմական և գործիքային երկրաշարժերը (New catalog NPP, 2011): Նշված են նաև ՓՄՍ խզվածքի 5 սեզմենտները՝ 1, 2, 3, 4, 5: Բ - ՓՄՍ խզվածքի հյուսիս-արևմտյան հատվածի մոդելը:

Հարևան Վանաձոր սեզմենտի երկայնքով մորֆոտեկտոնական և հնասեյսմաբանական ուսումնասիրություններ կատարվել են Գոգարանի և Վանաձորի տեղամասերում (Philip et al. 2001; Avagyan 2001; Karakhanian et al. 2004a; Avagyan 2009; Ավագյան 2011): Հյուսիս-արևմուտքում, Արփիի սեզմենտի տեղամասում, համալիր ուսումնասիրություններ չեն կատարվել: Սույն աշխատանքում ներկայացված են վերոհիշյալ տարածքի դեֆորմացիաների բախշման առանձնահատկությունները. էլնելով խզվածքների երկրաչափական և կինեմատիկական առանձնահատկություններից, լայնորեն օգտագործվել են մորֆոտեկտոնական մոտեցումները: Օգտագործվել են աերո- և տիեզերական նկարներից, տեղագրական, երկրաբանական և տեկտոնական քարտեզներից ստացված տվյալները, ինչպես նաև իրականացված նոր մորֆոլոգիական և գեոդեզիական չափումների ու լաբորատոր հասակային թվագրման արդյունքները:

**Տեղամասի համառոտ երկրաբանական նկարագիրը**

Հյուսիս-արևմտյան Հայաստանի երկրաբանությունը, և հատկապես հրաբխականությունը, ուսումնասիրվել է բազմաթիվ երկրաբանների կողմից: Արդյունքում տարածքի երկրաբանությունը, ինչ-

պես նաև տեկտոնական զարգացման սցենարը ամփոփվում են բազմաթիվ հոդվածներում, քարտեզներում և պալիսպաստիկ սխեմաներում (Паффенгольц 1952; Акопян 1960; Харазян 1968, 1970; Аванесян и Ананян 1990; Джрбашян и др. 1996; Чернышев и др. 2002; Խարազյան 2005; Հայաստանի Ազգային Ատլաս 2007; Sosson et al. 2010; Presnyakov et al. 2012; Hässig et al. 2013): Նշված բոլոր աշխատություններում առկա երկրաբանական քարտեզների հիման վրա աշխարհագրական տեղեկատվական համակարգում ստեղծվեց ամփոփիչ երկրաբանական քարտեզ, որտեղ երկրաբանական սահմանները ճշգրտվեցին մեր կողմից իրականացված դաշտային աշխատանքների, տիեզերական ու ակերո նկարների, ինչպես նաև բարձրությունների եռաչափ մոդելի հիման վրա (նկ 2-Ա):



Նկ. 2. Ամասիայի տեղամասի երկրաբանական և տեկտոնական քարտեզները : 1-ժամանակակից նստվածքներ, 2-անդեզիտներ, անդեզիտաբազալտներ, 3-դոլերիտային բազալտներ, 4-անդեզիտներ, դաջիտներ և դիորդաջիտներ 5-տուֆոսավազաքարեր, մերգելներ և կրաքարեր, 6-դիորիտներ և գրանոդիորիտներ, 7-մերգելներ, կրաքարեր և կավեր, 8-կոնգլոմերատներ, ավազաքարեր, կրաքարեր և ալկրոլիտներ, 9-օֆիոլիտներ, 10-հրաբխային կենտրոններ, 11-ակտիվ խզվածքներ, 12-երկրորդային վարնետներ, 13-լարվածային դաշտ: Ա-երկրաբանական քարտեզ, Բ-բարձրությունների եռաչափ մոդելը, որտեղ սլաքով ցույց են տրվում ակտիվ խզվածքները, Գ-տեկտոնական մեկնաբանություն:

Տեղանքում ամենահին երկրաբանական միավորները դրանք օֆիոլիտային կոմպլեքսի առաջացումներն են: Այդ օֆիոլիտները Սևան-Հագարի կարային գոտու մի մասն են կազմում: Ամասիայի, ինչպես նաև Հայաստանում մերկացող վերոհիշյալ կարային գոտու այլ օֆիոլիտային համալիր ապարները (որոնք ունեն նույն երկրաքիմիական կազմը) վերագրվում են միջին Յուրայում Նեոթետիս օվկիանոսին (Galoyan 2008; Galoyan et al. 2009; Rolland et al. 2009a, 2009b; Hässig et al. 2013): Սակայն նրանց վերադրումը (օրդուկցիան) տեղի է ունեցել Հարավ հայկական բլոկի և Եվրագիական մայրցամաքային կեղևի կոնվերգենցիայի զարգացման հետևանքով, որը սկսվել է ուշ կավճում (ուշ կոնյակ-սանտոն): Ցամաքային բախումը տեղի է ունեցել մոտ 20 մլն տարի ուշ՝ Պալեոցենում (Sossoin et al. 2010):

Ուսումնասիրվող տարածքում մերկանում են նաև կավճի հասակի ծովային նստվածքները՝ որոնք հիմնականում ներկայացված են մերգելներով, կրաքարերով, կավերով, կոնգլոմերատներով, ավազաքարերով, և ալևրոլիտներով: Այդ նստվածքները տեկտոնական կոնտակտի մեջ են գտնվում Էոցենի հրաբխային առաջացումների հետ (տուֆաավազաքարերը, տուֆաբրեկչաները, մերգելներ և կրաքարեր Харазян 1970; Խարազյան 2005; Аванесян и Ананян 1990; Հայաստանի Ազգային Ատլաս 2007): Էոցենի հրաբխային առաջացումները իրենց հերթին ծածկված են վերին պլիոցեն-պլեյստոցեն հասակի դոլերիտային բազալտներով: Նրանք ծածկում են նաև Ադվորիկի ռիոլիտներին և օբսիդիաններին (Харазян 1968; Чернышев и др. 2002; Neill et al. 2013): Դոլերիտային բազալտները իրենց հերթին ծածկված են առավել երիտասարդ հրաբխային առաջացումներով (Պլեյստոցենի հասակի անդեզիտային բազալտներով, անդեզիտներով և հորնբլենդային անդեզիտներով, Харазян 1970; Խարազյան 2005): Թե՛ դոլերիտային բազալտների, և թե՛ անդեզիտային բազալտների օջախը համարվում է Ջավախքի լեռները, որտեղ ի սկզբանե տեղի է ունեցել ճեղքային արտավիժում, որը այնուհետև ծածկվել է առավել թթու արտավիժման կենտրոններով (Харазян 1970; Джрбашян и др. 1996; Խարազյան 2005; Presnyakov et al. 2012):

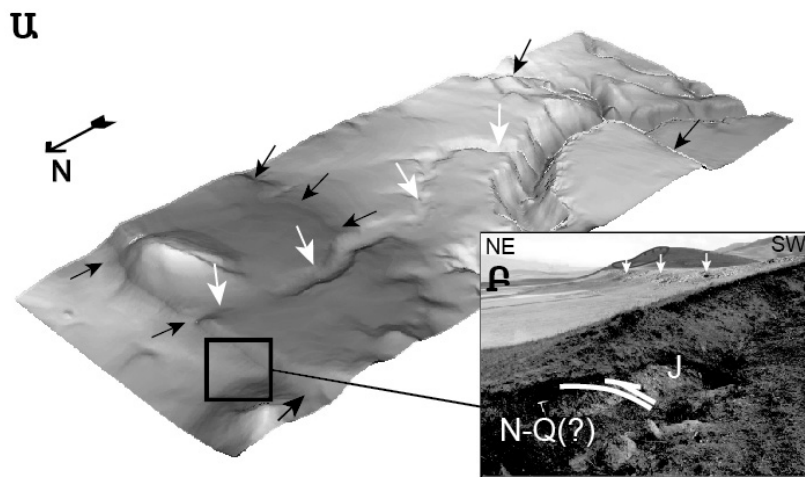
### **Անդրադարձ սեյսմիկ ակտիվությանը**

Արփիի և Վանաձորի սեզմենտի երկայնքով նախապատմական, պատմական և գործիքային ժամանակահատվածում ուժեղ երկրաշարժեր շատ չեն արձանագրվել: ՀՀ հյուսիս-արևմուտքում արձանագրված են միջին ուժգնության երկրաշարժեր, որոնց մակրոսեյսմիկ տվյալները (Բաբայան 2006) կարիք ունեն լրացուցիչ ուսումնասիրությունների պարզելու համար նրանց առնչությունը ՓՄՄ խզվածքի հետ: Խզվածքի ակտիվության մասին վկայում է հնասեյսմաբանական ուսումնասիրությունները, որոնք Գոգարանի

տեղամասի համար ցույց են տվել, ուժեղ սեյսմիկ իրադարձություն ( $M_w > 7$ ), որը տեղի է ունեցել 757-398 Ք.Ա. ժամանակահատվածին մոտ (Avagyan 2001):

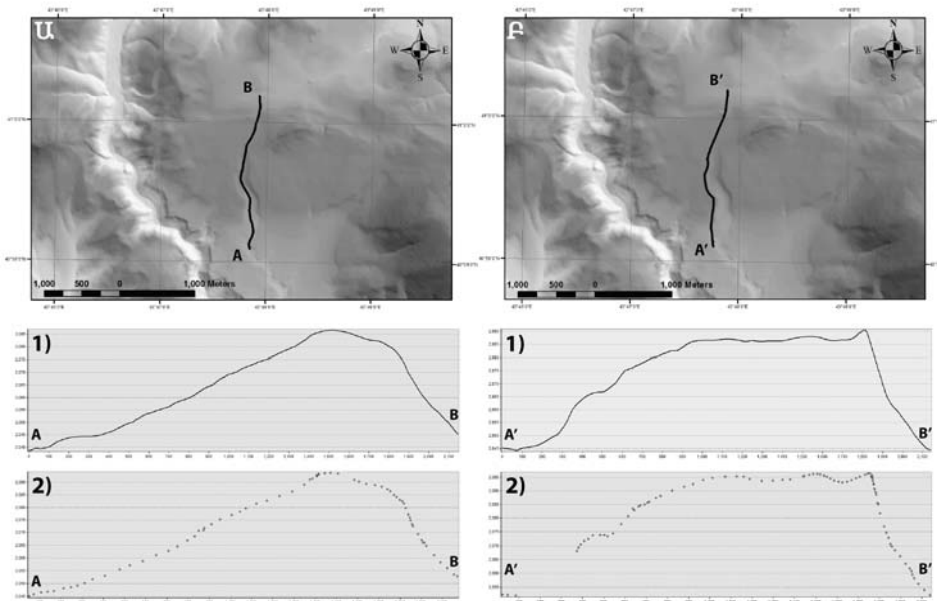
### Ամասիայի տեղամաս

Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի Արփիի սեզմենտը ներկայացված է 3 ճյուղերով (նկ. 1-Բ, և նկ. 2): Հարավային ճյուղը ամենաերկարն է և ձգվում է մոտ 29 կմ: Այն անցնում է Լեռնագյուղ գյուղի հյուսիսային հատվածով, այնուհետև Ամասիա գյուղի հյուսիսային հատվածով (գյուղը անմիջապես ավարտվում է խզվածքի սկարպի տակ) և դեպի արևմուտք շարունակվում մինչև Երիզակ գյուղի հարավային հատվածը: Խզվածքի 2-րդ (հյուսիսային) ճյուղը ձգվում է մոտ 16 կմ: Այն անցնում է Վարդաղբյուր գյուղի մոտով, և շարունակվելով դեպի արևմուտք, հասնում է մինչև Կովասարի մոտ: Հյուսիս-արևելյան 3-րդ ճյուղը ամենակարճն է, որը ձգվում է մոտ 5 կմ և անցնում Մուսայելյան գյուղի հարավային հատվածով: Մակերևույթում խզվածքի 1-ին և 2-րդ ճյուղավորումները Բաշգյուղ գյուղից մոտ 2.5 կմ հյուսիս-արևմուտք միանում են միմյանց: Նրանք հավանաբար միանում են նաև խորքում (Մկրտչյան 2013): Սեզմենտները ունեն հիմնականում վերնետային կինեմատիկա, և արդյունքում եզրագծում են բարձրացված բլուկ, որը անվանվեց Ամասիայի բլուկ: Տեղագրական քարտեզներից (1:25000 մասշտաբի) ստացված բարձրությունների եռաչափ մոդելում լավ առանձնանում է Ամասիայի բարձրացված բլուկը (նկ. 2-Բ, նկ. 3-Ա):



Նկ. 3: Ա - Ամասիայի բլուկը բարձրությունների եռաչափ մոդելում, որտեղ սև սլաքներով ցույց են տրված Ամասիայի բլուկը եզրավորող երկու վերնետային խզվածքները, իսկ սպիտակ սլաքներով՝ Հովտունի լճի հովիտը: Բ - դաշտային դիտարկում, որտեղ յուրայի հասակի օֆիոլիտային համալիր ապարները վրաշարժված են երիտասարդ գոյացումների վրա:

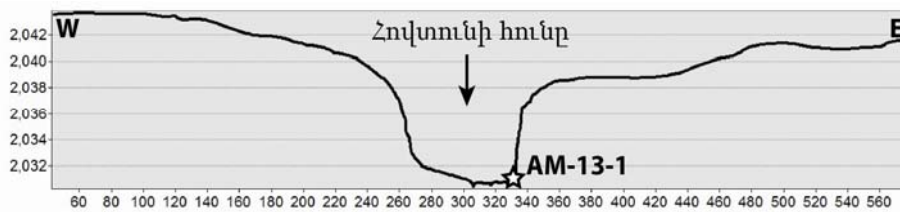
Ելնելով ՓՄՍ խզվածքի այլ սեգմենտների, ինչպես նաև մյուս ակտիվ խզվածքների կինեմատիկական առանձնահատկություններից (Philip et al. 2001; Avagyan 2001; Karakhanian et al. 2004a; Avagyan et al. 2005, 2010) տվյալ տեղամասում լարվածային դաշտը բնորոշվում է հյուսիս-հարավ սեղմամբ և արևելք-արևմուտք ընդարձակմամբ: Դրանից ելնելով Ամասիայի բլուկը եզրավորող խզվածքի 2 ճյուղերը (ընդհանուր տարածումը N102) նույնպես պետք է ունենան վերնետային կինեմատիկա: Իրականացված դաշտային աշխատանքների ընթացքում հյուսիսային ճյուղի վերնետային կինեմատիկական հաստատվեց մի մերկացումում, որտեղ օֆիոլիտային կոմպլեքսի ապարները վրաշարժված են առավել երիտասարդ գոյացումների վրա (նկ. 3-Բ): Այս մերկացումը վկայում է տեղամասի տեկտոնական ակտիվության մասին, ինչը նշվում է նաև Խարազյանի կողմից (Харазян 1970)՝ հիմք ընդունելով դոլերիտային բազալտների բացարձակ բարձրությունները:



Նկ. 4: Բարձրությունների եռաչափ մոդելից ստացված (1) և տախտմետրով չափված (2) տոպոգրաֆիական պրոֆիլները, որոնք հստակ ցույց են տալիս Ամասիայի բլուկի դեպի վեր ունեցած ճկվածությունը: Ա-Հովտունի հովիտի թավեզի երկայնքով կատարված չափումներ, Բ-դոլերիտային բազալտներում (Հովտունի հովիտից դուրս) կատարված չափումներ:

Բարձրությունների եռաչափ մոդելից ստացված գետային ցանցի մանրամասն ուսումնասիրության, ինչպես նաև հետագա դաշտային աշխատանքների արդյունքում հայտնաբերվեց Ամասիայի բլուկի բարձրացման մեկ այլ ապացույց: Հովտուն գյուղից մոտ 1,5 կմ

դեպի հյուսիս-արևմուտք հայտնաբերվեց լքված հովիտ, որը մենք անվանեցինք Հովտունի լքված հովիտ (նկ. 3): Այն ունի միջինը 15մ խորություն: Հովիտը դադարել է սնուցվել Ամասիայի բլուրի բարձրացման հետևանքով: Այդ բարձրացման տարիքը պարզելու նպատակով, լքված հովիտի կողային հատվածում մերկացող դուրբիտային բազալտների ստորին հատվածից վերցվեց նմուշ (GPS - N40,983719°; E43,798527°, նկ. 5): Այն Ֆրանսիայի CRPG Պետրոգրաֆիական և երկրաքիմիական հետազոտությունների լաբորատորիայում ենթարկվեց տիեզերածին  $^3\text{He}$ -ի քանակական անալիզի:



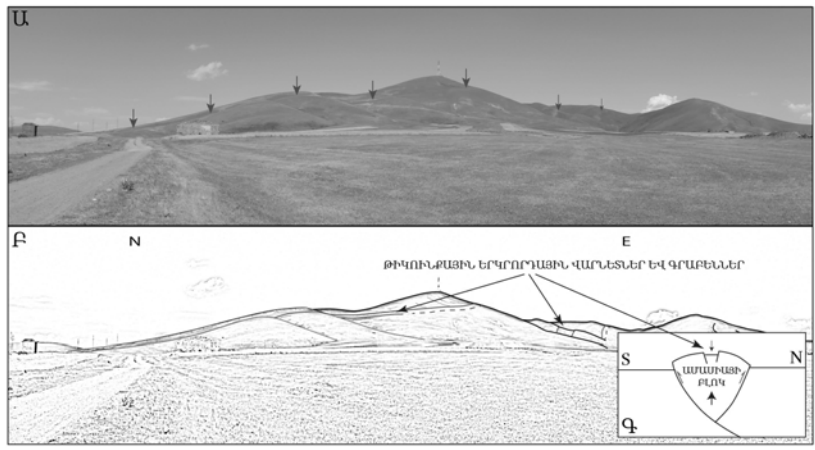
Նկ. 5: Հովտունի հովիտին ուղղահայաց ռելիեֆի պրոֆիլում նմուշի տեղադիրքը:

Ապարի մերկանալուց հետո, նրանում պարունակվող պիրոքսենի և օլիվինի մեջ, նեյտրոնների բախումից տիեզերածին  $^3\text{He}$  է փոխակերպվում, որի քանակությամբ հնարավոր է հաշվարկել այդ ապարների մերկացման տարիքը: Վերցված նմուշի համար ստացվեց 158 հզ. տարի: Այսինքն ստացված ժամանակում գետը գործող էր, ինչից հետևում է, որ Հովտունի հովիտը լքվել է, այսինքն, Ամասիայի բլուրը բարձրացել է առավելագույնը 158 հզ. տարի առաջ: Եթե հաշվի առնենք նաև գետահովտի հատակի նստվածքաշերտը, ապա հստակ կլինի, որ բլուրի բարձրացումը զգալիորեն ավելի երիտասարդ է: Քանի որ Ամասիայի բլուրը սահմանազատող, տասնյակ մետրերի հասնող սկարպերը հանդիսանում են կուտակումային իրադարձությունների արդյունք, ապա ակնհայտ է դառնում բլուրը սահմանափակող խզվածքների ակտիվությունը:

Ավելին, աերո- և տիեզերական նկարների, ինչպես նաև բարձրությունների եռաչափ մոդելի վերծանումից երևում է, որ Ամասիայի բլուրը նաև դեպի վեր փոքր ինչ ճկված է (նկ. 4): 2013թ-ի դաշտային աշխատանքների ընթացքում Հովտունի լքված հովիտի երկայնքով տախոմետրով (Leica TCR 305) իրականացված տոպոգրաֆիական պրոֆիլները հաստատեցին այդ դիտարկումը (նկ. 4): Ամասիայի բլուրի տարբեր հատվածներում, նրա ընդհանուր ձգվածությանը զուգահեռ, հայտնաբերվեցին թիկունքային վարնետներ և գրաբեններ (սեղման արդյունքում ձկվածքի առանցքային մասում առաջացող, նկ. 6):

Ամասիայի բլուրը ոչ միայն բարձրացված է վերնետային կինեմատիկա ունեցող խզվածքի երկու ճյուղերով, այլ նաև դեպի վեր փոքր ինչ ճկված է, ընդ որում ճկված է նաև Հովտունի լքված

հովիտի թալվեզը (նկ. 4): Եվ քանի որ այդ հովիտը դադարել է սնուցվել մոտ 158 հազ տարի առաջ, ապա վերջինիս թալվեզի ճկվածությունը նույնպես վկայում է այդ բլուկի դեֆորմացիաների շարունակական զարգացման, այսինքն այն գոտեվորող խախտումների ակտիվության մասին:



Նկ. 6: Ամասիայի բլուկի առանցքային մասում թիկունքային վարնետային և գրաբենային կառուցվածք, որը առաջացել է բլուկի դեպի վեր ճկման արդյունքում: Ա-դաշտային դիտարկումը, Բ-մեկնաբանումը, Գ-Ամասիայի բլուկի տեսական մոդելը:

Հաշվի առնելով վերը նկարագրածը, ինչպես նաև ներկայիս տեկտոնական ռեժիմը, կարող ենք եզրահանգել, որ Ամասիայի բլուկը իրենցից ներկայացնում է վարնետային (հետ-վարնետային ճյուղավորմամբ) կառույց: Խորքային կառուցվածքում այդ բլուկը սահմանափակող խախտումները կարող են ունենալ 2 հավանական մոդելներ՝ ծաղկային (flower structure) կամ վարնետային (հետ-վարնետային ճյուղավորմամբ) (back-trust structure) կառուցվածք: Օգտագործելով նորաստեղծ համակարգչային գործիքը, մոդելավորվեց այդ 2 հավանական տարբերակներից (Մկրտչյան 2013) առավել հավանականը՝ երկրորդը (նկ. 6-Գ):

**Եզրակացություն**

Հիմք ընդունելով ուսումնասիրվող տարածքում առկա լարվածային դաշտը, Ամասիայի բլուկի եզրավորող խզվածքների ընդհանուր տարածումը, ինչպես նաև դաշտային դիտարկումներն ու թվագրման արդյունքները, ցույց է տրվում, որ Արփիի սեզմենտները ունեն հիմնականում վերնետային կինեմատիկա, ինչը պայմանավորել է Ամասիայի բլուկի բարձրացվածությունը: Խորքային կառուցվածքում այդ բլուկը սահմանափակող խախտումները կազմում են վարնետային (հետ-վարնետային ճյուղավորմամբ) կառույց:

Նեոգեն-Չորրորդական դոլերիտային բազալտների գոյացումից



հետո Ամասիայի բլուրը շարունակում է դեֆորմացվել, ինչը արտահայտված է դեպի վեր ճկվածությամբ: Այն ակրնհայտ է Հովտուն լքված գետի հովտի թավեզի պրոֆիլից: Շարունակվող դեֆորմացիաները, հետևապես, վկայում են Ամասիայի բլուրը գոտևորող խախտումների ակտիվության մասին:

Հեղինակները իրենց շնորհակալությունն են հայտնում IRG ծրագրին, որի շնորհիվ իրագործվեցին դաշտային աշխատանքները և Ա. Կարախանյանին դիտողությունների համար:

### ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Ավագյան Ա.Վ.** Տեկտոնական խախտումների մերձակերտային երկրաչափական բարդացումները Հայաստանի Հանրապետության տարածքի օրինակով: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 64, 2011, Հ1, էջ. 3-16:
- Բարսեղյան Թ.Հ.** Հայաստանի Հանրապետության, Արցախի և հարակից տարածքներում հնագույն ժամանակներից մինչև 2003 թվականը տեղի ունեցած ուժեղ երկրաշարժերի ատլաս: «Տիգրան Մեծ», Երևան, 2006, 140 էջ:
- Խարազյան Է.Խ.** Հայաստանի Հանրապետության երկրաբանական քարտեզ: Մասշտաբ՝ 1:500 000, 2005, Երկրաբանական Ծառայություն:
- Հայաստանի Ազգային Ատլաս.** Երկրաբանական քարտեզ: Մասշտաբ՝ 1:750 000, «Գեոդեզիայի և քարտեզագրության կենտրոն», 2007, էջ. 26:
- Մկրտչյան Մ.Կ.** Խզվածքների եռաչափ մոդելավորման համակարգչային ծրագրային հավելվածի մշակում: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 66, 2013, Հ3, էջ. 92-98:
- Аванесян А.С., Ананиян Э.В.** Геолого-структурная карта северо-западной части Республики Армения в масштабе 1:200 000, ИГН АНА. Лаборатория тектоники, 1990.
- Акопян В.Т.** Геологическая карта центральной части северного склона Базумского хребта, 1960.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г.** Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Известия НАН РА, Науки о Земле, XLIX, N 1-3, 1996, с. 19-32.
- Паффенгольц К.Н.** Геологическая карта Армянской ССР и смежных областей Малого Кавказа в масштабе 1:200 000, 1952, Министерство геологии СССР.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А. И.** Спитакское землетрясение как проявление тектонической активности. Геотектоника, N6, 1990, с. 46-60.
- Харазян Э.Х.** Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Армянской ССР, Наука о Земле, N5, 1968, с. 3-17.
- Харазян Э.Х.** Геология новейших вулканических образований северо-западной части территории Армянской ССР (басс. рр. Ахурян и Дзорагет). Автореферат. Ереванский Государственный Университет. 1970, 23 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г.** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра. Доклады Академии Наук, том 384, N 1, 2002, с. 95-102.
- Avagyan A.V.** 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 relations avec l'activité volcanique. Thèse, Université Montpellier II, France, 2001, 246 p.
- Avagyan A.V.** Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area. Proceedings of the NAS of RA, Earth Sciences, 2009, vol. 62, N2, p. 48-57.
- Avagyan A.V., Sosson M., Karakhanian A.S., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R.L. & Davtyan V.** Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat and V. Starostenko (Eds.), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. of London, Special Volume, 340. 2010, p. 393-408.

- Avagyan A.V., Sosson M., Philip H., Karakhanian A.S., Rolland Y., Melkonyan R.L., Rebai S. & Davtyan V.** Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodynamica Acta*, 18, 2005, p. 401-416.
- Galoyan G.L.** Etude Pétrologiques, Géochimiques et Géochronologiques des Ophiolites du Petit Caucase (Arménie). PhD thesis, University of Nice–Sophia Antipolis. 2008, 287 p.
- Galoyan G.L., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R.L.** Geology, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 2009, p. 135-153.
- Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan G.L., Müller C., Avagyan A.V., Sahakyan L.** New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan–Akeru suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey, *Tectonophysics* 588, 2013, p. 135–153.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A.V., Hessami K, Jamali F, Bayraktutan S, Bagdassarian H., Arakelian S. and Davtian V.** Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-western Iran. *Tectonophysics*, 380/3-4, 2004a, p. 189-219.
- Seismic hazard assessment for the construction site of a new power unit of the Armenian NPP.** Seismic hazard assessment for the construction site of a new power unit of the Armenian NPP, Georisk CRC/Ministry of energy and natural resources, 2011, 256 p.
- Philip H., Avagyan A.V., Karakhanian A.S., Ritz J.-F. & Rebai S.** Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics*, 343, 2001, p. 205-232.
- Philip H., Rogozhin E., Cisternas A., Bousquet J., Borisov A., Karakhanian A.S.** The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. Int. J.* 110, 1992, p. 141-158.
- Presnyakov S.L., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Rodionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A.** Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U/Pb geochronology of zircons from volcanic ashes. *Gondwana Research* 21, 2012, p. 929-938.
- Rolland Y., Billo S., Corsini M., Sosson M., Galoyan G.L.** Blueschists of the Amasia–Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 98, 2009a, p. 533-550.
- Rolland Y., Galoyan G.L., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C.** Jurassic back-arc and hot-spot related series in the Armenian ophiolites - implications for the obduction process. *Lithos* 112, 2009b, p. 163-187.
- Sosson M., Rolland Y., Danelian T., Muller C., Melkonyan R.L., Adamia S., Kangarli T., Avagyan A.V., Galoyan G.L.** Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geological Society, London, Special Publications* 340, 2010, p. 329-352.

*Չրախոսող՝ Ս. Չարախանյան*

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ПАМБАК-СЕВАН-СЮНИКСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА**

**М.К. Мкртчян, А.В. Авагян, Ж.-Ф. Риц, А. Назари,  
П.-А. Благ, М.П. Мартиросян**

Резюме

В работе рассматривается распределение деформаций в северо-западной части Памбак-Севан-Сюникского активного разлома исходя из геометрических и кинематических особенностей с широким использованием

морфотектонических подходов. Выделяется Амасийский блок как активная обратно взбросовая структура. Он также демонстрирует продолжающееся вздымание, что свидетельствует о продолжительном развитии деформации и активности оконтуривающих разломов.

## **DISTRIBUTED DEFORMATIONS ALONG THE NW PART OF THE PAMBAK-SEVAN-SUNIK ACTIVE FAULT**

**M.K. Mkrtychyan, A.V. Avagyan, J.-F. Ritz, H. Nazari,  
P.-H. Blard, M.P. Martirosyan**

### **Abstract**

In this paper we discuss distributed deformations along the NW part of the Arpi-Pambak-Sevan-Sunik active fault, based on geometrical and kinematical features, widely using morpho-tectonic approaches. The Amasian block is identified as an active back-thrust structure. This block demonstrates continued pushing-up, which indicates long-standing development of deformations and, consequently, the activity of the bounding faults.

## NEW PALEOSEISMOLOGICAL INSIGHTS ALONG THE SOUTH EASTERN PART OF THE PAMBAK-SEVAN-SUNIK ACTIVE FAULT

<sup>1-2</sup> M. K. Mkrtchyan, <sup>2</sup> J.-F. Ritz, <sup>1</sup> A. V. Avagyan, <sup>3</sup> H. Nazari, <sup>1</sup> A. S. Karakhanian, <sup>4</sup> P.-H. Blard, <sup>1</sup> M. P. Martirosyan

<sup>1</sup> Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Armenia, 24a Baghramian Avenue, Yerevan, 0019, Armenia;

<sup>2</sup> Geosciences Montpellier, CNRS-University of Montpellier, Montpellier, France;

<sup>3</sup> Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Iran;

<sup>4</sup> CRPG, UPR 2300, CNRS, Nancy-Université, Vandoeuvre-lès-Nancy, France

Corresponding author: e-mail: mushegh@geology.am

### ABSTRACT

This article presents new paleoseismological investigations along the Pambak-Sevan-Syunik active fault (PSSF) in Armenia, within the Tsghuk segment, considered as the SE termination of that fault. Compared to the northwestern part of the PSSF, where transpressional deformation occurs, the southeastern termination of the fault is mainly characterized by slow, mainly normal faulting process, offering the possibility to analyze the interactions between tectonic, volcanic and glacial activities.

Our Morphotectonic investigations allow characterizing a total vertical offset of ~20m distributed within two parallel strands trending N160° and corresponding to the southern-most clearer expression of the PSSF in the landscape. Our paleoseismological study shows that two large surface rupturing events occurred during the past 10 Ka. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of the trapped sediments behind the fault scarps suggests that these 2 last seismic events occurred just before  $8.1 \pm 0.40$  and  $6.20 \pm 0.3$  Ka, respectively.

In parallel to our paleoseismic investigation, <sup>3</sup>He cosmogenic dating was conducted on polished rocks with glacial striations at the Ughtasar lake (Tsghuk volcano), which allows to date the end of the last glacial maximum at  $17.0 \pm 1.7$  Ka.

**Key words:** active tectonics, paleoseismology, morphotectonics, Armenia

### INTRODUCTION AND TECTONIC SETTING

The south-eastern part of Armenia is characterized by extensive volcanic and tectonic activity. The Tsghuk polygenic volcano is situated at 3,581 m of absolute and 1,500 m of relative altitude. There are different types of volcanic rocks such as trachyandesitic basalts, trachyandesites and their scories. The volcano is submitted to intense erosion and the glacial trough is filled with fluvioglacial sediments and moraines [5, 11] (*Fig. 1b*). In the flanks of the troughs there are glacial erosion traces, which are suggestive of different episodes of glaciations. Here, the relationship between the Holocene volcanic formations and active faulting was studied for the first time in 1967 by Trifonov, Karakhanian and Mkrtchyan [12, 17]. Later studies involved also morphotectonological and paleoseismological approaches [1, 4, 6-9, 15].

In the SW glacial cirque there are 2 surface ruptures due to fault scarps (*Fig. 1, 2*), which cut the last glacial and fluvioglacial sediments, as well as the watershed ridges [1]. These ruptures reveal mainly normal kinematics and they exhibit a very small right-lateral strike-slip component [1].

The western scarp extends for about 2 km, with a N160 striking. The eastern is shorter: it extends for 1 km and has a north-south strike. These 2 fault scarps join each other in the South and they probably also join in depth [1, 13].

Previous studies of this area were presented in the PhD thesis of Ara Avagyan [1]. In 1998 the first paleoseismological trench and morphotectonological studies were realized. During these studies new paleoseismological data were obtained following the realization of a trench.

The detailed trench study shows clear evidence for a seismic event. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of samples taken from the lower part of the sediments overlying the colluvial wedge post-date the seismic event. The age obtained is close to the age of the seismic event [1]. Furthermore, topographical profile analyses help to argue for two seismic events. If it is true, the colluvial wedge of that former event has to be deeper [1].

Based on colluvial wedge measurements the vertical displacement of the last seismic event is estimated as 2.6 meters, which allows in its turn to calculate the vertical slip rate ( $0.33 \pm 0.03$  mm/year). The displacement of the river channel by approximately 6m helps to calculate the horizontal slip rate ( $0.39 \pm 0.04$  mm/year) [1].

In this paper new paleoseismological and morphotectonological studies are discussed, which are then compared with the existing data.

## RESULTS

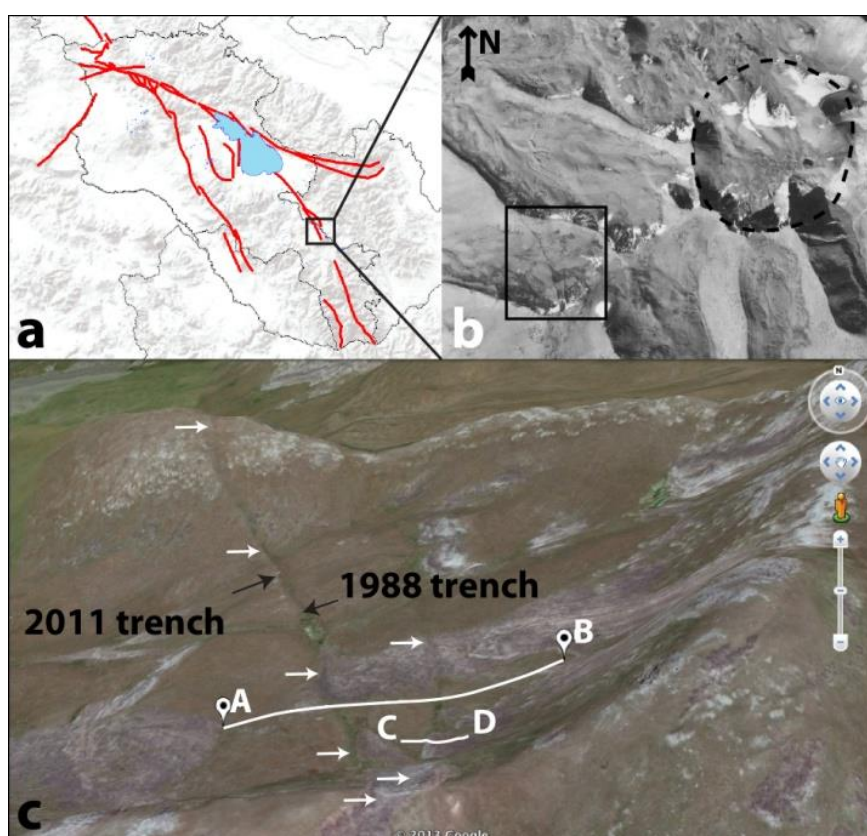
Fieldwork was conducted during 2011 and 2013 in the southern part of the study area and topographical profiles were produced perpendicularly to the glacial moraines, with the use of Leica TCR 305 (*Fig. 2a*). The southern profile (CD, *Fig. 2*) contains evidence of glacier deformation, including open cracks. This was known previously based on satellite photo analysis [2].

In order to ensure the study of two seismic events indicated by previous studies, an attempt was made to reopen a previous trench opened in 1998, in order to make it deeper and to get the second colluvial wedge of the previously supposed seismic event. But the presence of groundwater did not allow this project to be realized. Instead, a new trench was opened 310 m to the north of the previous one (*Fig. 1, 2*). In the trench, the following stratigraphic units were identified (from bottom to top):

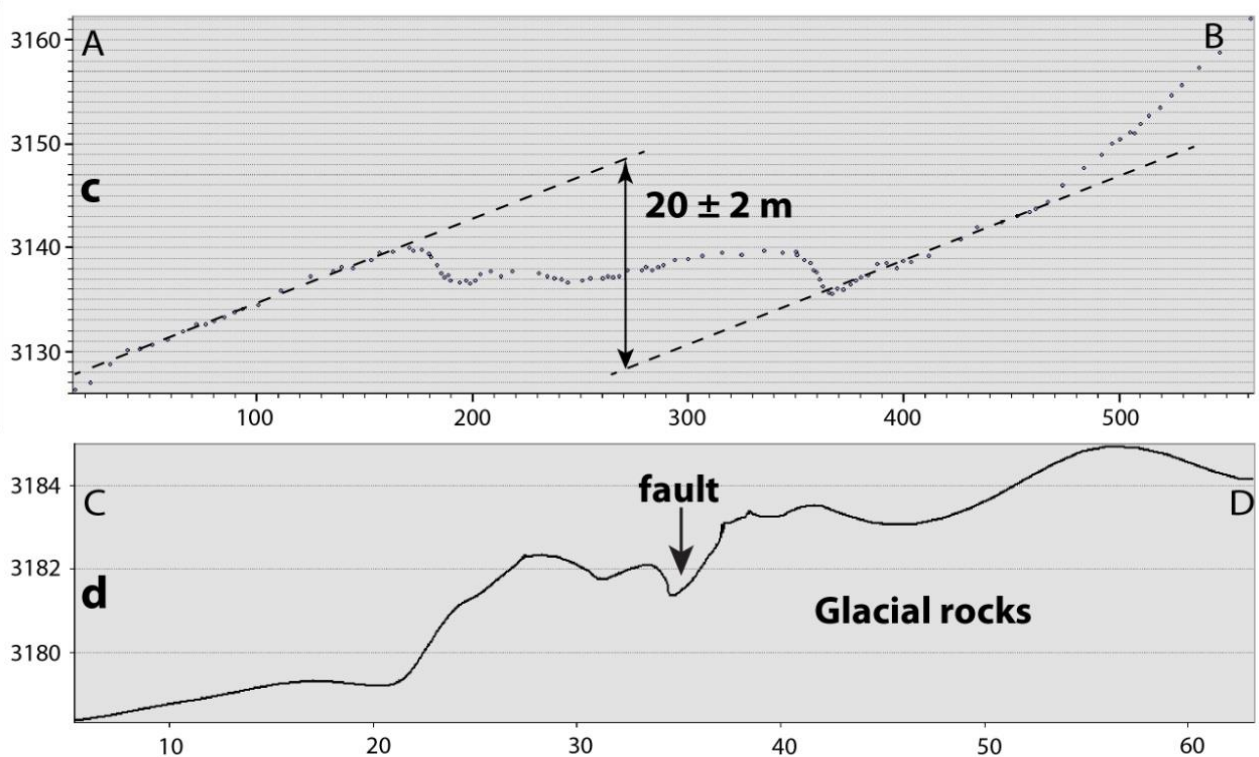
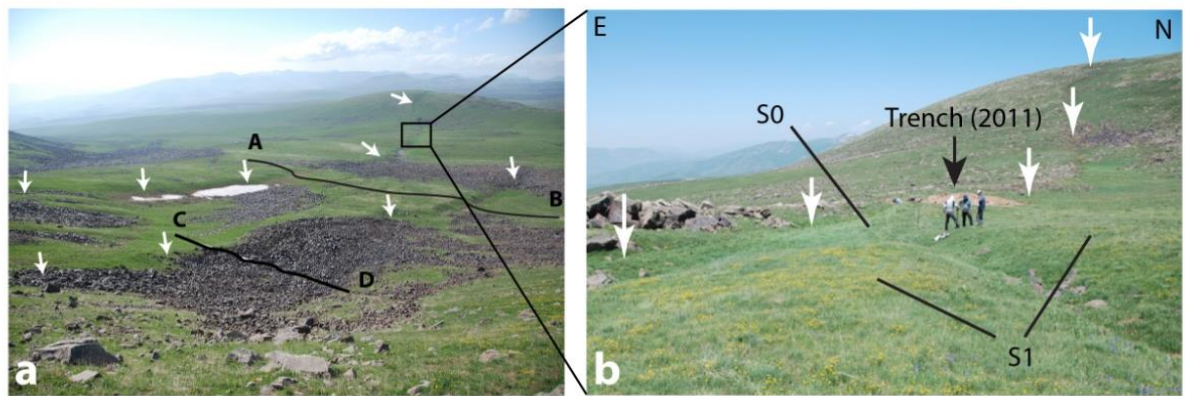
1. Colluvial wedge with andesitic clastic elements of 30 cm average diameter and silto-clayish matrix of brown-gray color. This unit is formed after the last seismic event.
2. Silto-clayish unit of light brown color without stratification. There are some pebbles of more than 10cm diameter.
3. Brown-gray actual soil.
4. Some blocks which have the same orientation

Two samples were collected from the bottom of the second unit for  $^{14}\text{C}$  and OSL analyses. Basically these two samples have to be identical or close to previously obtained dates from the trench opened in 1998, which is  $7,800 \pm 800$  years ago (unit 3) [1], because there were taken from the same unit. The obtained new  $^{14}\text{C}$  dating is younger ( $6955-7157$  cal BP) while OSL dating suggests an age of  $6,160 \pm 290$  years (Ritz, Avagyan et al. in preparation). From these two obtained ages, the OSL dating is more acceptable as it corresponds to the deeper part of the sedimentary unit. Moreover, the carbon dated sample could have been transported.

To explain the mismatch of results, morphotectonical analysis was realized by conducting topographical measurements and by using a Leica TCR 305. As a result, two important morphological surface units are identified: S0 and S1 (*Fig. 2, 4*). Both have the same origin and presented by loam. S1 is higher than S0. The observations show that the second unit of the new trench corresponds to the S0 unit ( $6,160 \pm 290$ , *Fig. 3*). S1 unit was also dated by the OSL method and an age of  $8,100 \pm 390$  years was obtained (Ritz, Avagyan et al. in preparation). The dated sample was not taken from the bottom of that unit. In any way, it corresponds to the lake sediment unit of the previous trench site [1]. Consequently, it has been suggested that S1 unit corresponds to the third unit of 1998 trench.



*Fig. 1:* a – Map of Armenia displaying the main active faults, including those in the studied area; b – the study area (black rectangle) and the Tsg huk volcano (the crater is marked with a dashed line) on aerial photo; c – Google Earth 3d view of the study area, indicating the locality of the studied trenches and topographical profiles.



**Fig. 2.** The study area, a - field photograph indicating the position of the studied topographical profiles. b - field photograph showing two morphological units (S0 and S1) and the new trench (Fig. 3). c – topographic profile perpendicular to two main tectonic scarps, as suggested by the maximal cumulative vertical displacement. d – topographic profile through the glacial moraines.

## DISCUSSION

Based on the above-mentioned events the following scenario may be suggested:

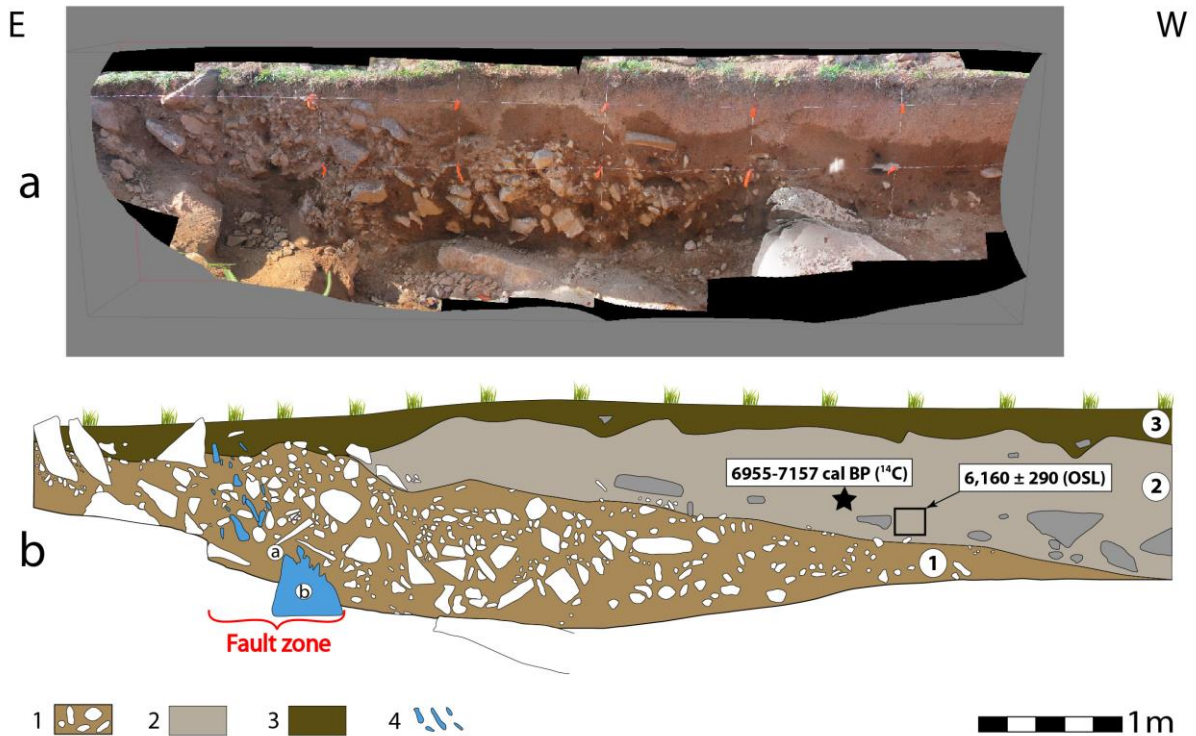
The first seismic event occurred more than  $8100 \pm 390$  years ago and formed a tectonic escarpment to the water stream (Fig. 4-1). The S1 sedimentary unit accumulated in the bottom of a lake (Fig. 4-2). The accumulated water overcome the barrier and began the erosion. Continuous erosion affected partly the S1 unit (Fig. 4-3). About 2000 years later ( $6160 \pm 290$  Ka) the second seismic event occurred (Fig. 4-4). A new fault scarp created the accumulation space for the sedimentation of unit S0 (Fig. 4-5).

In the new trench some site wedge deformation was observed, as this is evidenced by aligned pebbles, which may be possibly suggestive of a 3-rd possible seismic event (4, Fig. 3).

Consequently, the morphotectonical and paleoseismological analysis allows to clearly identify two seismic events and to suppose the possible existence of a third one. Nevertheless, the maximal cumulative vertical displacement ( $20 \pm 2$  m) suggests also the possible activity of older seismic events.

To define the end of the last glacial maximum in the crater of the Tsghuk volcano, a sample was taken from the surface of the last moraines (GPS – N 39.686308°; E 46.047156°). This sample was analyzed at CRPG (Petrological and Geochemical Research Laboratory, Nancy, France) for cosmogenic  $^3\text{He}$  isotopes, which reveals the date of exposure of the sampled surface as  $17.0 \pm 1.7$  Ka.

These results are in agreement with the preliminary presented ones during DARIUS and LIA Workshops [13, 16].



**Fig. 3.** Photo mosaic (a) and schematic cross-section (b) of the northern wall of the studied trench (1: colluvial wedge; 2: silts and clays; 3: soil; 4: some blocks with the same orientation, a: brachiated material mixed with clay, b: broken block of basalt with fissures).

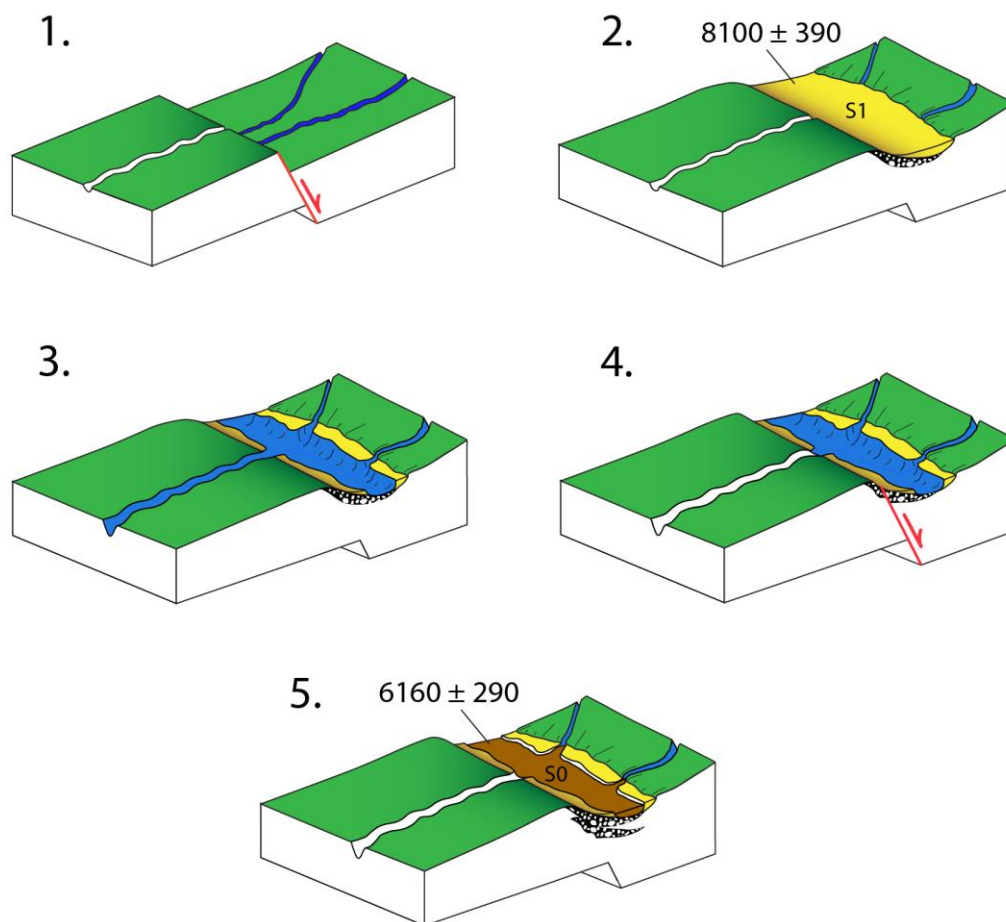
## CONCLUSIONS

Paleoseismological and morphotectonical study shows that two large surface rupturing events occurred during the past 10 Ka, which were succeeded by formation of trapped sediments (S1 and S0) near the fault scarp (Fig. 2, 4). Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of these trapped sediments suggests that these two seismic events occurred just before  $8.1 \pm 0.40$  and  $6.20 \pm 0.3$  Ka. Based on the total vertical offset of about 20 m (c, Fig. 2) and the weak deformation of colluvial wedge (Fig. 3), it is assumed about possible strong earlier and moderate younger seismic events.

The  $^3\text{He}$  cosmogenic dating of polished rocks with glacial striations at the Ughtasar Lake (Tsg huk volcano crater) gives the date of the last glacial maximum end in  $17.0 \pm 1.7$  Ka.

## ACKNOWLEDGMENTS

Fieldwork was conducted within the framework of the LIA and IRG projects. We thank Christine Chataignier, Marc Sosson, the Laboratory Geosciences Montpellier and the French Embassy in Yerevan for their support.



**Fig. 4.** Schematic interpretative scenario of events: 1- first seismic event, 2- accumulation of S1 sedimentary unit, 3- erosion, 4- second seismic event, 5- accumulation of S0 sedimentary unit.

## REFERENCE

- [1] Avagyan A.V. 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 relations avec l'activité volcanique. Thèse, Université Montpellier II, France, 2001, 246 pp.
- [2] Avagyan A.V. Subsurface manifestation of active faults in environment / Doctoral thesis, IGS of NAS RA, 2013, 292 pp. (in Armenian)
- [3] Avagyan A.V., Karakhanian A.S., Philip H. Une éruption volcanique gravée dans le roc / Pour la science, 2003, N 305: 13-14.
- [4] Davtyan V. Active faults of Armenia: slip rate estimation by GPS, paleoseismological and morphostructural data. PhD Thesis, Montpellier II University, France, 2007, 210 pp.
- [5] Jrbashyan, R.T., Ghukasyan Yu.G., Karapetyan S.G., Mnatsakanyan A.Kh., Navasardyan G.Kh. & Gevorgyan H.P., Types of volcanic eruptions and forms of manifestation of the late-collision on-land volcanism in Armenia / NAS of RA, Earth sciences, 2012, 65, N3: 3-20. (in Russian)
- [6] Karakhanian A.S., Djrashian R.T., Trifonov V.G., Philip H., Arakelian S., Avagian A.V. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries / J. Volcanol. Geotherm. Res. 113 (1-2), 2002: 319-344.
- [7] Karakhanian A.S., Jrbashyan R.T., Trifonov V.G., Philip H., Arakelyan S., Avagyan A.V., Baghdassaryan A., Davtyan V. Active volcanoes and volcanic hazard in the Armenian highland and adjacent areas / NAS of RA, Earth sciences, 2004, LVII, N1: 3-24. (in Russian)
- [8] Karakhanian A.S., Kharazian E.Kh., Avetisyan S.A. The Khonarasar-Tzaghuk regional zone of active shift dislocations (in Russian) / NAS of RA, Earth sciences, 1989, XLII, N4: 45-49.
- [9] Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of the late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarasar active fault zone, the Armenian Upland / Terra Nova 9, 1997: 131-134.
- [10] Karakhanian A.S., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A.V., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdassaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus / Tectonophysics 2013, 592: 39-45.
- [11] Karapetyan S.G., Jrbashyan R.T., Navasardyan G.Kh., Meliksetian Kh.B., Savov I., Ghukasyan H.Kh. Upper pliocene-holocene volcanism of Syunik highland (Armenia) / NAS of RA, Earth sciences, 2010, N1: 3-20. (in Russian)
- [12] Mkrtychyan K.A., Trifonov V.G., Florensky P.V., "Picture gallery" of Stone Age / Priroda, 1969, N3: 78-79. (in Russian)
- [13] Mkrtychyan M.K. Development of a software module for three-dimensional modeling of faults / NAS of RA, Earth sciences,



2013, v. 66, N3: 92-98. (in Armenian)

- [14] Mkrtychyan M.K., Ritz J.-F., Avagyan A.V., Nazari H., Karakhanian A.S., Blard P.-H., Peyret M., Doerflinger E., Vernant P. Analysing the kinematics of distributed deformations within the NW and SE terminations of the Pampak-Sevan-Syunik strike-slip fault (PSSF): A key study to understand the geodynamics of Armenia and better assess the seismic hazard associated with the fault. Darius Programme, Eastern Black Sea-Caucasus Workshop, 24-25 June 2013, Tbilisi, Georgia.
- [15] Philip H., Avagyan A.V., Karakhanian A.S., Ritz J.-F. & Rebai S. Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pampak-Sevan-Sunik fault (Armenia) / *Tectonophysics*, 343, 2001: 205-232.
- [16] Ritz J.-F., Mkrtychyan M.K., Avagyan A.V., Nazari H., Karakhanian A.S., Blard P.-H., Mahan S., Peyret M., Doerflinger E., Vernant P., Impact of active faulting and large earthquakes on the landscape of Syunik and Shirak regions, Colloque LIA HEMHA: "Environments and Societies in the Southern Caucasus during the Holocene", Lyon 28-29 Nov. 2013
- [17] Trifonov V.G. Late Quaternary tectogenesis. Moscow, Nauka, 1983, 224 pp. (in Russian)



# Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia



J.-F. Ritz <sup>a, \*</sup>, A. Avagyan <sup>b</sup>, M. Mkrtychyan <sup>a, b</sup>, H. Nazari <sup>c</sup>, P.-H. Blard <sup>d</sup>, A. Karakhanian <sup>b</sup>, H. Philip <sup>a</sup>, S. Balescu <sup>e</sup>, S. Mahan <sup>f</sup>, S. Huot <sup>g</sup>, P. Münch <sup>a</sup>, M. Lamothe <sup>g</sup>

<sup>a</sup> Geosciences Montpellier, UMR 5243, CNRS, University of Montpellier, France

<sup>b</sup> Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences, Armenia

<sup>c</sup> Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Iran

<sup>d</sup> CRPG, UMR 7358, CNRS, Université de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy, France

<sup>e</sup> Laboratoire Préhistoire et Quaternaire, Université de Lille 1, France

<sup>f</sup> US Geological Survey, Denver Federal Center, Denver, CO, USA

<sup>g</sup> Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Québec, Montréal, Canada

## ARTICLE INFO

### Article history:

Available online 2 July 2015

### Keywords:

Armenia  
Active faults  
Pambak-Sevan-Syunik fault  
Slip rate  
Paleoseismology  
Cosmogenic <sup>3</sup>He

## ABSTRACT

This study analyzes the active tectonics within the northwestern and southeastern extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault (PSSF), a major right-lateral strike-slip fault cutting through Armenia. Quantifying the deformations in terms of geometry, kinematics, slip rates and earthquake activity, using cosmogenic <sup>3</sup>He, OSL/IRSL and radiocarbon dating techniques, reveal different behaviors between the two regions. Within the northwestern extension, in the region of Amasia, the PSSF bends to the west and splits into two main WNW–ESE trending reverse faults defining a compressional pop-up structure. We estimate an uplift rate and a shortening rate of  $0.5 \pm 0.1$  mm/y and  $1.4 \pm 0.6$  mm/y, respectively. This suggests that most of the  $\sim 2$  mm/y right lateral movement of the PSSF seems to be absorbed within the Amasia pop-structure. Within the southeastern extension, the PSSF shows signs of dying out within the Tsghuk Volcano region at the southernmost tip of the Syunik graben. There, the tectonic activity is characterized by a very slow NS trending normal faulting associated with a slight right-lateral movement. Slip rates analyses (i.e. vertical slip rate, EW stretching rate at  $90^\circ$  to the fault, and right-lateral slip rate of  $\sim 0.2$  mm/y,  $\sim 0.1$  mm/y and  $\sim 0.05$  mm/y, respectively) lead to the conclusion that the right lateral movement observed further north along the PSSF is mainly transferred within other active faults further west within the Karabagh (Hagari fault or other structures further northwestwards). Comparing our slip rates with those estimated from GPS data suggests that most of the deformation is localized and seismic, at least within the Tsghuk region. The geometrical and kinematic pattern observed within the two terminations of the PSSF suggests that the fault and its surrounding crustal blocks are presently rotating anticlockwise, as also observed within the GPS velocity field. This is consistent with the recent kinematic models proposed for the Caucasus-Kura-South Caspian region and brings a new insight into the present geodynamics of Armenia.

© 2015 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

## 1. Introduction

Tectonic geomorphology and paleoseismology aim to highlight and characterize the behavior of active faults and the successive

earthquakes that they generated. These characteristics (i.e. location, geometry, kinematics, slip rate, age, and magnitude of earthquakes) provide detailed assessments of the seismic hazards of the studied regions and a refined understanding of their kinematics and geodynamics. The Pambak-Sevan-Syunik fault (PSSF) is one of the major active structures of the Lesser Caucasus, and influences the entire geomorphology of Armenia (Philip et al., 2001). This outstanding feature is described as a  $\sim 500$  km long fault, and would

\* Corresponding author.

E-mail address: [ritz@gm.univ-montp2.fr](mailto:ritz@gm.univ-montp2.fr) (J.-F. Ritz).

have been associated with many large earthquakes (Fig. 1). However, because previous morphotectonics and paleoseismological studies have characterized only the tectonic activity along the main segments of the fault, the activity within its northwestern and southeastern extensions remains poorly known.

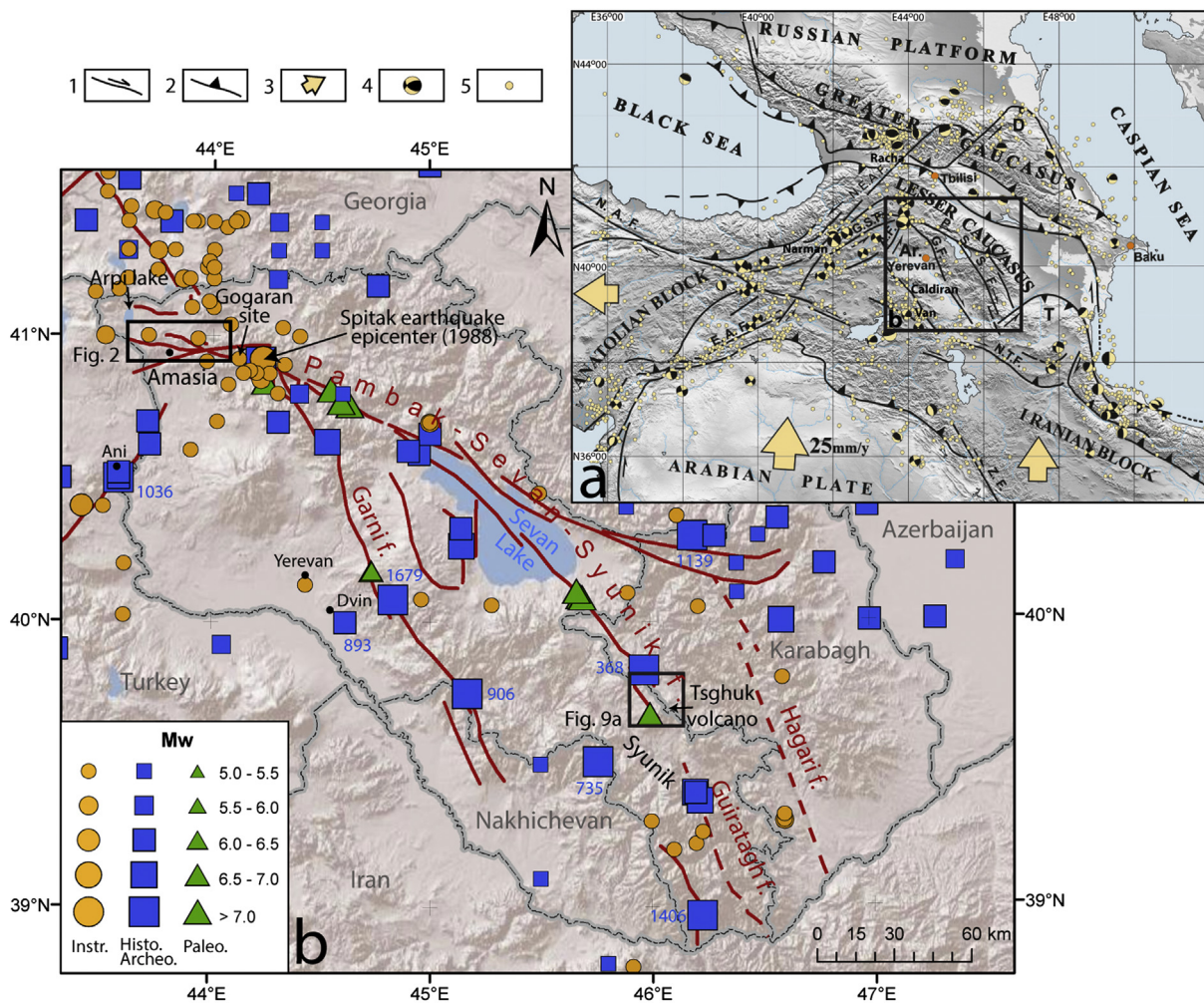
In this paper, we present the results of a morphotectonic and paleoseismological study carried out at the NW and SE extensions of the PSSF, in the Amasia and Tsghuk regions of Armenia. This study analyzes how the right-lateral strike-slip deformation observed along the PSSF is transferred along its two terminations. This work synthesizes and completes the results presented by Ritz et al. (2013) and Mkrtchyan et al. (2014), and provides new insights into the present geodynamics of Armenia.

## 2. Tectonic setting

Armenia is located in the Lesser Caucasus, a region characterized by high volcanic plateaus situated in the middle of the collisional zone between the Arabian and Eurasian plates (Karapetyan et al., 2001; Philip et al., 2001) (Fig. 1a). Locked between the great Caucasus mountain range to the north, the Black Sea to the west, the South-Caspian Basin to the east, and the Arabian promontory to the south, Armenia and its surrounding territories have undergone

intense continental deformations since the end of Oligocene and Miocene (e.g. Dewey et al., 1986; Avagyan et al., 2005; Sosson et al., 2010).

After the main Oligo-Miocene Arabia-Eurasia collisional period, within a general N–S compressional regime, the Armenian territory recorded differing spatial and temporal stress field variations (e.g. Avagyan et al., 2010). Fault slip data analyses (e.g. Ritz and Taboada, 1993) in Quaternary formations allowed determining a general strike-slip stress regime with the principal stress axis  $\sigma_1$  striking NS to NNE–SSW (Avagyan et al., 2010). Recent and active deformations are mainly characterized by strike-slip tectonics, associated locally with transpressional or transtensional components and can be described by four major coeval fault types: NW–SE trending dextral strike-slip faults; NE–SW trending sinistral strike-slip faults; E–W trending thrust faults, and N–S trending normal faults (Philip et al., 1989; Karakhanian and Balasanian, 1992; Karakhanian et al., 2004; Avagyan et al., 2005, 2010). The most important fault, the Pambak-Sevan-Syunik fault (PSSF) (Fig. 1a) corresponds to a 500 km NW–SE right-lateral strike-slip fault along which the present horizontal slip rate varies between 0.5 and 3 mm/y after geological studies (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001), which is consistent with the  $2 \pm 1$  mm/y estimated from GPS measurements (Karakhanian et al., 2013).



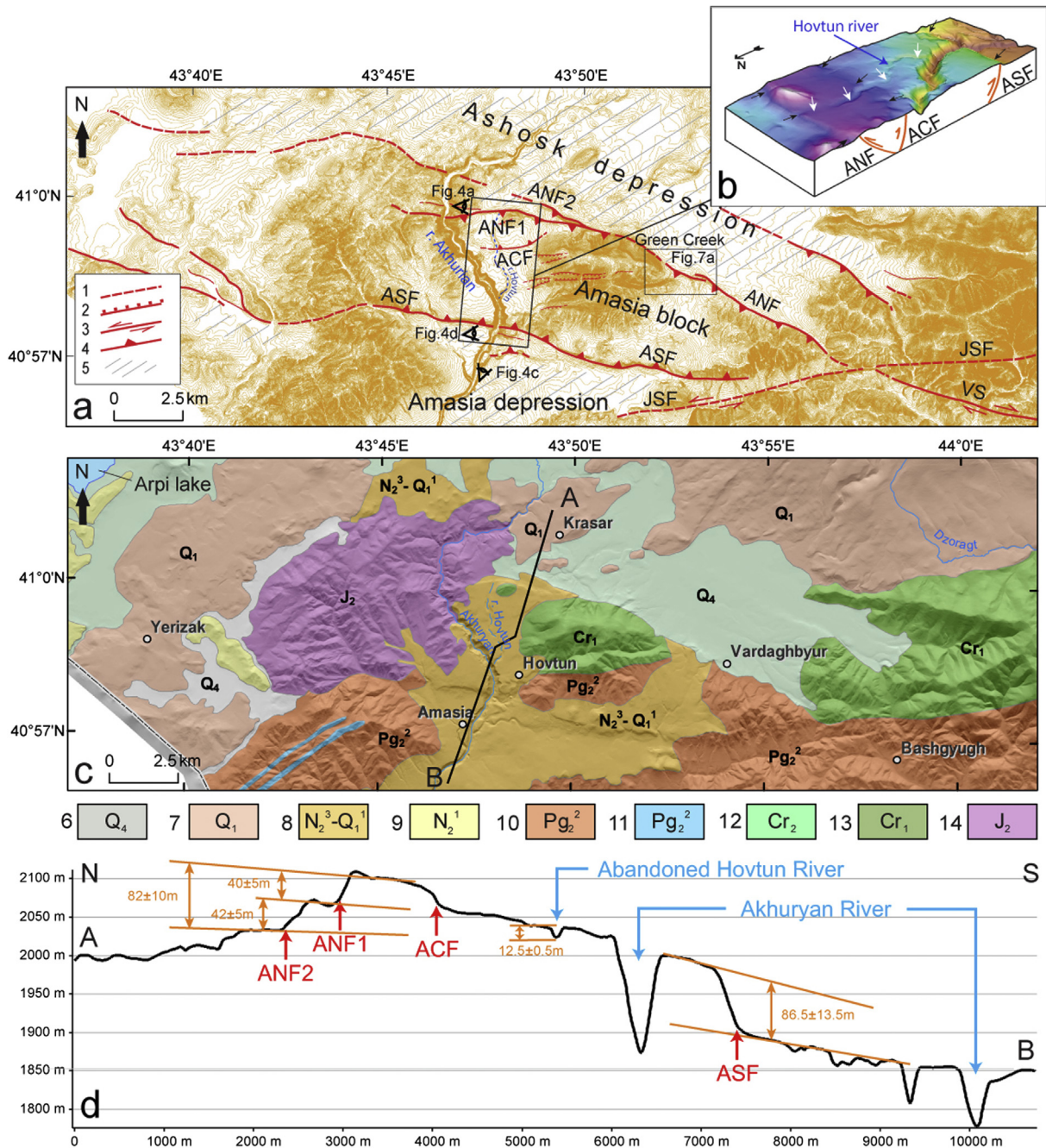
**Fig. 1.** a: Sketch map of the collision zone between northern Arabia and the Russian Platform (Eurasian Plate) (after Philip et al., 2001) 1: strike-slip faults, 2: reverse faults, 3: directions of block movements relative to the Eurasian Plate, 4: the main strong earthquake focal solutions, 5: moderate earthquakes. b: Map of active faults in Armenia with instrumental, historical-archeo- (with date of main events in blue), and paleo-seismicity ("NorAtom" Consortium Report, 2011). Black frames correspond to the 2 studied areas. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Paleoseismological studies showed that the PSSF generated earthquakes up to magnitude  $M_w = 7.5$  (Trifonov et al., 1994; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2004; Avagyan, 2009), and, in general, these large earthquakes are separated by long recurrence intervals (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Davtyan, 2007).

During historical times, Armenia has been affected by many destructive earthquakes (“NorAtom” Consortium Report, 2011). The old capital city of Dvin was destroyed repeatedly and was devastated in 893 A.D.; in 1036 A.D. the city of Ani was totally destroyed; in 1139 A.D. an earthquake in South Caucasus, considered to be

the strongest historical earthquake, killed about 230,000 people (Nikonov and Nikonova, 1986). Yerevan, the current capital of Armenia, was twice destroyed by earthquakes in 1679 A.D. and 1840 A.D. Instrumental seismicity also shows strong seismic activity in the Caucasus: Caldiran (1976,  $M = 7.1$ ), Narman (1983,  $M = 6.8$ ), Spitak (1988,  $M = 7.0$ ), Racha (1991,  $M = 7.0$ ) and Van (2011,  $M = 7.2$ ). All these damaging earthquakes attest to the strong active tectonics occurring in the region (Fig. 1).

Within the northernmost part of the PSSF, only moderate historical earthquakes have been reported and their relations with



**Fig. 2.** a: Map of active faults within Amasia region (Arpi fault system): 1: inferred faults, 2: normal faults, 3: strike-slip faults, 4: reverse faults, 5: depressions. ANF (ANF1 and ANF2): Amasia North Fault, ASF: Amasia South Fault, ACF: Amasia Central Fault, JSF: Jeltarechka-Sarighamish Fault, VS: Vanazor segment (PSSF). b: 3D diagram showing our interpretation of the pop-up structure (black and white arrows point out the main fault scarps and the abandoned Hovtun River, respectively). c: Geological map of the Amasia region, 6-recent sediments, 7-andesites and basaltic andesites, 8-doleritic basalts, 9-andesites, dacites and rhyodacites, 10-tuff-sandstones, marls and limestones, 11-diorites and granodiorites, 12-marls, limestones and clays, 13 – conglomerates, sandstones, limestones and siltstone, 14 – ophiolites. d: Topographic profile (AB) across the Amasia Plateau showing the vertical displacements along the bounding faults (see Fig. 2c for location).

respect to active faulting remain unclear. Paleoseismological investigation at the Gogaran site showed that  $M_w > 7.0$  earthquakes occurred in the past (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001) (Fig. 1b). To the south, within the Syunik graben, in the Tskhuk Volcano region, two important earthquakes are reported. One is historical and occurred in 368 AD (Karakhianian et al., submitted for publication) with a magnitude of 7.5 estimated from the horizontal dislocation affecting the walls of structures, and using the Wells and Coppersmith (1994) empirical relationships that link the magnitude and the displacement observed along fault. Another  $M_w > 7$  early Holocene event was noted from a paleoseismic investigation at the southernmost tip of the Syunik graben, within the western flank of the Tshguk volcanic edifice (Avagyan, 2001).

### 3. Analyzing the active tectonics at the NW and SE extensions of the PSSF

#### 3.1. Northwestern extension of the PSSF: the Amasia faults system

The fault system that corresponds to the northernmost extension of the PSSF is usually called the Arpi fault system, and represents the westward extension of the Vanadzor segment (VS) (Fig. 2a). The name comes from Arpi Lake that is located at the northwestern end of the fault system. Previously in the literature, the Arpi fault system was sketched as a ~W–NW/E–SE fault system with segments crossing each other (see Fig. 1b). However, details of the geometry and kinematics of the faults remain poorly known. On GoogleEarth satellite imagery, the morphology of the area clearly shows an uplifted E–W trending plateau bounded by two main topographic scarps (Fig. 3).

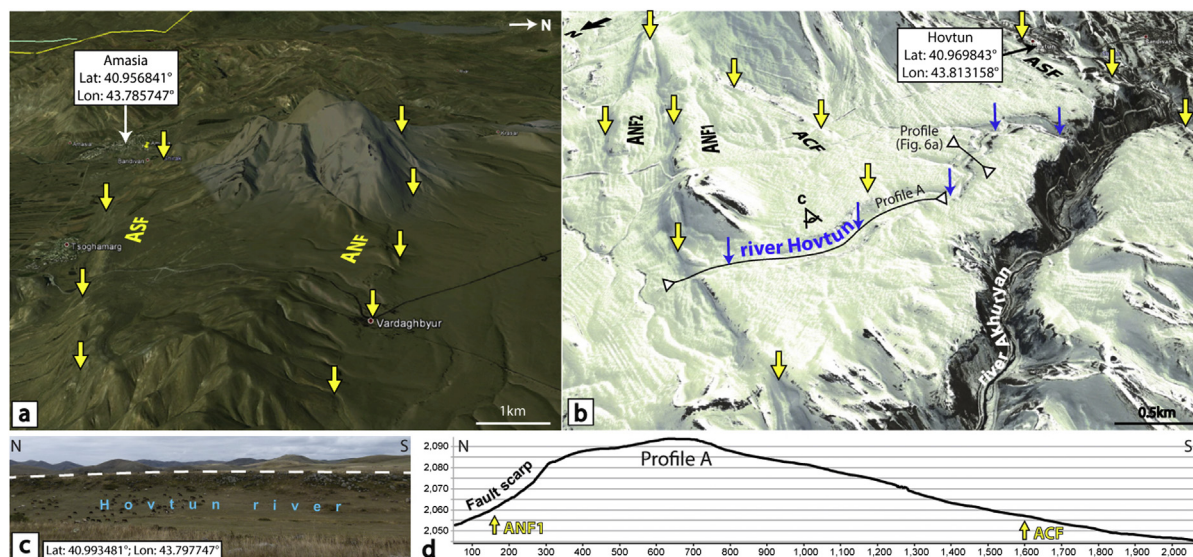
Using topographic maps, Digital Elevation Models (DEM), aerial photos, and field investigations, we analyzed, in detail, the morphotectonics of the area. Our analysis suggests that the two topographic scarps are reverse faults controlling the uplift of the basaltic plateau of Amasia. In the framework of the present study, we have named these two scarps (previously the “Arpi fault system”) the Amasia North fault (ANF) and the Amasia South fault (ASF). Another morphotectonic feature is depicted clearly within the uplift of the plateau: it is the dried and abandoned Hovtun Valley. It was carved

from a river that flowed southwards and appears now as a perched dried slightly folded valley high above the present Akhuryan River crossing the plateau from North to South (Figs. 2b, 3b and 3c and 3d). As illustrated in Fig. 2a, we also consider the Jeltarechka-Sarighamish fault (JSF), situated east of the ANF and ASF, to be an active fault given the left-lateral strike-slip displacements that were observed within the drainage, and the evidences of re-activation (surface cracks, aftershocks) that occurred during the 1988 Spitak earthquake (Karakhianian et al., 2004; Karakhianian pers. com.).

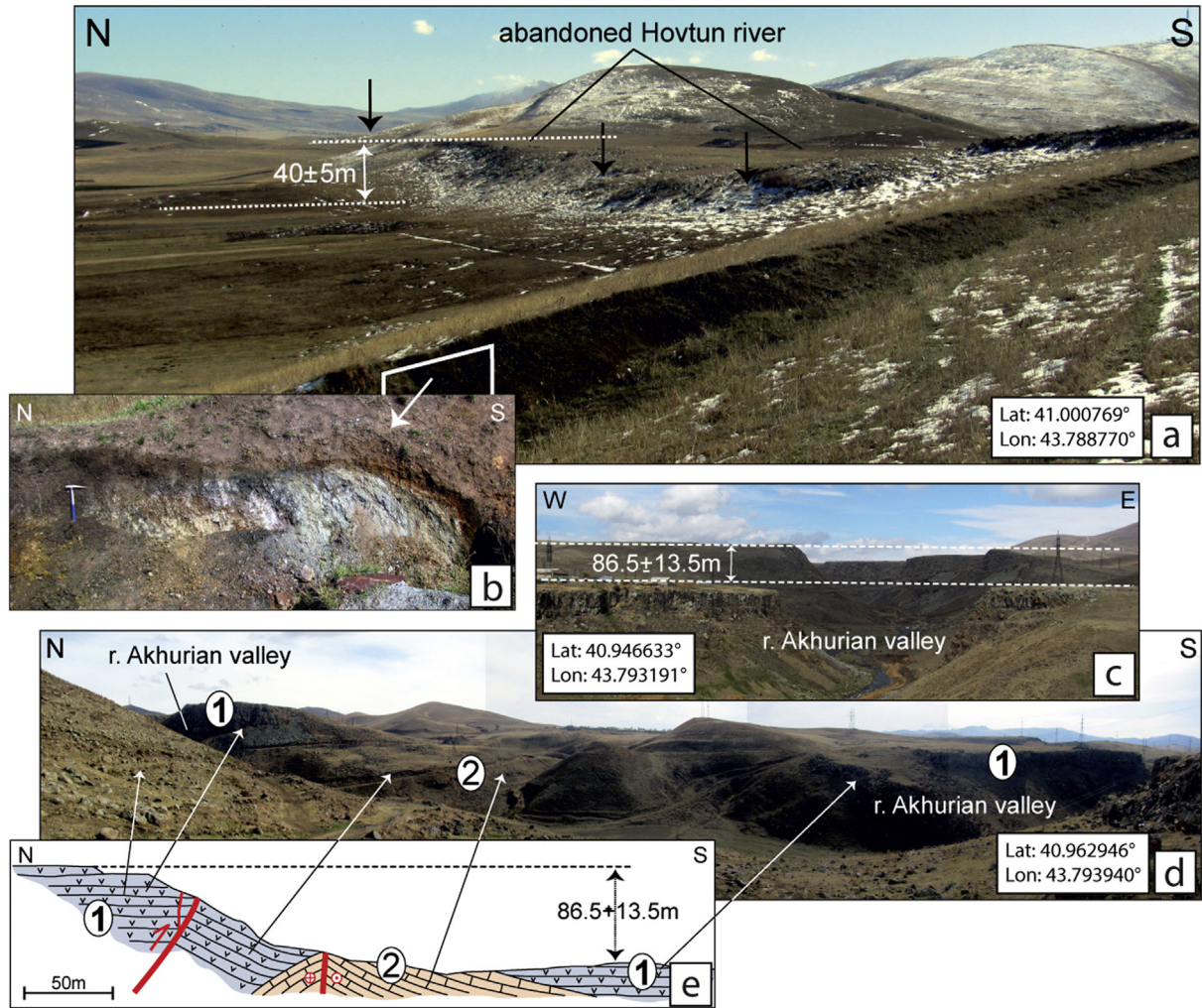
The  $N109^\circ$  trending ANF fault has a length of  $18 \pm 2$  km in its documented part (ANF1) but could be  $30 \pm 5$  km long with prolongation up to Arpi Lake (ANF2) after previous field investigations (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Karakhianian et al., 2004). Using a Digital Elevation Model (DEM) built from 1/25000 scale topographic maps, we estimate a mean difference in height of  $82 \pm 10$  m across the ANF fault between the Amasia basaltic plateau and the southern part of the Ashosk depression (Figs. 2d and 4a; note that this ~82 m uplift are distributed between ANF1 ( $40 \pm 5$  m) and ANF2 ( $42 \pm 5$  m)). We suggest that this value corresponds to a minimum estimate of the vertical displacement, as the basaltic plateau does not directly outcrop in the footwall of the ANF. Kharazyan (1968, 1970) proposed that the uplift along the fault was early Pleistocene, consistent with the  $2.5 \pm 0.2$  Ma age obtained by K–Ar dating of the basaltic plateau by Chernishev et al. (2002).

The ASF has a general  $N100^\circ E$  trend. After our mapping, the fault is at least 20 km long, but could have a total length of ~30 km, similar to that of the ANF. The ASF shows a vertical displacement of  $86.5 \pm 13.5$  m between the top of the basaltic plateau and basalts located at the northern part of the Amasia depression (Figs. 2d and 4c). Inside the Amasia block, we observed many secondary normal faults and grabens that we interpreted as stretching processes at the top of the pop-up structure (see Fig. 2a). Along the ANF, we located an outcrop showing a south-dipping shear zone that we interpreted as the overthrusting of Jurassic ophiolites over younger altered rocks (Fig. 4b). This observation implies that the present Quaternary activity is reactivating ancient structures.

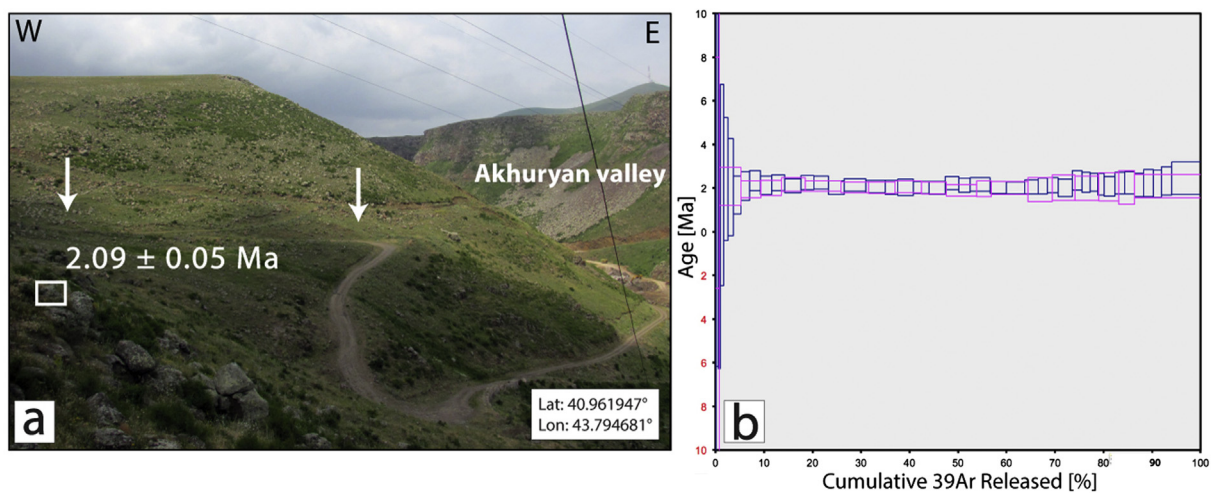
Near the Akhuryan River, along the western bank, we observed, in limestones situated below the basalts, a secondary fault plane



**Fig. 3.** Two different oblique Google Earth views showing the region of Amasia characterized by an uplifted E–W trending plateau bounded by two obvious topographic scarps (yellow arrows point out ASF, ACF and ANF fault scarps). a: Westwards view. b: Eastwards view (note the abandoned Hovtun River crossing the plateau eastwards of the deep incision associated to the Akhuryan River). c: Field picture showing the slight folding affecting the abandoned Hovtun River; d: Topographic profile along the folded Hovtun River between ANF1 and ACF faults. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 4.** a: Picture showing the fault scarp associated with the ANF1 northwards of the Amasia pop-up structure. b: Detailed view of the shear zone observed along the ANF1. c: Northwards view showing the topographic scarp associated with the reverse faulting along the ASF. d: Same site seen from right bank of the Akhurian River. e: Corresponding geological cross-section: 1: Pleistocene lava flows, 2: Paleogene marlstones and limestones. Look directions of field photos are in Fig. 2a.



**Fig. 5.** a: Field picture showing the site sampled for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, on top of the footwall of the ASF, along the western bank of the Akhurian River (white arrows point out the base of the ASF ~86 m height fault scarp). b: Result of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses.

striking N080°E with right-lateral slickensides (Fig. 4d and e). Within the Akhuryan River, we documented the emission of gas bubbles at a location corresponding to the intersection of the ASF fault (hidden below the slope colluvium) and the river.

### 3.1.1. Quantifying the tectonic activity within the Amasia pop-up structure

To estimate the maximum age for the beginning of the tectonic activity along the ANF and ASF structures, we used  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  to date

the top basaltic layer within the footwall compartment (Fig. 5a). The sample, collected on the right bank of the Akhuryan River within a well preserved basaltic layer, yielded a combined plateau age of  $2.09 \pm 0.05$  Ma corresponding to 99.1% of  $^{39}\text{Ar}$  released (Fig. 5b) and an inverse isochronal age (not shown) of  $2.07 \pm 0.07$  Ma (initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratio at  $296.2 \pm 2$  indistinguishable from atmospheric  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ). Two groundmass samples (100–200  $\mu\text{m}$  and 200–300  $\mu\text{m}$  size fractions) were dated at Géosciences Montpellier using an integrated laser incremental heating technique described in Münch et al. (2014). All single ages

**Table 1**

Summary of plateau and isochron  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages obtained from groundmass by laser step heating treatment (sample AM11-1, Géosciences Montpellier laboratory).

	Plateau age ( $\pm 2\sigma$ , Ma)	% $^{39}\text{Ar}$	MSWD	Inverse isochron age ( $\pm 2\sigma$ , Ma)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept, $\pm 2\sigma$	MSWD
Fraction 200–300 microns	$2.13 \pm 0.06$	100	0.29	$2.12 \pm 0.08$	$295.8 \pm 1.7$	0.31
Fraction 100–200 microns	$2.02 \pm 0.08$	99.27	0.15	$2.01 \pm 0.12$	$295.9 \pm 4.4$	0.16
Combined	$2.09 \pm 0.05$	99.1	0.35	$2.07 \pm 0.07$	$296.2 \pm 2$	0.36

**Table 2**

$^3\text{He}$  cosmogenic data of samples collected in the basalts layers of the Hovtun Valley (Amassa region; 40.981714°N, 43.800955°E; analyses performed at CRGP Nancy).

Sample	Elevation (m)	Mass (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Surface dip (°)	Shielding correction	Cosmogenic $^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Paleomagnetic correction	Corrected $^3\text{He}$ age (ka)
AM13-1	2030	106.7	$4.3 \pm 0.2$	$7.1 \pm 0.2$	63	0.80	$9.2 \pm 0.2$	1.09	$149 \pm 19$
AM13-2	2031.38	26.5	$36.4 \pm 1.3$	$7.0 \pm 0.2$	63	0.80	$9.1 \pm 0.3$	1.09	$146 \pm 19$
AM13-3	2032.05	59.1	$2.6 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	63	0.80	$6.6 \pm 0.2$	1.09	$107 \pm 13$
AM13-4	2032.82	54	$1.06 \pm 0.04$	$11.9 \pm 0.3$	63	0.80	$15.4 \pm 0.4$	1.09	$249 \pm 31$
AM13-5	2033.75	90.5	$1.10 \pm 0.04$	$8.6 \pm 0.2$	10	1.00	$8.9 \pm 0.2$	1.09	$144 \pm 18$
AM13-6	2034.55	123	$1.09 \pm 0.04$	$6.8 \pm 0.2$	35	0.96	$7.3 \pm 0.2$	1.09	$118 \pm 15$
AM13-7	2035.40	70.7	$1.05 \pm 0.04$	$6.2 \pm 0.2$	70	0.72	$8.9 \pm 0.2$	1.09	$144 \pm 18$

All samples are 250–500 micron pyroxenes that were fused in vacuo at about 1350 °C.

Cosmogenic  $^3\text{He}$  concentrations are corrected for a nucleogenic  $^3\text{He}$  contribution of  $1 \times 10^5$  at.g $^{-1}$  (see Table 7).

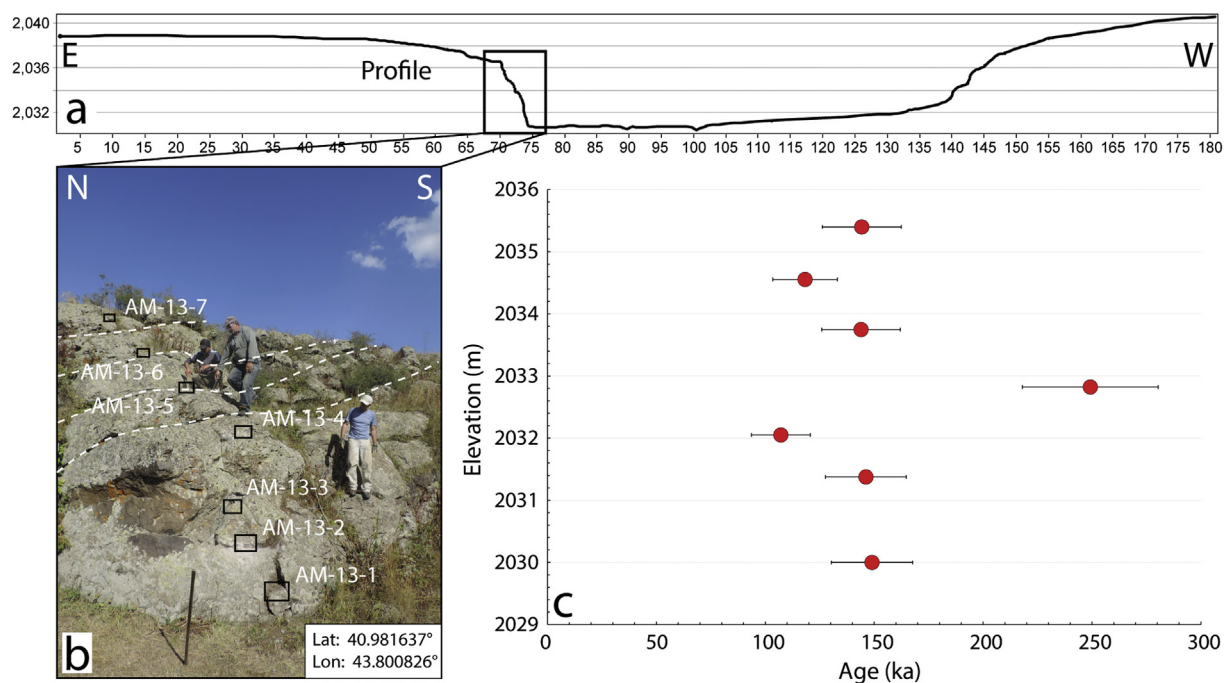
A sea level high latitude production rate of  $122 \pm 15$  at.g $^{-1}$ .a $^{-1}$  is used (Blard et al., 2013).

Spatial caling factors are computed using the Lal-Stone model (Stone, 2000).

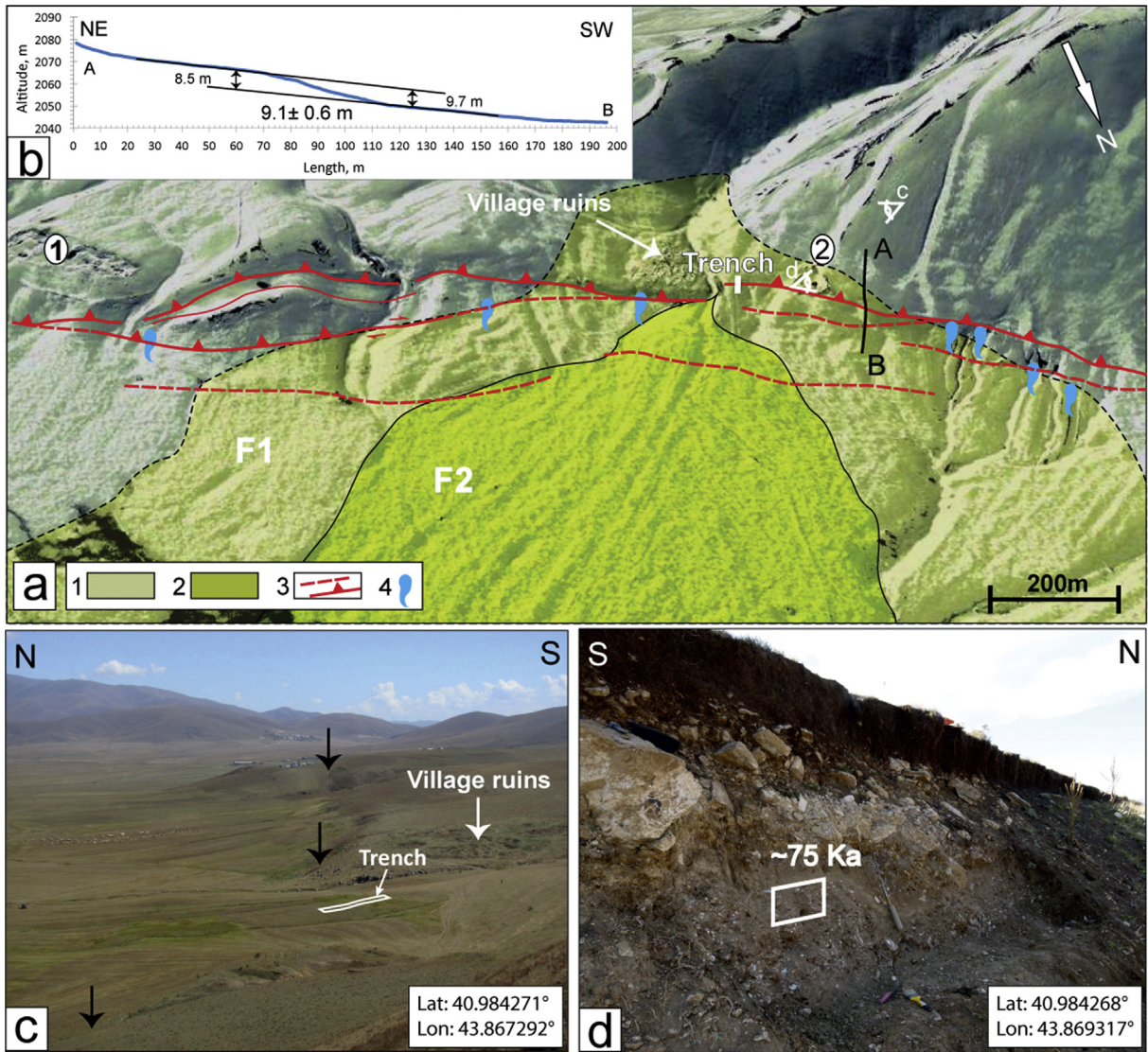
Thickness correction is 4% for all samples. It assumes a rock density of  $2.7$  g cm $^{-3}$  and an attenuation length of  $160$  g cm $^{-2}$ .

Shielding correction is computed using the model of Dunne et al. (1999).

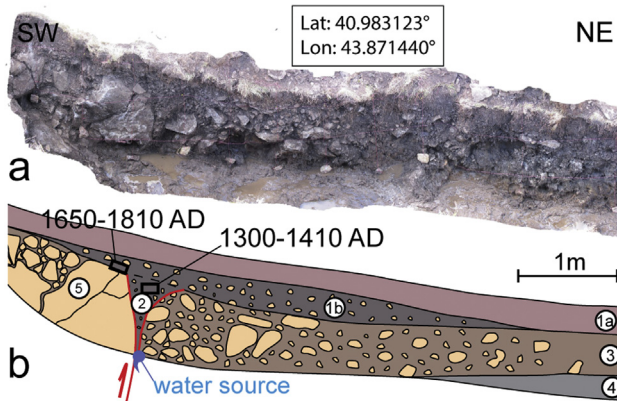
Paleomagnetic variations are accounted using the model of Nishiizumi et al. (1989) and the VDM database SINT 800 (Guyodo and Valet, 1999).



**Fig. 6.** a: Cross-profile of the abandoned Hovtun river. b: Picture showing the basaltic riser sampled for cosmogenic  $^3\text{He}$  dating (white dashed lines delineate basaltic layers). c: Diagram showing the distribution of cosmogenic  $^3\text{He}$  exposure ages.



**Fig. 7.** a: Detailed mapping of the Green Creek site along the ANF fault (See Fig. 2 for location). 1-old alluvial fan (F1), 2- recent alluvial fan (F2), 3- inferred (dashed line) and mapped (solid line) faults, 4- springs. b: Topographic profile AB across the fault scarp. c: Eastwards view of the fault scarp d: View of the soil section cleaned on top of F1 alluvial fan in the hanging-wall of ANF and location of the IRSL sample ((AM12-OSL), see Table 6).



**Fig. 8.** Photo (a) and log (b) of the trench (western wall) opened across ANF at Green Creek: 1a: soil unit; 1b: colluvium with clasts < 30 cm in diameter; 2: fissure filled with fine unsorted material and clasts < 5 cm in diameter; 3: coarse unsorted colluviums in a sandy-clayey matrix; 4: dark-bluish clay; 5: bedrock (details on calibrated radiocarbon age are in Table 3).

**Table 3**

Radiocarbon analyses of samples collected in the trenches dug across the ANF fault (Section 3.1.1.2) and the Tsg huk fault (Section 3.2.2). The analyses were performed at Poznań Radiocarbon Laboratory.

Sample name	Age <sup>14</sup> C	Cal. Age (2σ)
AM12-1	600 ± 30 BP	1355 ± 55 AD
AM12-2	190 ± 30 BP	1730 ± 80 AD
AR00-16	5337 ± 68 BP	6135 ± 145 BP
SUT1-3	6145 ± 30 BP	7060 ± 100 BP

are concordant at the 2σ level, and the final age of 2.09 ± 0.05 Ma corresponds to the plateau age yielded by the combination of all steps from the duplicate analyses (Table 1).

**3.1.1.1. Slip rates.** In order to determine precisely the beginning of the uplift and the vertical slip rates along the ASF and ANF bounding reverse faults, we used the abandoned Hovtun Valley feature. Topographic profiles were performed with a total station across the valley and allowed estimating a mean incision of



12.5 ± 0.5 m of the Hovtun river inside the Amasia basaltic plateau. To calculate the amount of vertical displacement that occurred along the ASF and ANF reverse faults once the Hovtun Valley was abandoned, we subtracted the amount of incision of the Hovtun valley from the uplift measured along each fault. Along the ASF fault, we calculated an uplift of 74 ± 16 m (86.5 ± 13.5 m uplift of the plateau minus the 12.5 ± 0.5 m incision of the Hovtun Valley). Along the ANF fault, we calculated an uplift of 69.5 ± 10.5 m (82 ± 10 m uplift of the plateau minus the 12.5 ± 0.5 m incision of the Hovtun Valley). The estimated uplift for ANF1 is 27.5 ± 5.5 m (40 ± 5 m uplift minus the 12.5 ± 0.5 m incision of the Hovtun Valley).

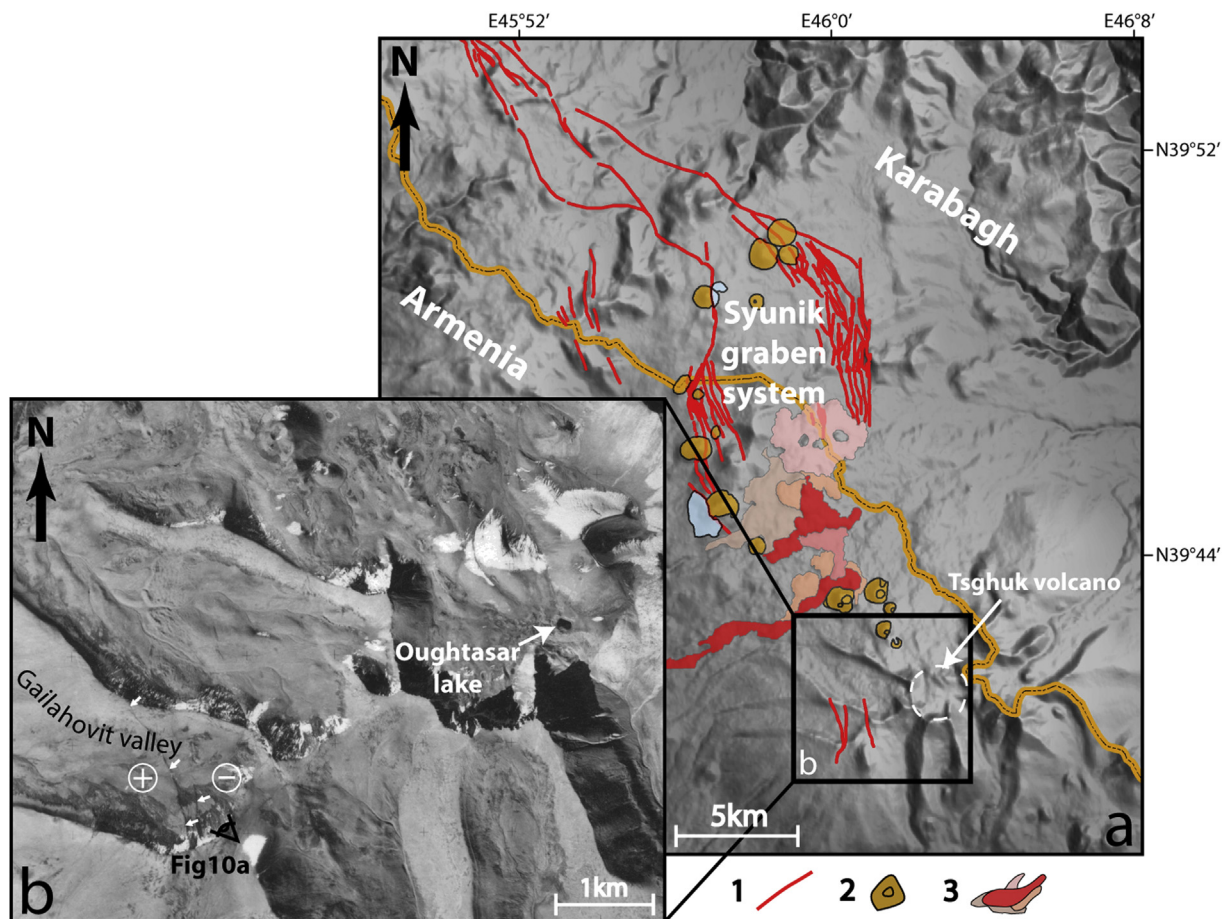
To estimate the age of the abandonment of the Hovtun Valley, we used in situ-produced cosmogenic <sup>3</sup>He (Kurz, 1986; Blard and Pik, 2008). This method allows dating the river incision in the basalts by measuring the in-situ-produced cosmogenic <sup>3</sup>He within the risers. We chose a well-preserved riser where we collected seven samples along a 6 m high profile, from the top to the bottom of the incised stratified basalt layers (Table 2, Fig. 6). Cosmogenic <sup>3</sup>He analyses were performed at CRPG Nancy following the procedure described in Appendix A. They divulge exposure ages between 109 ± 14 ka and 248 ± 31 ka with four samples between 145 ± 18 and 150 ± 19 ka (Fig. 6c).

Samples AM13-1, 2, 5, 6, 7 are tightly clustered around 150 ka and they all agree within 1σ uncertainty. Sample AM13-4 clearly seems to be an outlier. Its older age (248 ± 31 ka) could be interpreted as the result of a paleo-exposure before the emplacement

of the above basaltic layer (e.g. Blard et al., 2006). However, this interpretation is not supported by the absence of paleosol and the fact that the <sup>3</sup>He concentration in sample AM13-3 (which is only 80 cm below AM13-4) does not show any excess compared to the other samples of the profile. The high concentration of AM13-4 could result from an analytical artifact. On the other hand, samples AM13-3 and AM13-6 have a younger ages (109 ± 14 ka and 118 ± 15 ka) than the average of the profile (150 ka), which can be explained by post-abandonment erosional processes.

Then, considering that the other samples (AM13-1, 2, 5, 7) represent the actual exposure age of the riser since the abandonment of the valley, we calculate a mean exposure age of 146 ± 9 ka. This yields vertical slip rates of 0.51 ± 0.14 mm/y along the ASF and 0.48 ± 0.10 mm/y along the ANF (0.19 ± 0.05 mm/y along ANF1 and 0.29 ± 0.05 mm/y along ANF2). These results show that the 2 main bounding faults have roughly the same slip rate, which is consistent with the fact that the plateau's southwards slope is parallel with the general slope in the area. To determine the beginning of the uplift of the Amasia plateau, we assumed that the vertical slip rates along both the ANF and ASF remained the same since the beginning of the uplift, and considered that the ~12 m Hovtun Valley incision inside the plateau was already the result of the uplift process. Therefore, we estimate the starting age for the beginning of the deformation at ~170 ka (146 ka + (12 m/0.5 mm/y)).

We also estimated the vertical slip rate along the ANF1 fault scarp where morphotectonics features are well preserved. We called this site Green Creek (see Fig. 2a for location). Fig. 7 shows



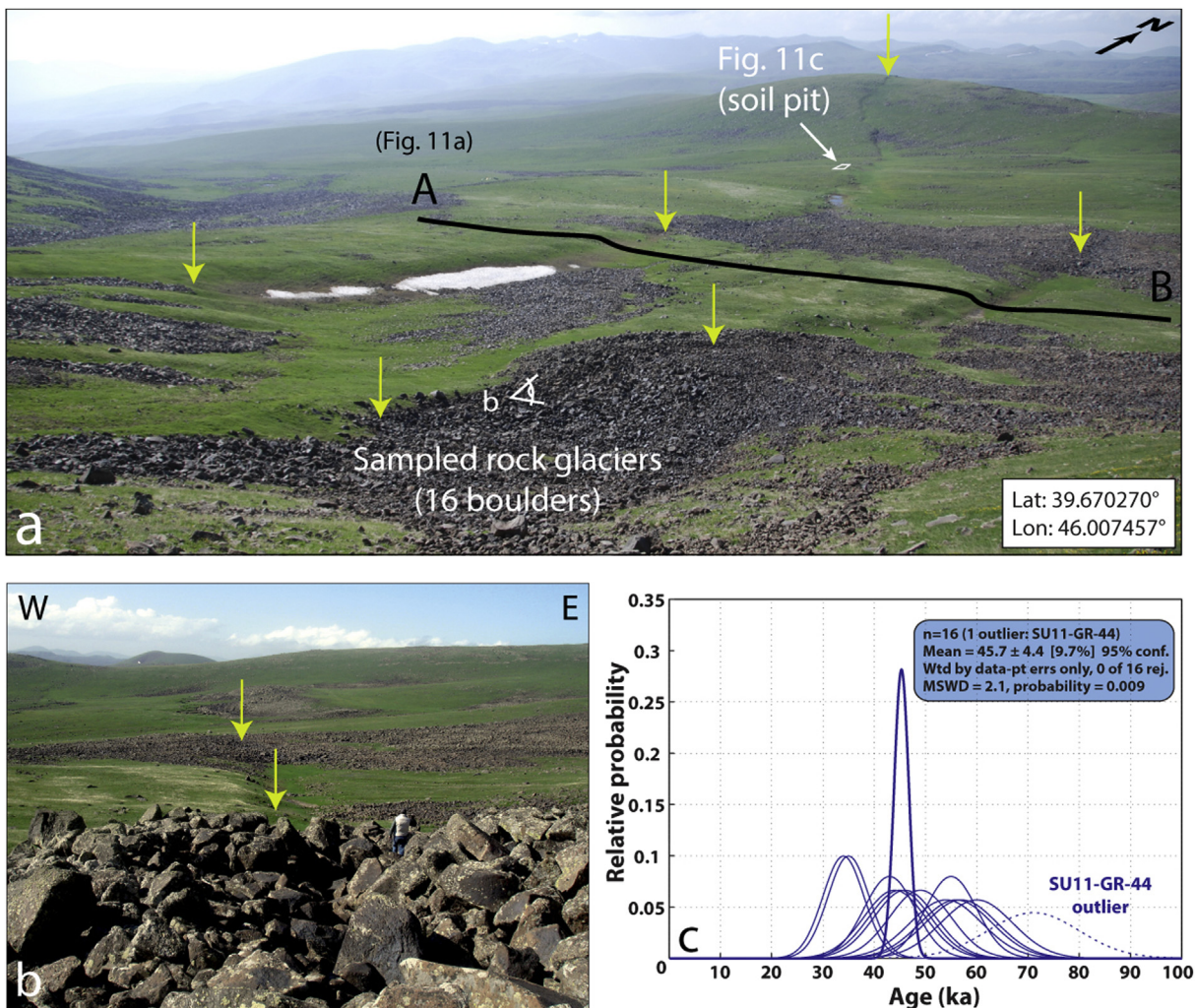
**Fig. 9.** a: Sketch map of the active faults and the most recent lava flows within the Syunik area (after Karakhanian et al., 1997; Armenia Geothermal Project, 2009) 1: active fault, 2: volcanoes, 3: lava flows. B: aerial photo of the Tsg huk Volcano, the white dashed line points out the main caldera (the volcano is also known for its famous petroglyphs observed around the Oughtasar Lake in the southeastern part of the caldera).

our interpretation of the morphology in terms of Quaternary surface faulting. We observe a clear cumulative fault scarp at the foothills of the relief that we interpreted as ANF1 fault. Another, smoother scarp run parallel to the main scarp about 100 m further north and would correspond to ANF2. The main fault scarp ruptures young sediments. In the hanging-wall, within sites 1 and 2, we found two quarries showing sub-horizontal, well stratified and sorted, fine clastic material. We interpret the occurrence of these fine detrital clastic formations as being derived from the erosion of Cretaceous and Paleogene carbonates that are found in the hanging-wall (Fig. 2c). Within site 1, these clastic sediments are slightly folded, while at site 2, they show a set of northwards-dipping normal faults that we interpreted as a classic gravitational feature associated with a reverse fault (e.g. Avouac et al., 1992; Bayasgalan et al., 1999; Walker et al., 2003). At site 2, a sequence of coarse unsorted units covers the fine clastic deposits. These units correspond to a large alluvial fan surface (F1) in which is inset a younger surface F2 (Fig. 7a).

A topographic profile across the fault scarp (AB, Fig. 7a, b) allowed determination of a cumulative vertical displacement of  $9.1 \pm 0.6$  m for the alluvial surface F1. The infrared stimulated luminescence (IRSL) dating of a sandy unit (AM12-OSL2), interstratified with coarse layers (eg Rizza et al., 2011), from the

hanging-wall (see Fig. 7d), yielded an age of  $73.6 \pm 5.4$  ka (the analysis was carried out at the Earth Sciences Dept of the University of Quebec in Montréal). This yields a vertical slip rate of  $0.12 \pm 0.01$  mm/y. This is slightly lower than the rate ( $\sim 0.19$  mm/y) determined along the ANF1 from the dating of the abandonment of the Hovtun Valley. This suggests that the slip rate along the ANF1 decreased in time, but we cannot conclude if the slip rate decrease on the ANF fault system without quantifying how much slip is taken along the second reverse fault (ANF2) located further north.

**3.1.1.2. Paleoseismology.** In order to analyze the paleoseismological records along ANF fault, we opened a trench across the main fault scarp along ANF1 (Fig. 8, location in Fig. 7a, c). The trench exposed a dark bluish clay unit (4) overlaid by a  $\sim 60$  thick unsorted coarse clastic unit (3) in contact with broken basaltic bedrock (unit 5) to the south. Within the contact zone, a triangle-shaped fissure was filled with unsorted and unstratified finer material containing few clasts (unit 2). Capping the three units (5, 3 and 2), unit 1b is a fine-grained colluvial unit with a sandy-clayed matrix and unit 1a is the present soil. The correlation between the scarp observed in the morphology and the stratigraphy observed in the trench allows interpreting the contact between units 3 and 5 as a fault

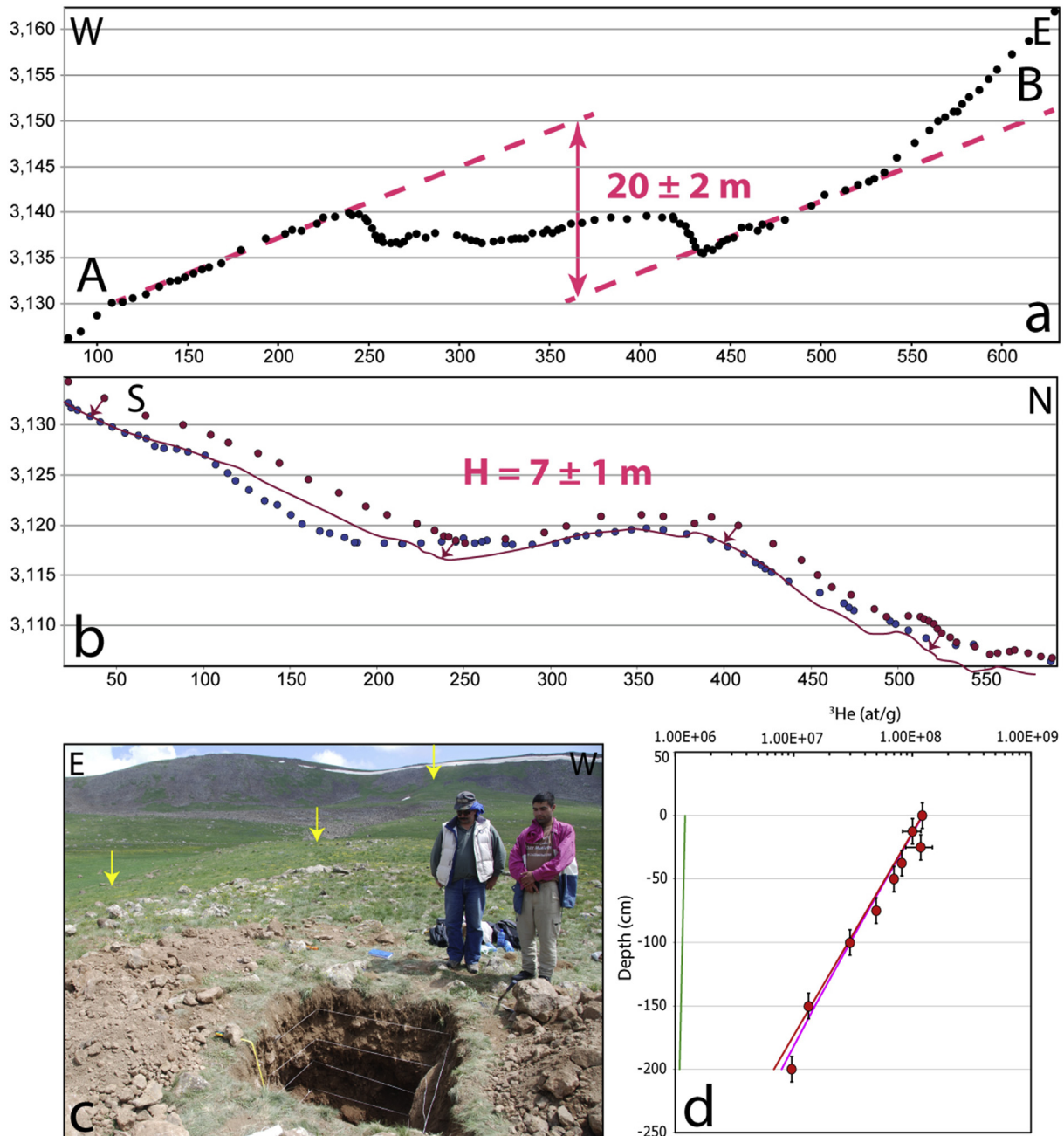


**Fig. 10.** a: Field photo showing the two fault scarps (pointed out with yellow arrows), affecting the Gailahovit Valley. The black line corresponds to the topographic profile AB shown in Fig. 11a b: Rock glacier affected by the fault. c: Relative probabilities of exposure ages of the samples (16 boulders) obtained from cosmogenic  $^3\text{He}$  analysis. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

contact. Units 1b and 1a are clearly capping the underlying units as post-event units, while the colluvial nature of unit 2 suggests that it originated as material that fell down into the fissure at the time of the surface rupture (eg Rizza et al., 2015). It therefore predates the faulting associated with the most recent event. The radiocarbon dating of two bulk samples collected in units 2 and 1b (Table 3), bracket the most recent event on the ANF1 fault between 1300–1410 A.D. and 1650–1810 A. D. Given that it is unstratified and unsorted, unit 3 may be interpreted as scarp-derived colluvium associated with an earlier event, but further investigations are needed to confirm this interpretation.

### 3.2. South-eastern extension of the PSSF: the Tsghuk fault system

The southeastern part of the PSSF is characterized by a trans-tensional tectonic activity where normal faulting is interfering with intense volcanic activity (Mkrtchyan et al., 1969; Trifonov 1983; Karakhanian et al., 1989, 1997; Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2002, 2004; Davtyan, 2007). The Syunik fault system has been interpreted as a pull-a-part structure connecting the Pambak-Sevan fault to the north with the Guiratagh fault (also named Zanghezour fault) to the south (Karakhanian et al., 1997) (Figs. 1 and 9a). In the southernmost part of the area, the Tsghuk



**Fig. 11.** a: Topographic profile AB showing the vertical displacement accumulated across the two fault scarps; b: longitudinal profiles at the top (red) and at the bottom (blue) of the western fault scarp allowing estimating the cumulative horizontal displacement; c: soil pit dug on the footwall crest for dating the offset surface showing iso-depth string lines for collecting amalgamated samples. d: Plot of the cosmogenic  $^3\text{He}$  vs depth in the soil profile. Gravels and sand matrix samples have been averaged. Red line shows the modeled pure spallogenic attenuation, using a measured soil density of  $2.1 \text{ g cm}^{-3}$  and an attenuation length of  $150 \text{ g cm}^{-2}$ . Green line shows the muonic contribution, using the parameters of Braucher et al. (2011). Purple line is the composite (muonic and spallogenic attenuation). Best fit yields a surface cosmogenic  $^3\text{He}$  concentration of  $1.31 \pm 0.11 \times 10^8$  at.g. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

**Table 4**

Cosmogenic  $^3\text{He}$  data from the depth profile dug in the fluvio-glacial surface of the Gailahovit valley (39.67733° N; 46.00014° E; 3111 m; analyses performed in CRGP Nancy).

Sample	Mass (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Depth (cm)
<b>Gravels</b>				
SU11-1	37.3	$6.02 \pm 0.12$	$11.8 \pm 0.3$	0
SU11-1	13.2	$7.42 \pm 0.15$	$12.5 \pm 0.3$	0
SU13-1	173.5	$6.72 \pm 0.25$	$11.7 \pm 0.3$	-12.5
SU13-1	114.1	$6.03 \pm 0.01$	$11.0 \pm 0.2$	-12.5
SU11-2	97	$9.35 \pm 0.18$	$13.6 \pm 0.3$	-25
SU11-2	57.4	$31.95 \pm 0.14$	$13.9 \pm 0.3$	-25
SU11-2	58.5	$8.05 \pm 0.05$	$14.0 \pm 0.4$	-25
SU13-2	158.2	$3.67 \pm 0.13$	$7.7 \pm 0.2$	-37.5
SU11-3	61.3	$6.18 \pm 0.12$	$7.0 \pm 0.2$	-50
SU-11-3	32.1	$6.16 \pm 0.05$	$6.9 \pm 0.2$	-50
SU11-4	163.1	$7.81 \pm 0.15$	$4.9 \pm 0.1$	-75
SU11-5	98.8	$6.73 \pm 0.13$	$2.9 \pm 0.1$	-100
SU11-6	235	$1.03 \pm 0.02$	$1.3 \pm 0.04$	-150
SU11-7	183.9	$5.84 \pm 0.11$	$0.9 \pm 0.03$	-200
SU11-7	35.8	$5.02 \pm 0.1$	$1.0 \pm 0.05$	-200
<b>Sand matrix</b>				
SU13 -1m	275.0	$5.31 \pm 0.19$	$9.1 \pm 0.2$	-12.5
SU13 -1m	102.6	$5.24 \pm 0.02$	$8.5 \pm 0.2$	-12.5
SU13 -3m	53.6	$3.69 \pm 0.03$	$9.6 \pm 0.2$	-25
SU13 -2m	154.7	$3.85 \pm 0.14$	$8.4 \pm 0.2$	-37.5
SU13 -2m	71.5	$4.32 \pm 0.02$	$8.7 \pm 0.2$	-37.5

Analyzed samples are pure pyroxenes of 150–300  $\mu\text{m}$  that were fused in vacuo at about 1350 °C.

Cosmogenic  $^3\text{He}$  concentrations are corrected for a nucleogenic  $^3\text{He}$  contribution of  $1 \times 10^5$  at.g $^{-1}$  (see Table 7).

Incertitude of depth sampling is about 10 cm.

Volcano is one of the largest volcanic edifices and defines a 2 km wide caldera (Fig. 9a, b). As observed in the aerial picture (Fig. 9b), it has been subjected to intense glacial erosion that led to the formation of several glacial troughs filled with fluvio-glacial sediments and moraines (Karapetyan et al., 2010; Jrbashyan et al., 2012).

Within the western flank of the Tsg huk Volcano, a small glacial valley (we called it Gailahovit Valley meaning “the valley of wolves” as we observed a group of wolves on the first visit) shows two transversal counter-slope scarps affecting the latest glacial and

fluvio-glacial sediments as well as the watershed ridges bounding the valley (Figs. 9b and 10a). The western scarp trends N° 160E and extends for about 2 km. The eastern one is shorter with a length of 1 km along a north-south strike. The small extents of the scarps in space and the proximity of the Tsg huk caldera raise the question of their origin (volcanic or tectonic). Given the kinematics observed along the western one (i.e. vertical displacement with a small right-lateral strike-slip component), Karakhanian et al. (1999) and Avagyan (2001) concluded that the two scarps corresponded to earthquake surface ruptures. Upslope, at the summit crossing, a NE–SW lineament trending parallel to the two previous fault scarps is observed. However, no obvious recent displacement was noticed. In 1998, a first paleoseismological investigation allowed preliminary dating of the sediments trapped behind the western fault scarp, suggesting that the most recent event occurred at the beginning of the Holocene, ~8 ka (Avagyan, 2001).

### 3.2.1. Slip rate

In order to determine the long term slip rate along the faults, we carried out a topographic survey using a Leica TCR 305 total station. From a transverse profile across the two fault scarps, we estimated a total cumulative vertical displacement of  $20 \pm 2$  m (Figs. 10a and 11a). The two fault scarps join together within their southern tips suggesting that they correspond to a single structure at depth (see Fig. 9b). No obvious fault scarps are observed further south. From comparing two longitudinal profiles at the top and at the bottom of the western fault scarp, we estimated a cumulative horizontal displacement of  $7 \pm 1$  m (Fig. 11b), which is consistent with the  $6 \pm 1$  m offset estimated by Avagyan (2001). Cumulative vertical and horizontal displacements allow determination of the precise kinematics of the fault. Given the geometry of the fault in the landscape (its change of strike when crossing the valley), we estimated a ~60° eastwards dip. Combining the geometry of the fault and the displacements (e.g. Nazari et al., 2009) allows calculating a rake of  $-105^\circ$  for the slip vector.

To date the fluvio-glacial surface affected by the two faults, we used in situ-produced cosmogenic  $^3\text{He}$ . We dug a soil pit (Figs. 10a and 11c) within the footwall on the top of the western scarp where

**Table 5**

$^3\text{He}$  cosmogenic data of samples collected on basalt boulders of the southern rock glacier covering the fluvio-glacial surface of the Gailahovit Valley (39.67147° N, 46.00342° E, 3165 m; analyses performed at CRGP Nancy).

Sample	Elevation (m)	Mass (mg)	$^4\text{He}$ ( $10^{12}$ at/g)	$^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Cosmogenic $^3\text{He}$ ( $10^7$ at/g)	Paleomagnetic correction	Corrected $^3\text{He}$ age (ka)
SU11-GR-5	3165	140.3	$6.3 \pm 0.1$	$3.9 \pm 0.1$	$4.0 \pm 0.1$	1.02	$34 \pm 4$
SU11-GR-8	3165	87.5	$4.7 \pm 0.1$	$4.0 \pm 0.1$	$4.1 \pm 0.1$	1.02	$35 \pm 4$
SU11-GR-10	3165	91.5	$7.8 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.07	$43 \pm 5$
SU11-GR-11	3165	130.8	$7.2 \pm 0.1$	$6.8 \pm 0.2$	$6.9 \pm 0.2$	1.07	$57 \pm 7$
SU11-GR-20	3165	94.6	$5.6 \pm 0.1$	$5.3 \pm 0.1$	$5.4 \pm 0.1$	1.07	$44 \pm 6$
SU11-GR-21	3165	158.5	$6.3 \pm 0.1$	$6.2 \pm 0.1$	$6.4 \pm 0.1$	1.07	$53 \pm 7$
SU-11-GR21	3165	38.7	$8.2 \pm 0.1$	$7.0 \pm 0.2$	$7.2 \pm 0.2$	1.07	$59 \pm 7$
SU11-GR-22	3165	94.7	$6.7 \pm 0.1$	$5.8 \pm 0.1$	$6.0 \pm 0.1$	1.08	$49 \pm 6$
SU11-GR-23	3165	90	$5.1 \pm 0.1$	$5.0 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.06	$43 \pm 5$
SU11-GR-25	3165	124.7	$6.0 \pm 0.1$	$5.5 \pm 0.1$	$5.7 \pm 0.1$	1.08	$46 \pm 6$
SU11-GR-28	3165	228.6	$5.4 \pm 0.1$	$6.5 \pm 0.1$	$6.6 \pm 0.1$	1.07	$54 \pm 7$
SU11-GR-32	3165	118.4	$5.3 \pm 0.1$	$5.1 \pm 0.1$	$5.2 \pm 0.1$	1.07	$43 \pm 5$
SU11-GR-34	3165	146.5	$5.1 \pm 0.1$	$7.1 \pm 0.2$	$7.3 \pm 0.2$	1.07	$60 \pm 7$
SU11-GR-36	3165	119.3	$6.1 \pm 0.1$	$5.3 \pm 0.1$	$5.5 \pm 0.1$	1.07	$45 \pm 6$
SU11-GR-37	3165	128.8	$8.5 \pm 0.2$	$6.7 \pm 0.1$	$6.9 \pm 0.2$	1.07	$57 \pm 7$
SU11-GR-40	3165	65	$6.9 \pm 0.1$	$6.6 \pm 0.2$	$6.8 \pm 0.2$	1.07	$56 \pm 7$
SU11-GR-44	3165	37.1	$5.7 \pm 0.1$	$8.4 \pm 0.2$	$8.7 \pm 0.2$	1.07	$71 \pm 9$

All samples are 250–500 micron pyroxenes that were fused in vacuo at about 1350 °C.

Cosmogenic  $^3\text{He}$  concentrations are corrected for a nucleogenic  $^3\text{He}$  contribution of  $1 \times 10^5$  at.g $^{-1}$  (see Table 7).

A sea level high latitude production rate of  $122 \pm 15$  at.g $^{-1}$ .a $^{-1}$  is used (Blard et al., 2013).

Spatial caling factors are computed using the Lal-Stone model (Stone, 2000).

Thickness correction is 3% for all samples. It assumes a rock density of 2.7 g.cm $^{-3}$  and an attenuation length of 160 g.cm $^{-2}$ .

Shielding correction is negligible.

Paleomagnetic variations are accounted using the model of Nishiizumi et al. (1989) and the VDM database SINT 800 (Guyodo and Valet, 1999).

the surface is the best preserved. The pit showed coarse unstratified and unsorted fluvio-glacial deposits mainly composed of angular basaltic clasts (diameter  $10 \pm 5$  cm) with a few large cobbles included in a sandy-clayed matrix. The dating of the surface consists in analyzing the distribution of in situ-produced  $^3\text{He}$  vs depth (Fig. 11d, Table 4). This approach allows verifying and measuring, if any, the amount of inherited cosmogenic  $^3\text{He}$  produced in clasts before their deposition (eg Van der Woerd et al., 1998; Brown et al., 2002; Ritz et al., 2003). Between the surface and 2 m depth, we collected 9 amalgamated samples in order to minimize the stochasticity of the processes before the final deposition of the glacially derived material (cf. Repka et al., 1997). Fig. 11d shows a clear exponential decrease of the  $^3\text{He}$  cosmogenic concentration at depth, which allows calculating an age of  $113 \pm 17$  ka for the surface. This yields a long-term vertical slip rate of  $0.18 \pm 0.04$  mm/y distributed along the two faults, and a long term left-lateral horizontal slip rate of  $0.06 \pm 0.02$  mm/y along the western fault.

The  $^3\text{He}$  age calculated for the abandonment of the glacial surface is much older than the  $\sim 20$  ka corresponding to the last maximum extension of glaciers (LGM) in most of northern Europe. In the southeastern side of the Tsg huk caldera, at Oughtasar Lake (famous for its petroglyphs), Mkrtychyan et al. (2014) found a  $^3\text{He}$  age of  $17 \pm 2$  ka for the exposure of the basaltic rocks striated by the glaciers during the LGM. This suggests that the glacier that was covering the Tsg huk Volcano reliefs during the last glacial period (“Würm glaciation”) did not reach the Gailahovit Valley. This is also consistent with our cosmogenic  $^3\text{He}$  dating of the small rock glacier that covers the upper part of the Gailahovit valley (Fig. 10a and b) for which we obtained an mean exposure age of  $45.7 \pm 4.4$  ka, based on the analysis of 16 different boulders (Table 5, Fig. 10c). These results suggest that the Gailahovit Valley was already abandoned (and exposed to cosmic rays) after the penultimate glaciation (Riss).

### 3.2.2. Paleoseismology

In order to date the last surface-rupturing events produced along the fault, we re-opened the trench dug across the main western scarp in 1998 (T1), and opened a new one (T2) 200 m further north where the morphology also provide paleoseismological information (Fig. 12). There, we observed two horizontal surfaces (S0 and S1) corresponding to fine-grained sediments units (silty clays) trapped behind the fault scarp, with S0 surface inset in S1 surface (Fig. 12b, c, and d). Our interpretation is that the two surfaces correspond to the successive ponding of fine-grained sediments that were trapped behind the scarp after 2 successive surface rupturing seismic events. S0 sediments correspond to the last trapped sediments consecutive to the most recent event, while S1 sediments were dammed after the penultimate event. To date S0 and S1 surfaces, we used OSL/IRSL methods (eg McCa lpin and Forman, 1991; Balescu et al., 2007; Fattahi, 2009, 2014). The fine-grained deposits (silty-clays) of surface S0 were sampled (SUT1-1) within the trench T2 at 80 cm depth (Fig. 13b), and the fine-grained deposits of surface S1 were collected (SUP2) at 60 cm depth within a soil pit (Fig. 12c). Analyses were performed at the USGS Luminescence Geochronology Lab in Denver, Colorado, USA (Table 6). IRSL analyses yielded ages of  $6160 \pm 290$  years and  $8100 \pm 390$  years, respectively. We therefore conclude that the most recent event occurred between 8.5 and 5.8 ka.

Fig. 13 shows our observations within trenches T1 and T2. The re-opening of 1998 trench in 2013 (T1) was aimed at obtaining a more precise age on the event described in Avagyan (2001), which preliminary IRSL dating had placed before  $\sim 8$  ka. Fig. 13a synthesizes the log of the trench northern wall and shows a thick colluvial wedge (unit 2) interstratified with two silty clayey units (units 1 and 3). OSL/IRSL ages of samples (collected in unit 3 in 1998 (AR98-16 and AR98-20), and in unit 1 in 2013 (SU13-8) are

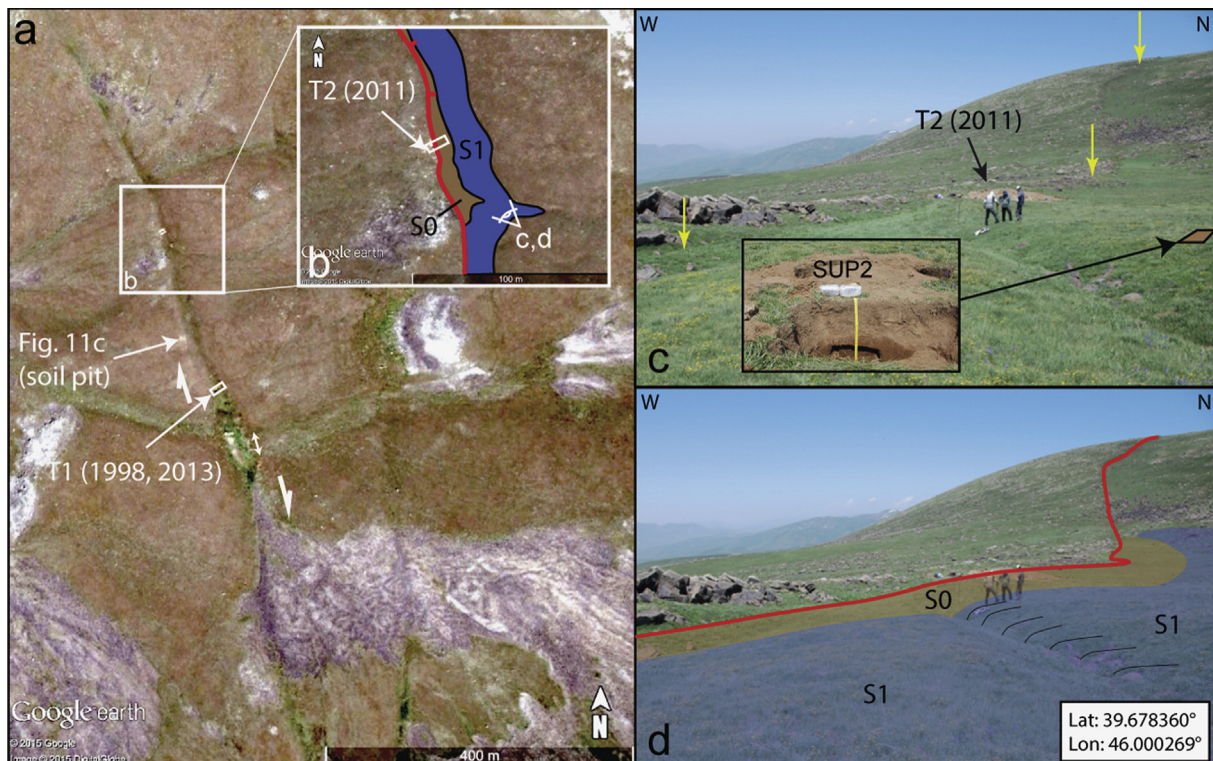
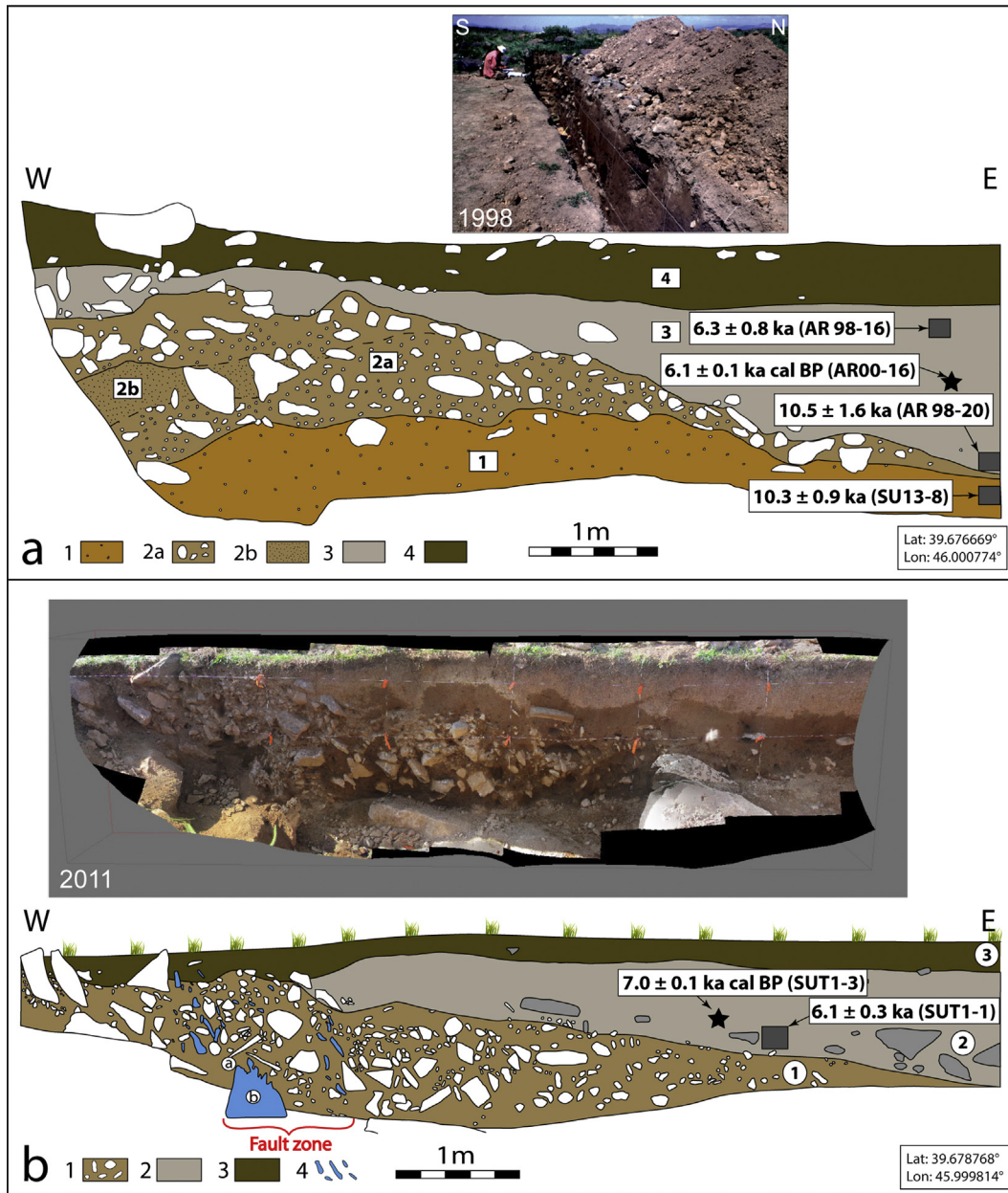


Fig. 12. a: Google Earth satellite image showing the two fault scarps affecting the Gailahovit Valley, the rock-glacier and the two trench sites (note the right-lateral deflection of the drainage at the center of the picture); b: detailed morphological map of the studied site; c: Picture of the studied site; d: morphological interpretation of picture c.



**Fig. 13.** a – Field photo and schematic cross-section of the northern wall of the 1998 trench; 1: Brown clay with no visible stratigraphy, including small pebbles often showing reddish color; 2a: Colluvium with clayey matrix and abundant clasts and cobbles (size 2–30 cm); 2b: Block of sandy brown clay; 3: brown clay with fine-grained silts, homogeneous with no visible stratigraphy; 4: black clayey present soil including some clastic elements. b – Photo-mosaic and schematic cross-section of the northern wall of the 2011 trench; 1: Colluvial wedge; 2: Brown silty clay; 3: Present soil; 4: Cobbles and clasts presenting an eastwards-dipping fabric; a: brecciated material mixed with clay; b: fissured and broken basalt cobble. Dated samples are shown by stars (<sup>14</sup>C) (Table 3) and squares (IRSL) (Table 6). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

**Table 6**

OSL/IRSL ages of samples collected in trenches T1 and T2 dug across the western Tshguk fault, and on top of F1 alluvial fan along the ANF1 fault, Section 3.1.1.1 (note: following Huntley and Lamothe (2001), age correction for anomalous fading was applied for all samples including those collected in 1998 that were not corrected in Avagyan (2001)). M and D are for Montreal and Denver, respectively.

Samples	Equivalent Dose (Gy)	Dose rate (Gy/ka)	Corrected IRSL age (ka)
AR 98 –16 (M)	18.0 ± 0.7	4.3 ± 0.4	6.3 ± 0.8
AR 98 –20 (M)	29.3 ± 1.5	3.7 ± 0.3	10.5 ± 1.6
SUT1-1 (D)	14.1 ± 0.56	2.29 ± 0.05	6.1 ± 0.3
SUP2 (D)	19.4 ± 0.81	2.39 ± 0.06	8.1 ± 0.4
SU13-8 (M)	37.2 ± 2.7	3.61 ± 0.14	10.3 ± 0.9
AM12-OSL2 (M)	195.1 ± 9.3	2.65 ± 0.14	73.6 ± 5.4

stratigraphically consistent (Fig. 13a, Table 6) (analyses were performed at the Lux Luminescence Lab at Quebec University in Montréal, Canada). Ages obtained for unit 3 are also consistent with the radiocarbon dating of charcoal (AR00-16:  $6.1 \pm 0.1$  ka Cal BP) collected between samples AR98-16 ( $6.3 \pm 0.8$  ka) and AR98-20 ( $10.5 \pm 1.6$  ka). Samples SU13-8 and AR98-20 pre- and post-dating the colluvial wedge unit 2 in T1, respectively, gave the same age range considering the associated error uncertainties ( $10.3 \pm 0.9$  ka and  $10.5 \pm 1.6$  ka, respectively). Given the stratigraphic order of units 1 and 3, we bracket the large event described in Avagyan (2001) between 11.2 ka and 8.9 ka.

Trench T2 was hand-dug in 2011 and is smaller and shallower than T1 (Fig. 13b). It reveals a thick colluvial wedge unit (1) similar to the colluvial wedge unit (2) observed in trench T1. We interpret this unit as scarp-derived colluvium associated with a large surface rupturing event having produced a fault scarp from which clasts

and cobbles were derived. In the western part of the trench, clasts and cobbles of unit 1 show a preferred orientation associated with brecciated material suggesting that it has been deformed by another event. Unit 1 is covered by the silty clay of S0, which IRSL age is  $6.1 \pm 0.3$  ka. This age is consistent with the radiocarbon dating of one charcoal (SUT1-3:  $7.0 \pm 0.1$  ka cal BP) collected just above sample SUT1-1 (Fig. 13b).

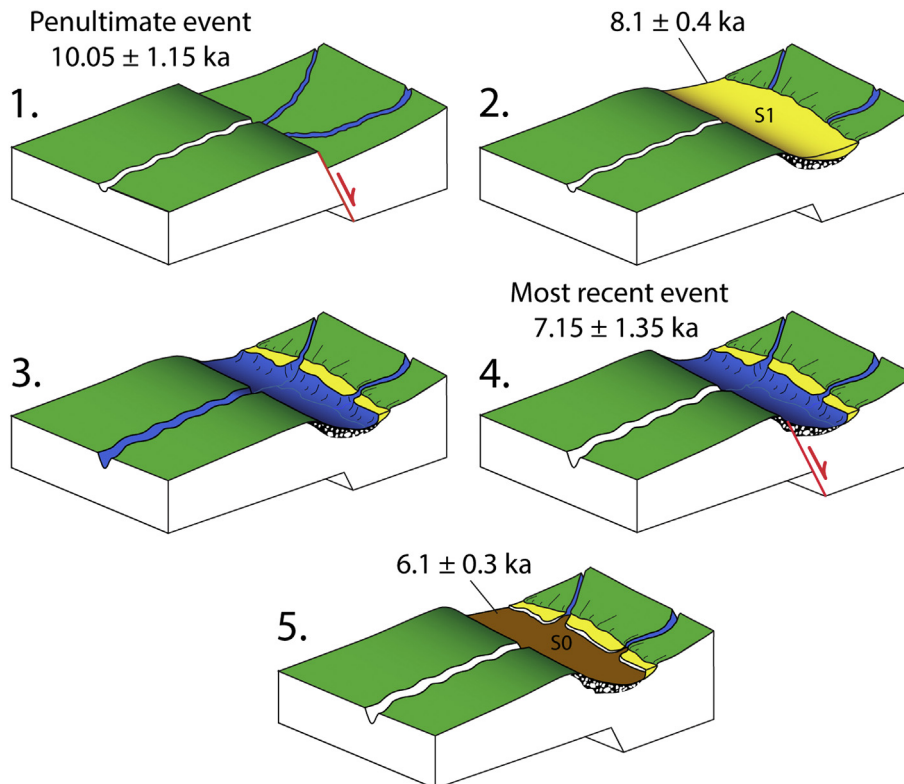
The overall results obtained from the morphological and paleoseismological analyses allow interpreting the occurrence of two surface rupturing events in the past 11.2 ka (Fig. 14). The penultimate event occurred between 11.2 and 8.9 ka (stage 1). It created a big counter-slope scarp that collapsed upslope, forming a thick colluvial wedge (unit 2 in T1; unit 1 in T2) and dammed the drainage leading to the ponding of S1 fine-grained sediments (stage 2, unit 3 in T1). Regressive erosion enabled the re-incision of the scarp as well as S1 sediments (stage 3). The most recent event

**Table 7**  
(U–Th)/<sup>4</sup>He ages from the rock glacier in the Gailahovit Valley and nucleogenic <sup>3</sup>He.

Sample	<sup>232</sup> Th (ppm)	<sup>238</sup> U (ppm)	<sup>4</sup> He ( $10^{12}$ at.g <sup>-1</sup> )	P <sub>4</sub> <sup>a</sup> ( $10^6$ at/g/yr)	(U–Th)/ <sup>4</sup> He age (Ma)	Li (ppm)	P <sub>3</sub> <sup>b</sup> (at/g/yr)	<sup>3</sup> He <sub>n</sub> ( $10^5$ at/g)
SU11-GR-28	3.09	0.63	$5.4 \pm 0.1$	5.9	0.9	8.9	0.09	0.8
SU11-GR-34	–	–	–	–	–	13.6	0.13	–
SU11-GR-36	3.05	0.70	$6.1 \pm 0.1$	6.1	1.0	13.3	0.13	1.3
SU11-1	3.72	0.57	$6.7 \pm 1$	6.2	1.1	15.2	0.15	1.6
SU11-2	4.34	0.65	$16 \pm 13$	6.9	2.4	9.8	0.09	2.2
SU11-3	3.03	0.42	$6.2 \pm 0.1$	5.3	1.2	6.5	0.06	0.7
SU11-4	3.28	0.44	$7.8 \pm 0.1$	5.5	1.4	6.1	0.06	0.8
SU11-5	3.51	0.51	$6.7 \pm 0.1$	5.9	1.1	6.5	0.06	0.7
SU11-6	1.86	0.32	$1.03 \pm 0.02$	4.1	0.2	6.1	0.06	0.1
SU11-7	2.77	0.75	$5.4 \pm 0.6$	6.1	0.9	6.1	0.06	0.5

<sup>a</sup> P<sub>4</sub> calculated using Farley et al., 2006, a grain radius of 190 microns and U and Th lava concentrations of 3.7 and 14 ppm, respectively. Sm concentration are 10 ppm in the lava and 22 ppm in the phenocrysts.

<sup>b</sup> Calculated using the Andrews (1982) equations and using the bulk rock and pyroxenes compositions in major and trace elements.



**Fig. 14.** Schematic scenario for the two last earthquakes having ruptured the western fault within the Gailahovit Valley: 1- first seismic event, 2- accumulation of S1 sedimentary unit, 3- erosion, 4- second seismic event, 5- accumulation of S0 sedimentary unit.

occurred between 8.5 ka and 5.8 ka (stage 4), deforming the pre-existing colluvial wedge associated with the penultimate event without forming clear identifiable scarp derived colluvium. It led to the ponding of S0 fine-grained deposits inset in the remnant of S1 surface (stage 5).

The penultimate event appears clearly larger than the most recent event. It resulted in the formation of a thick colluvial wedge (unit 2 in trench T1 and unit 1 in trench T2) that is 1–1.5 m thick (Fig. 13a). This suggests that the height of the fault scarp reached at least 1–1.5 m (eg McCaipin, 1996; Philip et al., 2001; Nazari et al., 2009). This yields a minimum Moment Magnitude (Mw) of ~7 after Wells and Coppersmith (1994)'s functions. It is more difficult to give an estimate of the height of the scarp produced by the most recent event. Considering the deformation observed within the colluvial wedge unit (unit 1 in T2), especially the deflection of its upper limit below S0 deposits, we estimated a minimum vertical displacement of ~0.4 m. This yields a minimum Mw of 6.4 for the most recent event.

Assuming that these two offset values (1.5 m and 0.4 m) correspond to end members for the magnitudes of the vertical displacements that can be produced along the fault, we calculate that 10 to 50 earthquakes with magnitudes > 6.4 occurred along the fault during the past ~110 ka (abandonment of the valley). Dividing the mean long term vertical slip rate (0.18 mm/y) by the two vertical offsets values yields mean recurrence intervals for earthquakes (Mw > 6.4) between 11,000 and 2000 years.

#### 4. Conclusions and discussion

Our morphotectonic and paleoseismological study, carried out in the northwestern and southeastern extensions of the PSSF, characterize the active tectonics in Amasia and Tsg huk regions. In the Amasia region, active deformations are distributed within an WNW-ESE trending pop-up structure controlled by two conjugated reverse faults that are ~20 km long at least. We estimated vertical slip rates of  $0.51 \pm 0.14$  mm/y along the Amasia Southern Fault (ASF) and of  $0.48 \pm 0.10$  mm/y along the Amasia Northern Fault (ANF). Assuming that the dip of faults is comprised between  $45^\circ$  (dip angle of the shear zone observed in Fig. 4b) and  $30^\circ$  (standard dip for a newly formed thrust fault; see for instance Scholz, 2002), we calculate a horizontal shortening rate of  $1.4 \pm 0.6$  mm/y across the overall structure. This result suggests that the ~2 mm/y horizontal dextral slip rate measured along the neighboring PSSF (e.g. Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2013) are mainly absorbed within the Amasia pop-up structure.

Our paleoseismological investigation along the ANF brackets the last surface rupturing event between 1300 and 1810 A.D. Unfortunately, no clear relationships with the historical record in the region can be established. It would be certainly interesting to carry out archeo-seismological investigations within the ruins of the abandoned village located above the ANF1 at Green Creek. It was not possible to estimate a magnitude for this most recent event along the ANF as we could not measure a co-seismic displacement. A rupture along 20 km fault length, which we consider as representing the minimum length for the ANF, would yield a Moment Magnitude (Mw) of ~6.5 and an average displacement of ~40 cm (see Wells and Coppersmith, 1994). For a 30 km long rupture, Mw would be 6.8. These results are consistent with Khromovskikh et al. (1979), who estimated that surface ruptures in the Caucasus region are generated by Mw > 6.5 earthquakes.

Dividing an average surface displacement of ~40 cm by the long-term slip rate estimated for the ANF1 fault ( $0.19 \pm 0.05$  mm/y) yields a mean recurrence interval of ~2000 years for Mw 6.5 surface rupturing events. We consider that this corresponds to a maximum recurrence interval for the ANF fault system given the

distribution of the deformation along ANF1 and ANF2 (a vertical offset could be produced along ANF2 contemporaneously with an offset along ANF1). Given that Amasia pop structure is made of two conjugated faults having roughly the same slip rate (~0.5 mm/y), we conclude that the mean recurrence interval of Mw 6.5 earthquakes associated with the Amasia pop-up structure is ~1000 years. Larger events, breaking the ANF and ASF together for instance, would result in longer periods of quiescence between strong earthquakes.

Within the Tsg huk region, the active deformations are scarce, and we could only find an occurrence of two fault scarps that we interpreted as being related to a NNW-SSE trending, eastwards dipping normal fault with a slight dextral component. Together, the 2 faults scarps cumulated ~20 m of vertical displacement (plus ~7 m of horizontal displacement along the western fault) during the past ~110 ka, yielding long-term vertical and horizontal slip rates of 0.18 and 0.06 mm/y, respectively. Paleoseismological investigations across the western fault scarp allow characterizing 2 surface rupturing events that occurred during the past 11.2 ky. Assuming the fault worked similarly during the past 110 ky yields recurrence intervals between 11 and 2 ky for Mw > 6.4 events.

The small extent of the fault scarps in space (only 2 km) might pose the question whether they really correspond to a tectonic structure extending to depth, a seismogenic fault affecting the upper part of the crust. Given the proximity of the Tsg huk volcanic caldera (2 km east), one may wonder whether these structures are not simply associated with the collapse of the caldera (see Fig. 9b). However, three observations contradict this hypothesis. The first one is that the 2 fault scarps do not define arcuate structures, concave towards the volcano: they define straight linear features. The second observation is that the 2 linear faults appear aligned with the normal faults observed further north that define the western boundary of the Syunik graben. The third observation is that the cumulative 20 m vertical deformation corresponds to repeated fault movements, as shown by paleoseismological investigations.

This slow normal faulting tectonic activity is clearly interfering with the recent volcanic activity that characterized the Syunik province, as observed by Karakhanian et al. (1997). Five km northwards of the studied valley, within the most recent lava flows produced in the province (see Fig. 9a), we observed a fissural volcanic emission showing the same trend as the faults observed in Gailahovit Valley, and the emissions are perfectly aligned with the fault. After cosmogenic  $^3\text{He}$  dating of these lavas, it appears that this volcanic activity could be contemporaneous with the tectonic activity observed in Gailahovit Valley (A. Karakhanian and P.H. Blard, personal communication). This contemporaneity would also explain why it is difficult to observe the extent of the morphotectonic markers that may be buried below recent lava flows.

In terms of kinematics and geodynamics, our morphological and paleoseismological study within the Gailahovit Valley concludes that the PSSF tectonic activity dies out progressively to the South. The 0.18 mm/y of vertical slip rate yields a ~0.1 mm/y of E-NE/W-SW horizontal stretching along the  $60^\circ$  dipping N160°E trending fault. This is 5 times less than the horizontal slip rate estimated for the PSSF just north of Syunik (i.e.  $0.53 \pm 0.04$  mm/year, Philip et al. (2001)). Even if we double this stretching rate (assuming a conjugated normal fault structure at depth for instance) and add the ~0.05 mm/y horizontal right-lateral slip rate component, we are far below the slip rate estimated further north.

This suggests that the tectonic activity observed in Gailahovit Valley corresponds most probably to the southernmost expression of the PSSF. Very few activities might exist further south along the Guiratagh fault (see Fig. 1a), but they would be extremely weak, as no obvious morphotectonics markers are observed. This means that



the ~2 mm/y right-lateral strike-slip faulting measures along the PSSF (Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2013) is transferred progressively along other faults, such as the Hagari fault in the Karabagh region (also proposed from the fault block model calculated from the GPS velocity field (Karakhanian et al., 2013)) or further structures at the northwestwards front of the Karabagh relief (Fig. 1a).

Our study brings also some insights about two questions: the localization vs the distribution of the deformation in the little Caucasus; the occurrence or not of aseismic slip along faults. These questions have been largely debated for the Mediterranean and Middle East region from analyses of seismological and geodetic data (eg Jackson and McKenzie, 1988; Masson et al., 2005). If the interpretation of the seismological data suggested at first that little of the deformation was seismic within the Caucasus region (Jackson and McKenzie, 1988), the recent comparison of seismic and geodetic strain rates suggested that between 30% and 100% of the deformation was seismic (Masson et al., 2005).

The geological slip rates that we estimated in this study are comparable with the geodetic slip rates estimated from fault block models using GPS velocities field (see Karakhanian et al., 2013). In the Tsghuk region, our ~0.1 mm/y EW trenching rate and our ~0.05 mm/y estimated along the southernmost faults of the Syunik fault graben are comparable with the  $0.7 \pm 1.0$  mm/y EW trenching rate and the  $0.0 \pm 1.0$  mm/y horizontal slip rate obtained from GPS data. We cannot make the comparison within the Amassia region where the Karakhanian et al. faults map lacks detail. This suggests that the deformation is mainly localized along faults, at least within the Syunik region, and that no or little aseismic continuous deformation is absorbed between faults.

Moreover, within the Syunik region, our slip rates estimated from paleoseismological data are equivalent to our long term slip rates estimated from cumulative displacements. In the Tsghuk region, the 1.5–2 m vertical offset estimated from the paleoseismic features (i.e. 2 events) observed along the western fault scarp occurred during the past 11.2 ka, which yields a vertical slip rate of  $0.15 \pm 0.03$  mm/y. Considering that some coseismic deformation is also occurring along the eastern fault, this suggests that the coseismic short term slip rate and the long term slip rate ( $0.18 \pm 0.04$  mm/y) are equal. Therefore, this suggests that the deformation along faults is entirely seismic.

Finally, the kinematics of faulting observed at the NW and SE extensions of the PSSF (i.e. NS compression and E–W extension, respectively) is consistent with the anticlockwise rotation of the Lesser Caucasus and Kura blocks depicted from the GPS studies (McClusky et al., 2008; Djamour et al., 2011), which in turn is consistent with the clockwise rotation observed within the South-Caspian-Northern Alborz region (Vernant et al., 2004; Ritz et al., 2006; Ritz, 2009). All together, these data brings a new coherent insight into the present geodynamics of the Armenian territory and its surrounding areas.

## Acknowledgments

This paper synthesizes research that was carried out during 1997–1998 within the framework of a PICS project (CNRS-Academy of Sciences of Armenia) and was re-launched in 2011 in the framework of the LIA HEMNA (Humans and Environments in Mountainous Habitats, the case of Armenia) and the GDRI South-Caucasus Geosciences. We are grateful to Christine Chataignier and Marc Sosson, the respective French PIs of the projects, and Arkadi Kharakhanian the Armenian PI of both projects, who supported the field work and associated analyses that were carried out between 2011 and 2014. We also thank the French Embassy in Armenia and the “Risk” team of the Laboratory Geosciences

Montpellier for their support. We are grateful to two anonymous reviewers for their constructive comments that help improving the manuscript.

## Appendix A. Cosmogenic $^3\text{He}$ analyses at CRPG Nancy

All  $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$  concentrations were measured at the CRPG noble gas lab, using the SFT Helix mass spectrometer by GV-Thermo and following the procedures previously described in Blard et al. (2013). Basalt samples were crushed and sieved, and the 250–500 microns (or 150–300 microns) fractions were finally separated in heavy liquid to obtain pure pyroxene phenocrysts. Most of these pyroxene grains had no melt or mineral inclusions. To extract all cosmogenic  $^3\text{He}$ , uncrushed phenocrysts were fused in vacuo during 15 min at 1400 °C, in a home-designed single vacuum resistance furnace (Zimmermann et al., 2012). After gas purification, the total  $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$  concentrations were analyzed with the SFT mass spectrometer. The radiogenic (U–Th–Sm)/ $^4\text{He}$  ages were computed following (Blard and Farley, 2008). These ages are similar to the eruption ages of the basalts. They were considered to represent the duration of the nucleogenic  $^3\text{He}$  production. The build-up of nucleogenic  $^3\text{He}$  was calculated using major and traces elements measured in phenocrysts and in bulk rocks, following the equations of Andrews and Kay (1982) and Andrews (1985). This nucleogenic correction represents less than 2% of the total  $^3\text{He}$  extracted by fusion. Given that the microphenocrysts are smaller than 500 microns, we assumed that the magmatic  $^3\text{He}$  component is negligible compared to the cosmogenic variety (Williams et al., 2005; Poujol et al., 2014).

Cosmogenic  $^3\text{He}$  concentrations were converted in exposure ages using a sea level high latitude production rate  $P_3$  of  $122 \pm 15$  at.g $^{-1}$ .yr $^{-1}$  (Blard et al., 2013) that was spatially scaled to the sample locations using the model of Lal (1991) and Stone (2000). Time dependent variations of the production rate were accounted using the model of (Nishiizumi et al. (1989) and the Earth's virtual dipole moment record of Guyodo and Valet (1999). Shielding and topographic corrections were performed using the equations of Dunne et al. (1999).

## References

- Armenia Geothermal Project, 2009. Geological Field Works, Magneto-telluric (MT) Sounding of the Gridzor and Karkar Geothermal Fields. Final Report, Georisk Scientific Research Company, Grant # TF: 092563, p. 196.
- Avagyan, A.V., 2001. Estimation of the Slip Rates and the Recurrence Intervals of Strong Earthquakes on the Fault System of Pambak-sevan-sunik (Armenia): Segmentation and Relation with Volcanic Activity (PhD thesis). Montpellier II University, France (in French).
- Avagyan, A.V., 2009. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area. Proceedings of the National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences 62 (N2), 48–57.
- Avagyan, A.V., Sosson, M., Philip, H., Karakhanian, A.S., Rolland, Y., Melkonyan, R.L., Rebai, S., Davtyan, V., 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. Geodinamica Acta 18, 401–416.
- Avagyan, A.V., Sosson, M., Karakhanian, A.S., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R.L., Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: Sosson, N., Kaymakci, R., Stephenson, F. (Eds.), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, Geological Society of London, Special Publication 340, pp. 393–408.
- Avouac, J.P., Meyer, B., Tapponnier, P., 1992. On the growth of normal faults and the existence of flats and ramps along the El-Asnam active fold-en-thrust system. Tectonics 11, 1–11.
- Balescu, S., Ritz, J.-F., Auclai, M., Lamothe, M., Todbileg, M., 2007. Luminescence dating of a gigantic paleo-landslide in the Gobi-Altay Mountains, Mongolia. Quaternary Geochronology 2, 290–295.
- Jrbashyan, R.T., Ghukasyan, Yu G., Karapetyan, S.G., Mnatsakanyan, A. Kh., Navasardyan, G. Kh., Gevorgyan, H.P., 2012. Types of volcanic eruptions and forms of manifestation of the late-collision on-land volcanism in Armenia. Proceedings of National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences 65 (N3), 3–20 (in Russian).

- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.-F., Carretier, S., 1999. Forbergs, flower structure, and the development of large intracontinental strike-slip faults: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia. *Journal of Structural Geology* 21, 1285–1302.
- Blard, P.H., Pik, R., 2008. An alternative isochron method for measuring cosmogenic He-3 in lava flows. *Chemical Geology* 251, 20–32.
- Blard, P.-H., Bourlès, D., Lavé, J., Pik, R., 2006. Applications of ancient cosmic-ray exposures: theory, techniques and limitations. *Quaternary Geochronology* 1, 59–73.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., et al., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 1–9.
- Brown, E.T., Bendick, R., Bourles, D.L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2002. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines. *Journal of Geophysical Research* 107 (B9), 2192. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000100>.
- Chernishev, I.V., Lebedev, V.A., Arakelyants, M.M., Jrbashyan, R.T., Ghukasyan, Y.G., 2002. Quaternary geochronology of the Aragats volcanic centre, Armenia: evidence from K-Ar dating. *Doklady Earth Sciences* 384, 95–102 (in Russian).
- Davtyan, V., 2007. Active Faults of Armenia: Slip Rate Estimation by GPS, Paleoseismological and Morpho-structural Data (PhD thesis). Montpellier II University, France (in French).
- Dewey, I.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Sengor, A.M.C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: the Neotectonics of Eastern Anatolia - a Young Collision Zone. In: Geological Society of London, Special Publication, vol. 19, pp. 3–36.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 27–34.
- Farley, K.A., Libarkin, J., Mukhopadhyay, S., Amidon, W., 2006. Cosmogenic and nucleogenic <sup>3</sup>He in apatite, titanite, and zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 451–461.
- Fattahi, M., 2009. Dating past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods: a review. *Quaternary International* 199, 104–146.
- Fattahi, M., 2014. Luminescence, earthquake, and tectonic activity. In: Rink, J.W., Thompson, J. (Eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Springer, Berlin, pp. 1–8.
- Huntley, D.J., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093–1106.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal* 93, 45–73.
- Karakhanian, A.S., Balassanian, V.S., 1992. Active dynamics of the 1988 Spitak earthquake zone. *Proceedings of National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences* 45 (N2), 12–21 (in Russian).
- Karakhanian, A.S., Kharazian, E.Kh., Avetisyan, S.A., 1989. The Khonarasar-Tzaghuk regional zone of active shift dislocations. *Proceedings of National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences* 42 (N4), 45–49 (in Russian).
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Azizbekian, O.G., Hondkarian, D.G., 1997. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. *Terra Nova* 9, 131–134.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Azizbekyan, O.G., Khondkaryan, D.G., 1999. Relationship of the Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar zone of active faults (the Armenian Highland). *Theoretical and Regional Problems of Geodynamics* 515, 136–152. Nauka.
- Karakhanian, A.S., Jrbashian, R.T., Trifonov, V.G., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A.V., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113, 319–344.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagian, A.V., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and north-western Iran. *Tectonophysics* 380, 189–219.
- Karakhanian, A.S., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagian, A.V., Philip, H., Aslanyan, R., Champollion, C., Arakelyan, S., Collard, P., Baghdasaryan, H., Peyret, M., Davtyan, V., Calais, E., Masson, F., 2013. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics* 592, 39–45.
- Karakhanian, A.S., Badalyan, R., Harutyunian, A., Avagian, A., Philip, H., Davtyan, V., 2015. Archeoseismological studies at the Pambak-Sevan-Syunik fault (Armenia). *Bulletin of the Seismological Society of America* (submitted for publication).
- Karapetyan, S.G., Jrbashian, R.T., Mnatsakanian, A.Kh., 2001. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 112, 189–220.
- Karapetyan, S.G., Jrbashian, R.T., Navasardyan, G. Kh., Meliksetian, Kh B., Savov, I., Ghukasyan, H. Kh., 2010. Upper pliocene-holocene volcanism of Syunik highland (Armenia). *Proceedings of National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences* 63 (N1), 3–21 (in Russian).
- Kharazyan, E.Kh., 1968. Latest volcanic formations in headwaters of the Akhuryan river basin (Arm. SSR). *Proceedings, National Academy of Sciences, Armenian SSR, Earth Sciences* N5, 3–17 (in Russian).
- Kharazyan, E.Kh., 1970. Geology of Recent Volcanism of North-west Part of Armenian SSR (Basins of Rivers Dzoraget and Akhuryan) (PhD dissertation). Yerevan State University, Armenia.
- Khromovskikh, V.S., Solonenko, V.P., Semionov, R.M., Gilkin, V.M., 1979. Paleoseismology of the Great Caucasus. Nauka, p. 188.
- Kurz, M.D., 1986. Cosmogenic helium in a Terrestrial Igneous rock. *Nature* 320, 435–439.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International* 160, 217–226.
- McCalpin, J.P., 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, New-York, p. 802 (re-edited in 2009).
- McCalpin, J., Forman, S.L., 1991. Late Quaternary faulting and thermoluminescence dating of the East Cache fault zone, north-central Utah. *Bulletin of the Seismological Society of America* 81, 139–161.
- McClusky, S., Vernant, P., Chéry, J., Reilinger, R., Ritz, J.-F., Nankaki, H., Kadirov, F., Djamour, Y., Bayer, R., 2008. New geodynamic model for the South Caspian surroundings based on numerical modeling constrained by GPS and geological data. In: AGU Fall Meeting, San Francisco.
- Mkrtychyan, K.A., Trifonov, V.G., Florensky, P.V., 1969. "Picture gallery" of stone age. *Priroda* N3, 78–79 (in Russian).
- Mkrtychyan, M.K., Avagian, A.V., Ritz, J.-F., Nazari, H., Blard, P.-H., Martirosyan, M.P., 2014. Distributed deformations along the NW part of the Pambak-Sevan-Sunik active fault. *Proceedings of National Academy of Sciences, Republic of Armenia, Earth Sciences* 67 (1), 54–64 (in Armenian).
- Münch, Ph., Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevère, F., Verati, C., Melinte-Dobrincescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Leticic, J.-L., Randrianasolo, A., 2014. Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago). *Journal of the Geological Society* 171, 329–341.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Shafei, A., Ghassemi, A., Salamati, R., Michelot, J.-L., Massault, M., 2009. Morphological and paleoseismological analyses of the Taleghan fault, Alborz, Iran. *Geophysical Journal International* 178, 1028–1041.
- Nikonov, A.A., Nikonova, K.I., 1986. The strongest earthquake in the Trans-Caucasus on September 30, 1139 (reconstruction by the historical, historical-architectural and archeological materials). *Engineering Seismology Issues* 27, 152–183.
- "NorAtom" Consortium Report, 2011. *Seismic Hazard Assessment for the Construction Site of a New Power Unit of the Armenian NPP - Seismological Database*. Final Report. Ministry of Energy and Natural Resources, Republic of Armenia, Yerevan, Armenia, p. 490.
- Philip, H., Cistenas, A., Gvishkiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1–21.
- Philip, H., Avagian, A.V., Karakhanian, A.S., Ritz, J.-F., Rebai, S., 2001. Slip rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics* 343, 205–232.
- Repka, J.L., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 59–73.
- Ritz, J.-F., 2009. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: comment. *Geology* 37, E191–E191.
- Ritz, J.-F., Taboada A., 1993. Revolution stress ellipsoid in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods? *Bulletin Societe Géologique France* 164, 519–531.
- Ritz, J.-F., Bourlès, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enhtuvushin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., Yiou, F., 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with <sup>10</sup>Be dates. *Journal of Geophysical Research* 108 (B3), 2162. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000553>.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solymani, S., Vernant, P., 2006. Active trans-tension inside Central alborz: a new insight of the northern Iran-Southern caspian geodynamics. *Geology* 34, 477–480.
- Ritz, J.-F., Mkrtychyan, M.K., Avagian, A.V., Nazari, H., Karakhanian, A.S., Blard, P.-H., Mahan, S., Peyret, M., Doerflinger, E., Vernant, P., 2013. Impact of active faulting and large earthquakes on the landscape of Syunik and Shirak regions, Colloque LIA HEMHA. In: "Environments and Societies in the Southern Caucasus during the Holocene", 28–29 Nov, Lyon, France.
- Rizza, M., Mahan, S., Ritz, J.-F., Nazari, H., Hollingsworth, J., Salamati, R., 2011. Using luminescence dating from coarse matrix material to estimate fault slip-rate in arid domain: example of the Astaneh Fault (Iran). *Quaternary Geochronology* 6, 390–406.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Prentice, C., Braucher, R., Vassallo, R., Larroque, C., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S., Mahan, S., Maussault, M., Michelot, J.-L., Toddbleg, M., Javkhaa, O., 2015. Earthquake Geology of the Bolnay fault (Mongolia). *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 1. <http://dx.doi.org/10.1785/0120140119>.
- Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, second ed., p. 471.
- Sosson, M., Rolland, Y., Danelian, T., Muller, C., Melkonyan, R.L., Adamia, S., Kargarli, T., Avagian, A.V., Galoyan, G.L., 2010. Subductions, Obduction and Collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia). *New Insights*. In: Geological Society, London, Special Publications 340, pp. 329–352.
- Trifonov, V.G., 1983. Late Quaternary Tectogenesis. Nauka, Moscow, p. 224 (in Russian).
- Trifonov, V.G., Karakhanian, A.S., Kozhurin, A., 1994. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates. In: *Proceedings of the Conference on Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction*. IASPEI/IDN- DR, Yerevan, pp. 56–79.

- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M., Guoguang, Z., Qunlu, H., 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology* 26, 695–698.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, 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.
- Walker, R.T., Jackson, J., Baker, C., 2003. Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International* 152, 749–765.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974–1002.
- Blard, P.-H., Farley, K., 2008. The influence of radiogenic  $^4\text{He}$  on cosmogenic  $^3\text{He}$  determinations in volcanic olivine and pyroxene. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 20–29.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.
- Guyodo, Y., Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399, 249–252.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic-ray production rates of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth And Planets* 94, 17907–17915.
- Poujol, A., Ritz, J.-F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P.-H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., Koulali-Idrissi, A., 2014. Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *Journal of Geodynamics* 77, 70–88.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* 105, 23753–23759.
- Williams, A.J., Stuart, F.M., Day, S.J., Phillips, W.M., 2005. Using pyroxene microphenocrysts to determine cosmogenic  $^3\text{He}$  concentrations in old volcanic rocks: an example of landscape development in central Gran Canaria. *Quaternary Science Reviews* 24, 211–222.
- Zimmermann, L., Blard, P.H., Burnard, P.G., Medynski, S., Pík, R., Puchol, N., 2012. A new single vacuum furnace design for cosmogenic  $^3\text{He}$  dating. *Geostandard Geoanalytical Research*. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00145.x>.

## References