



HAL
open science

Identification des forts séismes passés sur les failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo (Italie Centrale) par ‘datations cosmogéniques’ (^{36}Cl) de leurs escarpements

Aloé Schlagenhauf

► To cite this version:

Aloé Schlagenhauf. Identification des forts séismes passés sur les failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo (Italie Centrale) par ‘datations cosmogéniques’ (^{36}Cl) de leurs escarpements. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT : . tel-00461004

HAL Id: tel-00461004

<https://theses.hal.science/tel-00461004>

Submitted on 3 Mar 2010

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

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

Université Joseph Fourier – Grenoble – France
Ecole Doctorale Terre – Univers – Environnement
Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble
Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique

Thèse

présentée à
L'Université Joseph Fourier - Grenoble I - France
pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Joseph Fourier,
spécialité « Terre – Univers – Environnement »

par
Aloé SCHLAGENHAUF

Identification des forts séismes passés sur les failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo (Italie Centrale) par 'datations cosmogéniques' (³⁶Cl) de leurs escarpements

Thèse soutenue publiquement le 30 Septembre 2009 devant le jury composé de :

P. Galli	Protezione Civile, Roma, Italie	Rapporteur
G. Hilley	Université de Stanford, Etats-Unis	Rapporteur
M. Campillo	Université J. Fourier, LGIT, Grenoble	Président du Jury
P. Tapponnier	Earth Observatory of Singapore	Examineur
Y. Gaudemer	Université Paris 7, IPGP, Paris	Examineur
J. Malavieille	Géosciences Montpellier	Examineur
L. Benedetti	CEREGE, Aix-en-Provence	Directeur de thèse
I. Manighetti	LGIT, Grenoble	Directeur de thèse

Résumé

Notre capacité à anticiper les futurs forts séismes dépend de notre connaissance des événements passés. Or cette connaissance est limitée, faute de méthodes simples pour les identifier et de données pour les décrire. Notre objectif a ainsi été double : 1) Améliorer une méthode d'identification des séismes passés, -celle basée sur la datation des phases d'exhumation sismique de plans calcaires de failles normales par la mesure de leur contenu en ^{36}Cl *in-situ* cosmogénique ; 2) Utiliser cette méthode pour acquérir de nombreuses données documentant les derniers grands séismes sur des failles cibles. Nous avons ainsi développé un nouveau protocole de modélisation des concentrations en ^{36}Cl . L'originalité du protocole est de prendre en compte tous les facteurs intervenant dans la production du ^{36}Cl et d'intégrer leurs incertitudes. Nous améliorons ainsi significativement la méthode ^{36}Cl et quantifions les incertitudes qu'elle entraîne sur les nombres, âges et déplacements des séismes identifiés. Nous avons aussi collecté ~1000 échantillons à la surface de 11 plans de faille normale exhumés sismiquement (15 sites), dans la région Lazio-Abruzzo (Italie) site des séismes de l'Aquila (04-2009, Mw 6.3, ~300 victimes) et d'Avezzano (1915, Mw 7, ~30 000 victimes). La modélisation de 500 mesures ^{36}Cl effectuées documente le fonctionnement sismique passé (14 ka) de 4 failles majeures, et suggère que celles-ci ont principalement rompu lors de phases paroxysmales (3-4 forts séismes en 2-4 ka), séparées par des phases quiescentes. Les courbes d'occurrence des séismes suggèrent que la région du Fucino présente un risque sismique élevé.

Abstract

Recovering past earthquake history on active normal faults (Lazio-Abruzzo region, Central Italy) by 'cosmogenic dating' (^{36}Cl) of their exhumed planes

Our ability to anticipate future large earthquakes depends partly on our knowledge of the past events. Yet this knowledge is poor as we lack methods to identify the past earthquakes, hence data that describe them. Our work had thus two objectives: 1) Improve one of the rare available paleoseismological methods, - that based on cosmogenic ^{36}Cl exposure dating of seismically exhumed fault scarps; 2) Apply this method to acquire a dense dataset documenting the few past earthquakes on a few major target faults. We have thus developed a reappraised numerical protocol to properly model the ^{36}Cl concentrations measured in exhumed limestone fault scarps. The novelty of the code is to include all the factors, as their uncertainties, that may contribute to the ^{36}Cl build-up. We thus significantly improve the ' ^{36}Cl dating method' and quantify the uncertainties that result on the earthquake number, ages and displacements. We have also collected ~1000 samples on 11 active normal fault scarps (15 sites), in the Lazio-Abruzzo region (Italy) where the devastating earthquakes of L'Aquila (04-2009, Mw 6.3, ~300 casualties) and Avezzano (1915, Mw 7, ~30 000 casualties) occurred. The modeling of the 500 ^{36}Cl measurements that we performed so far documents the past earthquake history (14 ka) of 4 major faults, and suggests that those faults primarily broke during paroxysmal phases (3-4 strong earthquakes in 2-4 ka), separated by more quiescent phases. The empirical curves of earthquake occurrence that we derive suggest that seismic hazard is especially high in the Fucino region.

Remerciements

A vous tous qui de près ou de loin avez contribué à cette thèse ; à vous tous qui de par nos échanges avez contribué à la personne que je suis aujourd'hui ; j'aimerais vous raconter quelques petites histoires...

La première histoire, c'est celle de ma famille que j'aime tant. Une famille à ramifications avec plusieurs ports d'attache; le Cantal avant tout, le Berry, les Alpes de Haute Provence, la Suisse, Paris/Nantes, Belle-Ile...

Vous m'avez appris à regarder, observer, sentir, ressentir, écouter, créer... Tant de personnes qui me sont chères dans tous ces endroits. Je ne ferai pas la liste de vos noms ici, mais en ce moment où ma vie de thésarde à Grenoble se clos et celle de post-doctorante démarre de l'autre côté de la Terre, je pense très fort à mes parents, mes frères et vous tous qui m'avez tant apporté.

La deuxième histoire, c'est celle des rencontres qui m'ont amenées aux Sciences de la Terre, et doucement vers la tectonique active. 6-7 ans, j'apprenais à lire, ma mère me propose de choisir un livre dans une librairie: "Les Volcans". Choix peut-être guidé par le fait que j'en avais un 'endormi' devant ma fenêtre à la maison... Toujours est-il que la Vallée des 10 000 fumées due à l'explosion du volcan du Katmai en "Alsaka" (Oui, j'avais mal lu! Et pendant des années j'ai dit *Alsaka* au lieu d'*Alaska*) sont devenu des endroits tout à fait familiers pour moi...

En 4ème, Sciences de la Terre : j'apprends que la surface des planchers océaniques augmente... La cloche sonne. Interloquée, je vais voir l'enseignant : "Mais m'sieur, je n'savais pas que la Terre a un volume qui augmente?!" Obligée d'attendre 1 semaine pour, ouf, apprendre que nous l'avons échappée belle, les zones de subduction existent!

Ensuite, choix naturel vers un bac S option Sciences de la Vie et de la Terre, puis direction la Fac, "Sciences de la Terre" à Toulouse, puis à Montpellier pour le M2R. Avec le bonheur des stages de terrain en géologie. Merci à tous ces enseignants qui se démènent sur le terrain pour nous expliquer comment la Terre se déforme sur des échelles de temps si impalpables lorsqu'on est assis dans une salle de cours!

Et enfin, cette proposition de thèse en paléosismologie qui vient, cerise sur le gâteau. Anne-Marie (directrice de l'Ecole Doctorale TUE à l'époque), tu y es pour beaucoup, et je t'en remercie...

Alors on entame cette troisième histoire, celle de la thèse, mais surtout d'un travail d'équipe, avec tant de gens qui ont participé. Une histoire humaine, avec des personnes que j'ai apprécié tant pour leur expertise scientifique que pour leurs qualités personnelles.

Mes premiers remerciements vont à mes deux directrices de thèse qui m'ont offert la chance de travailler avec elles sur un sujet qui leur était cher à toutes deux, et qu'elles ont su me transférer. Merci Isabelle M et Lucilla pour vos encouragements, vos coups de gueule aussi! Qui m'ont toujours fait avancer... Votre grande disponibilité, votre enthousiasme, vos coups de pouce... Il est difficile de résumer 4 années de travail en commun en quelques phrases ! Simplement, merci pour tout.

Merci à Yves pour notre collaboration fructueuse sur le code ³⁶Cl. Si tu me le permets, une de tes citations : "on va alors faire une erreur de 3%. C'est un choix à faire.

Soit on applique le principe n°1: ne pas s'embêter (immédiatement suivi du principe n°2: en toute circonstance, c'est le principe n°1 qui s'applique), soit on calcule très rigoureusement" !

Je voudrais remercier tous les membres de mon jury qui ont accepté de juger ce travail, et dont les commentaires positifs et constructifs m'ont permis de prendre du recul sur mon travail. J'ai énormément apprécié cette après-midi de soutenance remplie de discussions passionnantes... le tout dans une ambiance joyeuse, marquant l'aboutissement de 4 années de travail. Merci à vous.

Cette thèse, c'est avant tout de nombreuses missions de terrain, 4 au total, qui ont impliqué une trentaine de personnes. Merci à mes co-directrices de thèse de m'avoir confié la gestion de ces missions et de m'avoir accompagnée pour démarrer chaque nouvelle mission. Merci à ceux qui sont venus donner coups de disquette et de marteau et grâce à qui nous avons récolté plus de 1000 échantillons ! Merci à ceux venus tester de nouvelles méthodes sur les failles italiennes... Par ordre alphabétique :

Claude Benazet, Philippe Brenu, Michel Campillo, Elisabeth Canet, Julien Carcaillet, Yves Gaudemer, Raphaël Grandin, Robert Guiguet, Sébastien Hok, Harry Lankester, Eric Larose, Jacques Malavieille, Ludovic Margerin, Monique et Jean-Mary Maurice, Jean-Marc Nicole, Luigi Palumbo, Khemrak Pou, Florence Renalier, François Renard, Christian Romano, Bruno Scalabrino et Irène Schimmelpfennig. Sans oublier tout le personnel de l'hôtel Lory à Celano !

Je tire ma révérence à Khemrak Pou (technicienne en chimie) qui a préparé la quasi totalité des échantillons (~900) ! Félicitations à toi.

A défaut de mesurer nos échantillons au CEREGE, ce fut à CAMS au LLNL (Livermore, California) que nous passâmes des jours et des nuits au chevet de « Hector » ; AMS sur lequel les 500 échantillons de cette thèse ont été mesurés. Merci à Bob Finkel, Tom Guilderson, Thomas Brown, Dylan Rood, Dan Farber, Lucilla Benedetti, Irène Schimmelpfennig, Khemrak Pou et Laëtitia Leanni. J'entends encore le petit carillon qui se déclenche lorsqu'on débute une mesure...

Avril 2009 : séisme de l'Aquila. Dans les couloirs du LGIT, les gens me disent : «Tu as vu ? La zone où tu travailles est sismiquement active » ! Cela sonne comme une nouveauté. Malheureusement, vu le nombre de séismes historiques connus en Italie Centrale, et le nombre de failles normales présentant des signes morphologiques de ruptures récentes, l'activité de ces failles n'était pas à démontrer... Pourquoi faut-il tant de morts pour que nous prenions conscience de cette réalité ? Sentiment d'impuissance qui m'envahit. Merci à ceux qui m'ont fait confiance et m'ont permis de partir avec la mission d'intervention postsismique Insu-LGIT, et merci à Armand Mariscal, Paola Traversa, Christophe Voisin et Lauro Chiaraluce (INGV) avec qui cette semaine de terrain s'est agréablement et efficacement déroulée. Merci au LGIT de m'avoir financé un mois de thèse pour rattraper le temps passé sur cette mission.

Des missions et des congrès, c'est aussi un secrétariat au LGIT à rude épreuve ! Mais toujours avec le sourire, toujours avec une efficacité incroyable. Merci à France Blanc, Jacques Pellet, Martine Prot (au début de ma thèse), Karine De Pallo, Gaëlle Favier, Cécile Cretin, Sophie Vandecasteele, et Zoubida Miloud.

Merci aux membres de la toute jeune équipe « Cycle Sismique et Déformations Transitoires ». J'ai toujours assisté à nos réunions avec enthousiasme et cela grâce à vous.

Le LGIT, c'est aussi de nombreux étudiants, et beaucoup de bonne humeur. Merci à tous, aux GMT-sauveurs (Guillaume N., Romain et Fabien) et particulièrement à mes co-bureaux de la « Salle-oon » au début de ma thèse : Nadège, Marine, Seb, Louis, Yvi, Clotaire ; puis de la « Salle-Ami » pour la période de rédaction : Stéphanie, Nadège et Sophie. C'est à grand renfort de blagues, gâteaux, chocolat, que les longues journées de la fin de thèse de sont déroulées agréablement. Merci pour votre écoute quand le moral flanchait. Et bon vent à vous trois...

Mon agréable journée de soutenance restera gravée dans ma mémoire. Tout le monde me le disait « tu verras, c'est TA journée, c'est la fête»... et c'est vrai ! Thésards, vous qui soutenez bientôt, je vous le garantis, c'est vrai ! Ne stressiez pas de trop ! On me remercie encore pour le pot, je n'y suis pour rien... merci à ma famille qui l'a préparé avec amour et produits de divers terroirs. C'était exquis. J'étais heureuse aussi d'être entourée d'amis de longue date, Patricia (Odette était là à travers toi), et Francis.

Merci à tous pour vos sourires, encouragements, et autres boutades dans les couloirs du LGIT, CEREGE et Géosciences Montpellier...

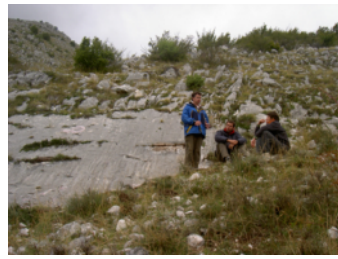
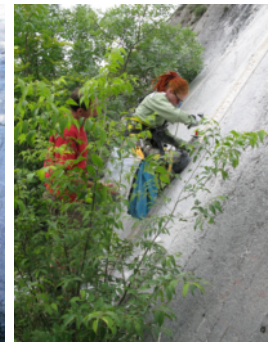
Bientôt, Japon... J'aimerais remercier avant de partir pour de nouveaux horizons, mes voisins du Chemin des Villauds qui m'ont encouragé pendant la dernière ligne droite : Marie-No, les filles : Océane et Morgane, Vincent, Didier et Alex. Vos petites histoires étaient mes bols d'air, surtout pendant les mois les plus intenses juin/juillet/aout 2009... Merci aussi à ceux qui, partis aux quatre coins du monde pour des postdocs divers et variés, ont continué à donner des nouvelles en images : Irlande, Taïwan, Chili, Nouvelle-Calédonie, USA, Australie, Madrid, Nice... L'occasion de voyager à travers vos regards.

Et mille excuses à Seb pour avoir mis un an de plus pour terminer ma thèse ! Je crois que ça en valait la peine ; mais je n'ai pu être présente autant que je l'aurais aimé. Ton aventure japonaise a commencé en solitaire, j'arrive dans quelques jours pour la continuer ! Vivent les *sashimis*, *tonkatsu*, *edamame* et *umeshu* ! A nous l'ascension du Mont Fuji-San !

Une dernière pensée pour Elisabeth Carrio, décédée quelques jours avant l'envoi de mon manuscrit. J'ai eu la chance d'enseigner à ses côtés pendant mon monitorat. Je n'oublierai jamais son enthousiasme, sa force de vie, ses encouragements, ses conseils, et son regard bleu perçant empreint de douceur.



Autant de photos de terrain que d'échantillons, donc de peur de faire un manuscrit de 1000 pages, voilà un florilège de coups de burin, de coups de scie et de bonne humeur !



SOMMAIRE

1. INTRODUCTION.....	1
2. LES METHODES D'IDENTIFICATION DES SÉISMES PASSÉS, LEUR POTENTIEL ET LEURS 'LIMITES'.....	11
2.1. Méthodes générales de datation des séismes passés	14
2.1.1. Méthodes isotopiques	14
* Radiocarbone (^{14}C atmosphérique).....	14
* Isotopes cosmogéniques in-situ (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl in-situ).....	15
* Couples radioactifs : $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	16
2.1.2. Méthode radiogénique : principe de Luminescence (OSL)	17
2.1.3. Autres Méthodes.....	18
* Téphrachronologie.....	18
* Paléomagnétisme.....	18
2.2. Méthodes d'identification des séismes passés sur les failles	
intra-continentales.....	19
2.2.1. Données historiques	19
2.2.2. Identification des déformations récentes	20
2.2.3. Tranchées paléosismologiques	21
* Failles normales.....	22
* Failles inverses	24
* Failles décrochantes.....	27
2.2.4. Datations cosmogéniques des phases d'exhumation sismique	28
2.2.5. Enregistrement des séismes en domaine lacustre et marin : les « sismites »	31
2.2.6. Mouvements forts passés : les blocs « précaires ».....	33
2.3. Méthodes d'identification des séismes passés en zone de subduction.....	34
2.3.1. Données historiques	36
2.3.2. Marqueurs de la déformation verticale	36
2.3.3. Marqueurs de paléo-tsunamis	37
2.4. Conclusions et discussions.....	40
3. NOTRE CONNAISSANCE ACTUELLE DES SUCCESSIONS SISMIQUES DANS LE MONDE ET EN ITALIE	47
3.1. Exemples à travers le monde de séquences de séismes.....	49
3.2. Séismes et séquences sismiques majeurs en Italie Centre et Sud.....	53
3.2.1. Les failles normales actives responsables des tremblements de terre en Italie Centre et Sud	55
* Contexte tectonique général.....	55
* Distribution générale des failles actives et raisons d'être	56
* Identification et fonctionnement des systèmes de failles majeurs.....	60
* Focus sur le système central de Lazio-Abbruzzo	64
3.2.2. Séismes et Séquences sismiques instrumentaux majeurs en Italie Centre et Sud....	82
* Séquence d'Irpinia, 1980 (système de failles 'du Mont Marzano', Système 3).....	82

* Séisme de Barrea (Vallée du Sangro), 1984 (terminaison sud Système 4).....	85
* Séquence de Norcia 1979, Gubbio 1984, Colfiorito 1997 (système 5).....	86
* Séisme de l'Aquila, avril 2009 (système 4).....	88
3.2.3. Recherche de séquences sismiques au cours du dernier millénaire en Italie Centre et Sud	94
* Concernant le point 1 (séquences temporelles, temps de récurrence).....	96
* Concernant le point 2 (séquences spatiales)	99
3.2.4. Paléo-séismes en Italie Centre et Sud	102
4. DEVELOPPEMENT DU NOUVEAU PROTOCOLE DE MODÉLISATION DES DONNÉES ³⁶Cl <i>in-situ</i>	109
4.1. Introduction	113
4.2. Overview of the ' ³⁶ Cl dating approach' and of its previous uses	115
4.3. Rock sampling and ³⁶ Cl concentration measurement methodology	122
4.3.1. Field sampling.....	122
4.3.2. Sample preparation for chemical Cl extraction.....	123
4.3.3. AMS measurements and ³⁶ Cl concentration determination.....	124
4.3.4. Complementary chemical analyses.....	124
<i>Analysis of host rock composition</i>	124
<i>Analysis of colluvial wedge composition</i>	125
4.3.5. Determination of the density of the fault scarp rocks and colluvium	125
4.4. Deriving exposure times from <i>in-situ</i> ³⁶ Cl concentrations: a model reappraisal...	126
4.4.1. Latitude and air pressure (elevation) scaling factors for a constant Earth's magnetic field	126
4.4.2. Shielding resulting from the specific geometry of active normal faults.....	127
4.4.3. Effects of the chemical composition of the colluvial wedge.....	133
4.4.4. Effects of the erosion of the scarp surface	133
4.4.5. Effects of time fluctuations in the Earth's magnetic field	134
4.4.6. Snow cover.....	136
4.5. Recovering seismic histories from <i>in-situ</i> ³⁶ Cl concentration profiles: a second step in the modeling.	137
4.5.1. Dependence of the theoretical concentration profile on the exposure history	138
<i>Effects of [³⁶Cl] prior to faulting (pre-exposure history)</i>	138
<i>Effects of the exhumation process(es)</i>	143
<i>Effects of the earthquake number variability</i>	143
<i>Effects of earthquake age variability</i>	144
<i>Effects of earthquake displacement variability</i>	144
4.5.2. Searching for the most realistic exhumation history	144
4.5.3. Applying the new model to [³⁶ Cl] measurements: revisiting the seismic history of the Magnola fault, Central Italy.....	145
<i>Data and site characteristics</i>	145
<i>Defining the range of the most likely seismic scenarios</i>	149
<i>Searching for the most realistic exhumation scenario</i>	151
<i>Quantifying uncertainties in the ages of the 5 earthquake scenario</i>	153
4.6. Discussion.....	159

4.7. Conclusions	161
5. DÉTERMINATION DE L'HISTOIRE SISMIQUE RÉCENTE DE 4 FAILLES NORMALES ACTIVES DE LA RÉGION LAZIO-ABRUZZO.....	169
5.1. Echantillonnage de 11 failles normales actives dans la région Lazio-Abruzzo	171
5.1.1. Failles échantillonnées dans la région Lazio-Abruzzo.....	171
5.1.2. Sites mesurés (AMS) durant cette thèse	173
5.2. Remarques préalables sur la modélisation des données ³⁶ Cl	177
5.2.1. Paramètres de modélisation communs à tous les sites	177
* Ecrantage des sites :	177
* Fluctuations des taux de production dues aux variations du champ magnétique	178
* Densité et composition chimique du colluvion	178
5.2.2. Incertitude sur les déplacements des séismes identifiés.....	179
5.2.3. Calculs d'incertitude sur les âges des séismes identifiés	179
* Type de pré-exposition	179
* Durée de la pré-exposition / âge du séisme le plus ancien	180
* Calcul d'incertitude sur les âges des séismes identifiés	180
5.3. Analyse du système de failles Magnola-Velino.....	181
5.3.1. Présentation générale des sites sur les failles de Magnola et du Velino.....	183
* Faille de la Magnola.....	183
* Faille du Velino.....	193
5.3.2. Modélisation 'site par site' des données ³⁶ Cl (modèles _{pref}).....	195
5.3.3. Modélisation conjointe des sites (modèles _{opt}).....	213
5.3.4. Une étape de plus dans la modélisation (modèles _{max})	218
5.3.5. Synthèse des résultats majeurs	225
5.4. Faille de Trasacco	235
5.4.1. Modélisation des données ³⁶ Cl du site TR	236
5.4.2. Comparaison avec les données des tranchées.....	240
5.5. Faille de Roccapreturo	244
6. DISCUSSION ET IMPLICATIONS DE NOS RÉSULTATS.....	251
6.1. Comment identifier les forts séismes passés ?	253
6.1.1. Remarques générales :.....	253
6.1.2. Résultats quantitatifs concernant la méthode ³⁶ Cl dédiée à la datation des phases d'exhumation sismique: incertitudes et limitations.....	257
<i>Influence de la localisation et de la géométrie du site, et des mesures associées.....</i>	257
<i>Paramètres indépendants du site influençant la production de ³⁶Cl.....</i>	258
<i>Détermination des événements sismiques sur un profil de concentrations en ³⁶Cl.....</i>	260
6.1.3. Autres méthodes en développement pour déterminer l'histoire sismique des failles	261
<i>Identification des forts séismes passés par les variations des teneurs en éléments traces du plan de faille normale.....</i>	261
<i>Evolution de la rugosité du plan de faille en fonction de son altération : méthodes scanner (Lidar) et moulage au silicone.....</i>	264

<i>Méthodes géophysiques d'investigation des marqueurs décalés par les failles</i>	266
6.2. Comment les forts séismes se succèdent-ils sur les failles ?	267
6.2.1. Successions sismiques le long d'une même faille ou d'une même zone de failles	268
<i>Variabilité des déplacements produits en surface ?</i>	270
<i>Variabilité de la localisation des zones rompues ?</i>	273
<i>Variabilité des temps de récurrence ?</i>	275
6.2.2. Successions sismiques entre différents systèmes de failles	277
<i>Variabilité de localisation des zones rompues ?</i>	278
<i>Variabilité des déplacements produits en surface ?</i>	280
6.3. Focus sur la région Lazio-Abruzzo: qu'avons-nous appris qui nous éclaire sur le risque sismique dans cette région ?	281
 Références bibliographiques	 291

ANNEXES

Annexe I (du chapitre 3) : Cartes sismo-tectoniques au format A3.....	I-2 à I-10
Annexe II (du chapitre 4) : Appendix and Electronic Supplements of Schlagenhauf et al., GJIInt 2010.....	II-2 à II-25
Annexe III (du chapitre 5) : Cartes sismo-tectoniques au format A3	
- Récapitulatif des sites échantillonnés	III-2
- Description des sites échantillonnés	III-3 à III-23
- Récapitulatif des valeurs des blancs de chimie ³⁶ Cl	III-24
- Récapitulatif des répliques de chimie.....	III-25
- Composition des échantillons du site VE, Velino	III-26
- Composition des échantillons du site MA1 Magnola (ancien nom A1c)..	III-29
- Composition des échantillons du site MA2 Magnola (ancien nom A6c)..	III-32
- Composition des échantillons du site MA4 Magnola (ancien nom A4c)..	III-35
- Composition des échantillons du site TR, Trasacco	III-38
- Composition des échantillons du site RP2, Roccapreturo (ancien A1R) ...	III-41
- Récapitulatif des modèles des sites VE, MA1, MA2, MA3, MA4.....	III-44
Annexe IV (du chapitre 6)	
- Schlagenhauf et al., 2008, EPSL – Analogue Modeling of Fault growth... ..	IV-2
- Carcaillet et al., 2008, EPSL – Identifying past earthquakes using REE.....	IV-20

1

INTRODUCTION

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre d'un projet ANR financé (QUAKonSCARPS) coordonné par I. Manighetti (LGIT, Grenoble), et ayant pour responsables associés L. Benedetti (CEREGE, Aix-en-Provence) et J. Malavieille (Géosciences Montpellier).

L'objectif général qui sous-tend mon travail de thèse est de contribuer à réduire les incertitudes sur certains paramètres critiques des futurs forts séismes ($M > 6$) : déplacements et mouvements forts produits au sol, magnitude, chute de contrainte, taille et géométrie de la zone rompue, mode de répétition, dates d'occurrence. En effet, nous ne savons pas prédire ces paramètres avec une précision suffisante pour conduire à une quantification rigoureuse de l'aléa sismique. Cette difficulté à anticiper les caractéristiques des forts séismes futurs tient partiellement au fait que nous ignorons quasiment tout des séismes 'comparables' qui se sont produits par le passé (i.e., dans les quelques dernières centaines à milliers d'années). Les temps de récurrence des forts séismes sont en effet généralement de plusieurs centaines à milliers d'années, très au-delà, donc, de notre courte fenêtre d'observation humaine. Or ignorant les caractéristiques des séismes passés, comment pourrions-nous anticiper correctement celles des événements futurs?

Ainsi, pour mieux appréhender le risque sismique lié à une faille donnée, mais aussi mieux comprendre le fonctionnement de cette faille au cours de ses cycles répétés, il est fondamental d'obtenir des informations précises sur les forts séismes qui ont rompu cette faille par le passé: Quelle(s) partie(s) de la faille ont-ils rompu ? Semblable(s) ou variable(s) d'un séisme à l'autre ? La localisation des zones rompues est-elle dépendante de la géométrie long-terme de la faille rompue ? Quelles quantités de déplacement les séismes successifs ont-ils produit tout au long de la faille ? Quelles ont été leurs magnitudes ? Ces déplacements et magnitudes ont-ils varié au cours du temps ? Quels intervalles de temps ont séparé chacune des fortes ruptures ? Les séismes successifs ont-ils été suffisamment semblables (en termes de localisation, de déplacements produits, de temps de récurrence) pour que des 'caractéristiques moyennes' puissent être extraites et utilisées comme paramètres dans les calculs d'estimation de risque sismique ? Etc...

Nous pourrions évidemment poser les mêmes questions à l'échelle d'une région comprenant plusieurs failles ou systèmes de failles actives. Au sein d'un tel système, les forts séismes successifs interagissent-ils les uns avec les autres ? En d'autres termes, existe-t-il une certaine forme d'organisation spatio-temporelle dans l'accommodation des déformations sismiques, et

si oui, que nous apprend-elle sur le fonctionnement mécanique des failles et les propriétés du milieu? Etc...

Nous ne savons pas actuellement répondre à ces questions.

Notre connaissance ou plutôt notre vision des séismes passés et de la façon dont les forts séismes se répètent sur une faille repose sur trois pans : 1) une vision conceptuelle basée sur des modèles théoriques de fonctionnement des failles ; 2) l'enregistrement instrumental de quelques séismes modérés ($M : 5-6$) ayant successivement rompu une même faille ; 3) un nombre croissants d'observations et mesures paléosismologiques.

1) Sur le plan conceptuel, notre vision des successions sismiques s'appuie sur des hypothèses *a priori* comme celles du rebond élastique, du chargement constant aux limites d'un système (constance des mouvements des plaques), ou du comportement élastique de la croûte (e.g., Matthews et al., 2002 ; Weldon et al., 2004). Ces hypothèses impliquent que la contrainte et la déformation tectonique augmentent graduellement entre les séismes, et sont relâchées brutalement lors de ces séismes. Les tremblements de terre se produiraient lorsqu'un certain seuil de chargement est atteint, et relâcheraient la déformation accumulée jusqu'à un autre seuil. Notre vision actuelle admet l'existence de ces seuils, comme suggéré sur la figure 1.1a. Cette vision implique que nous nous attendons à trouver des relations entre le temps de chargement (i.e., temps de récurrence des séismes) et les déplacements produits (e.g., Shimazaki & Nakata, 1980). Si des seuils de chargement et de relâchement maxima existent, il est alors possible que les séismes permettent à la faille de passer de l'un à l'autre, auquel cas ils pourraient être parfaitement semblables et cycliques (e.g., Ellsworth, 1995), ce qui est dit 'caractéristiques'. Cette notion de séismes caractéristiques (Schwartz & Coppersmith, 1984) implique que les plus forts séismes à rompre une faille donnée seraient toujours à peu près semblables en termes de localisation et de déplacements produits (Fig. 1.1b), et se répèteraient à intervalles de temps réguliers. Cette idée conceptuelle a été largement adoptée ces 20 dernières années et utilisée, soit comme cadre pour interpréter certaines observations, notamment paléosismologiques (e.g., Schwartz et Coppersmith, 1984 ; Wesnousky, 1994 ; Sieh, 1996 ; Tapponnier et al., 2001 ; Haibing et al., 2005), soit comme cadre pour calculer les paramètres des futurs forts séismes (notamment leurs magnitudes) et les injecter dans les estimations du risque sismique. Pourtant les observations ne valident que

rarement cette hypothèse... Qui plus est, les concepts qui sont à sa base (chargement linéaire, comportement élastique) sont aujourd'hui fortement remis en question. A titre d'exemple, la découverte récente d'un nouveau type de séismes, lents et silencieux, démontre que le chargement des failles n'est pas linéaire (e.g. Hirose et al., 1999 ; Dragert et al., 2001 ; Ide et al., 2007 ; Cotte et al., 2009 ; Vergnolle et al., 2009). La mise en évidence de processus de diffusion co-sismique volumique lors d'un séisme (e.g., Manighetti et al., 2005) suggère par ailleurs que la croûte n'a pas toujours et partout un comportement purement élastique. Les concepts à la base de notre vision des enchaînements sismiques sont donc à revoir, et avec eux, cette vision.

2) L'enregistrement instrumental de quelques séismes modérés répétés sur une même faille montre d'ailleurs qu'aucun des modèles conceptuels existants ne s'applique. La succession de 3 séismes de magnitude ≈ 6 en 1934, 1966 et 2004 sur le segment de Parkfield de la faille de San Andreas, est à ce titre instructive (e.g. Bakun et Lindh, 1985). Le modèle 'time-predictible' (Fig. 1.1a) prévoyait que le dernier séisme se produirait avant 1993 (Murray et Segall, 2002)... or il s'est produit en 2004. Le modèle 'slip-prédictible' (Fig. 1.1a) prévoyait qu'un séisme se produisant en 2004 relâcherait une déformation équivalente à environ $9 \cdot 10^{18}$ Nm... or le séisme de 2004 a relâché une déformation environ 9 fois plus petite (Langbein et al., 2006). Enfin, les trois derniers séismes de Parkfield ne sont semblables ni en termes de localisation exacte de la zone rompue, ni en termes de déplacements produits, ni en termes de direction de propagation. Ils ne sont donc pas non plus caractéristiques.

3) Nos observations des séismes passés reposent principalement sur les analyses paléosismologiques réalisées en tranchées le long de certaines failles actives. Nous les décrivons ci-dessous et plus en détails au chapitre 2.

La méthode d'investigation par tranchées paléosismologiques consiste à rechercher dans les premiers mètres du sol coupés par une faille active, la trace éventuelle que ses fortes ruptures passées ont pu y imprimer, sous formes de ruptures franches ou de décalages de la morphologie. Cette méthode a été très utilisée ces 20 dernières années et a conduit à l'acquisition d'un grand nombre d'observations sur de nombreuses failles actives au monde. Il est à noter cependant que, bien que précieuse, la méthode d'investigation par tranchée paléosismologique ne permet d'explorer que les premiers mètres du sol. Elle permet donc, au mieux, de détecter la trace des quelques derniers grands séismes sur la faille investiguée (3-4 en général, et jusqu'à une dizaine au maximum).

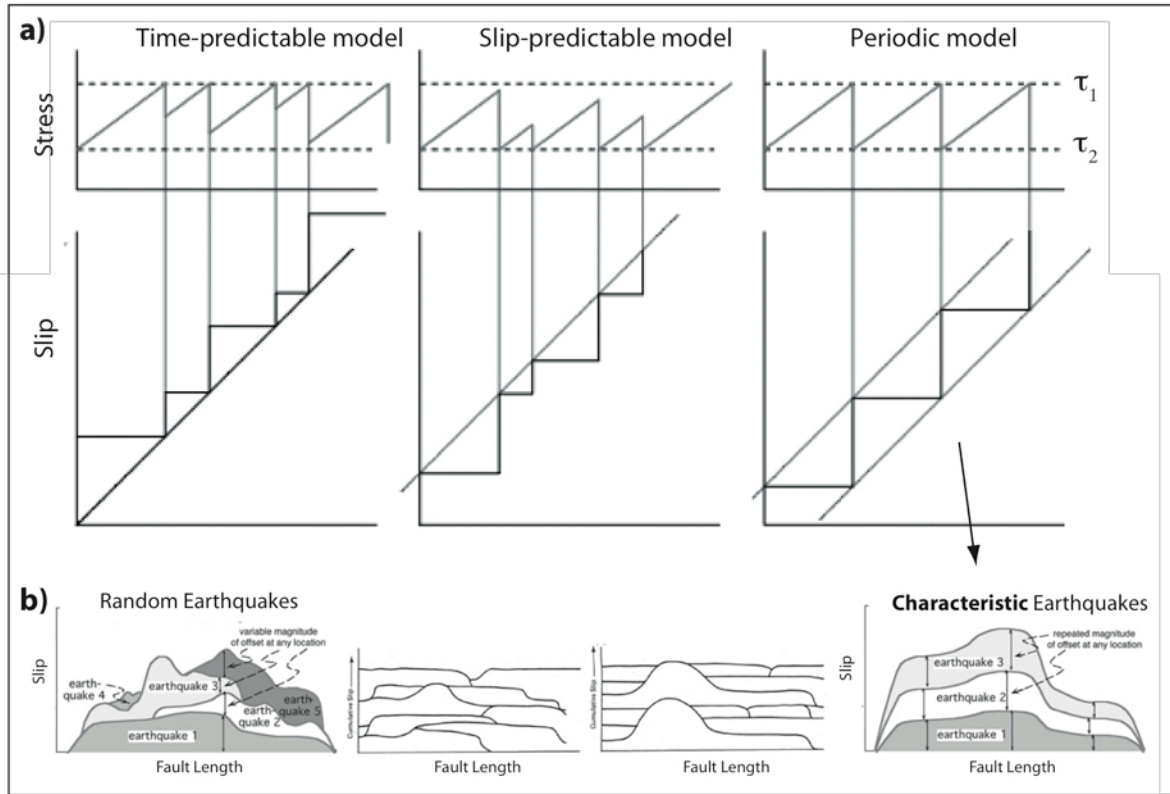


FIG. 1.1 : Scénarios de répétitions des séismes : modèles prédictibles en temps, en déplacement et périodique. a) Modèles représentés en terme de seuils de contraintes et de déformations (d'après Shimazaki et Nakata, 1980). Modèle prédictible en temps : chaque séisme a lieu lorsque la faille atteint un niveau de contrainte τ_1 constant, mais les contraintes relâchées (déplacements) sont variables. Il est alors possible de prédire le temps de récurrence mais pas le déplacement. Modèle prédictible en déplacement : le séisme a lieu pour des seuils de contrainte variables, mais la chute de contrainte ramène toujours la faille au même niveau τ_2 . Il est alors possible de prévoir le déplacement mais pas le temps de récurrence. Modèle périodique : quand la faille atteint le niveau de contraintes τ_1 , la rupture a lieu et la faille revient à un niveau de contrainte τ_2 . τ_1 et τ_2 sont constants au cours du temps, et chaque séisme produit donc le même déplacement avec un temps de récurrence constant. b) Modèles représentés en termes de profils co-sismiques du déplacement le long de la faille (d'après Schwartz et Coppersmith, 1984 ; Burbank et Anderson, 2001).

La méthode étant par ailleurs coûteuse et destructive, elle ne peut être menée continûment le long d'une faille, de sorte que, bien que détaillées, les observations effectuées en tranchées restent ponctuelles (1 à quelques sites par faille en général).

Les résultats sont assez déconcertants. Dans certains cas, les séismes successifs identifiés sont trouvés (ou parfois interprétés) comme se répétant de façon semblable et régulière, donc comme étant caractéristiques (e.g., Schwartz & Coppersmith, 1984; Nishenko & Bulland, 1987; Sieh, 1996; Rockwell et al., 2001; Tapponnier et al., 2001; Klinger et al., 2003; Haibing et al., 2005). Dans d'autres cas cependant, les quelques derniers forts séismes se sont manifestement succédés de façon irrégulière dans le temps et parfois dans l'espace, et ont produit des déplacements souvent dissemblables à un site donné (e.g., Wallace, 1987 ; Grant et Sieh, 1994 ; Marco et al., 1996 ; Berberian et Yeats, 1999 ; Prentice et al., 2002 ; Weldon et

al., 2004 ; Guccione, 2005; Daeron et al., 2007). Le site de tranchées de Wrightwood sur la faille de San Andreas est à ce titre exemplaire (Weldon et al., 2002, 2004 ; Fig. 1.2, et détails au chapitre 2, Fig. 2.10) : il est l'un des rares sites au monde où 15 forts séismes passés ont pu être identifiés par le biais d'un dense réseau de tranchées. Il apparaît que les séismes se sont succédés à intervalles de temps irréguliers, et ont produit des déplacements d'amplitude variée (Fig. 1.2a). Toutefois, bien qu'irréguliers de l'un à l'autre, les séismes semblent s'être produits en essaims (Fig. 1.2a). La courbe de déformation relâchée au cours du temps (Fig. 1.2b) suggère que ces essaims puissent se produire de façon régulière, l'intervalle de temps jusqu'au fort séisme suivant dépendant alors de la part de déformation relative relâchée par les séismes précédents (Fig. 1.2b). Si ces observations, uniques, venaient à être généralisées comme représentatives du fonctionnement des failles, elles permettraient un certain degré d'anticipation des temps d'occurrence, voire des déplacements, produits par les futurs séismes au sein de leurs essaims.

Ces observations démontrent la nécessité et l'intérêt à documenter l'histoire sismique des failles actives sur des périodes de temps suffisamment longues pour inclure l'enregistrement d'un grand nombre de forts séismes successifs. Non seulement il est nécessaire de pouvoir identifier les forts séismes passés, mais il est également nécessaire de parvenir à en mesurer les caractéristiques majeures, en particulier leur localisation (en termes d'épicentre et de zone rompue), leur date d'occurrence et les déplacements qu'ils ont produits. Il est à noter que ces déplacements, et toutes autres observations susceptibles d'être faites sur les séismes passés, sont ceux exclusivement observés en surface car nous n'avons aucun moyen à l'heure actuelle d'accéder aux traces profondes des séismes anciens.

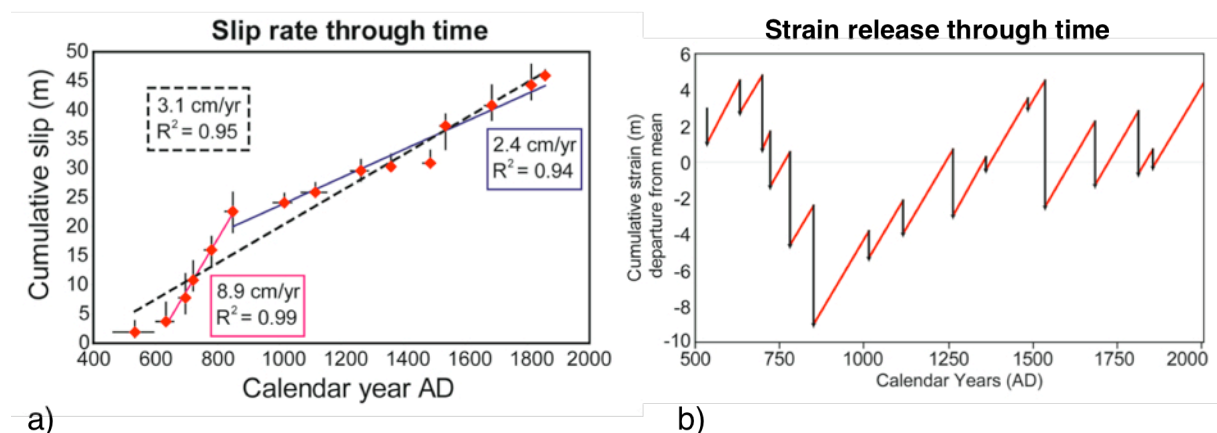


FIG. 1.2 : Données paléosismologiques sur la faille de San Andreas au site de Wrightwood (Weldon et al., 2004) montrant : a) les âges et déplacements cumulés des 15 séismes identifiés, b) les quantités de déformations accumulées et relâchées au cours du temps si le taux de déformation est égal à la vitesse de déformation moyenne de 3.1 cm/an.

Pour que l'objectif d'une meilleure connaissance des séismes passés soit possible, deux choses sont nécessaires : 1) nous devons disposer de méthodes qui nous permettent de retrouver la trace des anciens forts séismes et d'en mesurer les caractéristiques majeures ; 2) nous devons acquérir le plus grand nombre possible de données de qualité documentant les forts séismes passés, afin d'être en mesure de construire les courbes empiriques d'occurrence de ces séismes (à la façon des courbes construites par Weldon et al., 2004 pour une section de la faille de San Andreas).

Ce travail de thèse est donc articulé autour de ces deux volets fondamentaux.

Le premier objectif de ma thèse est ainsi d'ordre méthodologique. Notre projet initial était d'effectuer deux types de travaux : 1) améliorer une méthode existante, à savoir la méthode d'identification et datation des forts séismes passés par utilisation des isotopes cosmogéniques. 2) développer de nouvelles méthodes d'identification des séismes passés.

Développée dans les dix dernières années (Zreda et Noller, 1998 ; Mitchell et al., 2001 ; Benedetti et al., 2002, 2003 ; Palumbo et al., 2004), la méthode d'identification et datation des forts séismes passés par utilisation des isotopes cosmogéniques sur des escarpements ne s'applique qu'aux failles normales dont l'escarpement exhumé sismiquement a été préservé de l'érosion. Ceci concerne généralement uniquement les failles normales à escarpement calcaire. L'isotope utilisé est alors le ^{36}Cl . Le ^{36}Cl *in situ* est produit par interaction des rayons cosmiques avec la roche exposée à la surface. La 'fabrication' de ^{36}Cl signe ainsi le moment d'exhumation de la roche, tandis que ses variations de concentrations sont corrélées avec son temps d'exhumation. La méthode, que nous décrivons en détail au chapitre suivant, permet ainsi de dater les différents épisodes d'exhumation sismique d'une faille normale, et donc à priori de déterminer le nombre, l'âge et le déplacement produit en surface par les forts séismes ayant contribué à l'exhumation de l'escarpement analysé. L'identification des événements sismiques passés est issue néanmoins d'une modélisation. Jusqu'à présent, les protocoles de modélisation utilisés pour reproduire les concentrations ^{36}Cl mesurées sont restés très simples en ce sens qu'ils intégraient seulement certains des facteurs intervenant dans la 'fabrication' du ^{36}Cl , alors que d'autres restaient ignorés. Un objectif majeur de mon travail de thèse a donc été d'intégrer ces facteurs jusqu'à présent négligés, donc de construire un nouveau protocole de modélisation des profils de concentrations en ^{36}Cl plus complet que

les modèles disponibles. Ce, afin d'aboutir à une restitution plus rigoureuse des histoires sismiques sur les failles. Ce travail fait l'objet du chapitre 4.

Sur le plan méthodologique, nous souhaitons également, initialement, développer de nouvelles méthodes d'identification des séismes passés sur les failles normales ayant un escarpement préservé. Ce travail a été démarré, mais non achevé, de sorte que je ne le décris que brièvement au chapitre 6.

Le deuxième objectif de ma thèse est d'ordre observationnel. Il s'agissait d'acquérir un très grand nombre de données ^{36}Cl permettant de reconstituer l'histoire sismique d'un grand nombre de failles appartenant à un même système actif. L'idée était d'utiliser ensuite ces données pour construire les courbes empiriques d'occurrence des forts séismes passés sur ces failles, afin d'examiner si ces courbes révèlent des propriétés particulières dans le mode de succession des forts séismes, au long d'une faille donnée, et d'une faille à l'autre au sein d'un même système.

Nous avons choisi de focaliser notre étude sur la région active de Lazio-Abruzzo au centre de l'Italie (région du séisme meurtrier de L'Aquila en Avril 2009). Notre objectif était double : 1) documenter la variabilité de l'histoire sismique le long de certaines failles ; 2) documenter la variabilité de l'histoire sismique entre les différentes failles de la région. Pour répondre au premier point, nous avons échantillonné deux failles en plusieurs sites de leurs traces. Nous souhaitons documenter un nombre plus important de failles, mais nous n'avons pas trouvé plus de sites d'échantillonnage appropriés. Pour répondre au deuxième point, nous avons échantillonné 9 autres failles en un site de leur trace. Nous avons donc échantillonné un total de 11 failles, et prélevé plus de 1000 échantillons de roche. Les 9/10èmes ont été préparés chimiquement au CEREGE (Aix-en-Provence) et le restant au LGIT (Grenoble) ; en vue de la mesure ultérieure de leur contenu en isotopes du chlore. Nous avons le projet de mesurer ce contenu pour tous les échantillons acquis. Malheureusement, des problèmes techniques sur l'accélérateur américain du Lawrence Livermore (CAMS au LLNL, Californie) et surtout français (ASTER au CEREGE, Aix-en-Provence) nous ont contraints à limiter le nombre d'échantillons mesurés. Cette thèse ne décrit ainsi 'que' 500 mesures sur les 1000 initialement prévues. Il est important de noter que les dernières mesures datent de début Mai 2009, ce qui explique le côté inachevé de certains points de cette thèse, en particulier la discussion des résultats.

Les chapitres qui suivent sont organisés de la façon suivante :

Chapitre 2 : Bilan des méthodes actuellement disponibles pour identifier les forts séismes passés ; mise en exergue de leurs points faibles et forts,

Chapitre 3 : Bilan de notre connaissance des séquences sismiques passées, au monde et en Italie ; focus sur la zone spécifiquement analysée dans cette thèse : le Lazio-Abruzzo,

Chapitre 4 : Développement du nouveau protocole de modélisation des données ^{36}Cl ,

Chapitre 5 : Application du nouveau protocole à l'analyse de 500 mesures ^{36}Cl effectuées en 7 sites répartis sur 4 failles de la région Lazio-Abruzzo,

Chapitre 6 : Discussion et implications des résultats : que nous apprennent-ils sur la façon dont les forts séismes se répètent, et sur le risque sismique dans la région Lazio-Abruzzo ?

2

LES METHODES EXISTANTES D'IDENTIFICATION DES SÉISMES PASSÉS, LEUR POTENTIEL ET LEURS 'LIMITES'

SOMMAIRE

2.1. Méthodes générales de datation des séismes passés	14
2.1.1. Méthodes isotopiques	14
* Radiocarbone (^{14}C atmosphérique).....	14
* Isotopes cosmogéniques in-situ (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl in-situ).....	15
* Couples radioactifs : $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	16
2.1.2. Méthode radiogénique : principe de Luminescence (OSL)	17
2.1.3. Autres Méthodes.....	18
* Téphrachronologie.....	18
* Paléomagnétisme.....	18
2.2. Méthodes d'identification des séismes passés sur les failles	
intra-continentales.....	19
2.2.1. Données historiques	19
2.2.2. Identification des déformations récentes	20
2.2.3. Tranchées paléosismologiques	21
* Failles normales.....	22
* Failles inverses	24
* Failles décrochantes.....	27
2.2.4. Datations cosmogéniques des phases d'exhumation sismique	28
2.2.5. Enregistrement des séismes en domaine lacustre et marin : les « sismites ».....	31
2.2.6. Mouvements forts passés : les blocs « précaires ».....	33
2.3. Méthodes d'identification des séismes passés en zone de subduction.....	34
2.3.1. Données historiques	36
2.3.2. Marqueurs de la déformation verticale	36
2.3.3. Marqueurs de paléo-tsunamis	37
2.4. Conclusions et discussions.....	40

Même si en 132 après J.-C., l'inventeur chinois Chang Heng a mis au point l'ancêtre de nos sismomètres actuels, il faut attendre 1875 pour que l'italien Felippo Cecchi construise le premier sismomètre capable d'enregistrer les mouvements du sol en fonction du temps. Nous disposons donc uniquement d'environ un siècle d'enregistrement de séismes, ce qui, comparé aux temps de récurrence des forts séismes allant de la centaine aux milliers d'années, est une fenêtre d'observation bien trop courte pour en comprendre les mécanismes et les modes de récurrence. La question fondamentale de savoir si certaines 'lois' régissent la localisation, le temps de récurrence et la taille des forts séismes successifs sur une même faille, ou si leur occurrence spatio-temporelle et leur magnitude sont totalement aléatoires, reste par conséquent ouverte. La compréhension du cycle sismique passe aussi par la connaissance des séismes passés, en termes d'âges, de localisation de la zone rompue en surface et en profondeur, de localisation de l'épicentre, de la variabilité spatiale du déplacement sur le plan rompu, et du déplacement maximum produit. La sismologie, la géodésie et le travail de terrain, de manière couplée, permettent d'acquérir ces informations quantitatives, de surface et de profondeur. La jeunesse de ces disciplines fait que notre fenêtre d'observation est restreinte à quelques dizaines d'années. Nous n'avons ainsi pas encore pu observer un cycle sismique complet sur une faille donnée (pour un fort séisme, c'est-à-dire de magnitude supérieure à 6-6.5), et encore moins plusieurs cycles (exception faite de quelques rares séismes modérés, comme les séismes de Parkfield ; e.g. Bakun et Lindh, 1985). C'est précisément l'objectif de la paléosismologie au sens large : rechercher les traces éventuellement laissées par les séismes passés à la surface de la Terre. Tout est alors question de qualité de l'enregistrement de ces séismes, et de notre capacité à « lire » cette histoire. Nous présentons dans ce chapitre les méthodes de la paléosismologie au sens large, leurs potentiels et leurs limites, avec en trame de fond la volonté d'acquérir des informations précises et quantitatives sur les séismes passés, telles que la connaissance des âges des derniers forts séismes, de la zone qu'ils ont rompue, des déplacements qu'ils ont produits, etc..

On peut d'ores et déjà noter que notre limitation majeure tient au fait que l'on travaille uniquement sur des observations de surface : seuls les séismes capables de rompre la surface pour les séismes continentaux, ou assez importants pour imprimer des modifications morphologiques claires pour les séismes de subduction, sont donc potentiellement étudiables. Cette restriction implique que seuls les séismes de magnitude supérieure à $M_w \sim 5.5-6$ sont éventuellement observables (e.g. Bonilla, 1988). De plus, lors de la rupture, seule une certaine proportion du déplacement co-sismique généré en profondeur arrive jusqu'à la surface,

impliquant que les déplacements visibles en surface, et donc étudiés par la paléosismologie, peuvent être inférieurs à ceux qui ont réellement eu lieu en profondeur dans la zone d'initiation du séisme.

La première sous-partie (section 2.1) est consacrée aux méthodes de datation des séismes passés, car ces méthodes sont en général communes aux différentes approches suivies pour identifier les séismes passés. Puis nous présenterons des exemples d'études paléosismologiques sur des failles continentales, avec des déplacements directement observables en surface (section 2.2) et des failles dont la trace se situe en mer avec des effets observables à terre (section 2.3). En effet, bien que l'on n'ait pas directement accès aux informations de la rupture sur le plan de faille, de part les effets qu'elle engendre, il est possible de remonter à des informations partielles : mouvements verticaux du compartiment supérieur et occurrence temporelle des séismes passés.

2.1. Méthodes générales de datation des séismes passés

2.1.1. Méthodes isotopiques

*Radiocarbone (^{14}C atmosphérique)

Le carbone a trois isotopes : les deux plus abondants sont stables (^{12}C et ^{13}C) et le troisième, le ^{14}C , est radioactif avec une demi-vie courte, de 5734 ± 40 ans, ce qui en fait un bon outil de datation sur les derniers 35 000 ans. Il est produit dans l'atmosphère par interaction entre le rayonnement cosmique et les atomes d'oxygène et d'azote. Les organismes vivants assimilent le carbone sans distinction isotopique. Les rapports des différents isotopes dans l'organisme et dans l'atmosphère ou l'hydrosphère du moment sont équivalents, selon respectivement que l'organisme vit dans le milieu aérien ou dans l'hydrosphère. A sa mort, la quantité de radiocarbone (^{14}C) commence à décroître selon une loi exponentielle. La mesure soit de son activité radiogénique (première méthode utilisée ; Arnold et Libby, 1951), soit des rapports isotopiques du carbone par spectrométrie de masse AMS pour « Accelerator Mass Spectrometry », permet de calculer le temps écoulé depuis cette mort (niveau de détection 10^{15} correspondant à une cinquantaine d'années ; e.g. Finkel and Suter, 1993). L'âge ^{14}C est calculé à partir d'une demi-vie « conventionnelle » de 5568 ± 30 ans calculée en 1950. Les âges sont donc exprimés en années « before présent » (BP), c'est à dire en années avant 1950. Du fait des variations du champ magnétique terrestre et solaire, le rayonnement cosmique est

en réalité variable au cours du temps, et les âges ^{14}C divergent de ceux donnés par l'archéologie ou la dendrochronologie. Il est donc nécessaire de corriger les âges ^{14}C mesurés en utilisant des courbes d'étalonnage lorsqu'elles existent. Pour les derniers 11 850 ans, la dendrochronologie permet un calibrage des âges ^{14}C avec une résolution de 20 ans (e.g. Stuiver et al., 1998).

Notons que les âges ^{14}C obtenus dans les coquilles carbonatées (environnement marin) ne peuvent pas directement être corrélés avec les âges ^{14}C obtenus dans des plantes ayant vécu à la même époque (environnement aérien), pour l'établissement de l'âge calendaire. En effet, l'océan agit comme un piège à carbone, et le réservoir marin local peut ne pas être en équilibre avec l'atmosphère locale du fait des courants océaniques, des apports en eau douce, des vents, et du fractionnement isotopique... Il est donc nécessaire de calibrer localement les âges ^{14}C marins par la mesure des rapports isotopiques du carbone dans des coquilles d'âge connu (e.g. Shishikura et al., 2007). L'étude des concentrations en ^{14}C dans les coraux après correction de l'effet 'réservoir', couplée à des datations U-Th, a permis d'étendre la courbe de calibration du ^{14}C au delà des 11 850 de la dendrochronologie : avec une précision de ~100 ans entre 12 000 et 15 000 ans ; et une précision de ~300 ans entre 15 000 et 26 000 ans (Stuiver et al., 1998 ; Reimer et al., 2004).

La méthode de datation ^{14}C s'applique donc sur les restes végétaux et animaux tels que les pollens, les charbons, le bois, les ossements, les coquilles carbonatées et permet de dater les niveaux sédimentaires en partant de l'hypothèse que la mort de l'organisme est contemporaine du dépôt sédimentaire. La méthode ^{14}C ne permet donc pas de dater directement un séisme, mais seulement certains marqueurs affectés par ce séisme.

*Isotopes cosmogéniques *in-situ* (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl *in-situ*)

Les isotopes cosmogéniques *in-situ* proviennent de l'interaction entre le rayonnement cosmique qui bombarde continuellement la Terre et les minéraux des roches à sa surface, i.e. uniquement dans les premiers mètres du fait de l'atténuation rapide du rayonnement à travers la roche (~3m). La mesure par spectrométrie de masse (AMS) des rapports isotopiques d'un élément, connaissant son taux de production (en atomes par gramme par an) permet de dater la mise à l'exposition d'une surface. La mesure d'un couple d'isotopes cosmogéniques permet quant à elle de dater l'âge d'enfouissement, c'est à dire l'arrêt de l'exposition au rayonnement cosmique, et donc le début de la décroissance radioactive des deux isotopes. La décroissance radioactive de chaque isotope se faisant à des vitesses différentes, l'âge d'enfouissement est

déduit d'abaques comme le montre l'exemple synthétique de deux isotopes X et Y sur la figure 2.1 (e.g. Granger et Muzikar, 2001). Ces techniques s'appliquent à une grande variété de roches contenant soit du quartz, soit des feldspaths, ou encore aux carbonates : le quartz peut être daté grâce aux isotopes *in-situ* du béryllium (^{10}Be), de l'aluminium (^{26}Al) et du carbone (^{14}C) ; les feldspaths grâce aux isotopes *in-situ* du chlore (^{36}Cl), du béryllium et de l'aluminium ; et les carbonates grâce aux isotopes *in-situ* du chlore.

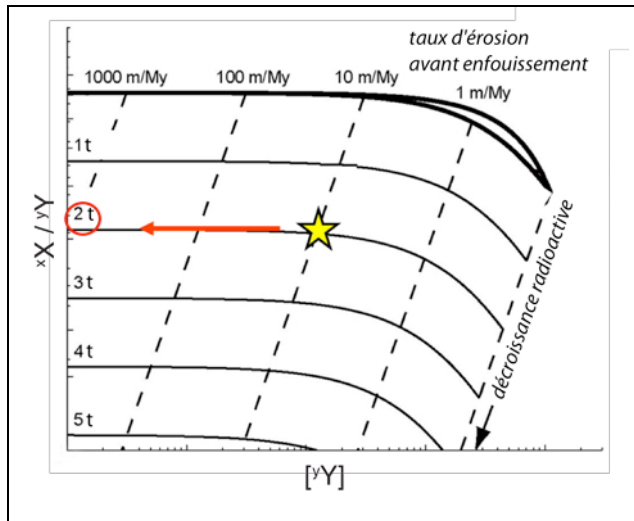


FIG. 2.1 : Méthode de mesure du temps d'enfouissement par l'utilisation de couples d'isotopes cosmogéniques. Abaque schématisant l'évolution des concentrations d'un couple d'isotopes $^X\text{X} / ^Y\text{Y}$ pour des temps d'enfouissement variables (de 1t à 5t). En l'absence de production, la diminution du rapport $^X\text{X} / ^Y\text{Y}$ est due au fait que l'élément ^XX décroît plus rapidement que ^YY . L'échantillon théorique représenté par l'étoile donnerait un âge d'enfouissement de '2t' (modifié d'après Granger et Muzikar, 2001).

* Couples radioactifs : $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La datation à l'Uranium-Thorium (U/Th) est une méthode de datation radiométrique qui permet de dater certaines formations carbonatées d'origine animale (corail), ou sédimentaire (spéléothèmes dans les grottes). L'uranium (^{234}U) est soluble dans l'eau de mer, et se désintègre naturellement en thorium (^{230}Th) qui est insoluble dans l'eau. Au cours de sa formation, le squelette minéral d'un corail piège dans son réseau cristallin de l'uranium dissout dans l'eau de mer. Le corail ne contient pas de thorium à l'origine, car il n'en existe pas dans l'eau de mer. Mais à mesure que l'uranium se désintègre (avec une demi-vie de 245.5 ka), le squelette accumule du thorium. Le rapport isotopique de thorium par rapport à l'uranium fournit une mesure du temps écoulé depuis la formation du corail.

La datation au Potassium-Argon ($^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$) est une méthode de datation radiométrique qui permet de déterminer l'âge de mise en place d'une roche par mesure des concentrations relatives en ^{40}K et ^{40}Ar par spectrométrie de masse. Le potassium ^{40}K se désintégrant en argon $^{40}\text{Ar}^*$ (* indiquant radiogénique) avec une demi-vie de 1.25 milliards d'années, la datation est

possible si l'un des minéraux de la roche contenait du potassium (biotite, muscovite ou feldspaths) et que le minéral a piégé la totalité de l'argon formé. Cette méthode s'applique aux roches magmatiques entièrement dégazées et repose sur l'hypothèse que la roche de contenait par d'argon au moment de sa formation.

La datation à l'Argon-Argon ($^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$) est une méthode de datation radiométrique plus précise que la méthode précédente ^{40}K - ^{40}Ar , mais basée elle aussi sur la décroissance du ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$. Elle en diffère par le fait que l'échantillon est irradié au préalable par des neutrons, et que le ^{39}K (dont la concentration est une fraction connue du K total de la roche) est converti en ^{39}Ar . La mesure simultanée par spectrométrie de masse du rapport entre $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ (^{40}Ar radiogénique / ^{39}Ar comme représentant du ^{40}K) est plus précise que la détermination séparée des concentrations en ^{40}K et en $^{40}\text{Ar}^*$.

2.1.2. Méthode radiogénique : principe de Luminescence (OSL)

Les minéraux silicatés, tel le quartz et le feldspath, contiennent des défauts cristallins qui se sont formés soit pendant leur cristallisation, soit suite à leur exposition à une source radioactive. Ces défauts agissent comme des pièges à électrons, et donc comme des sources potentielles pour un signal de luminescence. En effet, lorsque ces minéraux sont exposés à la lumière du jour, les électrons initialement piégés dans les impuretés et défauts cristallins sont éjectés. Si par la suite, ces mêmes minéraux sont enfouis par un processus géologique rapide, et donc placés dans un environnement sans lumière, de nouveaux électrons sont progressivement réintroduits dans les pièges cristallins, à une vitesse fonction du taux de radiation environnemental. La méthode de Luminescence par Stimulation Optique, OSL pour « Optically Stimulated Luminescence », est basée sur ces processus. Un échantillon enfoui prélevé sur le terrain est exposé à la lumière en laboratoire, ce qui a pour effet d'éjecter les électrons accumulés dans ses défauts cristallins depuis son enfouissement. La luminescence associée à cette éjection d'électrons est mesurée et utilisée pour évaluer la 'dose équivalente', i.e., la dose gamma nécessaire en laboratoire pour produire la même intensité de luminescence que la dose environnementale accumulée précédemment. L'âge d'enfouissement est obtenu en divisant la dose équivalente par le taux de radiation environnemental mesuré dans l'échantillon (e.g., Stokes, 1999, et références incluses).

Cette méthode est généralement appliquée à la datation de sédiments enfouis par les séismes dans le cas de failles continentales, et à la datation de dépôts de tsunamis en zones de subduction. Il est cependant important de noter que cette méthode part de l'hypothèse que le

chronomètre OSL a été remis à zéro lors de l'exposition précédant l'enfouissement par le processus géologique, et que les minéraux n'ont pas été remaniés depuis.

2.1.3. *Autres Méthodes*

* Téphrachronologie

Chaque éruption volcanique présente une signature propre due aux conditions de pression et de température qui régissent dans la chambre magmatique et à la composition chimique du magma. Les niveaux de cendres volcaniques fossiles (« tephra ») dont l'extension géographique est souvent importante, plusieurs centaines à milliers de km pour les grandes éruptions, sont donc de bons marqueurs chronostratigraphiques (e.g. Sarna-Wojcicki, 2000 pour la méthode, et Mann et Meyer, 1993 pour un exemple d'application en paléosismologie). Les cendres sont caractérisées -en terme de taille, forme, composition minéralogique et chimique- par microscopie optique et spectroscopie électronique (microsonde électronique, fluorescence X). La comparaison avec des échantillons de tephra provenant d'éruptions connues et datées permettant d'en donner l'âge par corrélation. Dans le cas des dépôts d'éruptions historiques, l'incertitude sur l'âge est souvent inférieure à 1 an. Pour des gammes d'âges plus grandes, l'altération est le facteur limitant, et cette méthode s'applique généralement aux niveaux de cendres fossiles de moins de 20 000 ans. Ils sont alors datés par K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ou traces de fissions.

* Paléomagnétisme

Lorsque le matériau géologique a pu enregistrer l'évolution temporelle du champ magnétique terrestre (en termes d'intensité et/ou d'inclinaison et/ou de déclinaison) et que cette évolution est par ailleurs connue avec une grande précision, la comparaison de l'enregistrement contenu dans le matériau avec la courbe de référence régionale peut permettre de retrouver l'âge du matériau. Cette méthode s'applique aux environnements de sédimentation calmes et continus comme les lacs (sédiments à granulométrie fine : silts, grès, argiles), et aux roches volcaniques (e.g. Verosub, 2000, pour la méthode).

2.2. Méthodes d'identification des séismes passés sur les failles intra-continentales

2.2.1. Données historiques

L'étude des déformations co-sismiques de la surface est une science jeune, tout au plus un siècle, comme en témoignent les premiers articles parus suite au séisme de San-Francisco en 1906 (Lawson report, 1908), aux séismes de Messine en 1908 (Hobbs, 1909 ; Baratta, 1910) et d'Avezzano (1915) en Italie (Odonne, 1915). Ces auteurs rapportent des observations de ruptures de surface, de zonation des dégâts, de direction de propagation de la rupture (azimut de la secousse) qui permettent d'avoir des informations de premier ordre sur les déplacements co-sismiques en surface, sur la magnitude du séisme, etc. Dans certaines régions, les civilisations pérennes implantées depuis quelques milliers d'années au maximum, nous ont légué l'histoire, plus ou moins complète, des forts séismes ayant eu lieu, au travers de descriptions d'intensité des dégâts (e.g. synthèse des séismes historiques de la fosse de Nankai, Japon, Yonekura, 1975 ; synthèse des séismes historiques de la mer Morte aux Alpes, Galli et Galadini, 2001). Associée à la date du séisme, la carte des isoséistes fabriquée à partir des documents historiques permet d'estimer l'épicentre du séisme comme correspondant à la zone de dégâts maximum au premier ordre. Selon la densité de failles dans la région concernée, il est parfois complexe de déterminer la ou les failles à l'origine de ces séismes (e.g., Daeron et al., 2005). Et dans le meilleur des cas, lorsque la faille à l'origine du séisme est identifiable, il est peu aisé de déterminer la longueur de rupture et le déplacement co-sismique maximum produit. Les catalogues de sismicité historiques sont « complets » depuis 500 à 1000 ans pour des magnitudes supérieures à $M_w \sim 6$ dans les régions fortement anthropisées et pour lesquelles des archives écrites sont disponibles, et souvent partiels depuis 2000 ans. Les catalogues historiques présentent l'avantage de contenir des dates précises à l'année près et des magnitudes à ± 0.5 . Notre connaissance est donc limitée, (1) par la présence et la qualité de telles archives, (2) par la relative faible durée des catalogues au regard des temps de récurrence des séismes de l'ordre du millier d'années, (3) par l'approximative localisation des épicentres, (4) par la nécessité de données complémentaires pour déterminer la ou les failles ayant rompu et les déplacements co-sismiques correspondants.

2.2.2. Identification des déformations récentes

La présence de marqueurs morphologiques jeunes et décalés de quelques mètres tout au plus par une faille active, est en général le témoin d'un ou quelques séismes s'étant produits récemment sur la faille. C'est d'ailleurs la première source d'information dont nous disposons, et le préambule de toute étude en tranchée ou par datation cosmogénique de surfaces décalées. L'identification de tels décalages récents se fait sur photographies aériennes et/ou satellites, couplées à des modèles numériques de terrain de haute résolution lorsque ceux-ci sont disponibles. L'étape suivante est la campagne de terrain en vue de la mesure précise des déplacements identifiés centimétriques à plurimétriques (mesures au théodolite ou GPS cinématique).

La présence de nombreuses terrasses alluviales et de chenaux décalés par le mouvement décrochant de la faille du Kunlun (Tibet) a ainsi permis à Haibing et al. (2005), au site de Hongshui Gou à la terminaison ouest de la faille, d'identifier deux séismes récents sur la faille (dont le séisme de Kokoxili en 2001, $M_w \sim 7.9$) ayant produit chacun un déplacement latéral de 3 m (Fig. 2.2). La présence de terrasses alluviales plus anciennes décalées de 30 et 60 m suggère à ces auteurs que, si les forts séismes sur la faille du Kunlun sont caractéristiques, alors ils produisent des déplacements de l'ordre de 3 m en surface tous les 300 ans, au site d'étude.

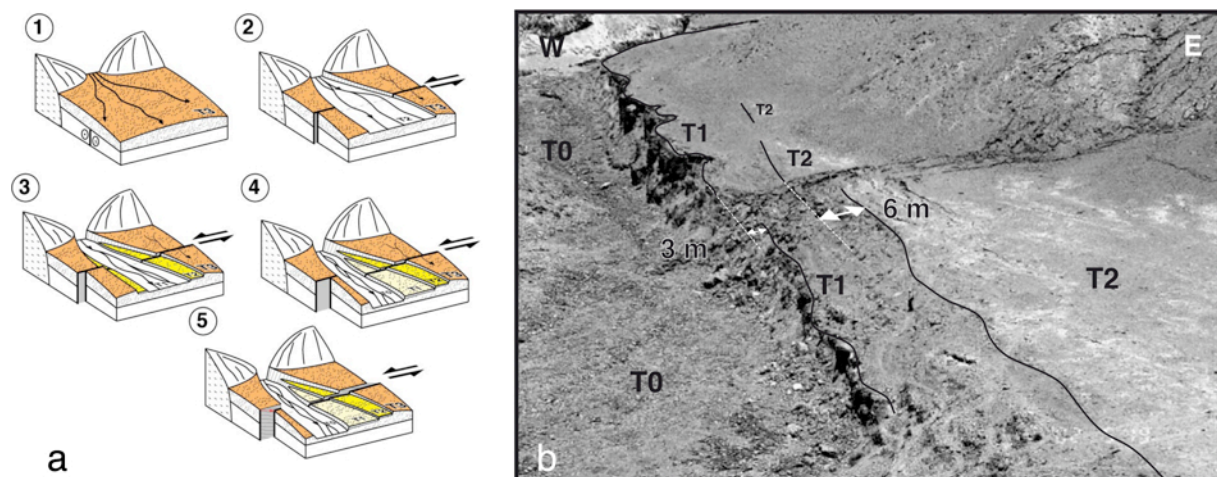


FIG. 2.2 : Exemple de décalage d'objets géomorphologiques par une faille décrochante. a) Schémas théoriques de la formation de trois terrasses fluviales décalées latéralement par une faille décrochante successivement par trois séismes (d'après Van der Woerd et al., 2002). b) Photographie de terrain sur la faille du Kunlun (Tibet) au site de Hongshui Gou où le décalage de 3m de la terrasse T1 résulte du déplacement co-sismique du séisme de Kokoxili de 2001. La terrasse suivante T2 présente un décalage cumulé de 6m correspondant aux deux derniers événements (Haibing et al., 2005).

2.2.3. Tranchées paléosismologiques

Les séismes intra-continentaux de magnitude supérieure à $M_w \sim 5.5-6$ environ (e.g. Bonilla, 1988) rompent généralement la surface. Les modifications morphologiques que ces ruptures induisent (ruptures franches, déformation diffuse de la surface, décalage de marqueurs morphologiques et géologiques, etc..., Figs. 2.3 et 2.4) sont alors parfois conservées lorsque les conditions de sédimentation et/ou d'absence d'érosion y sont propices. Les tranchées paléosismologiques sont réalisées au travers des failles actives pour tenter de retrouver ces traces de ruptures et de déformation de surface, et ainsi identifier les 'empreintes' des forts séismes passés. Généralement profondes de quelques mètres et perpendiculaires aux traces de surface des failles analysées, ces tranchées ont pour objectif premier de rechercher les évidences de rupture des premiers mètres du sol. Lorsque de telles évidences sont claires, la datation (généralement par ^{14}C) des divers horizons sédimentaires rompus permet d'encadrer l'âge du séisme supposé responsable de ces ruptures. L'étude fine de ces horizons permet aussi, dans certains cas, de mesurer leur décalage (voir ci-après).

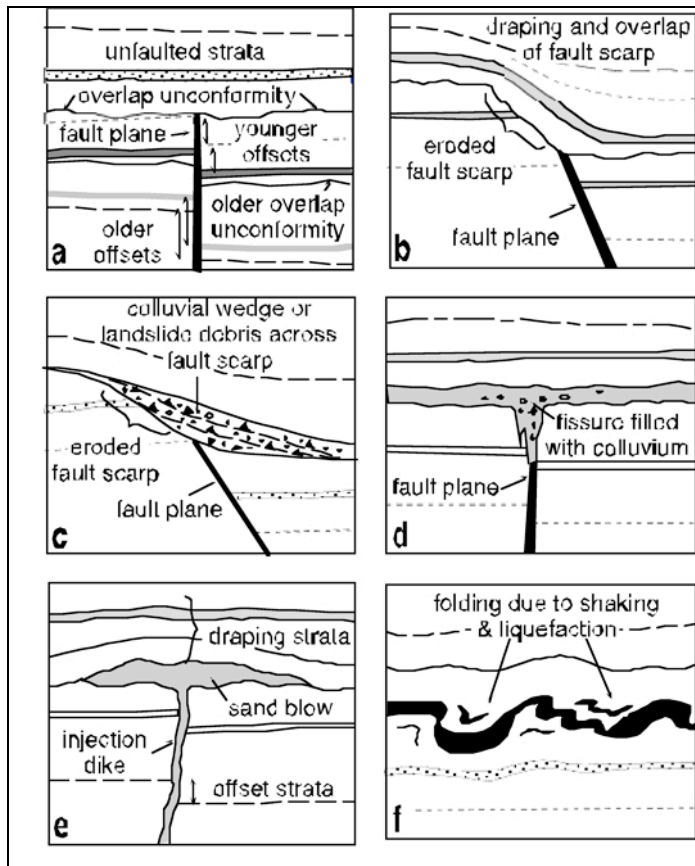


FIG. 2.3 : Exemples de relations stratigraphiques et structurales mettant en évidence des séismes passés (d'après Burbank et Anderson, 2001).

a) Dans la partie supérieure l'érosion a raboté les niveaux décalés précédemment par l'activité de la faille. Les niveaux sédimentaires suivants n'étant pas déplacés, ils indiquent que le dernier séisme a eu lieu avant cette phase d'érosion et de sédimentation. Le décalage variable des niveaux sous-jacents dont l'âge augmente avec la profondeur indique que deux séismes ont eu lieu au minimum sur cette faille. b) Lorsque l'érosion n'aplanit pas complètement l'escarpement topographique créé par le jeu de la faille, les niveaux sédimentaires suivants viennent draper la marche topographique. Leur apparente déformation n'est donc pas la marque d'un séisme récent puisque les niveaux ne sont pas fracturés. c) Similaire au schéma précédent mais dans le cas de la formation d'un coin colluvial du à la dégradation du bloc soulevé par le dernier séisme. d) Les fissures s'ouvrant lors d'un séisme sont rapidement remplies par des sédiments, et leur identification en tranchée indique un paléoséisme.

e) L'injection de boues et sables dans les niveaux sédimentaires indique un paléoséisme postérieur à la dernière strate recoupée et antérieur aux strates en conformité au dessus. f) Des structures de liquéfaction dues à la mise en suspension par le passage des ondes dans les niveaux peu consolidés indiquent un séisme postérieur aux strates non déformées en dessous et antérieur aux niveaux en conformité au dessus.

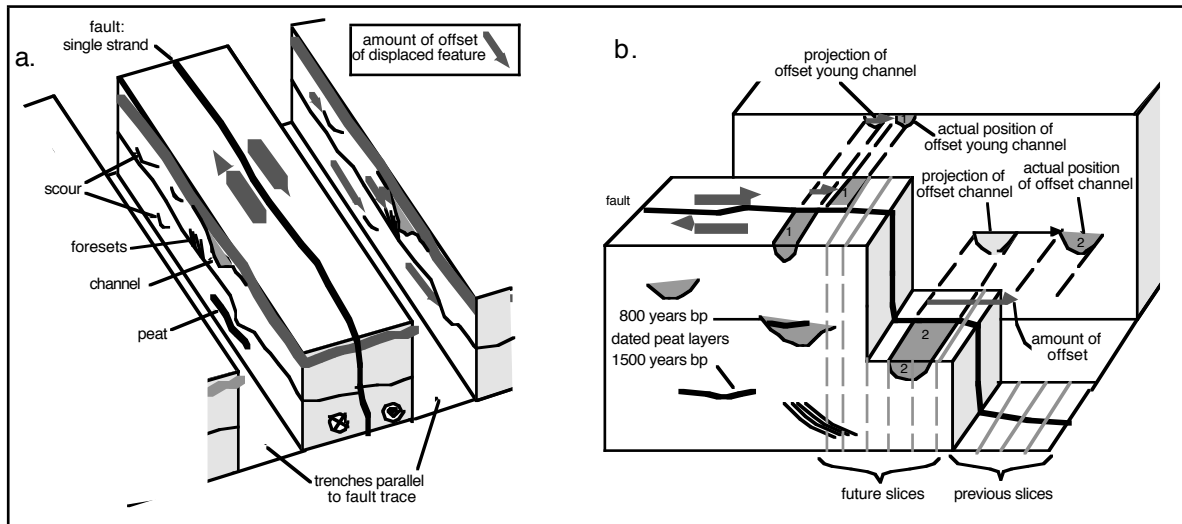


FIG. 2.4 : Schémas de tranchées sur des failles décrochantes (d'après Burbank et Anderson, 2001). a) Exemple de deux tranchées parallèles et de part et d'autre de la faille pour l'identification de marqueurs sédimentaires décalés (chenaux, et autres structures sédimentaires). Les déplacements des différents marqueurs hypothétiquement identifiés sont indiqués par des flèches. L'âge moyen du ou des séisme(s) sera donné par la datation des horizons qui l'encadrent. b) Etape suivante de découpe en tranches perpendiculaires à la trace du décrochement. Le décalage de structures linéaires comme des chenaux permet de mesurer précisément leur décalage sur la trace de la faille.

* Failles normales

En contexte extensif, deux cas de morphologies distinctes existent :

(1) La répétition de forts séismes sur des failles normales coupant des formations compétentes comme des roches magmatiques ou des calcaires, conduit à l'exhumation progressive du plan de faille, et finalement à la formation d'un escarpement topographique cumulé ('footwall'). Dans ce contexte, le produit de la dégradation mécanique progressive du bloc qui monte engendre la formation d'éboulis qui, indurés, forment un 'colluvion' sur le bloc en subsidence ('hangingwall'). Dans ce contexte, aucun niveau repère n'existe de part et d'autre de la faille, rendant impossible l'identification des séismes passés. Seule la stratification du colluvion et la datation de ses horizons pourrait permettre de déterminer au premier ordre les événements majeurs, sans toutefois permettre de déterminer les déplacements produits par les séismes successifs, si tant est qu'une corrélation directe existe entre formation du colluvion et rupture sismique (voir un exemple de tranchée au Chapitre 4. Fig. 4.15).

(2) Lorsque les failles normales coupent des terrains meubles, la mémoire des séismes passés peut être plus aisément conservée. En milieu aérien, et en l'absence d'apport sédimentaire, la dégradation du compartiment brutalement mis à nu par un fort séisme aboutit

à la formation d'un 'coin colluvial' de matériaux grossiers non triés (Fig. 2.5a), qui est par la suite progressivement recouvert par un niveau de sol. En tranchée, l'identification de tels coins colluviaux et de paléosols peut permettre d'identifier les forts séismes passés, tandis que la datation de ces matériaux (par ^{14}C , OSL, téphrachronologie, etc) peut permettre d'encadrer l'âge des séismes supposés responsables de leur formation. L'observation de ruptures et fissures ouvertes affectant certains niveaux de la sub-surface est également souvent considérée comme un indicateur de séismes passés (Fig. 2.5b). Dans tous les cas, l'estimation des déplacements produits n'est pas directe puisqu'aucune relation claire ne lie ni l'épaisseur d'un coin colluvial ni la quantité d'ouverture d'une fissure, au déplacement vertical produit par le séisme supposé responsable. En cas d'apport sédimentaire, la reconnaissance d'horizons décalés corrélables de part et d'autre du plan de faille peut en revanche permettre de mesurer le déplacement vertical produit par le séisme responsable du décalage, comme le montre la figure 2.5b (unité 2).

D'autres exemples d'identification de séismes passés sur des failles normales via l'étude en tranchées paléosismologiques (e.g. synthèse de Galli et al., 2008) sont détaillés au chapitre suivant (Chapitre 3) consacré aux failles actives d'Italie.

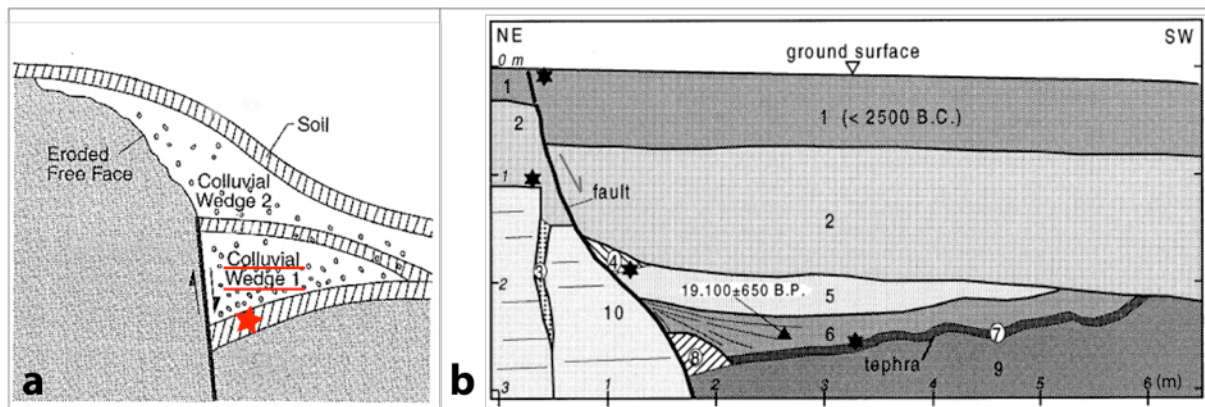


FIG. 2.5 : Cas de tranchées recoupant des failles normales. a) Représentation schématique de la formation des coins colluviaux lors de forts séismes répétés sur une faille normale, en l'absence d'apport extérieur de sédiments (d'après McCalpin, 1996). La datation par OSL du paléosol marqué par l'étoile donnerait l'âge du séisme l'ayant soudainement enfoui sous le coin colluvial 1. b) Profil interprété d'une tranchée perpendiculaire à la faille normale active de Parasano (bassin du Fucino, Italie Centrale, d'après Galadini et Galli, 1999), montrant de bas en haut : un coin colluvial (8) associé au premier séisme enregistré et dont l'âge minimum est celui de l'unité 6 postérieure (19.1 ka BP, datation ^{14}C). Un autre coin colluvial apparaît (niveau 4) tandis qu'une fracture nommée 3 suggère un autre séisme. Deux forts séismes pourraient donc s'être produits entre 19.1 ka et 2.5 ka. Le dernier séisme affecte l'unité la plus jeune (< 2.5 ka d'après datation de restes archéologiques) et correspond manifestement au séisme historique de 1915 (Avezzano).

* Failles inverses

En général, lorsqu'un fort séisme se produit sur une faille inverse et atteint la surface, le coin supérieur du compartiment montant s'effondre, produisant un coin colluvial de forme globalement triangulaire formé de matériaux grossiers non triés. L'exemple du séisme du Wenchuan en 2008 illustre ce principe (Fig. 2.6a, Lin et al., 2009). Cet amas colluvial est ensuite recouvert de sédiments de bas de pente ayant une granulométrie plus fine et/ou d'un sol. La datation des coins colluviaux (C_1 , C_2 , Fig. 2.6b) ou des paléosurfaces (S, Fig. 2.6b) permet d'encadrer l'âge des séismes, comme pour les failles normales. L'exemple d'une tranchée perpendiculaire au chevauchement de Nagao (Nord de l'île de Shikoku, Japon, Figs. 2.6b-c), montre l'intérêt d'une telle approche lorsqu'aucun séisme historique n'a été décrit dans la région : deux séismes ont été mis en évidence, avec des temps de récurrence très longs, de l'ordre de 25 ka, tandis que les déplacements sur le plan de faille sont estimés à 1.30 m pour le séisme le plus ancien et à une vingtaine de centimètres pour le plus récent (Hasegawa et Finn, 2002).

En complément des tranchées de la faille inverse en surface, ou si la faille est aveugle ce qui est un cas fréquent pour les failles inverses, il est possible de quantifier les déplacements verticaux du bloc chevauchant si des marqueurs tels que des terrasses fluviales ou marines les ont enregistrés. Par exemple, l'activité récente du chevauchement du Mont Liban dont la trace de surface se situe en mer, a pu être caractérisée par l'observation de 4 niveaux de terrasses marines abandonnées et soulevées à l'aplomb du chevauchement (Fig. 2.7 ; notons que cet exemple s'appliquerait à l'identique à des failles à terre). Le soulèvement des terrasses est interprété comme résultant du déplacement vertical produit par de forts séismes répétés sur la faille (en supposant un niveau marin stable). La quantité de surrection relative est en moyenne de 90 cm pour chaque terrasse, la dernière surrection étant manifestement due au séisme historique de 551 A.D. (Fig. 2.7, Elias et al., 2007). Dans ce cas, les marqueurs déformés permettent d'identifier assez clairement les séismes passés, et de les dater via leur propre datation. En revanche, l'estimation des déplacements co-sismiques est difficile, car elle dépend de la géométrie de la faille en profondeur, qui est inconnue. Seules des estimations approximatives peuvent donc être réalisées, comme proposées par Elias et al. (2007 ; magnitude du dernier séisme estimée à $M_w \sim 7.5$ par 'inversion' des mesures de soulèvement côtier).

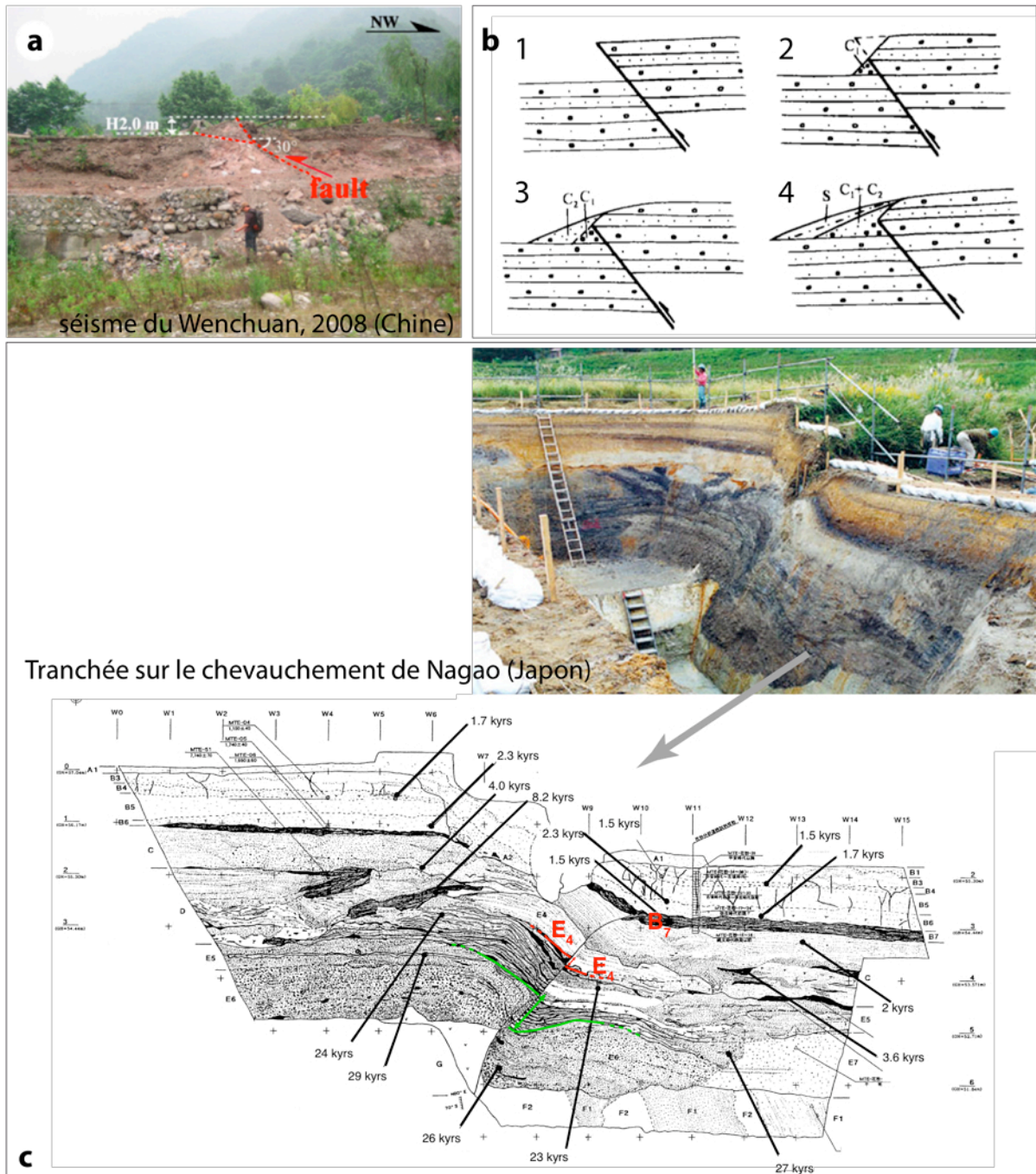


FIG. 2.6 : Cas des tranchées recoupant des failles inverses. a) Déplacement co-sismique lors du séisme du Wenchuan du 12 Mai 2008 (Mw 7.9, Chine) montrant la formation d'un coin colluvial (d'après Lin et al., 2009). b) Représentation schématique de la formation de coins colluviaux lors de forts séismes répétés (non-aveugles) sur une faille inverse en l'absence d'apport sédimentaire extérieur (d'après Deng et Zhang, 2000). c) Photographie de la tranchée perpendiculaire à la faille de Nagao au site de Hikami-Miyashita (N de l'île de Shikoku, Japon, site Internet AIST) et profil interprété de la tranchée. Les horizons plus jeunes que 25 ka BP (au-dessus du niveau souligné en vert) sont décalés de 1.5 m (sur le plan de faille), tandis que les horizons E4 à B7 (1500 BP) sont décalés d'une vingtaine de centimètres. Cette différence de déplacement indique qu'un premier séisme a eu lieu après 25ka, et un second vers 1500 BP (d'après Hasegawa et Finn, 2002).

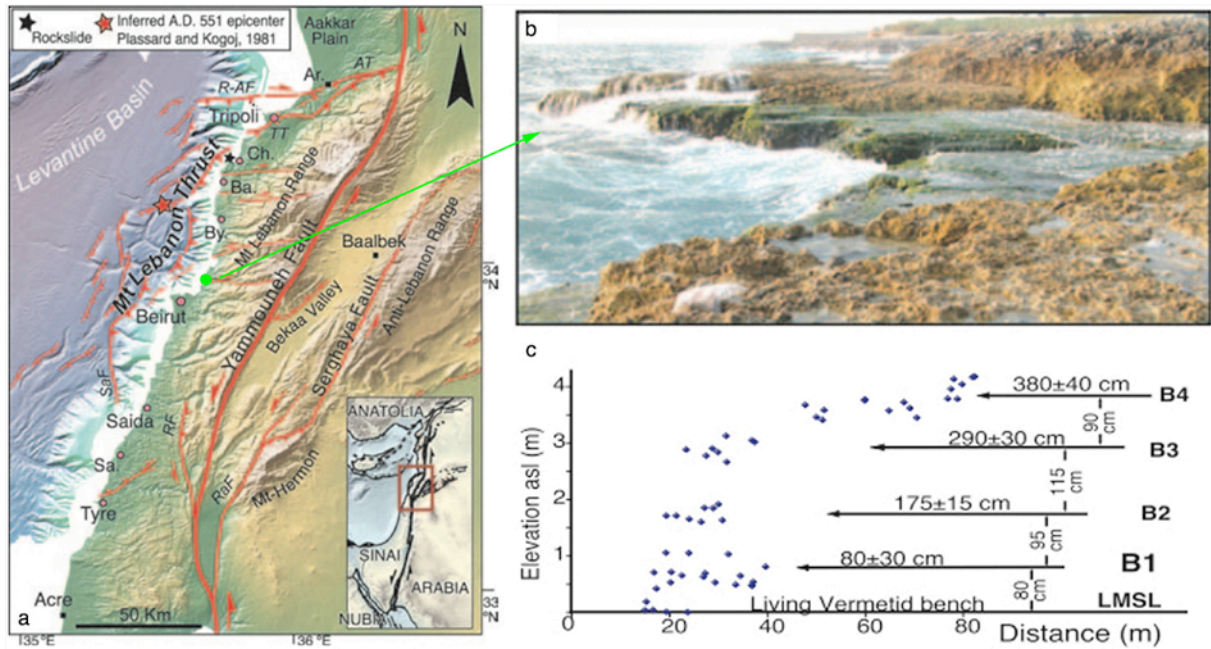


FIG. 2.7 : Marqueurs du soulèvement vertical à l'aplomb d'un chevauchement. a) Carte des failles actives du Liban montrant à l'ouest le chevauchement du Mont Liban mis en évidence par une campagne bathymétrique et localisation des terrasses marines soulevées dues à son activité (rond vert). b) photographie des terrasses marines soulevées et c) altitudes respectives au dessus du niveau marin actuel (d'après Elias et al., 2007).

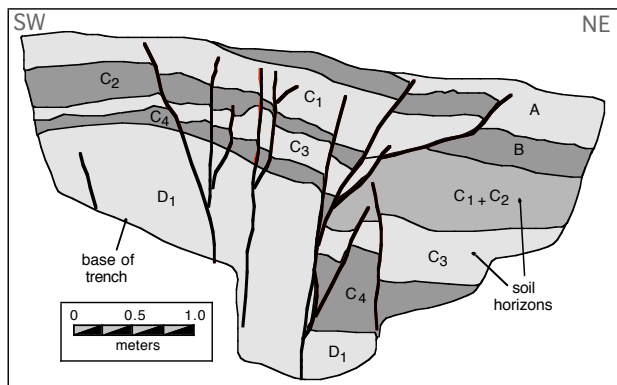


FIG. 2.8 : Représentation schématique d'une tranchée perpendiculaire à un décrochement (d'après Burbank et Anderson, 2001). La trace de la faille en surface se divise souvent en de nombreuses fractures (ici une dizaine sur 3 m de largeur) rendant complexe l'identification des séismes passés. Toutes les branches du chevauchement ne sont pas nécessairement actives à chaque événement comme le montrent les deux branches de droite qui recoupent l'horizon B, horizon non décalé par les branches de gauche.

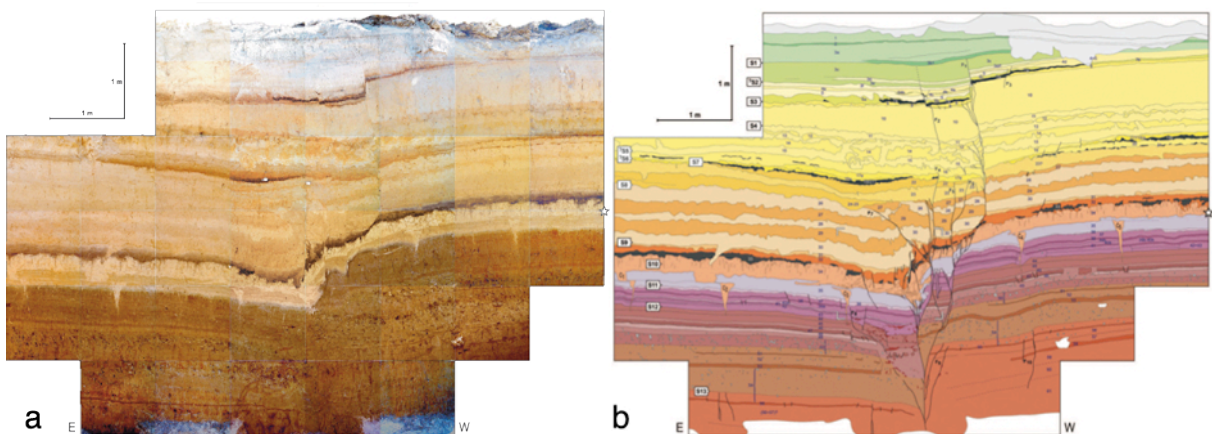


FIG.2.9 : Exemple d'une tranchée en environnement lacustre recoupant une faille décrochante. Photomosaïque (a) et interprétation (b) d'une tranchée dans des dépôts lacustres recoupés par la faille décrochante de Yammouneh (Liban) : les fractures coupant les horizons sédimentaires et leurs décalages verticaux ont permis d'identifier entre 10 et 13 séismes durant les derniers 12 ka (d'après Daëron et al., 2007).

* Failles décrochantes

Sur les décrochements, les études réalisées à ce jour ont principalement permis de dériver des vitesses de déplacement long-terme, par la mesure du décalage latéral de marqueurs morphologiques ou géologiques que l'on date par ailleurs (terrasses alluviales, moraines, etc). Ces décalages intègrent souvent le déplacement de nombreux séismes, sans permettre l'identification de ces derniers (e.g. Van der Woerd et al., 1998, 2002, 2006 ; Tapponnier et al., 2001 ; Hubert-Ferrari et al., 2002 ; Daëron et al., 2004 ; Mériaux et al., 2004, 2005 ; Chevalier et al., 2005 ; Matmon et al., 2005). De fait, si l'on cherche à identifier, dater et mesurer les séismes passés, on se heurte souvent à la faible représentativité spatiale et temporelle des marqueurs décalés, dont la présence est souvent locale et d'origine climatique impliquant des âges souvent pluri-millénaires.

Pour identifier les séismes passés sur une faille décrochante, la ou les tranchées sont souvent effectuées perpendiculairement à la trace de surface de la faille. Ceci est motivé par le fait qu'on cherche avant tout à identifier les séismes. Cette identification est faite sur la base d'évidences de rupture ou de déformation du sol, comme décrit précédemment pour les autres types de failles. Les ruptures identifiées et attribuées aux séismes sont souvent des fissures ou de petites failles à composantes verticales (Figs. 2.8 et 2.9). La datation des séismes ainsi reconnus se fait comme décrit pour les autres failles. Il en résulte que, si l'identification et la datation des différents forts séismes récents est possible, la mesure des déplacements latéraux qu'ils ont produits ne l'est pas. La réalisation de tranchées parallèles à la faille peut aider à résoudre ce problème, mais la reconnaissance de marqueurs décalés et 'corrélables' de part et d'autre de la faille est loin d'être aisée (Fig. 2.3).

La présence d'un bassin sédimentaire ou d'un lac sur la trace du décrochement peut créer un environnement favorable à l'enregistrement des ruptures par une sédimentation fine et rapide. L'exemple de la faille de Yammoûneh sur le système du Levant (Liban, Daëron et al., 2007) illustre la richesse de tels enregistrements : 10-13 événements ont été identifiés sur les derniers 12 ka par l'analyse des fractures verticales qui affectent les niveaux sédimentaires (marquant chaque rupture), et par datations au ^{14}C de ces niveaux (Fig. 2.9). En revanche, les déplacements latéraux produits par ces événements n'ont pas pu être déterminés.

Les décrochements ont la particularité de créer, si la trace de la faille en surface n'est pas strictement continue ou linéaire, des zones d'intersegment en extension (bassins en pull-apart)

ou en compression (push-up ; Fig. 2.10a). Dans le cas des bassins en pull-apart, la dépression ainsi formée piège les sédiments fluvio/lacustres (exemple Fig. 2.10b, site de Wrightwood sur la faille de San Andreas, Californie). Seule l'étude complète du bassin par une série de tranchées permet de déterminer des marqueurs décalés pour l'estimation du déplacement de chaque séisme (Fig. 2.10c-d). Dans le cas présent du site de Wrightwood, quinze séismes ont été caractérisés sur une période de 1600 ans ce qui en fait un site d'une exceptionnelle qualité. D'autres cas de tranchées dans des bassins en pull-apart peuvent être cités : sur la faille de la Mer Morte où 2 séismes ont été mis en évidence durant les derniers 12 ka avec des déplacements de l'ordre de 1-1.5 m (Israël, Zilberman et al., 2000), sur la faille de Haiyuan où six paléoséismes ont été identifiés durant les derniers ~4 ka (Chine, Liu-Zheng et al., 2007). Notons que les déplacements ne sont pas directement mesurés sur le décrochement lui-même mais dans certaines de ses zones d'inter-segment qui sont des zones de déficit en déplacement (e.g., Manighetti et al. 2001 sur les failles long-terme, Wesnousky, 2006, 2008 sur les séismes), donc pas nécessairement représentatives du 'comportement sismique' de la faille.

2.2.4. Datations cosmogéniques des phases d'exhumation sismique

Dans le cas des failles normales (Fig. 2.11), l'exposition au rayonnement cosmique du plan de faille exhumé par les séismes, permet d'utiliser les isotopes cosmogéniques fabriqués au sein de la roche, nommés isotopes *in-situ*, pour l'identification et la datation des séismes passés. La concentration en un isotope diminue du haut vers le bas de l'escarpement, i.e., de la partie la plus ancienne à la partie fraîchement exposée par le dernier séisme. Le profil de concentration est donc formé de paliers correspondant chacun à un séisme comme le montre la figure 2.12. Pendant la phase inhumée (avant le séisme), le plan de faille commence à s'enrichir en isotope cosmogénique et le profil de concentration acquiert sa forme d'exponentielle décroissante vers la profondeur (b_1). Cette diminution exponentielle s'explique du fait de l'atténuation des rayons cosmiques qui est proportionnelle à l'épaisseur de matière traversée, dans ce cas le hangingwall et/ou le colluvion (a_1). Suite au séisme, la partie nouvellement mise à la surface s'enrichit en isotope cosmogénique en tout point à la même vitesse (b_2), ce qui revient à 'translater' la portion d'exponentielle précédemment formée. Ce processus répété génère un profil théorique de concentration en isotope cosmogénique formé de portions d'exponentielles (b_n , et Fig. 2.13b).

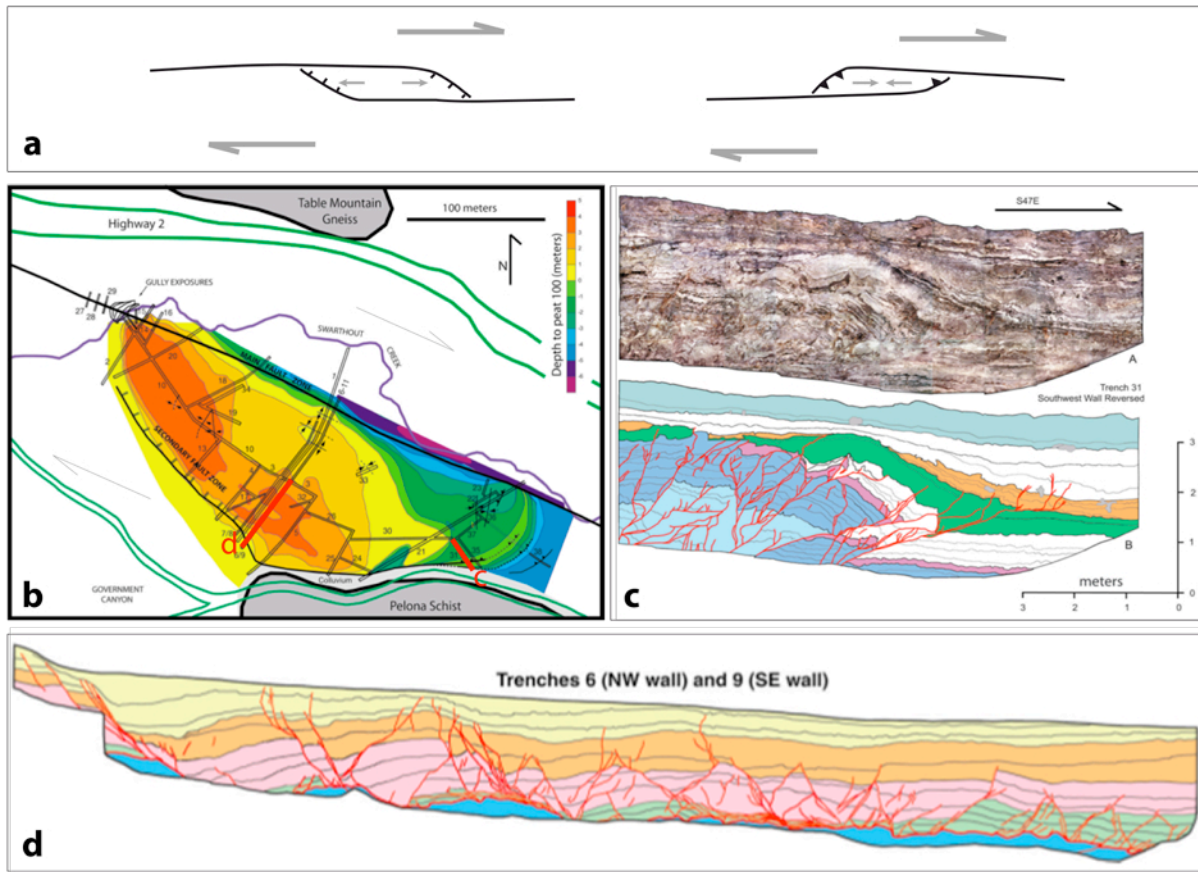


FIG. 2.10 : Cas des tranchées aux intersegments sur les failles décrochantes. a) représentation schématique de la trace de surface d'une faille décrochante. Les ondulations du plan de faille peuvent conduire à la formation de petits bassins extensifs en 'pull-apart' (à gauche), ou de structures en compression ou 'push-up' (à droite). b) vue en carte du pull-apart étudié au site de Wrightwood de la faille de San Andreas (Californie, Weldon et al., 2002), avec localisation des 38 tranchées réalisées. c) photomosaïque et interprétation d'une tranchée au SE dans la zone en transpression (voir localisation carte b). d) interprétation d'une tranchée au SW dans la zone en transtension. La chronologie relative des évènements sismiques est établie sur la base d'arguments géométriques : une fracture celée par un niveau sédimentaire est nécessairement antérieure au dépôt de ce niveau.

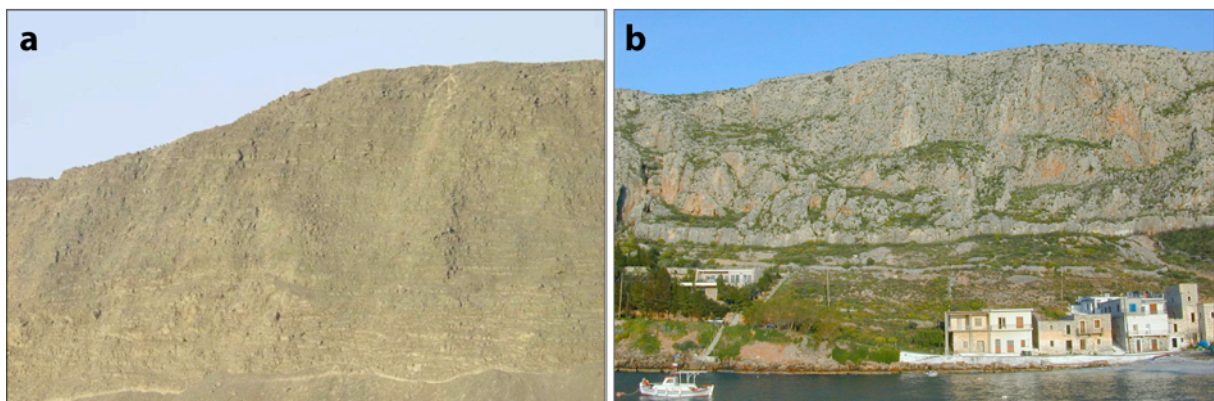


FIG. 2.11 : Deux exemples d'escarpements de failles normales actives. a) faille coupant des coulées basaltiques, rift d'Asal, Djibouti, montrant un liseré clair de quelques mètres de hauteur à la base de l'escarpement cumulé (photographie I. Manighetti). b) faille de Gerolimini coupant des calcaires en Grèce montrant un muret clair d'une dizaine de mètres de hauteur à la base de l'escarpement cumulé (photographie L. Benedetti).

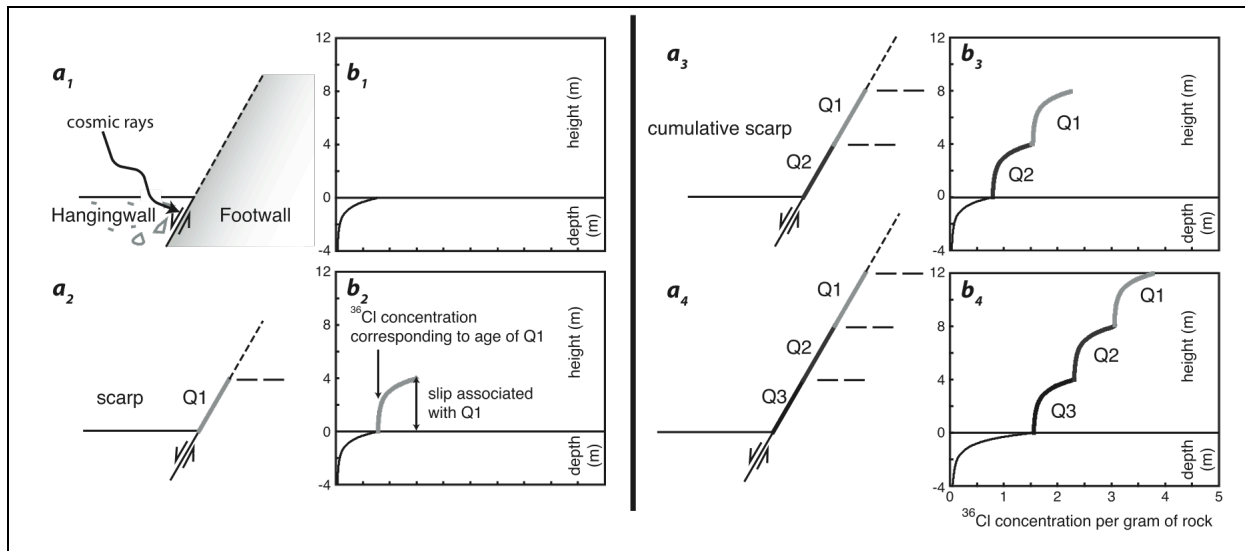


FIG. 2.12 : Evolution des concentrations en isotope cosmogénique in-situ ^{36}Cl sur un escarpement calcaire de faille normale après 3 séismes notés Q1 à Q3 (modifié d'après Palumbo et al., 2004).

a₁ : Représentation schématique en coupe d'un escarpement de faille normale : à gauche le colluvion formé d'un mélange de blocs calcaire et de sol, à droite, le plan de faille calcaire. a₂ à a₄ : succession de trois séismes exhument progressivement le plan de faille (Q1 à Q3). b₁ : Profil théorique de concentration en ^{36}Cl pour la partie enfouie du plan de faille montrant la diminution des concentrations avec l'augmentation d'épaisseur de colluvion traversé. b₂ à b₄ : profils théoriques générés par la succession de trois séismes. La forme en exponentielle décroissante est acquise lorsque le plan de faille est encore enfoui. La concentration finale en surface est la somme de la contribution acquise en profondeur (forme exponentielle) et de la contribution acquise à la surface (identique en tout point de la surface du plan exhumé, et uniquement fonction du temps d'exposition).

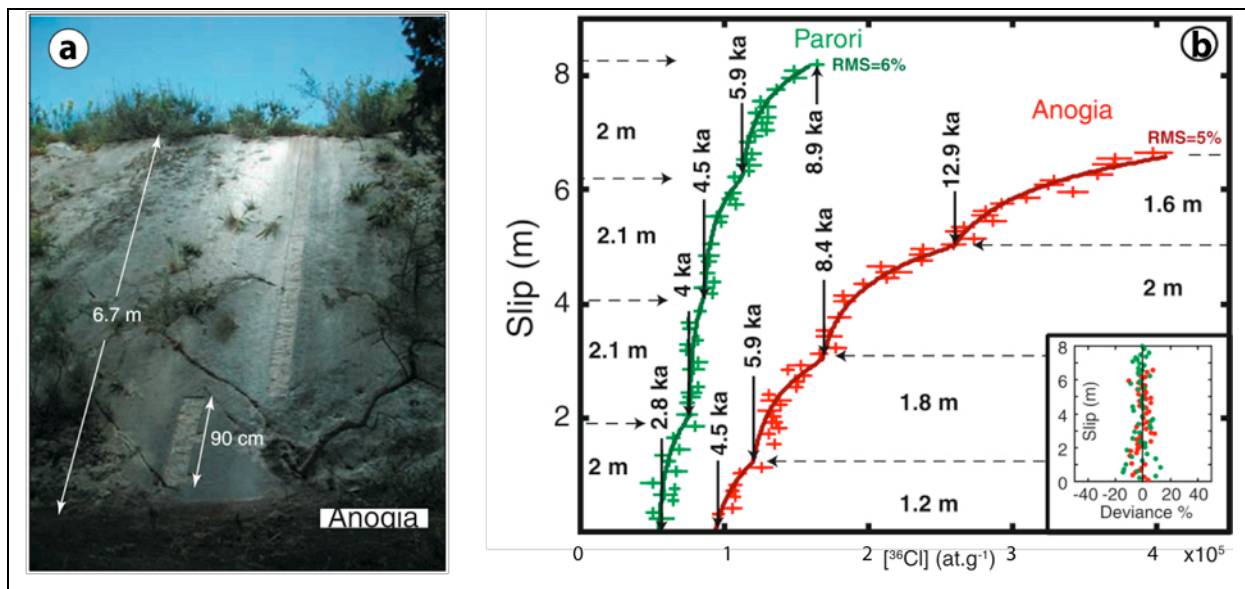


FIG. 2.13 : Exemple d'application de la méthode ^{36}Cl sur un escarpement calcaire de faille normale active (d'après Benedetti et al., 2002). a) Photographie du site d'Anogia sur la faille de Sparte, Grèce, montrant l'échantillonnage vertical réalisé pour les mesures des concentrations en ^{36}Cl . b) Concentrations ^{36}Cl mesurées (croix) en fonction de la hauteur de l'escarpement pour les deux sites échantillonnés sur la faille de Sparte (Anogia et Parori), et modèles correspondants (lignes continues). Les âges et les déplacements indiqués sont ceux des séismes modélisés. Le graphique en encart représente pour les deux sites repérés par leurs couleurs respectives, la différence entre le modèle et les données en pourcentage.

L'application de cette méthode n'est possible que si le plan de faille exhumé est préservé de l'érosion. Les roches magmatiques sont en général rapidement érodées mécaniquement, de sorte que le plan de faille exhumé à la base de l'escarpement cumulé reste intact tout au plus pendant quelques centaines d'années (Fig. 2.11a). Seules les failles normales recoupant des formations calcaires massives ont des escarpements exhumés qui peuvent se maintenir préservés de l'érosion pendant des temps suffisamment longs pour inclure plusieurs événements sismiques. Les failles normales dans les calcaires sont ainsi les rares appropriées à l'utilisation des isotopes cosmogéniques pour l'identification et la datation des séismes passés. L'isotope utilisé est alors le ^{36}Cl (Fig. 2.11b). Le long d'un transect vertical courant de haut en bas de la partie basale préservée de l'escarpement (Fig. 2.13a), la mesure du rapport entre isotope cosmogénique et isotope stable (^{35}Cl ou ^{37}Cl) par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) permet de calculer les concentrations en ^{36}Cl . Connaissant les quantités de ^{36}Cl produites par unité de temps (taux de production), la modélisation du profil des concentrations permet la détermination conjointe des déplacements produits en surface par les derniers forts séismes et de leurs âges (Fig. 2.13b ; Zreda et Noller, 1998 ; Mitchell et al., 2001 ; Benedetti et al., 2002, 2003a ; Palumbo et al., 2004).

Cette méthode présente l'avantage de pouvoir reconstituer continûment l'histoire des forts séismes ($M_w \geq \sim 6$) ayant rompu la faille dans la période correspondant à l'exhumation de l'escarpement analysé (~ 10 ka). Comme nous le verrons par la suite cependant, le nombre de séismes identifiés ainsi que les âges et déplacements obtenus sont dérivés d'une modélisation des concentrations mesurées, dans laquelle de multiples paramètres et hypothèses plus ou moins bien contraints sont introduits. Les paramètres sismiques déterminés sont donc très dépendant du modèle choisi, et sont donc entachés d'incertitudes dont la quantification est nécessaire. Dans la plupart des études réalisées jusqu'à présent, ces incertitudes n'ont pas été quantifiées, ni même parfois évoquées. Nous les discutons en détail dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

2.2.5. Enregistrement des séismes en domaine lacustre et marin : les « sismites »

En domaine lacustre, la déstabilisation des sédiments par le passage des ondes sismiques (et par les déplacements engendrés si la faille recoupe lesdits sédiments) entraîne la formation d'horizons sédimentaires particuliers nommés « sismites ». Ce sont des niveaux épais de

plusieurs centimètres à plusieurs mètres, granodécroissants, correspondant au re-dépôt des sédiments mis en suspension lors du glissement gravitaire, et/ou correspondant à des niveaux d'échappements des fluides sous pression contenus dans les sédiments superficiels. La comparaison des âges de tels niveaux identifiés dans une carotte sédimentaire lacustre avec les âges des séismes historiques connus, a montré la validité de ces marqueurs spécifiques et confirmé la corrélation existant entre forts séismes et glissements gravitaires dans les lacs (exemple du Lac de Laffrey dans la région de Grenoble, Fig. 2.14a, Nomade et al., 2005). Les séismes induisant éventuellement la formation de sismites sont toutefois limités aux fortes magnitudes ($M_w > \sim 5$), et se situeraient à des distances relativement faibles des sismites observées, d'une centaine de km tout au plus (e.g. Nomade et al., 2005). Ainsi, bien que l'observation de sismites puisse être précieuse pour reconstituer certains pans de l'histoire sismique passée d'une région, elle ne permet pas de déterminer la magnitude et la localisation des séismes responsables de ces déstabilisations gravitaires (e.g. Moernaut et al., 2007).

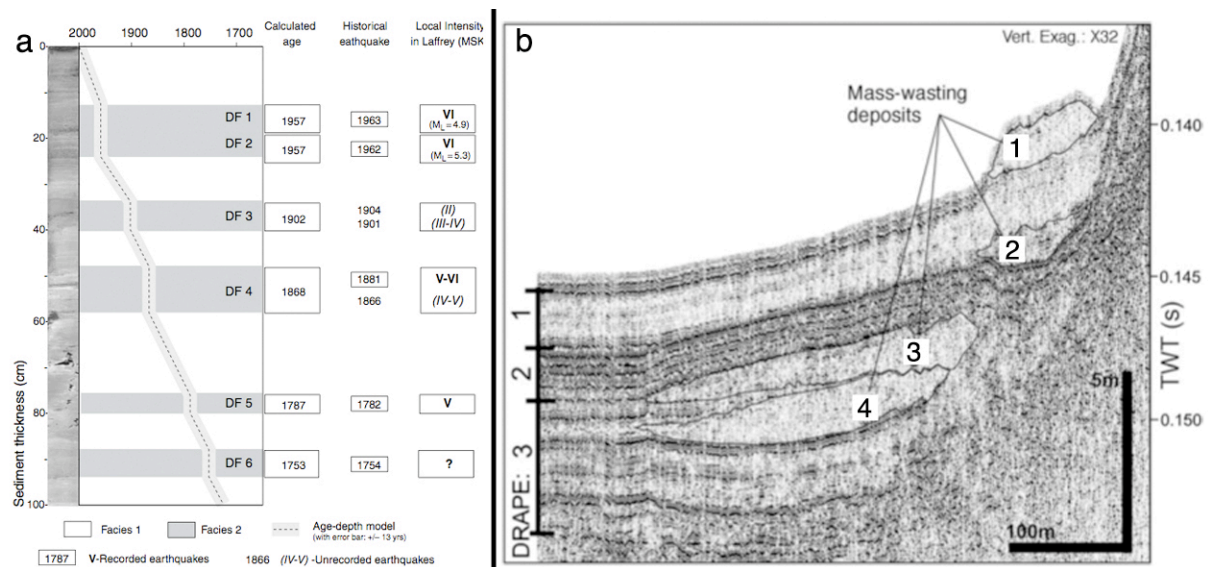


FIG. 2.14 : Exemples de sismites lacustres. a) Trois siècles d'enregistrement sédimentaire dans le lac de Laffrey (Alpes, France) montrant la corrélation entre niveaux sédimentaires de type « sismites » (niveaux notés DF) datés aux radionucléides ^{137}Cs et ^{210}Pb , et âges des séismes historiques dans la région (Nomade et al., 2005). b) Exemple de profil sismique dans le lac de Puyehue au Chili où 4 niveaux de sismites sont identifiables. Dans ce lac, 9 niveaux ont ainsi été attribués à des séismes durant les derniers 10 ka avec des temps de récurrence variant de 500 à 2000 ans (Moernaut et al., 2007).

Les effets des forts séismes sur la sédimentation des dépôts marins ont été mis en évidence dès les années 1950 (Beck et al., 2007 et références incluses) et utilisés comme indicateurs paléosismologiques. Ces effets sont particulièrement clairs dans des bassins marins isolés ayant des taux de sédimentation relativement constants au cours du temps et sont similaires à ceux identifiés dans les lacs. Par exemple, en mer de Marmara, bassin en pull-apart à la terminaison ouest de la faille Nord-Anatolienne, 26 évènements ont ainsi été mis en évidence

dans des carottes sédimentaires recouvrant la période 0-12 ka par la présence de niveaux épais, homogènes, de re-dépôt de sédiments (Beck et al., 2007). Ainsi, comme dans le cas des lacs, l'observation de sismites marines est précieuse car elle aide à reconstituer l'histoire sismique d'une zone de failles. En revanche, elle ne permet pas de déterminer précisément la magnitude et la localisation des séismes responsables des déstabilisations gravitaires observées.

2.2.6. *Mouvements forts passés : les blocs « précaires »*

L'observation de blocs rocheux en équilibre précaire dans une région sismique démontre qu'aucun des séismes passés ayant affecté cette région n'a été suffisamment fort (en termes de mouvements forts produits au sol au site des roches observées) pour déstabiliser ces blocs (e.g. Brune, 2003). La formation de tels blocs couvrant généralement des échelles de temps de plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années, les séismes passés considérés couvrent ces mêmes temps longs. En fonction de la géométrie des blocs et du contexte géologique environnant (prise en compte des effets de site), il est possible d'estimer quelles accélérations minima seraient nécessaires à leur déstabilisation (e.g., Brune, 2003). Connaissant la distribution et le mode de glissement des failles actives environnantes (car les mouvements forts sont supposés varier avec le mode de glissement ; e.g., Brune, 2003 ; Radiguet et al., 2009), il est possible de dériver de ces accélérations minima les magnitudes maxima des séismes passés s'étant produits dans la région d'observation. En revanche, l'observation de blocs précaires ne permet pas l'estimation des temps d'occurrence de ces séismes passés, ni leur localisation. La figure 2.15 montre des blocs « précaires » sur le footwall de la faille normale de Fort Sage pour lesquels la magnitude seuil est estimée à $M_w \sim 6.0$ par l'application de courbes de référence, et à $M_w \sim 7.0$ en considérant le contrôle possible du mode de glissement sur les accélérations produites au sol.



FIG. 2.15 : Exemples de blocs précaires (d'après Brune, 2003). Blocs « précaires » dans la région de la faille du lac de Honey et de la faille de Fort Sage (NE Californie) indiquant qu'aucun séisme ayant produit une accélération supérieure à 0.2-0.3g n'a eu lieu depuis plusieurs milliers d'années.

2.3. Méthodes d'identification des séismes passés en zone de subduction

Contrairement aux failles intra-continetales, en contexte de subduction, les ruptures de surface éventuellement produites par les séismes ne sont pas accessibles à l'observation directe puisqu'elles se trouvent en mer. Seules les déformations de la plaque supérieure à l'aplomb de la zone de subduction peuvent alors éventuellement apporter certaines informations sur les paléoséismes ayant rompu l'interface de subduction. L'exemple contemporain du séisme de Sumatra en 2004 démontre que la plaque supérieure a subi d'importants mouvements verticaux au cours du séisme, bien enregistrés par les réseaux GPS (Chlieh et al., 2007). La présence d'îles coralliennes à l'aplomb de la zone de rupture a également permis l'enregistrement de certains de ces mouvements verticaux. La figure 2.16b montre un exemple de coraux soulevés lors du séisme, ici de près de ~45 cm (Meltzner et al., 2006). L'ensemble des données acquises (mesures GPS et InSAR, corrélation d'images satellite anté- et post-séisme, mesures de coraux soulevés) a permis de dresser la carte des mouvements verticaux co-sismiques (Fig. 2.16c, Meltzner et al., 2006). Cette carte montre que certaines zones de la plaque supérieure ont subi une subsidence, tandis que d'autres se sont soulevées. La modélisation de la rupture en domaine élastique permet de concilier ces observations (Fig. 2.16a) : la plaque se soulève pour l'essentiel à l'aplomb de la zone rompue, et subside à l'aplomb de la zone de glissement stable. La mesure des mouvements verticaux subis par la plaque supérieure permet alors de mieux définir la géométrie de la zone rompue (notamment sa largeur), ainsi que les quantités de glissement co-sismique produites sur

l'interface. Ce dernier point nécessite cependant que la géométrie profonde du plan de rupture soit connue, et que les mesures de surface soient suffisamment nombreuses pour couvrir la zone rompue. Quoiqu'il en soit, l'exemple du séisme de Sumatra suggère que les forts séismes passés ont affecté la plaque supérieure de façon similaire. Si les mouvements verticaux produits par ces séismes passés ont pu être enregistrés de façon pérenne par la plaque supérieure, leur détection et leur mesure devraient permettre d'obtenir certaines informations sur ces séismes passés.

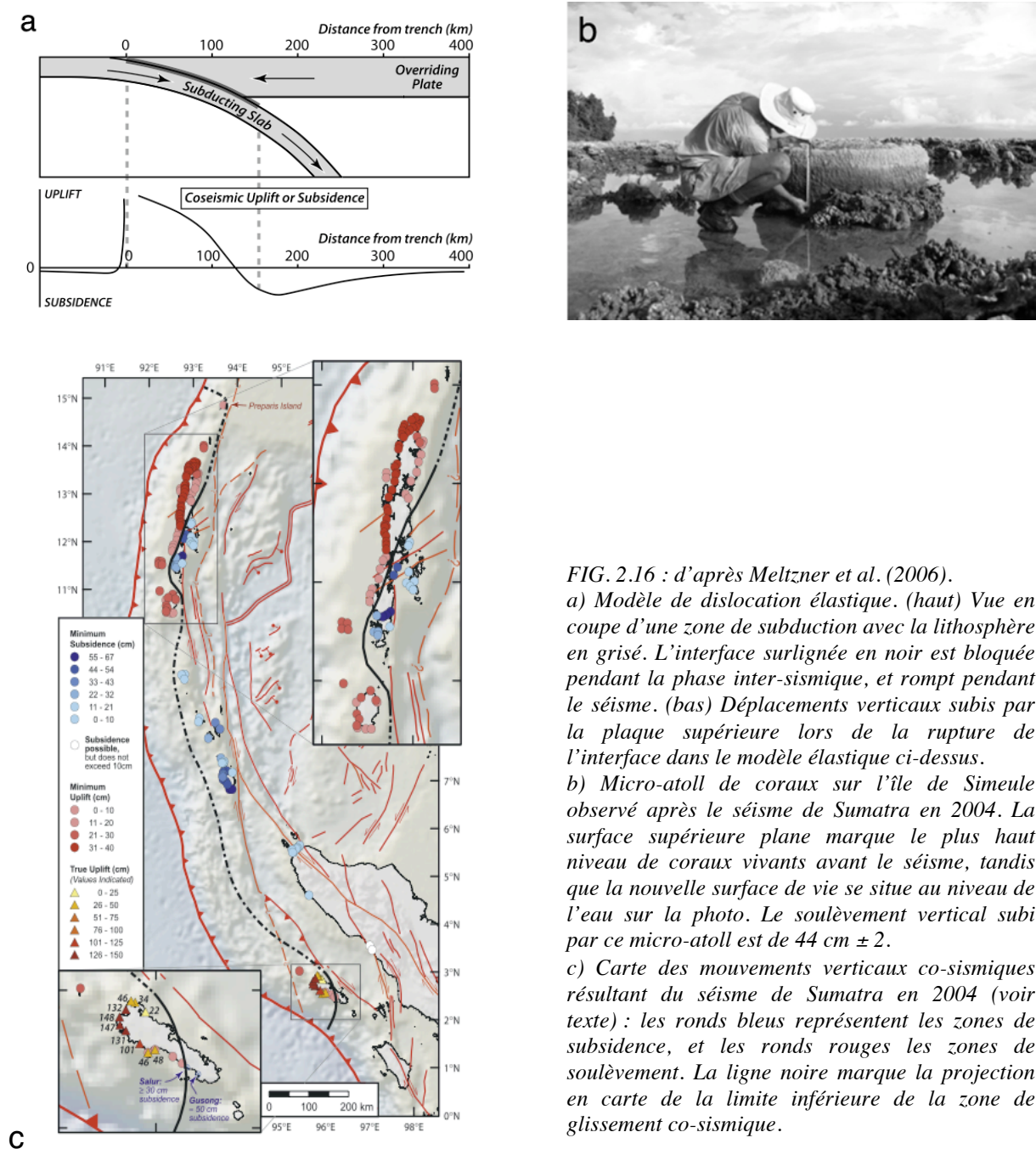


FIG. 2.16 : d'après Meltzner et al. (2006).
 a) Modèle de dislocation élastique. (haut) Vue en coupe d'une zone de subduction avec la lithosphère en grisé. L'interface surlignée en noir est bloquée pendant la phase inter-sismique, et rompt pendant le séisme. (bas) Déplacements verticaux subis par la plaque supérieure lors de la rupture de l'interface dans le modèle élastique ci-dessus.
 b) Micro-atoll de coraux sur l'île de Simeule observé après le séisme de Sumatra en 2004. La surface supérieure plane marque le plus haut niveau de coraux vivants avant le séisme, tandis que la nouvelle surface de vie se situe au niveau de l'eau sur la photo. Le soulèvement vertical subi par ce micro-atoll est de $44 \text{ cm} \pm 2$.
 c) Carte des mouvements verticaux co-sismiques résultant du séisme de Sumatra en 2004 (voir texte) : les ronds bleus représentent les zones de subsidence, et les ronds rouges les zones de soulèvement. La ligne noire marque la projection en carte de la limite inférieure de la zone de glissement co-sismique.

Le séisme de Sumatra a également engendré un tsunami considérable qui a dévasté les côtes de l'Océan Indien. Or les marques de son passage sont clairement identifiables dans la morphologie côtière, sous forme notamment de dépôts sableux d'un type particulier (Fig. 2.19b). Il est probable que les forts tsunamis passés aient déposé et abandonné les mêmes types de sédiments sur les côtes de la plaque rompue. L'identification de ces sédiments particuliers peut donc elle aussi apporter des contraintes sur les séismes passés en zone de subduction.

2.3.1. Données historiques

Pour des périodes de temps de quelques siècles, les écrits nous apportent parfois de précieuses informations comme le montre l'exemple du port de Murotsu (île de Shikoku, Japon du SW) dont le soulèvement co-sismique a été reporté depuis les années 1700 grâce à la mesure relative du niveau marin comparé à un niveau repère de bernacles (crustacés vivant dans la zone de balancement des marées) (Shimazaki et Nakata, 1980). Les soulèvements verticaux résultant de trois séismes ont ainsi pu être mesurés avec une précision de l'ordre de la dizaine de centimètres (Fig. 2.17a). Ces valeurs restent néanmoins locales, et ne suffisent pas à dériver les valeurs de déplacements cosismiques sur l'interface rompue (car ces valeurs dépendent de la géométrie du plan rompu, en général mal connue).

Comme pour les séismes intra-continentaux, les écrits relatant les tremblements de terre ou tsunamis passés nous renseignent sur l'âge des séismes mais plus difficilement sur l'étendue des ruptures et leurs magnitudes.

2.3.2. Marqueurs de la déformation verticale

Pour des périodes plus anciennes, seuls des marqueurs géologiques ou morphologiques capables d'enregistrer les mouvements verticaux de la plaque supérieure sur laquelle ils reposent peuvent apporter des informations sur les séismes passés ayant rompu l'interface de subduction. Ces marqueurs sont généralement des surfaces biologiques (récifs et plate-formes coralliens frangeants, bancs de crustacés ou mollusques spécifiques) ou morphologiques (terrasses ou encoches d'abrasion marine, niveaux de plages) se développant initialement à l'interface eau de mer-atmosphère, de sorte qu'elles marquent précisément le niveau zéro de l'océan, et, lorsqu'elles sont soulevées, les paléo-niveaux marins. L'utilisation de ces surfaces en tant que marqueurs de mouvements tectoniques verticaux ne peut donc se faire que si l'on

connaît par ailleurs l'évolution temporelle des fluctuations d'origine non-tectonique du niveau marin. Trois exemples sont présentés sur les figures 2.17 (b-c) et 2.18. Au sud de la péninsule de Boso (île de Honshu, Japon du SE), l'observation de deux niveaux de mollusques (bernaclés) au dessus du niveau marin actuel suggère que ces niveaux ont été exhumés par deux séismes, dont les mouvements verticaux sont déduits de l'altitude des niveaux de mollusques (Fig. 2.17b). Dans cette même péninsule de Boso, l'observation et la datation de quatre terrasses d'abrasion marine exhumées au-dessus du niveau marin actuel (Fig. 2.17c) suggèrent que ces terrasses ont été soulevées par quatre séismes ayant rompu l'interface de subduction durant les derniers 5 ka (e.g. Shimazaki et Nakata, 1980 ; Shishikura et al., 2007).

L'étude des anneaux de croissance de microatolls de coraux (exemple dans la région des séismes de Sumatra-Andaman, 2004, et de Nias-Simeule, 2005, Fig. 2.18) permet de quantifier les déformations verticales inter-sismiques et co-sismiques passées sur les derniers siècles avec une résolution temporelle annuelle à pluriannuelle et une résolution verticale centimétrique. En effet, certaines espèces de coraux ne se développent pas au-dessus du niveau de la mer à marée basse, car elles nécessitent d'être toujours immergées. Les anneaux de croissance de ces coraux, observés en coupe sur des échantillons d'atolls et datés grâce au couple radioactif U/Th, permettent alors de mesurer l'évolution du niveau marin au cours du temps, et donc, si ce niveau n'a pas intrinsèquement changé, de mesurer les mouvements verticaux relatifs de la plaque supérieure (Fig. 2.18 ; e.g. Sieh et al., 1999 ; Natawidjaja et al., 2004, 2006, 2007).

2.3.3. Marqueurs de paléo-tsunamis

Dans des environnements côtiers préservés de l'action journalière des vagues, tels les lagunes et les marécages (zone tidale à supratidale) où la sédimentation habituelle est fine (argiles, silts et sables fins avec parfois développement d'un sol), la transgression marine brutale due à un tsunami a pour effet d'éroder les premiers centimètres de la surface et de déposer des sables grossiers qui, lorsque la sédimentation normale reprend, restent conservés dans la colonne stratigraphique. D'une couleur claire, ces sables se différencient des argiles/silts/sables foncés déposés en période normale calme. L'étude en coupe (tranchée) des sédiments côtiers peut ainsi permettre d'identifier de tels dépôts de tsunamis, comme cela a été observé dans l'île de Vancouver (Fig. 2.19a, Huntley et Clague, 1996), ou encore pour l'exemple actuel du tsunami de 2004 sur l'île de Sumatra (Fig. 2.19b).

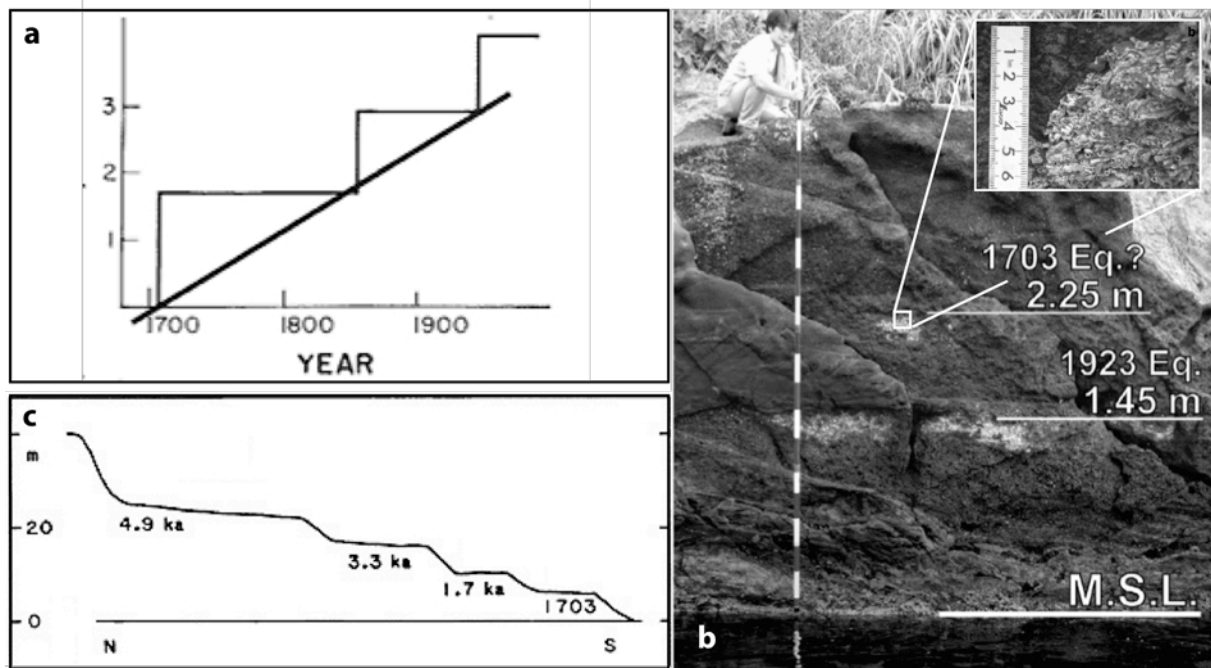


FIG 2.17 : a) Soulèvement vertical co-sismique du port de Murotsu (Japon du SW, Shimazaki et Nakata, 1980). b) Photographie de niveaux de mollusque morts suite à leur mise à l'air libre par deux séismes (Jogashima, péninsule de Boso, Japon du SE), et détail d'un niveau de mollusque dans l'encart (Shishikura et al., 2007). 'M.S.L.' : niveau marin moyen actuel. c) Coupe topographique des terrasses d'abrasion marine de la péninsule de Boso (d'après Matsuda et al., 1978) montrant la terrasse exhumée par le séisme historique de 1703, et trois terrasses plus anciennes datées au ^{14}C et probablement exhumées par de forts séismes passés.

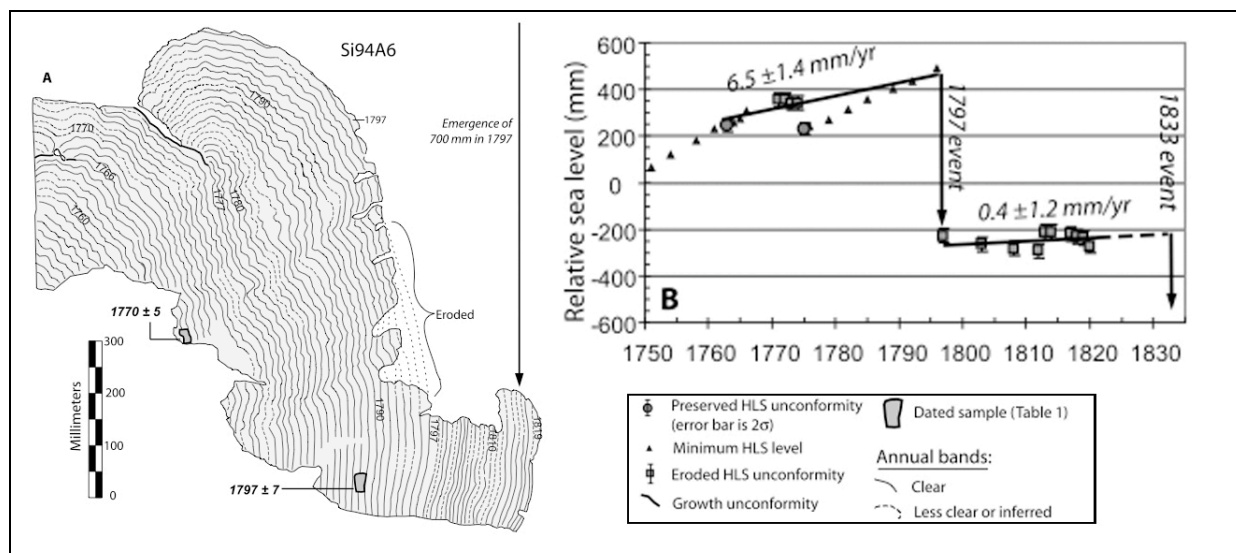


FIG. 2.18 : Exemple d'utilisation des microatolls de coraux pour la mesure des déformations de la plaque supérieure en contexte de subduction et la datation des paléoséismes (d'après Natawidjaja et al., 2006). Coupe d'un microatoll fossile de coraux montrant l'histoire des variations relatives du niveau marin suite aux mouvements verticaux de la plaque supérieure à l'aplomb de la zone sismogénique de la subduction de Sumatra (Sipora, îles de Mentawai). Chaque cerne correspond à un anneau de croissance d'un an. Les âges en gras sont des âges U-Th. 70 cm de baisse relative du niveau marin, donc de soulèvement de l'île, ont été enregistrés en 1797, attestant de la rupture du plan de subduction à cette date.

Dépôts de tsunamis et dépôts de fortes tempêtes se différencient par leur épaisseur, et par le fait que les dépôts de tsunamis représentent une seule et unique unité de sables granodécroissants présentant peu de lamines (Fig. 2.19c-d, d'après Morton et al., 2007).

L'âge de tels dépôts de paléo-tsunamis peut être déterminé : (1) par la datation ^{14}C de matière organique (bois flotté) ou de coquilles contenues dans les sables du tsunami, (2) par la datation ^{14}C de la matière organique du paléosol enfoui sous les sables du tsunami, (3) par la datation OSL de la fraction siliceuse (quartz et feldspaths) des dépôts du tsunami. La première méthode présente l'inconvénient de potentiellement donner des âges plus anciens que le tsunami lui-même, puisque la matière organique et/ou les coquilles peuvent être remobilisés. La deuxième méthode est plus fiable, mais de tels paléosols ne sont pas toujours développés, ou n'ont pas été forcément conservés de manière appropriée. Enfin, la datation OSL mesure le temps écoulé depuis la dernière exposition du sable à la lumière du jour lorsqu'il se trouvait dans la zone tidale où l'action journalière des marées assurait son remaniement constant.

L'étude des paléo-tsunamis nous renseigne donc sur les âges des forts séismes ayant affecté une région sans cependant permettre de préciser la magnitude, la localisation (notons que le dépôt de tsunami peut être très distant du séisme qui en est responsable) et l'extension de la rupture ayant engendré le tsunami.

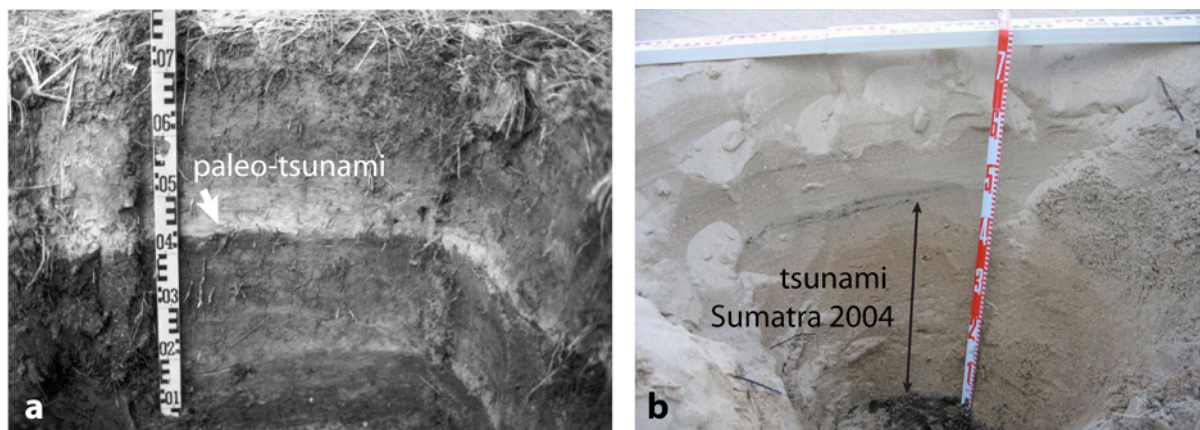


FIG. 2.19 : Exemples de dépôts sédimentaires de tsunamis. a) Coupe du premier mètre depuis la surface dans la zone tidale sur l'île de Vancouver (d'après Huntley et Clague, 1996) montrant les dépôts de sable d'un paléo-tsunami (1700 A.D.), qui recouvrent un paléosol argileux foncé. b) Equivalent actuel sur l'île de Sumatra (photo G. Gelfenbaum, site Internet USGS) suite au séisme de 2004 et au tsunami lui ayant succédé. 73 cm de sables se sont déposés depuis 2004 au dessus du sol (en noir au fond du trou). Les premiers 45 cm sont formés d'une seule unité granodécroissante attribuée au tsunami de 2004.

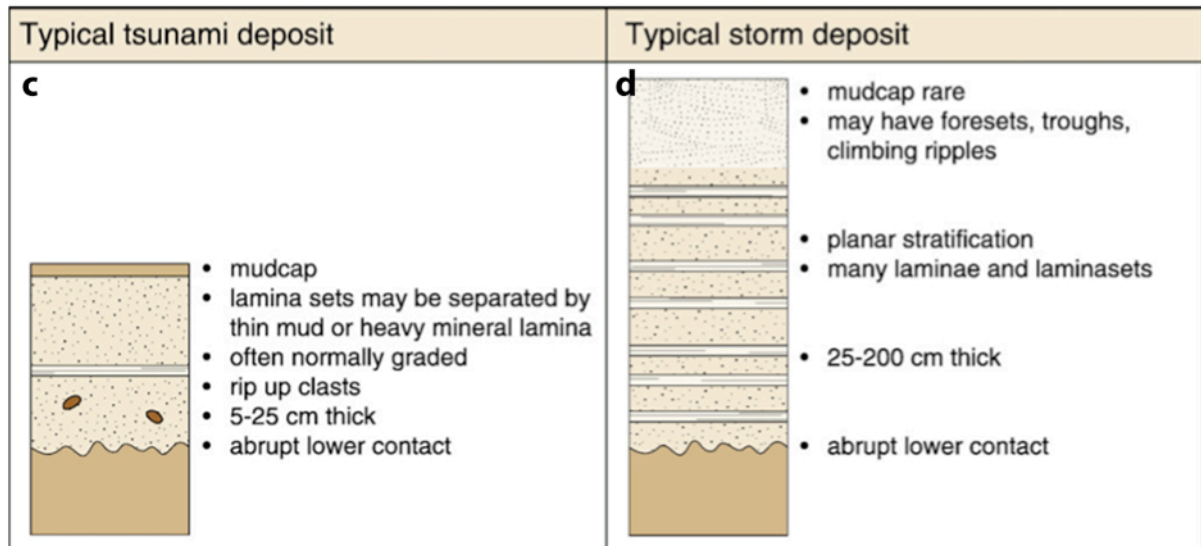


FIG. 2.19 (suite) : c) Représentation schématique des dépôts caractéristiques d'un tsunami, comparée à d), pour des dépôts de tempête (d'après Morton et al., 2007). La base érosive de la séquence est commune aux deux mécanismes, mais les dépôts de tsunamis sont formés d'une unique unité granodécroissante englobant parfois des 'galets-mous' provenant du remaniement des dépôts pré-tsunamis par la force de la vague. Cette unité se termine par une couche fine de boues de décantation.

2.4. Conclusions et discussions

Que ce soit par l'observation directe des empreintes des séismes passés sur les failles intra-contininentales ou par leur observation indirecte en zone de subduction, notre fenêtre temporelle d'investigation est très limitée : limitée par les conditions très spécifiques nécessaires à l'enregistrement des séismes passés, et par la qualité de ces enregistrements. Rappelons que seuls les séismes de magnitude supérieure $M \geq \approx 6$ en domaine continental, et probablement plus en subduction, sont capables de produire des déformations qui seront éventuellement enregistrées et détectables par les méthodes de la paléosismologie sens large. Dans le meilleur des cas, et quelque soit la méthode utilisée, seuls les déplacements co-sismiques (de surface ; voir ci-après) peuvent être estimés, de sorte que les magnitude des séismes passés ne peuvent être que dérivées. Elles sont généralement dérivées de fonctions empiriques qui relient les déplacements et magnitudes des séismes historiques connus (Fig. 2.20, Wells et Coppersmith, 1994). Or ces fonctions présentent trois problèmes majeurs : 1) elles sont basées sur un nombre limité de données, ce qui ne permet pas de démontrer leur validité ; 2) les données disponibles présentent une grande variabilité qu'une fonction unique reliant déplacement et magnitude ne permet pas de restituer. Les incertitudes sur les magnitudes dérivées des déplacements produits sont donc très grandes ; 3) la compréhension

mécanique et physique des liens entre déplacements produits et magnitudes n'est pas claire (e.g., Manighetti et al., 2007).

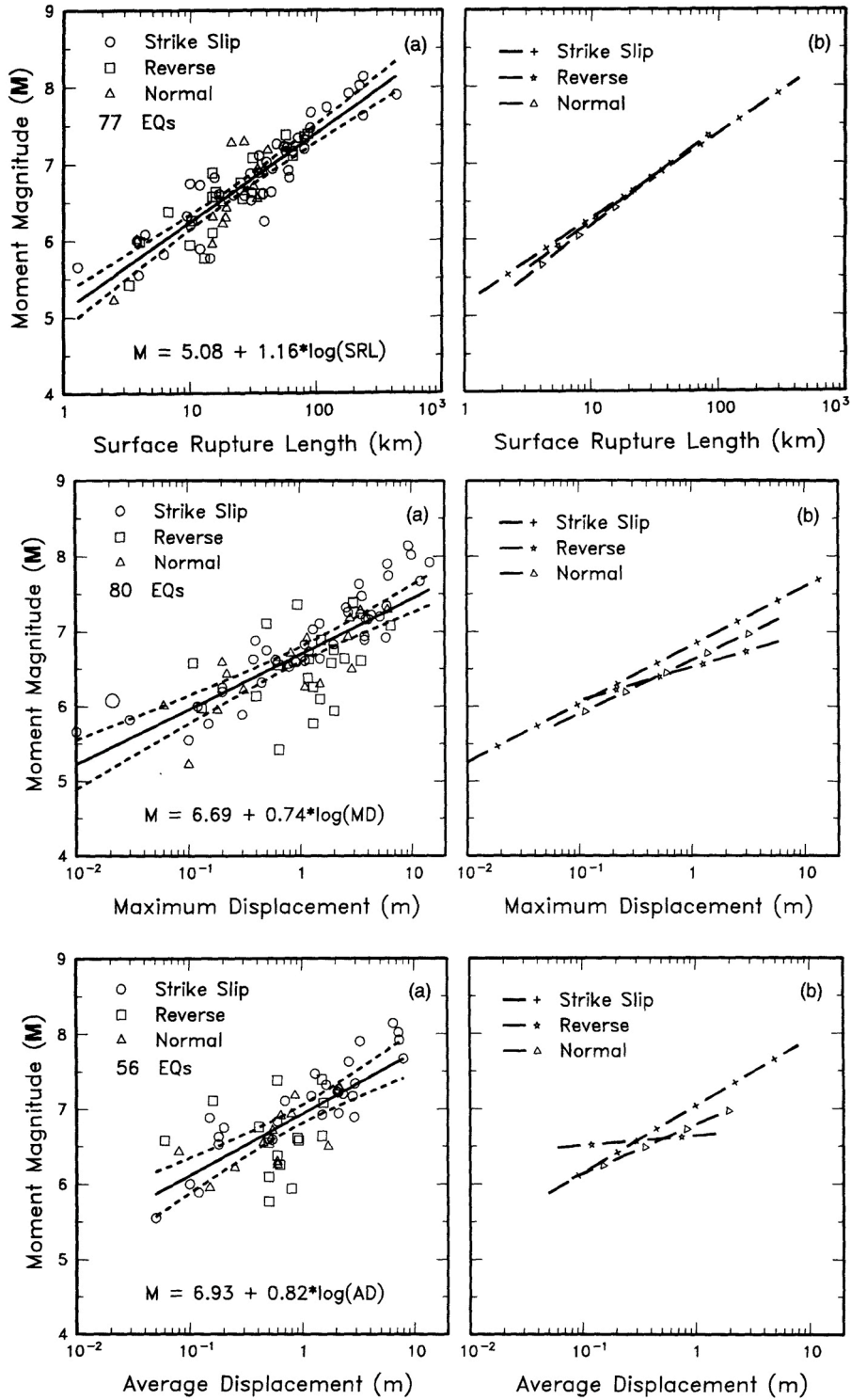


FIG. 2.20 : Synthèse des magnitudes, déplacements (maximum et moyen) et longueurs de ruptures des séismes historiques (pour lesquels ces informations sont connues, Wells et Coppersmith, 1994) utilisée en paléosismologie pour évaluer les magnitudes des séismes passés.

D'autres difficultés entachent l'estimation des paramètres des séismes passés, que nous listons ci-dessous.

* Facteurs de surestimation des 'déplacements co-sismiques' des paléoséismes :

Quelqu'elles soient, les mesures de déplacement effectuées pour les séismes passés sont évidemment réalisées bien après le séisme, et en ce sens, ne représentent pas strictement le déplacement co-sismique. Les déplacements mesurés incluent nécessairement une part de glissement post-sismique, voire inter-simique (événement de creep par exemple), qu'il est impossible de quantifier. Or dans le cas du séisme de Sumatra-Andaman de 2004 par exemple (Mw 9.15), jusqu'à 6 m de déplacement post-sismique semblent s'être produits sur le plan de subduction durant le mois qui a suivi le séisme (Chlieh et al., 2007). Plus généralement, les mesures de déplacement post-sismiques disponibles à ce jour suggèrent que celui-ci peut être fort, de même amplitude (au moins à certains endroits de la faille) que le déplacement co-sismique maximum. Ceci suggère que les mesures de déplacement effectuées sur les paléoséismes sont des maxima.

Il est probable également que deux séismes très rapprochés dans le temps produisent un seul et même signal dont la complexité échappera aux méthodes de la paléosismologie. Le 'séisme' identifié aura alors un déplacement composite, donc très surestimé par rapport à sa valeur réelle.

Ainsi, quelles qu'elles soient, les méthodes de paléosismologie ne permettent en général, ni de discriminer glissement co-sismique et glissement post-sismique, ni de discriminer plusieurs séismes au sein d'un amas d'événements (cluster) proches dans le temps. En ce sens, les déplacements mesurés sont toujours des maxima, tandis que les magnitudes dérivées sont surestimées.

* Facteurs de sous-estimation des 'déplacements co-sismiques' des paléoséismes :

Parallèlement, en travaillant en surface, nous n'avons accès qu'à une certaine proportion du déplacement initialement produit en profondeur sur le plan de faille.

La comparaison entre le déplacement co-sismique mesuré en surface et celui estimé en profondeur (par des modèles d'inversion des données sismologiques et géodésiques) pour les séismes instrumentaux montre en effet que, tandis que 85% du déplacement maximum produit en profondeur arrive en surface pour $\approx 40\%$ des séismes (essentiellement des séismes décrochants de magnitude $M > 6.5$), seulement 40% de ce déplacement profond parvient en surface pour 45% des séismes, tandis que 15% des ruptures n'atteignent même pas la surface (séismes 'aveugles', malgré des magnitudes supérieures à 6) (Fig. 2.21, Manighetti et al.,

2007). Ceci montre que les déplacements mesurés en surface sont toujours inférieurs aux déplacements produits en profondeur, qui sont ceux nécessaires au calcul de la magnitude du séisme.

De plus, les études paléosismologiques étant destructrices, mais aussi dépendantes de l'existence de marqueurs locaux, elles ne peuvent être menées que localement sur une faille. Les déplacements mesurés sont donc toujours des valeurs ponctuelles : le déplacement co-sismique estimé a ainsi peu de chance d'être le déplacement co-sismique maximum de la rupture, dont on a besoin pour dériver la magnitude du séisme (le déplacement moyen suffit, mais il n'est pas plus estimable par les méthodes de la paléosismologie).

Ces deux points suggèrent que les magnitudes estimées sont toujours des minima.

La balance entre tous les facteurs décrits ci-dessus fait qu'il est finalement très difficile de définir correctement une magnitude sur la base d'un déplacement mesuré par l'une ou l'autre des méthodes disponibles de paléosismologie.

Il est par ailleurs important de souligner le potentiel et les limitations majeures des différentes méthodes décrites dans ce chapitre.

Les données historiques présentent l'avantage d'indiquer de manière indiscutable l'occurrence passée de séismes dans une région, et d'en donner la date précise au jour ou à l'année près selon que l'on s'éloigne du présent. La magnitude des séismes pourra aussi être estimée au vu des dégâts reportés. En revanche, les données historiques permettent souvent moins bien de déterminer la ou les failles ayant rompu, et permettent encore moins d'estimer les déplacements co-sismiques. Notons aussi que ces données ne couvrent pas de manière homogène toutes les régions sismiques au monde puisqu'elles sont dépendantes des civilisations pérennes implantées à travers les siècles.

Les tranchées paléosismologiques présentent l'avantage de pouvoir être réalisées sur tous les types de failles continentales (normales, inverses et décrochantes ; petites et grandes) et de permettre en général l'identification des quelques derniers forts séismes sur ces failles (1-4 en général, mais pouvant aller jusqu'à 15 ; e.g. Weldon et al., 2004). Cette méthode est par ailleurs peu coûteuse et relativement simple à mettre en œuvre. Dans les meilleures conditions, âges des séismes et déplacements produits peuvent être simultanément estimés.

Les points faibles de la méthode sont que l'identification des paléoséismes est parfois sujette à discussion car basée sur l'identification de signaux subtils et complexes, comme des fissures, des coins colluviaux, etc.... La mesure des déplacements est souvent difficile, voire impossible, notamment le long des failles décrochantes. De plus, l'évaluation du déplacement est rendue plus complexe lorsque le plan de faille en surface n'est pas unique, mais formé de nombreux plans et fractures associées. La nécessité d'avoir des marqueurs ayant enregistré les déplacements obligent les paléosismologues à réaliser les tranchées dans des zones spécifiques des failles, généralement leurs inter-segments où des sédiments sont piégés. Cependant, les déplacements mesurés dans ces inter-segments ne sont pas représentatifs des déplacements majeurs sur la faille. Enfin, une autre limitation réside dans le fait que le séisme lui-même ne peut être daté ; ce sont les marqueurs qui l'encadrent qui sont datés, ce qui conduit à de fortes incertitudes sur les âges obtenus.

Les datations ^{36}Cl d'exhumation sismique des failles normales ont l'avantage de donner accès à l'âge et aux déplacements des séismes passés de manière homogène sur une période de temps continue. Par contre, cette méthode ne s'applique qu'aux rares failles normales ayant des escarpements calcaires préservés, et son coût élevé (préparation chimique et mesure : environ 300-500 euros par échantillon) limite considérablement son utilisation. Par ailleurs, les âges et déplacements sont déduits d'une modélisation des concentrations en ^{36}Cl dans laquelle interviennent de nombreux paramètres plus ou moins bien contraints. Il en résulte que la précision des âges et déplacements déduits dépend de la 'qualité' de la modélisation, et dans tous les cas comporte de fortes incertitudes. Comme nous le verrons au chapitre 4, ces incertitudes sont de l'ordre de 0.2-0.5 mètre pour les déplacements et de l'ordre du millier d'années pour les âges.

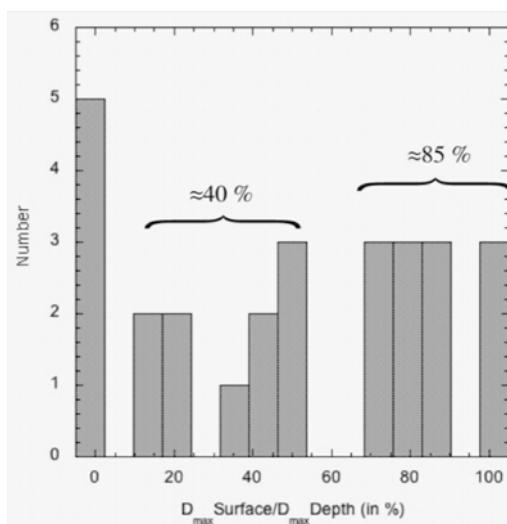


FIG. 2.21 : Rapport des déplacements maxima mesurés en surface et en profondeur pour les séismes historiques pour lesquels ces 2 types d'information sont disponibles. Ce rapport avoisine 85% pour $\approx 45\%$ des séismes, tandis qu'un nombre non négligeable de séismes sont aveugles (d'après Manighetti et al., 2007).

L'enregistrement sédimentaire en domaine lacustre ou marin peut permettre, dans certaines conditions, d'identifier les paléoséismes, parfois de les dater, mais il ne permet pas de déterminer la ou les failles responsables du séisme ni leur magnitude.

L'observation de blocs « précaires » apporte une contrainte quantitative forte sur la magnitude maximum des séismes passés, mais ne permet pas de déduire d'autres informations.

En contexte de subduction, nous n'avons pas directement accès aux déplacements sur le plan de faille et seuls les paléo-mouvements de la plaque supérieure nous renseignent indirectement sur les séismes passés ayant rompu l'interface. C'est la présence de terrasses marines, de plates-formes coralliennes, ou de niveaux de plages exhumés et soulevées qui permet de retracer l'histoire des mouvements verticaux. Ces méthodes sont relativement simples à mettre en œuvre et nous renseignent sur le nombre de séismes majeurs passés et leur date d'occurrence avec une résolution inférieure à la dizaine d'années sur les derniers ~300 ans pour l'utilisation des coraux comme marqueurs, et de l'ordre de la centaine d'années pour les autres types de datation. Elles peuvent être couplées à la recherche de dépôts de paléo-tsunamis dans les enregistrements sédimentaires des zones côtières abritées (lagunes, marécages). En revanche, les déplacements mesurés ne sont pas les déplacements cosismiques : pour obtenir le déplacement sur la faille à partir de la mesure d'un déplacement vertical, il est nécessaire de connaître précisément la géométrie du plan de faille rompu (notamment son pendage) et de la zone rompue (notamment sa largeur). Ces géométries étant généralement mal connues, les déplacements estimés sont entachés de fortes incertitudes.

Aux sources d'incertitudes sur les valeurs des déplacements et âges des paléoséismes discutées précédemment s'ajoutent bien sûr les incertitudes des mesures de terrain. Nous concluons qu'il est nécessaire de conserver un regard critique sur les âges, déplacements, et magnitudes estimées à partir des méthodes de paléosismologie, quelles qu'elles soient. Mais comme nous ne disposons d'aucun autre moyen pour remonter à ces précieuses informations, il faut surtout s'attacher à retenir les valeurs et leurs incertitudes associées.

3

NOTRE CONNAISSANCE ACTUELLE DES SUCCESSIONS SISMIQUES DANS LE MONDE ET EN ITALIE

SOMMAIRE

3.1. Exemples à travers le monde de séquences de séismes.....	49
3.2. Séismes et séquences sismiques majeurs en Italie Centre et Sud.....	53
3.2.1. Les failles normales actives responsables des tremblements de terre en Italie Centre et Sud	55
* Contexte tectonique général.....	55
* Distribution générale des failles actives et raisons d'être	56
* Identification et fonctionnement des systèmes de failles majeurs.....	60
* Focus sur le système central de Lazio-Abruzzo	64
3.2.2. Séismes et Séquences sismiques instrumentaux majeurs en Italie Centre et Sud....	82
* Séquence d'Irpinia, 1980 (système de failles 'du Mont Marzano', Système 3).....	82
* Séisme de Barrea (Vallée du Sangro), 1984 (terminaison sud Système 4).....	85
* Séquence de Norcia 1979, Gubbio 1984, Colfiorito 1997 (système 5).....	86
* Séisme de l'Aquila, avril 2009 (système 4).....	88
3.2.3. Recherche de séquences sismiques au cours du dernier millénaire en Italie Centre et Sud	94
* Concernant le point 1 (séquences temporelles, temps de récurrence).....	96
* Concernant le point 2 (séquences spatiales)	99
3.2.4. Paléo-séismes en Italie Centre et Sud	102

Les cartes au format A3 se situent en Annexe I

Le chapitre précédent était dédié aux méthodes de la paléosismologie au sens large. Il est ressortit de cette analyse que les méthodes dont nous disposons pour identifier, dater et mesurer les déplacements des séismes passés présentent chacune des atouts et des limitations, et que nous devons considérer avec attention les incertitudes associées à ses études lorsque nous voulons en tirer des informations globales sur les séismes.

Ce chapitre est maintenant dédié aux informations dont nous disposons via ces méthodes. Il s'articule en deux volets. La première partie s'appuie sur des exemples de séquences de séismes pris à travers le monde tous types de failles confondus (mécanismes, longueurs, âges d'initiation). La deuxième partie est focalisée sur le domaine extensif italien pour lequel nous détaillons avec plus de précision, aux diverses échelles de temps qui nous sont accessibles, les informations dont nous disposons en terme de temps de récurrence, de zone rompues, etc.

3.1. Exemples à travers le monde de séquences de séismes

Nous avons vu en introduction que le concept de temps de récurrence des séismes était historiquement guidée par deux exemples : 1) celui du segment de Parkfield (faille de San Andreas) sur lequel la séquence de 5 séismes de magnitudes équivalentes ($M_w \sim 6$) depuis 1857 laissait présager que ce segment rompt à un seuil de contrainte constant, et que le modèle 'time-predictable' (Fig. 1.1) permettait donc de 'prédire' la date du prochain séisme (Bakun et Lindh, 1985). 2) Celui des subductions de Ryukyus, de Nankai et de Sagami (Japon) où le soulèvement côtier mesuré sur 300 ans (Fig. 2.16) et les terrasses marines soulevées durant l'Holocène, indiquaient des séismes ayant eu lieu à des intervalles de temps d'autant plus longs que le séisme précédent présentait de forts déplacements co-sismiques : donc étaient aussi compatibles avec le modèle 'time-predictable' (Shimazaki et Nakata, 1980). Le séisme de 2004 sur le segment de Parkfield a montré que ni le modèle 'time-predictable' (Murray et Segall, 2002), ni le modèle 'slip-predictable' (Langbein et al., 2006 ; Jackson et Kagan, 2006) ne permettait de rendre compte des observations.

La description de séquences spatiales de séismes ayant rompu progressivement plusieurs segments d'un même système de failles depuis le 20^{ème} siècle nous amène à ne plus considérer les segments, et les séismes, comme étant isolés et indépendants les uns des autres.

- La rupture progressive, d'est en ouest, de la faille Nord-Anatolienne (Turquie) entre 1939 et 1999 par ~ 10 séismes majeurs (Fig. 3.1) de magnitudes supérieures à $M_w 6.7$ est un

bel exemple (e.g. Barka, 1996 ; Stein et al., 1997 ; Barka et al., 2002 ; Akyüz et al., 2002). Cette séquence spatiale, et temporelle, est le résultat du déclenchement des séismes suivants par les séismes précédents quelque soit le mécanisme invoqué. Cette séquence a été modélisée en terme de transferts de contraintes statiques dans le volume environnant chaque rupture (contraintes dites de Coulomb), et montre un bon accord entre zones chargées par les séismes précédents, et localisation des ruptures suivantes (Stein et al., 1997).

Il est intéressant de noter que cette séquence vue en paléosismologie nous donnerait probablement l'impression que la totalité de la faille Nord-Anatolienne a rompu en 'une fois' au 20^{ème} siècle sur 800 km de long...

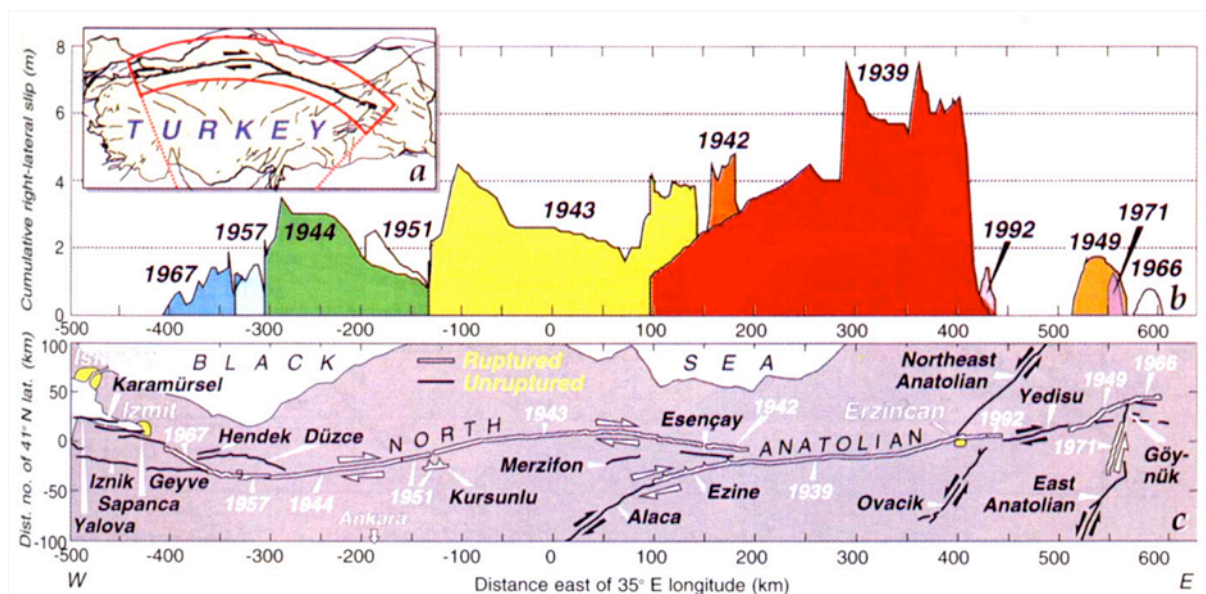


FIG. 3.1 : Séquence de séismes entre 1939 et 1992 sur la faille Nord-Anatolienne (les séismes d'Izmit et de Düzce, 1999, ne sont pas représentés). a) déplacements co-sismiques, b) carte du système Nord-Anatolien (Stein et al., 1997).

- De même, les failles du système du Levant (Liban) semblent rompre en séquence spatiale sur une centaine d'années. Du sud vers le nord, les failles de Jordanie, de Yammouneh et de Ghab ont rompu en 1033 AD, 1202 AD et 1170 AD respectivement (Fig. 3.2). Les données historiques et paléosismologiques sur le même système de failles indiquent des périodes d'activité sismique intense ayant rompu ces trois failles entre 100 et 400 AD, et entre 400 et 1000 AD sans que toutefois la résolution de la paléosismologie permette de préciser si les ruptures ont eu lieu en séquence spatiale sur une période de l'ordre de 100 ans, ou avec une alternance tous les ~250 ans entre les failles de Yammouneh et de Ghab (Fig. 3.2b ; Daëron et al., 2007 et références incluses).

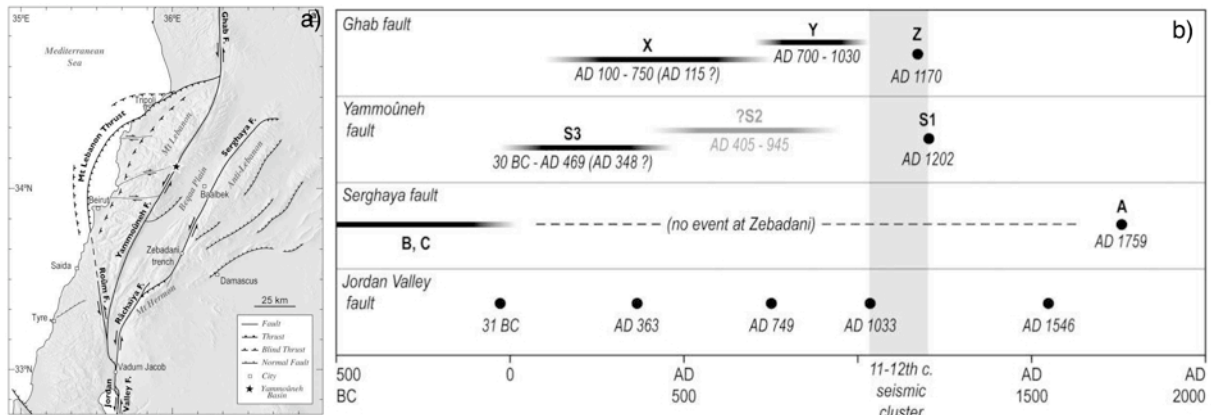


FIG. 3.2 : Système du Levant (Liban). a) Carte des failles actives, b) synthèse des âges des séismes historiques connus et des séismes identifiés en tranchée (Daëron et al., 2007 et références incluses).

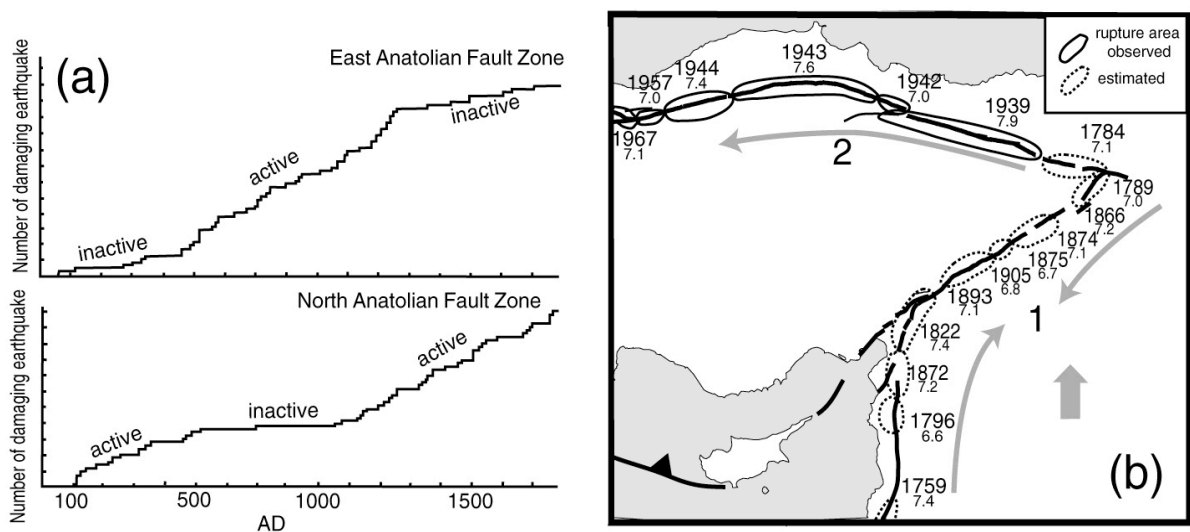


FIG. 3.3 : a) La distribution temporelle des séismes historiques en Turquie montre une alternance des périodes d'activité et de 'quiescence' entre les failles Est-Anatolienne (haut) et Nord-Anatolienne (bas). b) La distribution spatiale des séismes depuis le 18^{ème} siècle sur ces deux failles montre qu'elles rompent en séquences spatiales alternées (Hubert-Ferrari et al., 2003).

Un autre phénomène, celui de l'alternance de l'activité sismique entre deux segments, ou deux système de failles, est décrit depuis quelques années sur quelques failles pour lesquelles nous disposons d'un temps d'enregistrement assez long :

- Les données historiques sur 2000 ans en Turquie montrent que lorsque la faille Est-Anatolienne est dans une phase d'activité sismique importante ('cluster' temporel), la faille Nord-Anatolienne semble être dans une période d'activité sismique moindre, et inversement (Fig. 3.3a ; Hubert-Ferrari et al., 2003). Cette même alternance est illustrée sur les séismes de magnitudes supérieures à $M_w \sim 6.7$ depuis le 18^{ème} siècle (Fig. 3.3b), avec une forte activité sismique sur la faille Est-Anatolienne entre 1759 et 1905 (~10 séismes en deux séquences

spatiales), et la séquence entre 1939 et 1999 sur la faille Nord-Anatolienne (~10 séismes en une séquence spatiale vers l'ouest).

- L'alternance de phases d'intense et de faible activité sismique est aussi documentée entre la 'Eastern California Shear Zone' et la faille de San Andreas sur les derniers 12 ka (Dolan et al., 2007). Depuis environ 1000 ans, la Eastern California Shear Zone est dans une phase de clusters de séismes, et la faille de San Andreas dans la région de Los Angeles dans une phase de quiescence relative.

L'enregistrement des paléoséismes au site de Wrightwood sur la faille de San Andreas (Weldon et al., 2002 ; 2004) montre l'existence de périodes de clusters temporels de séismes sur cette faille (chapitre 1, figure 1.2). Pendant ces périodes, la faille semble relâcher une forte quantité de déplacement (Fig. 1.2b). Puis pendant les périodes de relative quiescence, elle accumule des contraintes jusqu'à une valeur seuil au delà de laquelle le prochain cluster temporel de séisme se déclenche. Marco et al. (1996) ont fait le même type d'observation sur une tranchée sur la faille de la Mer Morte (enregistrement temporel, déplacements non connus) et montrent que des périodes d'activité sismique intense durent en moyenne 10 ka et sont suivies de périodes de quiescence de la même longueur sur cette faille.

Ces observations montrent que lorsque les temps de récurrence sont déterminés sur une fenêtre temporelle courte (quelques centaines d'années), les résultats peuvent ne pas refléter la variabilité réelle de ces temps de récurrence. La fenêtre temporelle étudiée est donc le facteur déterminant pour une évaluation correcte des temps de récurrence des forts séismes, qui semblent donc pouvoir varier selon la phase dans laquelle se trouve la faille. De plus, il apparaît que les interactions entre segments et systèmes de failles semblent exister à toutes les échelles spatiales et qu'il est donc difficile d'étudier une faille sans s'intéresser à son rôle au sein du système de failles auquel elle appartient.

3.2. Séismes et séquences sismiques majeurs en Italie Centre et Sud

La totalité de l'Italie est disséquée par un réseau dense de failles actives, produisant régulièrement de forts tremblements de terre aux conséquences tragiques comme le dernier en date de l'Aquila, en Italie centrale (Abruzzes, 100 km au NE de Rome), du 6 avril 2009 d'une magnitude Mw 6.3 dont le dernier bilan fait état de 308 décès. A 100 km au nord de l'Aquila, en 1997, une crise sismique connue sous le nom de 'séquence d'Umbria-Marche' a débuté le 26 septembre à Colfiorito et a duré une vingtaine de jours pendant lesquels 6 séismes de magnitudes comprises entre 5 et 6 se sont produits (e.g. Deschamps et al., 2000). Le 23 novembre 1980, le séisme dit d'Irpinia d'une magnitude Mw 6.9 fait 2735 décès en Italie du sud (100 km à l'Est de Naples ; e.g. Westaway, 1993b). De nombreux autres séismes ou crises sismiques pourraient être énumérés pour illustrer la déformation active de la péninsule Italienne, et parmi ceux-ci les séismes de Messine en Calabre en 1908 (Mw 7.2, 50 000 à 80 000 morts, e.g. Baratta, 1910) et d'Avezzano dans les Abruzzes en 1915 (Mw 7.0, ~30 000 morts, e.g. Odone, 1915) ont les plus fortes magnitudes enregistrées en Italie depuis le début du 20^{ème} siècle.

La figure 3.4 montre les mécanismes au foyer des séismes instrumentaux de magnitude Mw > 4.5 depuis 1976 (Chiarabba et al., 2005). Les vecteurs déplacement de l'Italie et régions adjacentes par rapport à l'Europe du nord stable, mesurés par GPS sur les ~10 dernières années, sont également reportées (flèches grises, d'Agostino et Selvaggi, 2004 ; Nocquet et Calais, 2004, compilation par Benedetti et al., 2005). L'ensemble de ces données montre que l'Italie du nord, au delà de ~44° de latitude nord, est soumise à un régime compressif selon une direction moyenne NE-SW, induisant le fonctionnement de failles inverses et de chevauchements (e.g., Frepoli et Amato, 1997 ; Benedetti et al., 2003b). En revanche, depuis la latitude de 44°N et jusqu'au sud de la Sicile, l'ensemble de l'Italie est soumis à un régime extensif. Cette extension, de direction moyenne NE-SW, a activé un dense réseau de failles normales actives recoupant la chaîne des Apennins, dont les principales s'étendent du sud de la Sicile aux régions d'Umbria et de Marche au nord.

Dans ce qui suit, nous nous focalisons exclusivement sur ces réseaux de failles normales actives qui découpent les régions Centre et sud de l'Italie et qui sont celles responsables des séismes que nous analysons dans la suite de cette thèse.

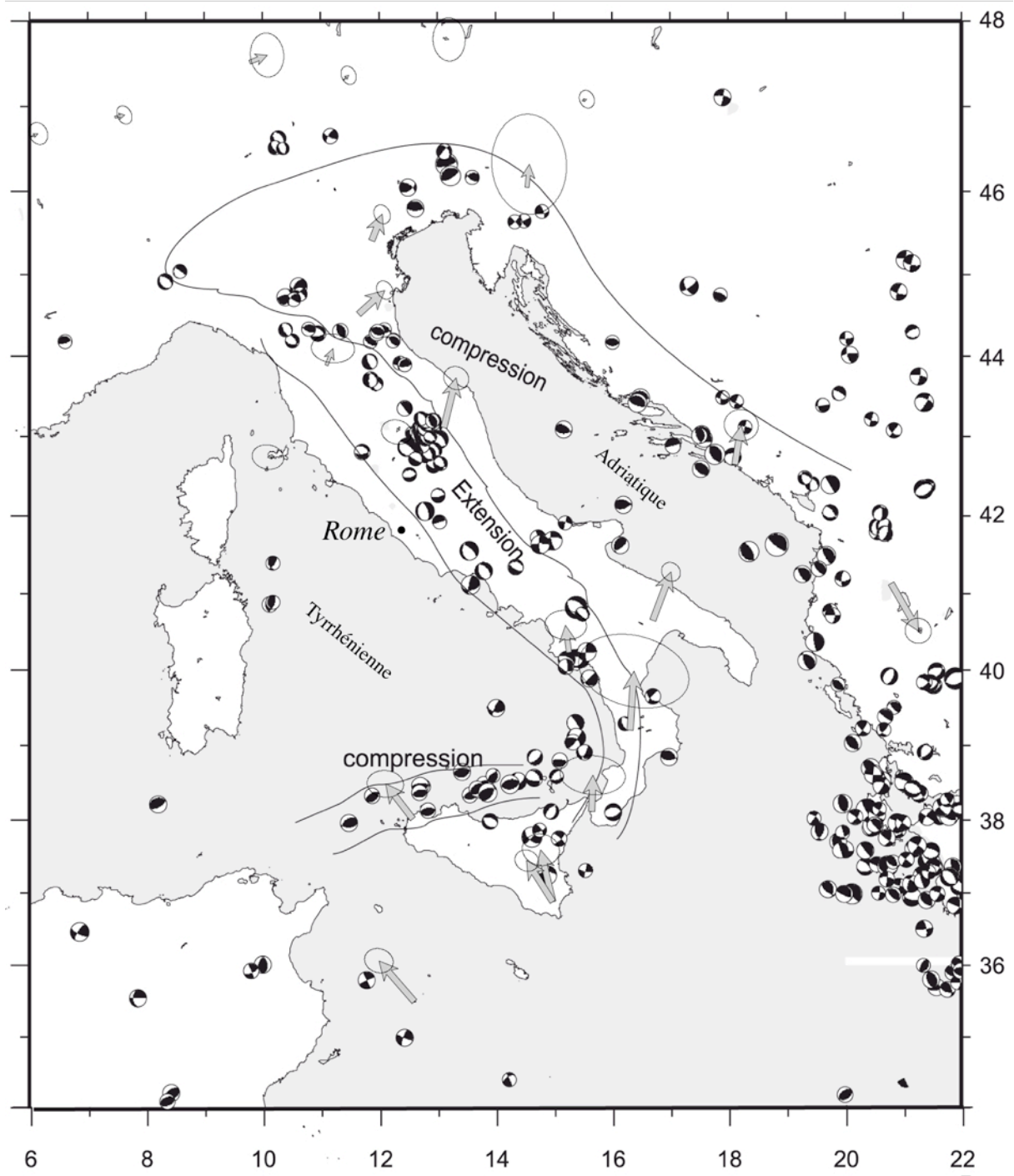


FIG. 3.4 : Grands domaines de déformation de la péninsule Italienne. Les mécanismes au foyer des séismes de magnitude M_w supérieure à 4.5 depuis 1976 sont représentés (modifié d'après Chiarabba et al., 2005). Les vecteurs de déplacement GPS par rapport à l'Europe stable mesurés sur les ~10 dernières années sont reportés (d'Agostino et Selvaggi, 2004 ; Nocquet et Calais, 2004 ; d'après la compilation de Benedetti et al., 2005) L'arc des Apennins est soumis à de l'extension, tandis que le pourtour de l'Adriatique, et le nord de la Sicile (au large) sont soumis à de la compression. Notez les mécanismes aux foyers en décrochement dextre sur des plans E-W à la latitude $N41^{\circ}40'$.

3.2.1. Les failles normales actives responsables des tremblements de terre en Italie Centre et Sud

* Contexte tectonique général

La subduction de la plaque Adriatique - Apulie sous la marge Tyrrhénienne depuis la fin du Crétacé et jusqu'au début du Pléistocène (Fig. 3.5) est à l'origine de la formation de la chaîne étroite des Apennins qui s'étend sur plus de 800 km du NW au SE, sur une largeur maximale de 100 km. A cette première phase de tectonique en compression se superpose une phase de tectonique extensive récente, ayant débuté au milieu du Miocène en Calabre (~11 Ma, Westaway, 1993a) et peu avant le Pliocène à la bordure ouest de l'Italie centrale (~5 Ma, e.g. Ghisetti et Vezzani, 2002 et références incluses), et s'étant propagée vers l'Est pour atteindre la bordure Est de l'Italie centrale vers 1Ma (e.g. Ghisetti et Vezzani, 2002). Ce régime extensif perdure aujourd'hui (Fig. 3.4). Les vitesses des plaques mesurées par GPS durant les 10 dernières années dans les régions méditerranéennes ont permis d'estimer à 2-5mm/an les vitesses d'extension perpendiculaires à la chaîne des Apennins, avec une augmentation de ces vitesses du nord vers le sud de l'Italie (e.g. Nocquet et Calais, 2004).

La figure 3.6 présente la sismicité instrumentale de la péninsule italienne sur la période 1981-2002 (hypo- et épices relocalisés, Chiarabba et al., 2005) et révèle : une ceinture continue de sismicité superficielle de 0 à 35 km de profondeur (essentiellement entre 0 et 15 km) le long de la chaîne des Apennins, plus marquée dans la région Umbria-Marche du fait de la séquence récente de 1997 (latitude > ~42°30'), et des séismes intermédiaires à profonds (35 à 500 km) essentiellement au sud dans l'arc de la Calabre, imageant le plan de subduction d'orientation ~N20° à pendage NW (voir profondeurs du plan de Benioff, Fig. 3.5a). Notons que les mesures de soulèvement vertical effectuées en Calabre sur des terrasses marines abandonnées indiquent que la Calabre aurait commencé à se soulever il y a ~0.7 Ma par rebond isostatique lors du détachement du plan de subduction, qui n'est donc plus actif aujourd'hui (Westaway, 1993a).

L'absence de sismicité profonde (> 35 km) le long des Apennins indique aussi que la subduction de l'Adriatique sous les Apennins n'est probablement plus active (sauf peut-être dans le nord ? e.g. Selvaggi et Amato, 1992) et que la déformation actuelle est concentrée dans la plaque supérieure où elle est accommodée par des failles ayant un mouvement extensif dominant.

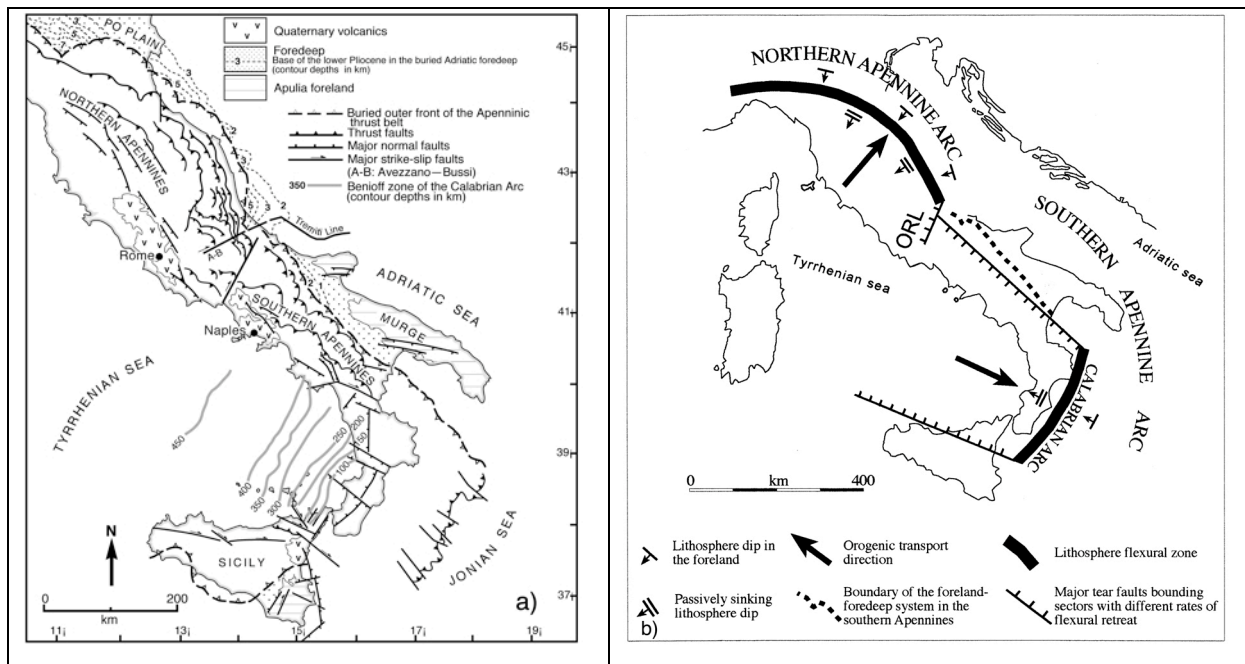


FIG. 3.5 : Cartes structurales générales de la chaîne des Apennins : a) localisation des chevauchements majeurs (Ghisetti et Vezzani, 1999), b) représentation schématique des deux grands arcs de subduction séparés par la ligne 'Ortona-Roccamonfina' qui se situe à la limite entre les systèmes Lazio-Abruzzo au nord et Molise-Campanie au sud (Galadini 1999).

* Distribution générale des failles actives et raisons d'être

La figure 3.7 présente la carte sismotectonique de l'Italie Centre et Sud (hors Sicile) réalisée par Benedetti (thèse, 1999). Les figures 3.8a (Jacques et al 2001) et 3.8b (Galli et al., 2008) complètent cette cartographie vers le sud, pour inclure la Sicile.

La combinaison de ces trois cartes révèle un réseau de failles normales qui s'étend de façon quasi-continue du NW au SE de l'Italie, au niveau et parallèlement à la chaîne des Apennins. Ce réseau est étroit et constitué d'un nombre limité de failles dans les parties nord et sud, et plus large dans la partie centrale de l'Italie, à la latitude de Rome, où il inclut une grande densité de failles normales (entre le massif du Gran Sasso et celui du Monte Greco, Fig. 3.7).

L'orientation moyenne des failles varie du nord au sud : globalement NNW-SSE à N-S au nord de $N42^{\circ}30'$, elle devient NW-SE dans la région centrale romaine (entre $N42^{\circ}30'$ et $N41^{\circ}40'$), puis WNW-ESE au sud de $41^{\circ}40'$ et jusque vers $N40^{\circ}30'$, et enfin N-S à NNE-SSW au sud de cette latitude. On note l'existence de failles E-W dans la région de Gargano (latitude $N41^{\circ}40'$), dont il a été suggéré qu'elles ont un mouvement oblique, à la fois normal et latéral sénestre (Benedetti, thèse 1999). Nous revenons sur ce point après. La majorité des failles ont un pendage ouest, sauf en Sicile. La longueur des failles individuelles majeures atteint ~ 40 km tandis que les rejets cumulés maxima sont de l'ordre de ~ 2000 m (Morewoods

et Roberts, 2000 ; Cowie et Roberts, 2001 ; Roberts et Michetti, 2004). Les quelques vitesses moyennes long-terme de glissement estimées sur ces failles sont de l'ordre de 0.1 à 2.0 mm/an (e.g. Piccardi et al., 1999 ; Roberts et Michetti, 2004).

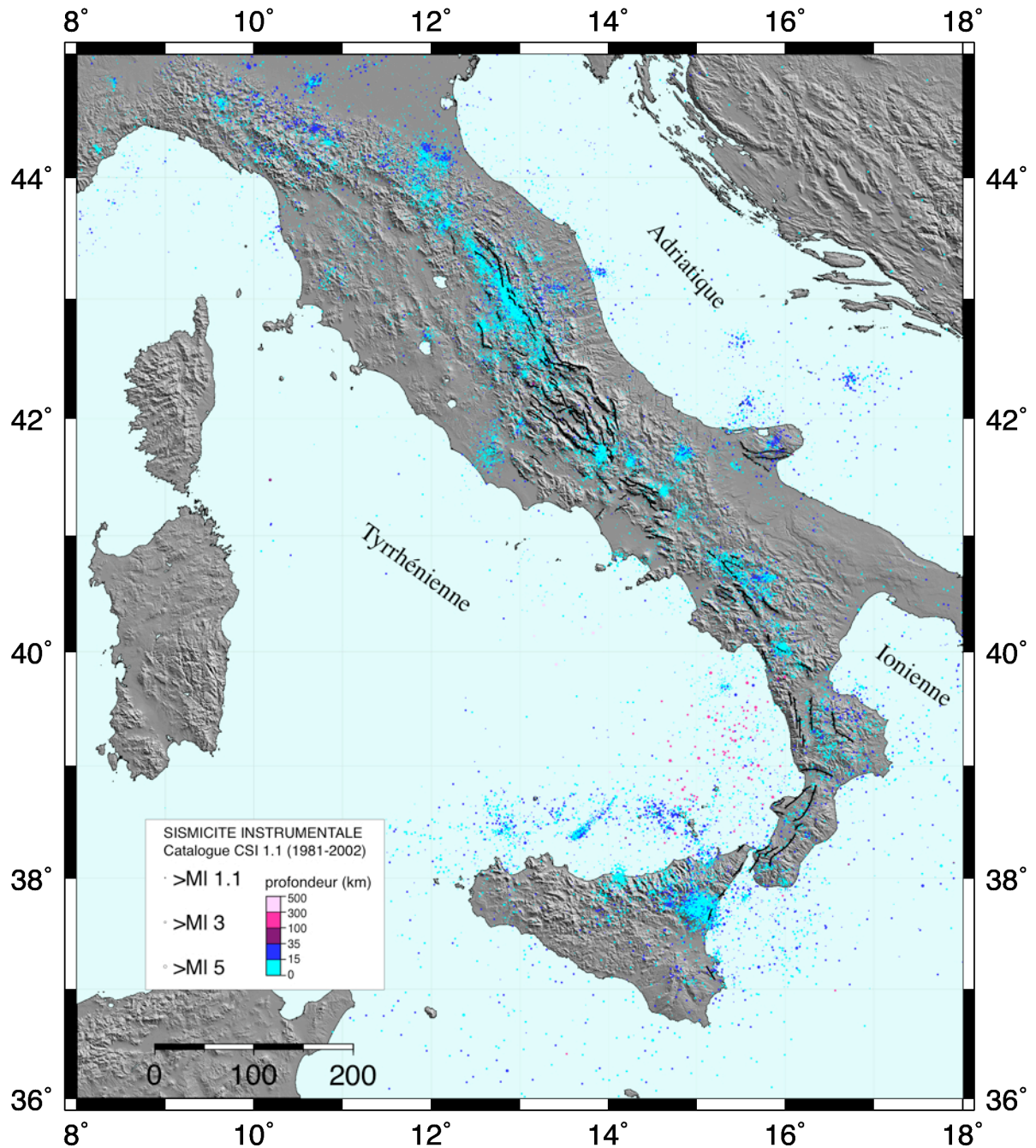


FIG. 3.6 : Distribution des épicesentres de ~45 000 séismes sur la période 1981-2002 dont les hypo- et épicesentre ont été relocalisés grâce au réseau national (catalogue CSI 1.1, modifié d'après Chiarabba et al., 2005). L'incertitude sur leurs positions géographiques est inférieure à 2km, et les magnitudes locales reportées sont supérieures à 1.1. Les profondeurs hypocentrales sont données par le code couleur. La péninsule italienne, sauf son extrémité sud, n'est affectée que de séismes « superficiels » ayant une profondeur inférieure à 35 km. A l'ouest de la Calabre, les séismes deviennent de plus en plus profonds pour atteindre ~500 km de profondeur, marquant le plan de subduction à pendage ouest qui passe sous la Calabre. Un alignement de sismicité de direction NE-SW (Dubrovnik-Gargano) est visible à la latitude N41°40'.

(voir Annexe I pour cette figure au format A3)

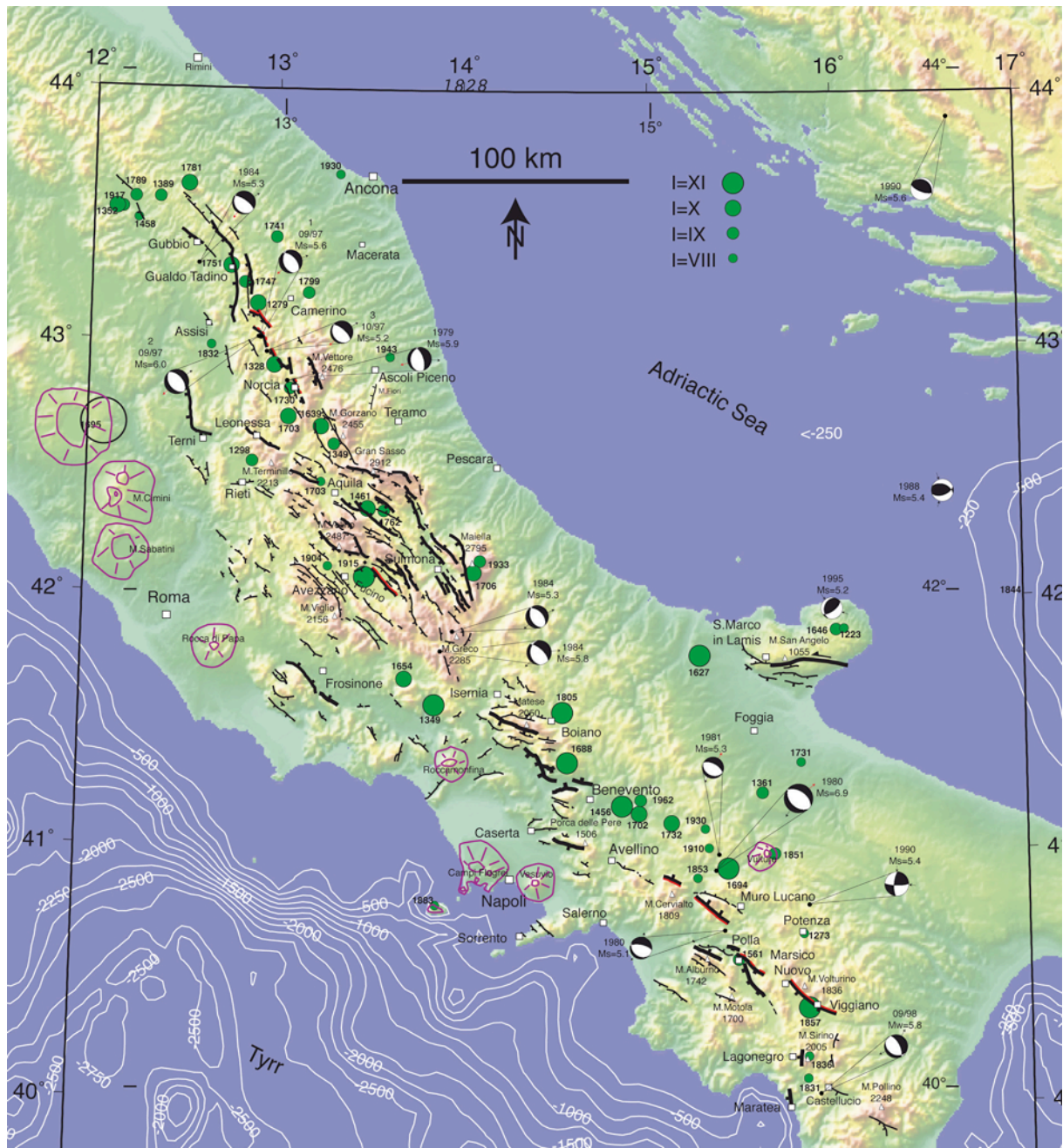


FIG. 3.7 : Carte sismotectonique de la péninsule italienne d'après Benedetti (thèse, 1999). Les traits noirs représentent les failles normales actives dont la hiérarchie (traits fins – épais) a été établie sur la base d'arguments morphologiques : hauteur de l'escarpement cumulé, longueur de la trace de la faille. Les séismes historiques sont indiqués par les ronds verts. I : Intensité macrosismique. Les séismes instrumentaux majeurs et leurs mécanismes au foyer sont présentés. Ms : Magnitude des ondes de surface ; Mw : Magnitude du moment.

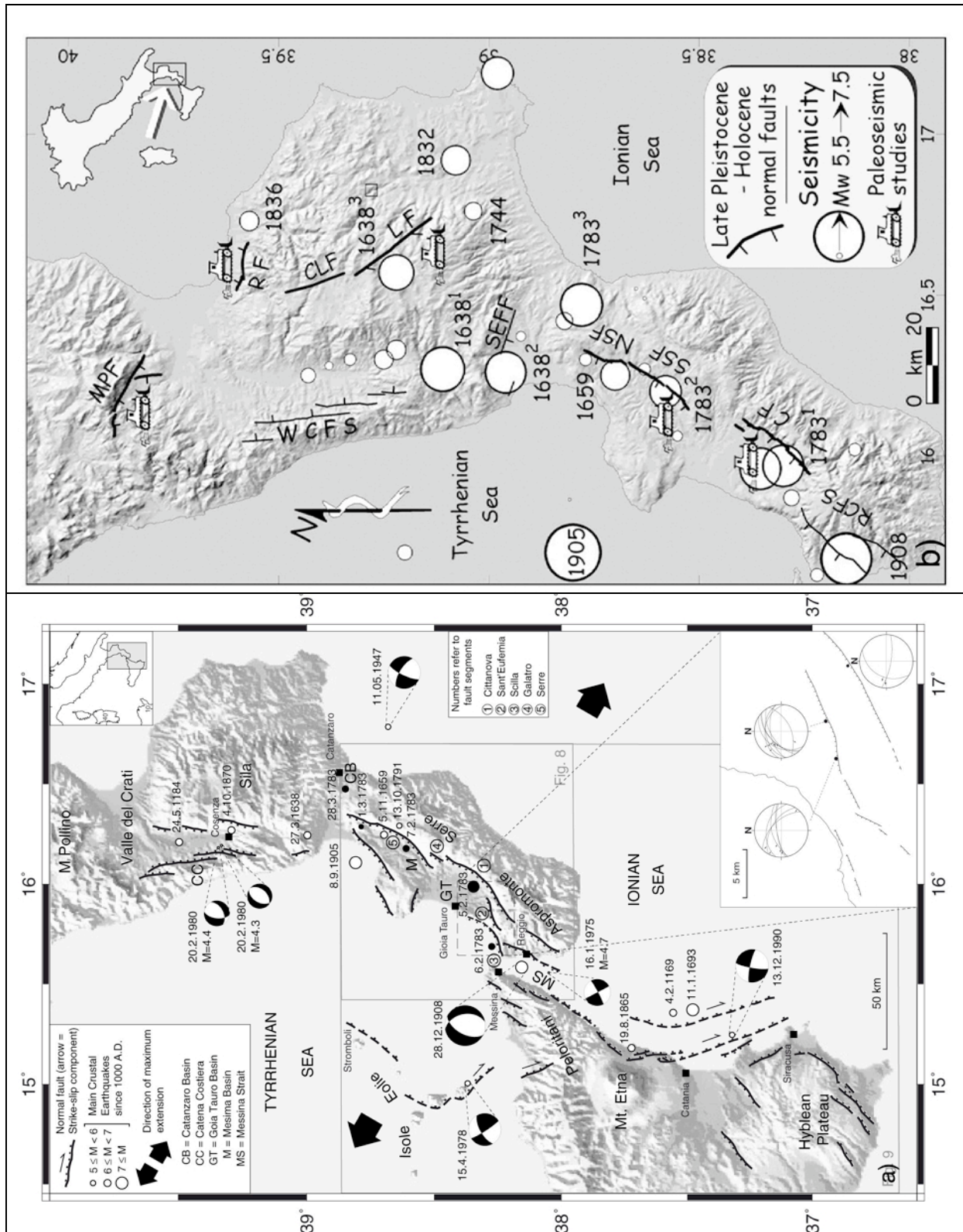


FIG. 3.8 : Cartes des failles actives majeures de l'Italie du Sud et de la Sicile : a) Jacques et al. (2001), b) Galli et al. (2008)

La raison d'être d'un régime extensif en Italie Centre et Sud résulte vraisemblablement d'une cinématique des plaques un peu complexe dans cette région. Sur la base d'arguments tectoniques (orientation et mouvements des failles long-terme), géodésiques (direction et sens de mouvements actuels sur les systèmes de failles) et sismologiques (mécanismes au foyer des séismes instrumentaux), Benedetti (thèse, 1999) et Benedetti et al. (2005) proposent le modèle cinématique présenté sur la figure 3.9. L'Italie et régions adjacentes apparaissent découpées en 4 plaques et micro-plaques subissant une rotation anti-horaire par rapport à l'Europe du nord stable (pôle de rotation Eulérien de la micro-plaque Adriatique dans les Alpes du sud ; et de la plaque Tyrrhénienne au SW de la Sardaigne).

Ces 4 plaques et micro-plaques sont la plaque Nubienne, la micro-plaque Tyrrhénienne, la micro-plaque Adriatique et la micro-plaque Ionienne. Les vitesses de rotation diffèrent d'une micro-plaque à l'autre, induisant des mouvements relatifs à leurs limites. Dans ce scénario, le réseau de failles normales actives de l'Italie Centre et Sud accommode l'extension résultant du mouvement relatif des micro-plaques Adriatique et Ionienne par rapport aux plaques Tyrrhénienne et Nubienne. La limite entre les micro-plaques Adriatique et Ionienne coïnciderait avec la zone de faille E-W du Gargano et son extension vers l'est. Dans ce modèle, cette limite est une limite décrochante sénestre du fait des vitesses d'extensions fortes entre plaques Ionienne et Tyrrhénienne par rapport aux vitesses d'extensions moindres entre Adriatique et Tyrrhénienne. Or les mécanismes au foyer décrochants dans cette région sont dextres (Fig. 3.4) et les failles cartographiées par Benedetti (thèse, 1999, Fig. 3.7) sont compatibles avec un décrochement dextre. Une étude plus approfondie de cette région serait nécessaire pour expliquer la déformation du promontoire de Gargano. Nous choisissons donc de conserver le mouvement sénestre indiqué par Benedetti (1999, 2005).

Ce modèle cinématique est en accord avec des vitesses d'extension diminuant du sud vers le nord au travers de l'Italie. Il suggère que le système extensif est en train de se propager vers le nord, comme proposé par Westaway (1993a).

* Identification et fonctionnement des systèmes de failles majeurs

La figure 3.10a (et Annexe I) présente la trace des failles actives de l'Italie modifiée et implémentée sur la base de celles réalisées antérieurement par Benedetti (1999, pour l'essentiel des Apennins, Fig. 3.7), Jacques et al. (2001, Fig. 3.8a) et Galli et al. (2008, Fig. 3.8b) pour la Calabre.

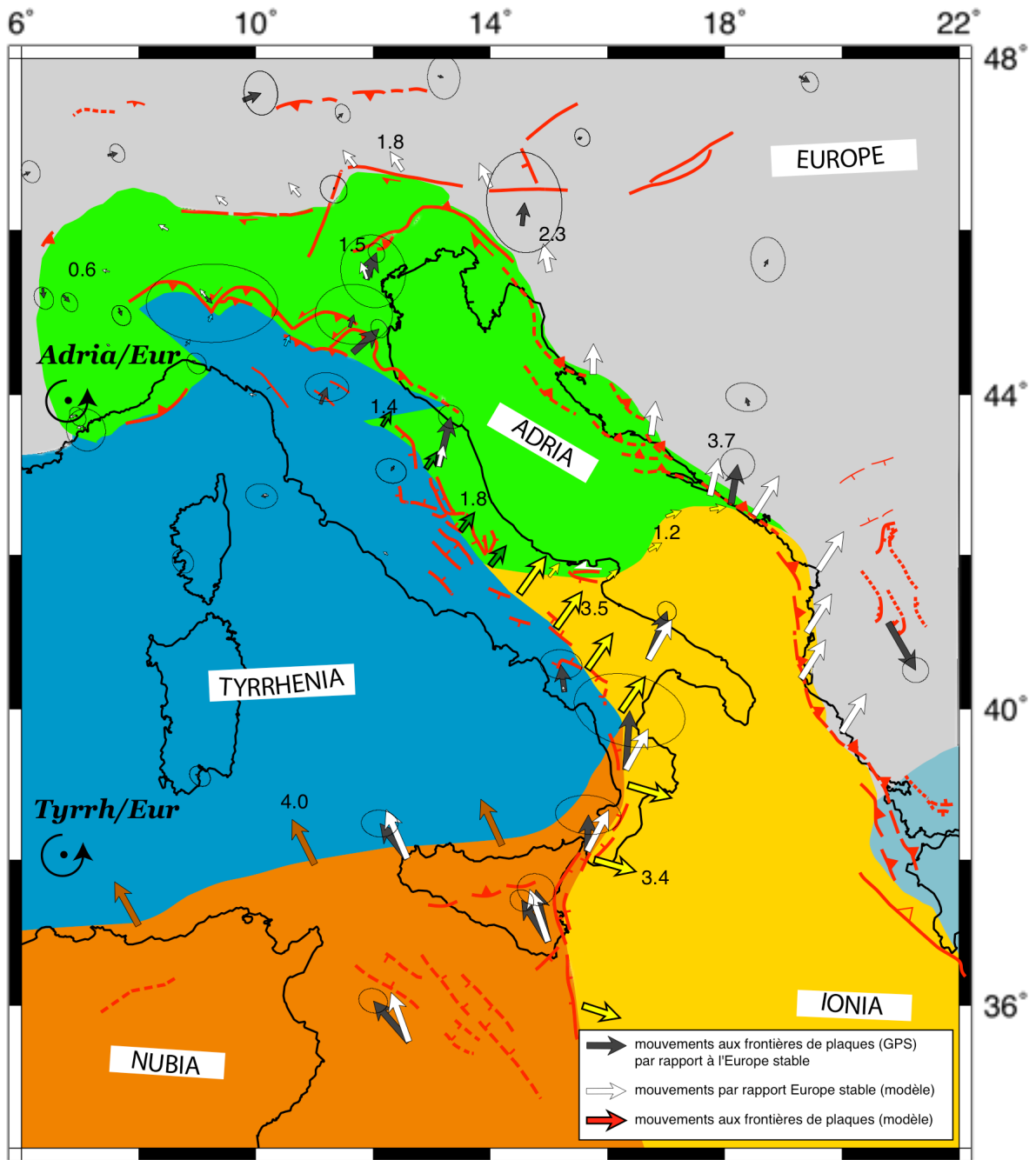


FIG. 3.9 : Modèle de morcellement du promontoire italien basé sur les mesures géodésiques de mouvement des plaques par rapport à l'Europe fixe (flèches grises et incertitudes associées marquées par les cercles noirs). Le meilleur modèle est obtenu pour 5 plaques et micro-plaques (flèches blanches, par rapport à l'Europe fixe) : Europe, Adriatique, Tyrrhénienne, Nubie et Ionienne (modifié d'après Benedetti et al., 2005). Le modèle prédit une extension maximale au sud à la limite entre micro-plaques Tyrrhénienne et Ionienne, et entre Nubie et Ionienne, par rapport à la limite nord entre Tyrrhénienne et Adriatique.

Nous avons notamment repris et complété la cartographie des failles dans la région Lazio-Abbruzzo sur la base d'une analyse d'images satellitaires (SPOT ; à 10 m, 5 m et 2.5 m de pixel) et aériennes stéréoscopiques haute-résolution (voir plus loin). Nous avons également géo-référencé la trace de toutes les failles sur un fond topographique numérique (MNT

« modèle numérique de terrain » SRTM « Shuttle Radar Topography Mission », résolution horizontale 90m, résolution verticale 20 m ; gratuit) et sur un fond d'images satellite optiques (Landsat, résolution horizontale 30 m, gratuites). Nous avons pour cela utilisé le logiciel Ermapper. Il permet de visualiser conjointement toutes les données sur des calques différents, et de faire varier l'ombrage du MNT afin de faire mieux ressortir les gradients topographiques associés notamment aux escarpements de faille, ou encore de visualiser en transparence les images optiques et la topographie. En revanche, ce logiciel ne permet pas d'enregistrer une image vectorielle qui soit ensuite utilisable par d'autres logiciels.

Ceci nous a contraint à exporter vers GMT via Matlab les données géographiques (x,y) de la localisation des failles, afin de réaliser les cartes présentées dans cette thèse. Ce travail de manipulation des données satellitaires et topographiques, et de construction des cartes, est très long. Notez que les images satellite SPOT d'archive à 5 et 10 m ont été géo-référencées via Ermapper afin de pouvoir les regarder conjointement avec la topographie et les images Landsat. L'erreur horizontale de positionnement de ces images SPOT est au maximum de 200 m dans les zones à forte topographie. Les images SPOT ont donc servi à repérer la trace des failles normales en surface, mais leur pointé a été effectué sur les images Landsat géo-référencées d'origine.

La figure 3.10a montre que les failles s'organisent pour former au moins 5 systèmes de grande échelle, clairement distincts bien que probablement connectés sur le plan cinématique et mécanique. Ces systèmes sont schématisés sur la figure 3.10b, et les noms que nous leur attribuons sont indiqués. Au sud (Sicile et Calabre), le système 1 'Calabro-Sicilien' forme un graben globalement orienté NNE-SSW. Long d'environ 200 km (dans sa partie émergée), il s'interrompt vers le nord à la latitude N38°50'. L'organisation en graben de ce système suggère que son mouvement est principalement normal. Environ 50 km plus au nord, apparaît le système 2 'Calabro-Basilicate'. Il est constitué d'une zone de failles principale \approx N-S, longue de 75 et plus vraisemblablement de 200 km, qui se termine vers le nord par le développement d'un réseau de failles normales secondaires obliques (direction WNW-ESE) dessinant une 'queue de cheval' extensive de grande échelle (Fig. 3.12). Cette géométrie suggère que le système 2 a un mouvement oblique, à la fois normal et latéral sénestre sur la direction principale N-S. Le système 2 semble recoupé vers le nord par le système 3 'Molise-Campanie', qui à son tour est constitué d'une zone de failles principale \approx NNW-SSE, longue de 200 voire de 250 km, qui se termine vers le nord par le développement d'un réseau de failles normales secondaires obliques (direction WNW-ESE) dessinant une queue de cheval

extensive de grande échelle. Cette géométrie suggère ici aussi que le système 3 a un mouvement oblique sur sa direction principale NNW, à la fois normal et latéral sénestre. Le système 3 s'interrompt vers le nord vers N41°40' de latitude. Une trentaine de kilomètres plus au nord apparaît le système 4, que nous nommons 'Lazio-Abbruzzo'. Ce système, qui s'étend sur 130 km de long selon une direction principale NW à NNW, est constitué de plusieurs failles normales majeures sub-parallèles, qui toutes présentent une trace bifurquant vers le nord à la façon d'une terminaison en queue de cheval extensive. Ceci suggère que chacune des failles NW à NNW présente un mouvement oblique à la fois normal et latéral sénestre (Piccardi et al., 1999). Ceci est compatible avec l'arrangement en échelons sénestres de certaines de ces failles (voir plus loin). Le système 4 se termine ainsi vers le nord par le développement d'un réseau de failles secondaires obliques, de direction moyenne WNW-ESE. Enfin, une trentaine de km plus au nord apparaît le système 5 'Umbria-Marche', constitué de deux zones de failles principales ~ NNW-SSE, s'étendant sur ~130 km de long, dont la trace de chacune bifurque vers le nord pour former une terminaison en queue de cheval extensive.

Ces observations de grande échelle suggèrent que :

- Les failles normales actives d'Italie centre et sud sont organisées en un nombre limité de grands systèmes distincts, présentant, à l'exception du système Calabro-Sicilien, la même géométrie d'ensemble. Chacun des systèmes 2 à 5 est constitué d'une zone de failles principale NNW-SSE, qui bifurque et s'achève vers le nord en un réseau de failles normales secondaires obliques formant une queue de cheval extensive.

- Cette géométrie des systèmes de failles 2 à 5 indique que leur mouvement n'est pas seulement normal, mais à la fois normal et décrochant sénestre sur leur direction NNW. En revanche, les failles secondaires NW-SE à la terminaison nord des systèmes ont probablement un mouvement purement normal (Fig. 3.10).

- On en déduit que la direction d'extension régionale diffère du sud au nord : elle est vraisemblablement perpendiculaire au graben calabro-sicilien au sud, soit environ N125°E; elle est comprise dans un cadran N10°W-N70°E dans tout le reste de l'Italie centre et sud. Ces directions d'extension, et les mouvements obliques qu'elles induisent sur les failles, sont en accord avec le modèle cinématique proposé indépendamment sur la figure 3.9. Les directions d'extension ne sont en revanche pas en accord avec la cinématique suggérée pour le système de Gargano, qui répond donc peut-être à d'autres contraintes régionales.

- Les systèmes 1 et 2 sont clairement séparés par une faille d'orientation ~E-W, la faille de Sant'Eufemia-Feroleto ('SEFF' Fig. 3.8b). Les systèmes 2 et 3 ne sont pas

véritablement séparés ; il semble juste que le système 3 recoupe le système 2. Cette observation est compatible avec la propagation de l'extension vers le nord évoquée dans la littérature (e.g. Westaway, 1993a). Les systèmes 3 et 4 sont clairement séparés. L'examen de la topographie et des images satellite révèle une zone de fracture majeure NE-SW traversant la péninsule d'ouest en est, à la terminaison sud du système 4 (ligne 'Ortona-Roccamonfina', Fig. 3.5b ; et détail Fig. 3.11). Cette zone de fracture, manifestement ancienne, est peut-être à l'origine de l'interruption des systèmes de failles 3 (nord) et 4 (sud). Enfin, les systèmes 4 et 5 sont moins clairement séparés. Une ancienne terminaison périclinale d'un vaste pli sur rampe (chevauchement) s'étend entre les deux systèmes et semble les déconnecter (Fig. 3.5a et 3.11). Néanmoins, quelques failles majeures d'orientation NW-SE (faille du Mont Laga et faille de Campotosto) sont clairement connectées à la terminaison nord principale du système 4, suggérant la connexion possible des systèmes 4 et 5. Nous revenons sur ce point dans la suite.

Ce travail de thèse a porté exclusivement sur le système 4, dit le Lazio-Abruzzo, que nous détaillons donc ci-dessous.

* Focus sur le système central de Lazio-Abbruzzo

Le système de failles normales du Lazio-Abruzzo se situe à mi-distance entre la ville de Rome à l'ouest et celle de Pescara à l'est, et s'étend sur largeur d'environ 100 kilomètres avec une direction moyenne $\sim N140^\circ$. Il est caractérisé par les reliefs et dénivelés les plus importants de la chaîne, ayant pour point culminant le Corno Grande (2912 m) dans le massif du Gran Sasso au NE. La tectonique extensive qui se superpose à la phase de compression précédente marque profondément la morphologie de la région : hauts et raides escarpements de failles normales montrant des facettes triangulaires claires atteignant entre 500-1000 m de rejet cumulé vertical (failles du Velino, de la Magnola, du Mont Morrone, de la Maiella, Fig. 5.11), et nombreux bassins intra-montagneux dus au jeu des failles normales (bassins du Fucino, de Sulmona, et de l'Aquila pour les plus importants, Fig. 5.13). Le rejet vertical accommodé depuis le Miocène par les plus grandes failles normales atteindra 1 km, voir 2 km (e.g. Ghisetti et Vezzani, 2002 ; Roberts et Michetti, 2004).

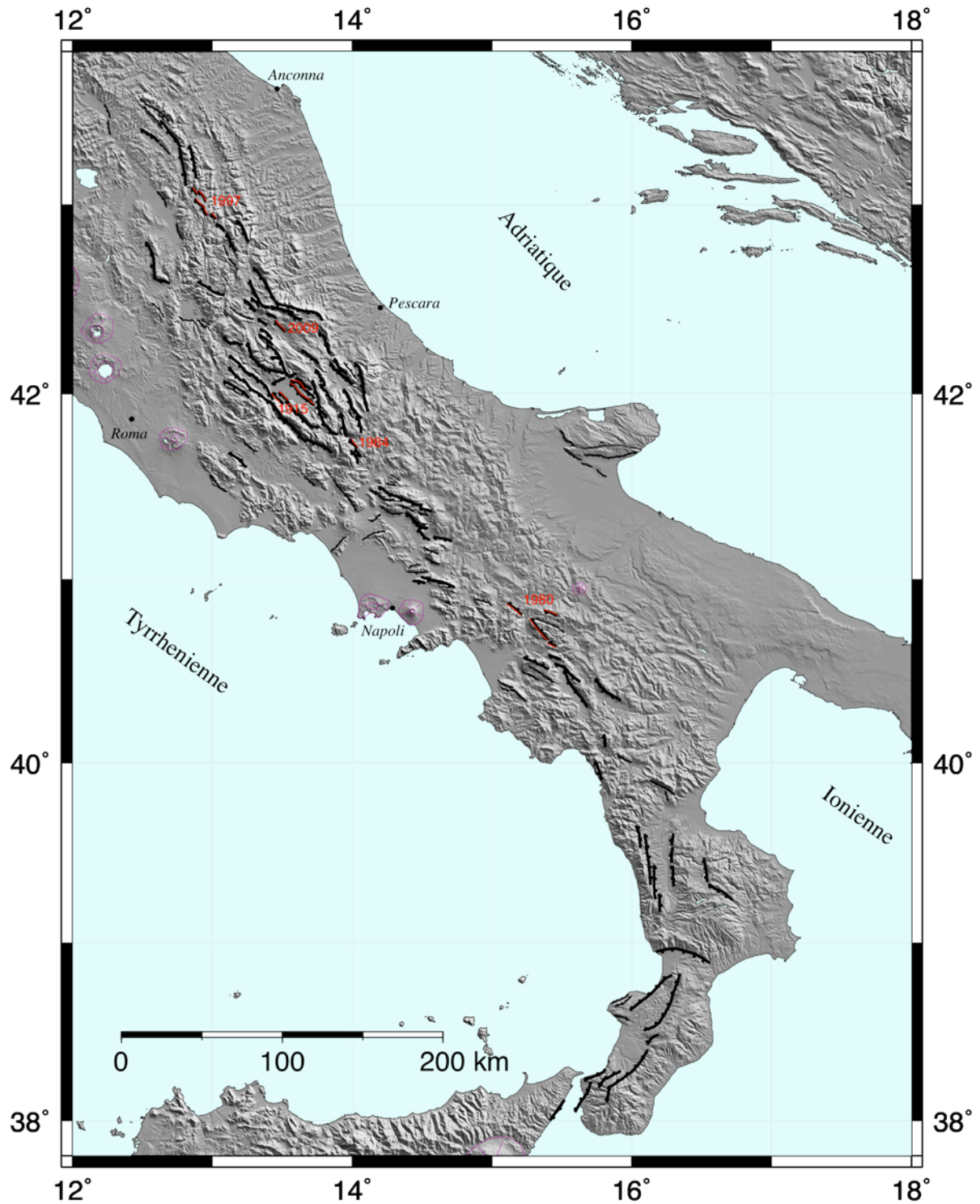


FIG. 3.10a : Carte des failles actives majeures de l'Italie modifiée d'après Benedetti (1999), Jacques et al. (2001) et Galli et al. (2008) (failles géo-référencées). Le fond topographique (SRTM) a été ombré avec un faux soleil au NE pour faire ressortir les failles normales d'orientation moyenne NW-SE. Les forts séismes depuis les années 1900 et les failles qu'ils ont rompues sont identifiés en rouge : Avezzano 1915, Irpinia 1980, Barrea 1984, séquence d'Umbria-Marche 1997, L'Aquila 2009. Topographie SRTM : n° 39-03, 39-04, 39-05, 40-03, 40-04, 40-05. Images satellite Landsat : 193r029, 192r029, 192r030, 191r030, 191r031, 190r030, 190r031, 189r031, 189r032, 188r031, 188r032, 188r033, 187r033. (voir Annexe I pour cette figure au format A3)

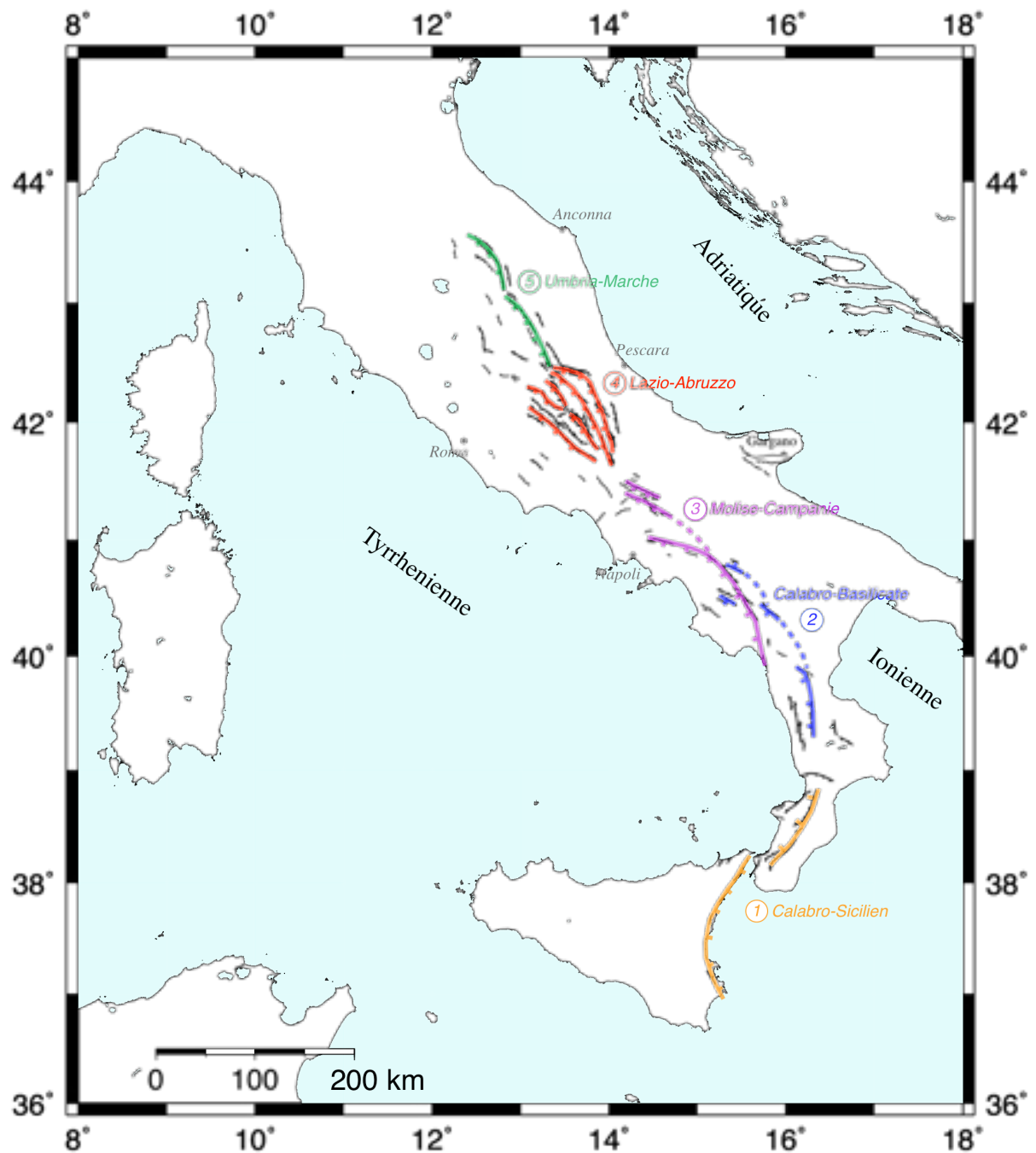


FIG. 3.10b : Interprétation tectonique de la figure 3.10a suggérant que les failles normales actives s'organisent en 5 grands systèmes distincts identifiés par des couleurs différentes. Les terminaisons en queue de cheval des systèmes 2 à 5 suggèrent que ces systèmes présentent une composante de mouvement sénestre en plus de leur composante normale. Seul le système 1 d'orientation distincte (globalement NE-SW) présente une géométrie en graben simple, laissant supposer une extension pure NW-SE sur ce système Calabro-Sicilien. (voir Annexe I pour cette figure au format A3)

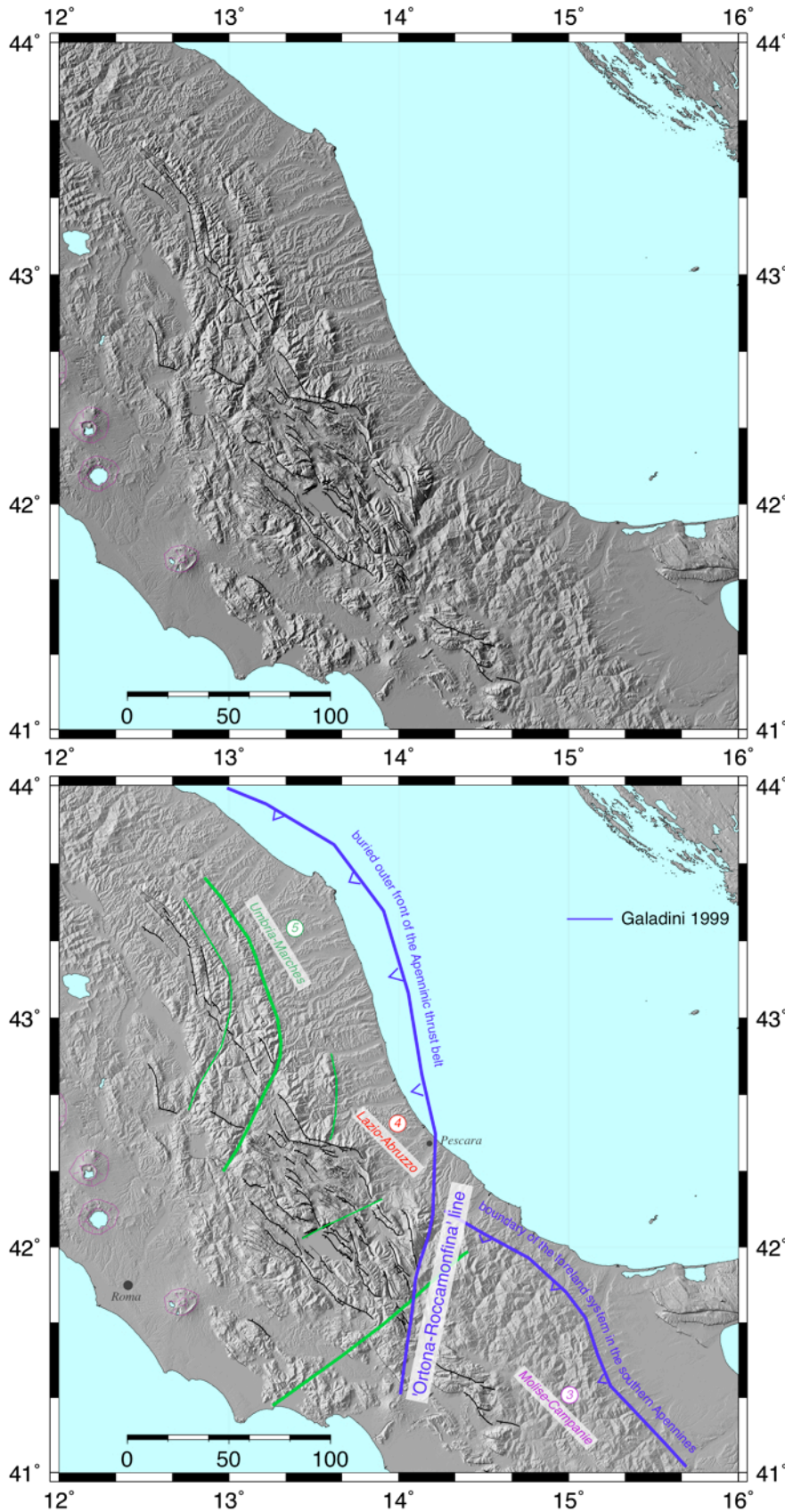


FIG. 3.11 : Topographie (SRTM) ombrée avec faux soleil au NW pour faire ressortir les linéaments hérités de la phase de compression des Apennins. Les deux arcs majeurs représentés sur la figure 3.5b (Galadini, 1999) sont représentés en bleu sur la figure b. En vert sont représentées les zones de fractures qui semblent délimiter les systèmes 3, 4 et 5 (voir texte).

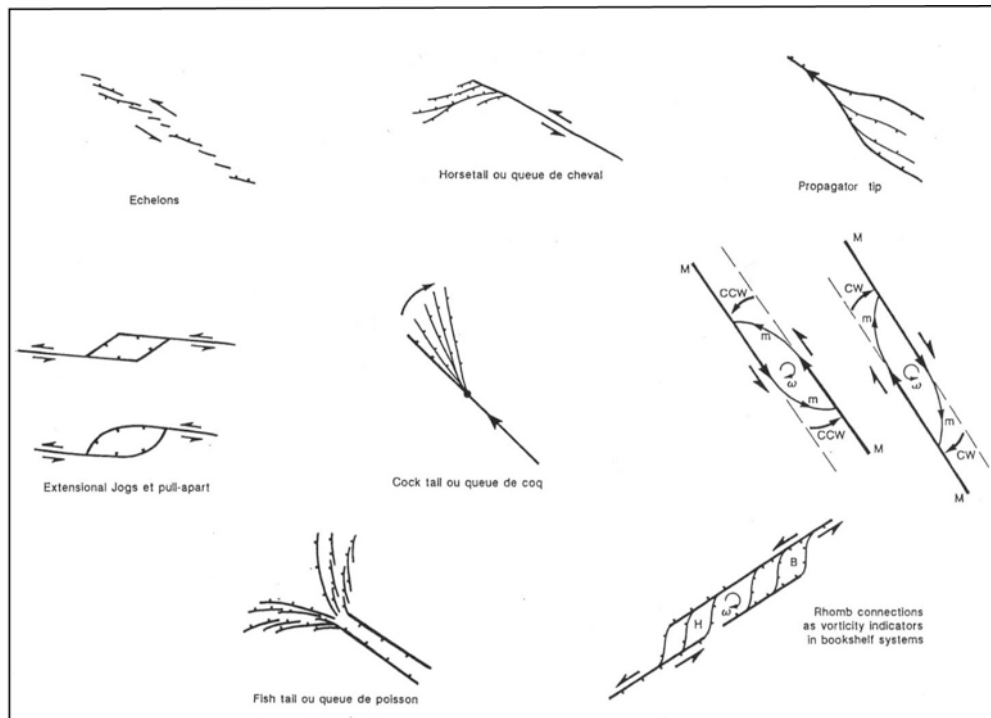


FIG.3.12 : Principales géométries de failles observées à toutes les échelles (géométries auto-similaires, Manighetti, thèse, 1993). Parmi ces géométries, les terminaisons en ‘queue de cheval’ et les échelons indiquent une composante décrochante en plus du mouvement principal normal.

L’extension aurait débuté à la fin du Miocène à l’ouest de la zone, pour atteindre son centre et former le bassin du Fucino à partir du Pliocène, dès 5 Ma (Piccardi et al., 1999) ou 3 Ma : (Ghisetti et Vezzani, 2002) (d’après étude des sédiments syn-tectoniques). Au même moment, plus à l’est, entre 3.5 et 1.6 Ma, l’épisode de compression formait les montagnes de la Maiella (Bally et al., 1988 ; Ghisetti & Vezzani, 2002), avant que ce domaine soit à son tour soumis à de l’extension dès 1 Ma.

Les bassins, qui forment des dépressions, se sont emplis de dépôts fluviaux-lacustres plio-quadernaires et forment de grandes dépressions : bassins du Fucino, de Sulmona, de l’Aquila, pour les plus grands ; et bassins de Campo-Felice, de Campo-Imperatore, de Cinque Miglia de taille plus réduite en altitude. Le bassin du Fucino, de forme rhomboédrique, fait une vingtaine de kilomètres de large d’est en ouest, et une quinzaine du nord au sud. Il s’étend à une altitude moyenne de 650 m, et il est le plus imposant de la région. Les profils sismiques réalisés à travers le bassin montrent son remplissage sédimentaire atteint une épaisseur de plus de 1200 m dans sa partie Est (Cavinato et al., 2002 ; Patacca et al., 2008) suggérant que la faille qui contrôle le développement du bassin est celle du Mont Serrone (voir plus loin).

Quelques exemples de ces bassins intra-montagneux et des failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo sont présentés figure 3.13.

Les taux d'extension évalués sur un transect NE-SW perpendiculaire à la chaîne par diverses techniques qui intègrent des échelles de temps variables, sont compris entre 2 et 6 ± 3 mm/an:

- $2-3$ mm.an⁻¹ (Hunstad et al., 2003 ; Nocquet et Calais, 2004) à 6 ± 2 mm.an⁻¹ (D'Agostino et al., 2001) d'après les mesures GPS,

- au plus 3 mm.an⁻¹ par les mesures de triangulations réalisées sur une période de 100 ans (Hunstad & England 1999),

- et à 6 ± 3 mm.an⁻¹ pour la période post-glaciaire plus long-terme (14 ± 4 ka) selon une direction $N20^\circ \pm 10^\circ E$ (Piccardi et al., 1999).

Grâce à la couverture complète en photographies aériennes en stéréoscopie acquise auprès de la région Abruzzes pendant cette thèse, nous avons dans un premier temps repris la cartographie du système Lazio-Abruzzo. Comme pour les autres systèmes de failles des Apennins, nous avons géo-référencé la trace des failles en surface sur le fond MNT SRTM et les images satellite Landsat. En complément, nous avons utilisé des MNT réalisés à partir d'images satellite ASTER (15m de résolution, mais présentant un fort bruit résiduel), et la couverture en stéréoscopie en images satellite SPOT (panchromatique de résolution 2.5, 5 et 10m de pixel selon les images). Dans un deuxième temps, cette cartographie a été vérifiée et corrigée/complétée le cas échéant, lors des 4 missions de terrain effectuées au cours de cette thèse (Fig. 3.14).

Les failles normales ont été hiérarchisées en fonction de deux arguments : présence d'un escarpement cumulé important bien marqué dans la morphologie indiquant l'activité de la faille sur le long-terme, et/ou présence d'un petit escarpement calcaire préservé à la base de l'escarpement cumulé témoignant de l'activité récente de la faille. Les failles majeures apparaissent en gras sur les cartes ci-après. Les autres failles ayant de plus faibles rejets cumulés, et/ou ne présentant pas d'escarpement récent à leur base, sont nommées 'secondaires' et apparaissent en trait fin. Elles correspondent souvent à la terminaison, en queue de cheval, des grands systèmes de failles, ou se localisent dans les zones de relais entre les grandes failles principales (Fig. 3.14a).



FIG. 3.13 : Photographies de terrain dans la région Lazio-Abruzzo montrant les bassins intra-montagneux dus au mouvement des failles normales qui affectent cette région, et quelques unes de ces failles choisies pour leur complémentarité avec celles montrées au chapitre 5.



FIG. 3.13 (suite)

Dans un souci de simplification, nous avons réduit les noms des failles par rapport à la littérature (Galadini et Messina, 1994 ; Giraudi et Frezzotti, 1995 ; Salvi et Nardi, 1995 ; Vittori et al., 1995 ; Michetti et al., 1996 ; Pantosti et al., 1996 ; Giraudi, 1998 ; Galadini et Galli, 1999, 2000, 2003 ; D’Addezio et al., 2001 ; Cavinato et al., 2002 ; Galadini et al., 2003 ; Salvi et al., 2003 ; Pizzi et Pugliese, 2004). Ainsi, par exemple dans le bassin du Fucino, la faille de San Benedetto – Gioia dei Marsi – Serrone est nommée ‘Serrone’ ; celle

de Marsicana – Parasano est renommé ‘Parasano’. Les nouveaux noms sont indiqués sur la figure 3.14a. Ces cartes peuvent être visualisées en format A3 dans l’Annexe I.

Les grands chevauchements à pendage ouest hérités de la phase compressive de structuration de la chaîne des Apennins ont été reportés d’après la carte géologique des Abruzzes (Vezzani et Ghisetti, 1 : 100 000 ème, 1998) et d’après les travaux de Ghisetti et al. (2001), Tozer et al. (2002), et Carminati et al. (2007). Leur localisation sur nos cartes est néanmoins moins précise que celle des failles normales (Fig. 3.14b).

Le système Lazio-Abruzzo a une orientation générale NW-SE ($\sim N140^\circ$) et présente une très grande densité de failles. Les failles majeures voient leur terminaison nord s’incurver vers l’ouest (failles du Fleuve Liri, de Serrone, de Parasano, de San Sebastiano, de la Maiella, du Gran Sasso, ...) et le système se divise alors en de nombreuses failles secondaires obliques à la faille principale mais subparallèles entre elles. Cela semble indiquer que la cinématique du système Lazio-Abruzzo décrite à grande échelle (mouvement à la fois normal et décrochant sénestre sur sa direction principale NNW) est similaire à l’échelle inférieure. L’analyse de la géométrie d’ensemble des failles constituant le système Lazio-Abruzzo nous amène à suggérer que ces failles s’organisent en 7 grands systèmes distincts, que nous distinguons par des couleurs différentes sur la figure 3.15. Ces systèmes sont d’ouest en est :

- Le ‘système Liri’ (violet). Il forme la limite la plus occidentale de la région de Lazio-Abruzzo. Ce système, long d’environ 85 km, d’orientation moyenne $N135^\circ$ et de pendage SW, se distingue par l’arrangement spécifique, en échelon sénestre, des grands segments de failles qui le constituent. Il est ainsi formé de 3 segments majeurs colinéaires disposés en pas à droite, chacun d’une quarantaine de km de long. Le premier segment (à partir du nord) est constitué des failles des Monts Faito et Cimarini ; le segment central et le segment le plus au sud se combinent pour former la faille de Fiumi Liri. L’ensemble du système Liri se termine vers le nord par le développement d’un dense réseau de failles normales secondaires obliques, localisées seulement dans le compartiment effondré du système. Cette terminaison forme ainsi une queue de cheval extensive. L’arrangement en échelon sénestre du système et sa terminaison en queue de cheval indiquent que le système Liri a une composante de mouvement sénestre en plus de sa composante normale dominante. Bien que parfaitement identifiable sur photos satellite et aérienne du fait de la morphologie claire de son escarpement cumulé et de l’existence d’un liseré blanc à la base de cet escarpement témoignant de son activité récente, sur le terrain, aucun escarpement calcaire correctement préservé n’a pu être trouvé le long des segments majeurs du système Liri.

- A l'Est du système Liri, la faille de Tre-Monti (en noir), formée de 2 plans parallèles à pendage sud, dont un majeur (Fig. 3.15), est la seule structure oblique à la direction générale des failles du système Lazio-Abruzzo. Elle présente en effet une orientation ENE-WSW ($\sim N70^\circ$), quasi perpendiculaire à toutes les autres failles. Son rejet cumulé est important, de l'ordre de 1000 ± 100 m (profils sismiques, Cavinato et al., 2002), et la longueur de sa trace claire est de ~ 20 km (de part et d'autre du village de Celano). L'étude des relations stratigraphiques et tectoniques dans la zone du bassin du Fucino suggère que la faille de Tre-Monti est une structure ancienne dont l'activité pourrait avoir débuté au Pliocène, avant la formation des failles NW adjacentes (Galadini et Messina, 1994). La figure 3.16 résume l'évolution de cette structure et des failles adjacentes, telle que proposée par Galadini et Messina (1994).

Quelque soit l'histoire de la faille de Tre-Monti, on note : 1) qu'elle est la seule structure ENE-WSW de toute la zone ; 2) qu'elle semble se poursuivre vers l'est par une trace plus subtile mais néanmoins visible, jusqu'au système de Sulmona-Gran Sasso ; 3) qu'elle n'a pas rompu lors du séisme d'Avezzano de 1915 (Fig. 3.16b ; Odone, 1915 ; Galadini et Galli, 1999 ; Valensise et Pantosti, 2001) alors que les failles adjacentes de Parasano, Serrone, Trasacco et Gioia dei Marsi ont rompu, au moins dans leur partie occidentale. Il semble donc que la faille oblique de Tre Monti ait un comportement particulier au sein du système Lazio-Abruzzo, et qu'elle a peut-être joué un rôle de barrière à la propagation de la rupture de 1915. Cela nous amène à différencier les failles au NW et au SE de la faille de Tre-Monti comme deux systèmes distincts. Cette différenciation est de toute façon requise par la géométrie même de ces systèmes.

- Au NW de la faille de Tre-Monti, le système du Fucino-nord (en orange) est constitué de deux branches majeures, occidentale et orientale, chacune de direction moyenne NNW-SSE et de pendage SW (longueur $\sim 40-45$ km), et que nous appelons FN-ouest et FN-est, respectivement. Les failles de la Magnola (L ~ 13 km), du Velino (L ~ 12 km), du Val di Malito (L ~ 7 km), de Castiglione (L ~ 7 km), de Piano di Rascino (L ~ 9 km), du Monte Calata (L ~ 7 km) et de Fiamignano (L ~ 13 km), forment la branche ouest FN-ouest du système. Les failles de Celano – Ovindoli (L ~ 11 km), Piano di Pezza (L ~ 10 km), Campo Felice - Monte Orsello (L ~ 16 km), Monte Ocre (L ~ 11 km), Roio (L ~ 10 km) et Monte Petino (L ~ 7 km) forment la branche est FN-est du système. Leur organisation en échelon sénestre suivant une direction moyenne NNW ($N160^\circ$) est claire et révèle que ces failles et le système qu'elles constituent présentent une composante de mouvement sénestre en plus de leur composante

normale (Fig. 3.15). Cette observation de grande échelle est compatible avec les observations de détail (plans striés notamment) reportées par Piccardi et al., 1999.

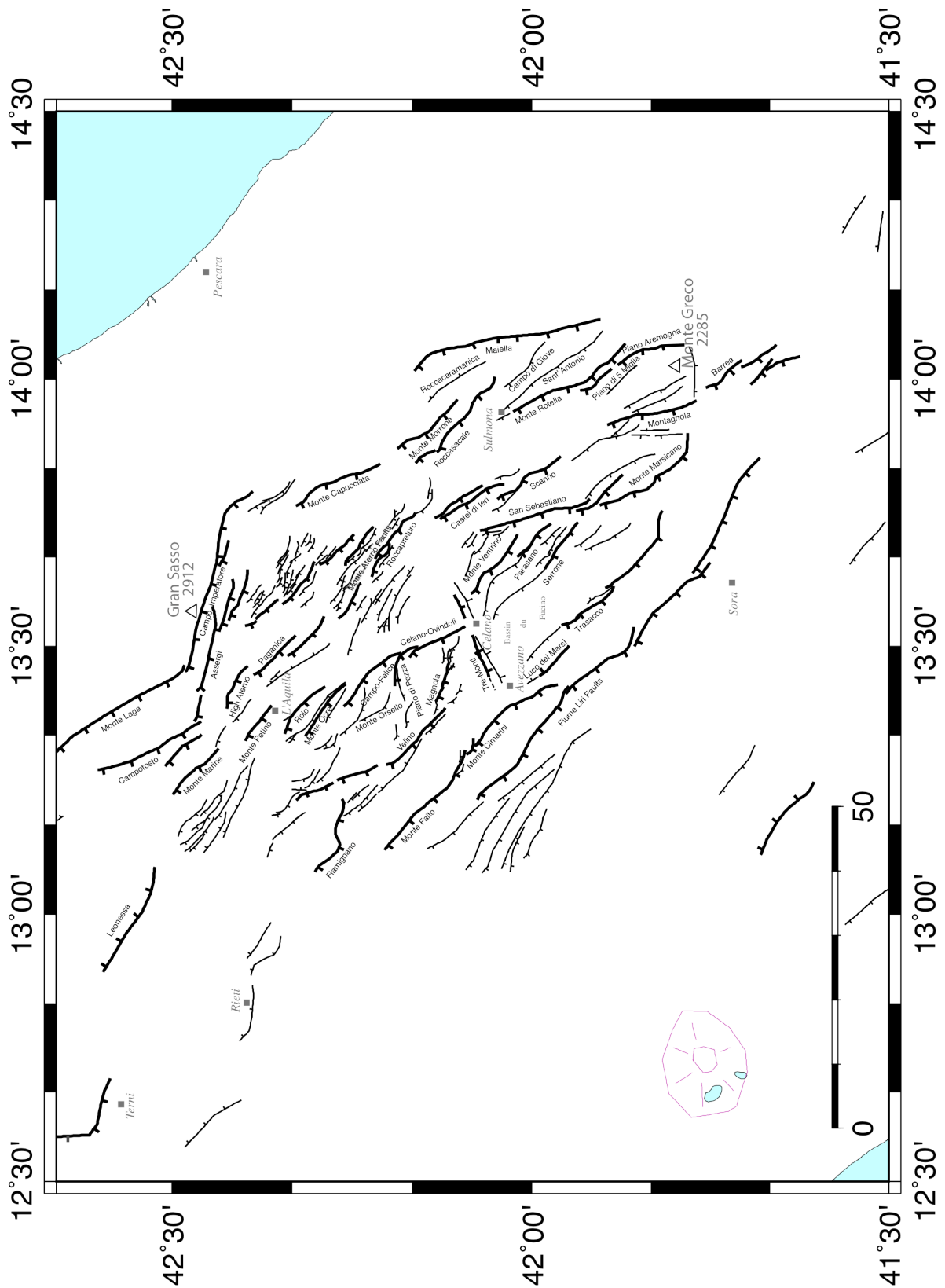


FIG. 3.14a : Carte des failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo. Les noms indiqués sont ceux simplifiés d'après la littérature et utilisés tout au long de cette thèse (carte au format A3 en Annexe I).

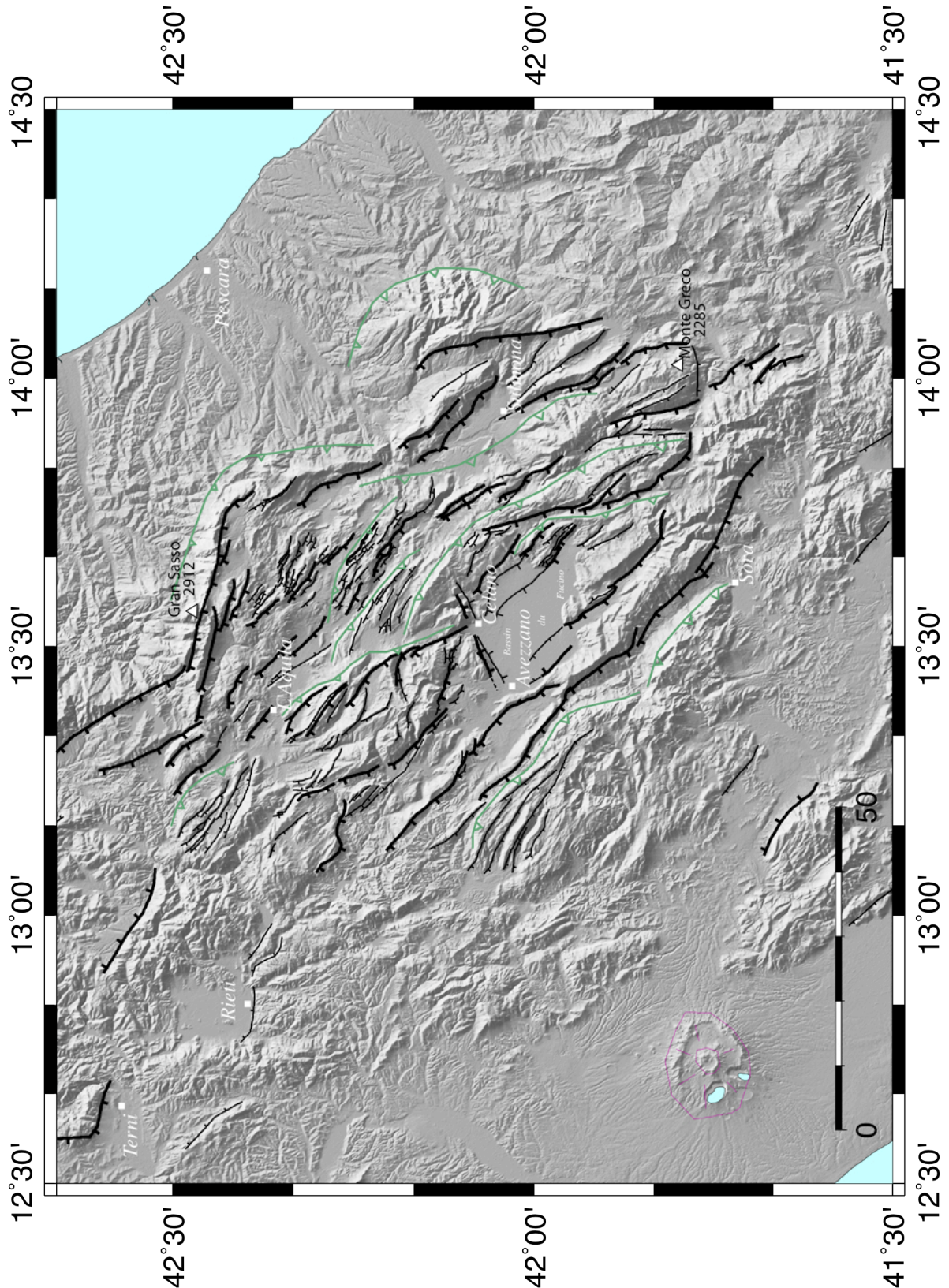


FIG. 3.14b : Carte tectonique de la région Lazio-Abruzzo sur fond topographique MNT ombré (SRTM avec faux soleil au NE). Les failles normales sont en noir et les chevauchements hérités de la phase de compression des Apennins sont en vert (chevauchements d'après la carte géologique des Abruzzes, Vezzani et Ghisetti, 1:100 000ème, 1998 ; Ghisetti et al., 2001 ; Tozer et al., 2002 ; Carminati et al., 2007) . Carte au format A3 en Annexe I.

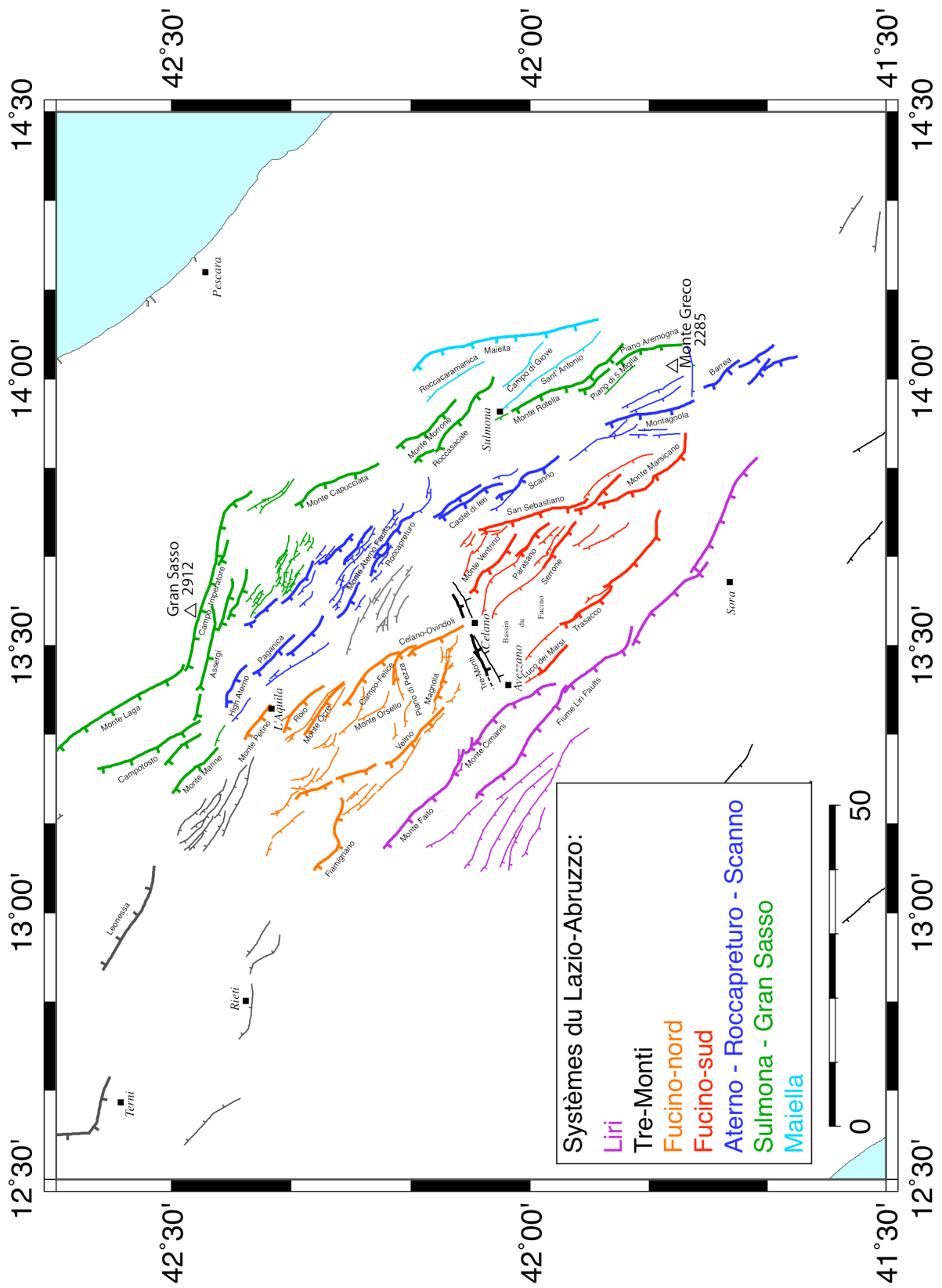


FIG. 3.15a : Carte des failles normales actives interprétée en terme de systèmes de failles. Sept systèmes majeurs sont identifiés au sein du système plus vaste Lazio-Abruzzo. Carte au format A3 en Annexe I.

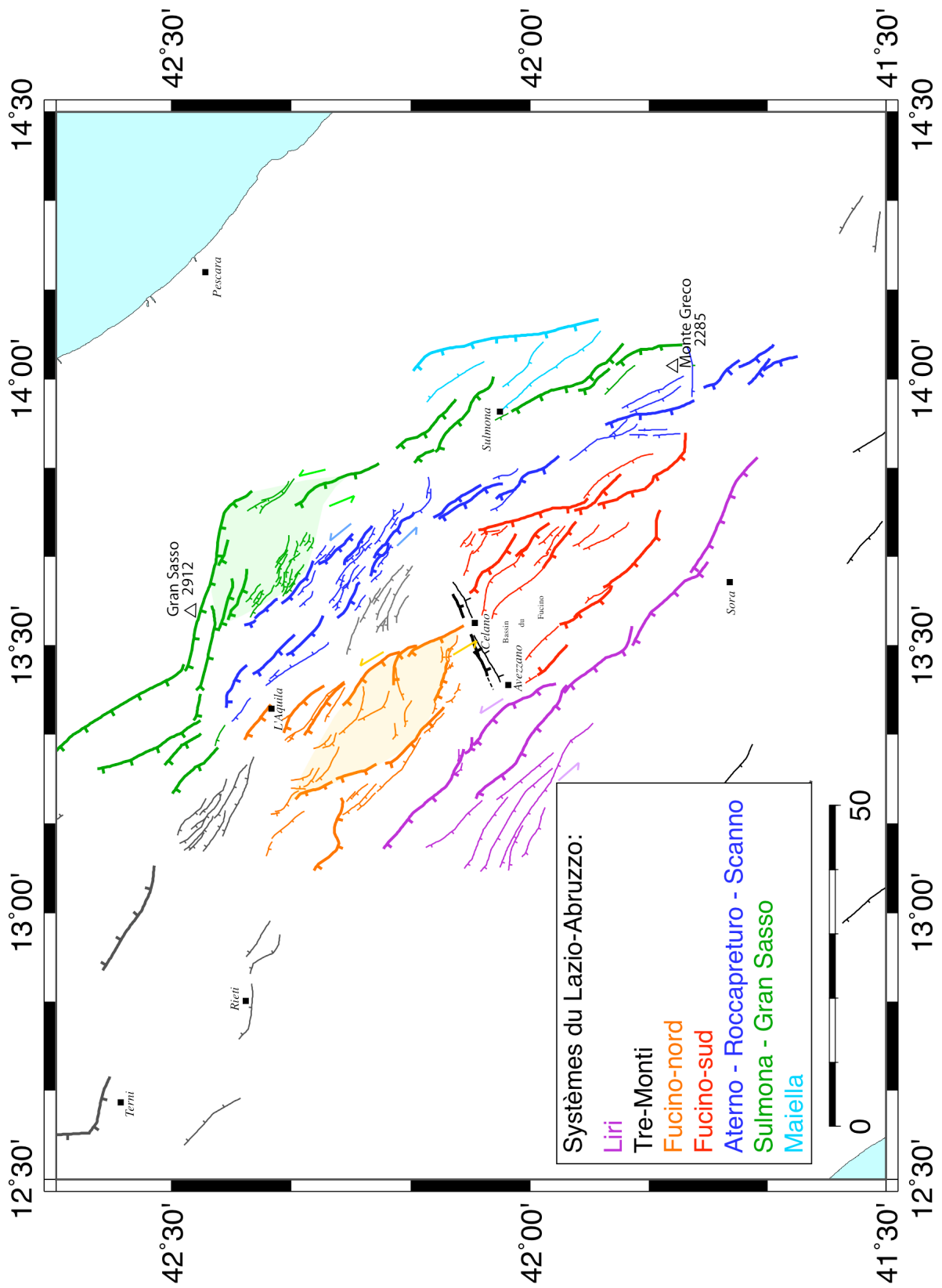
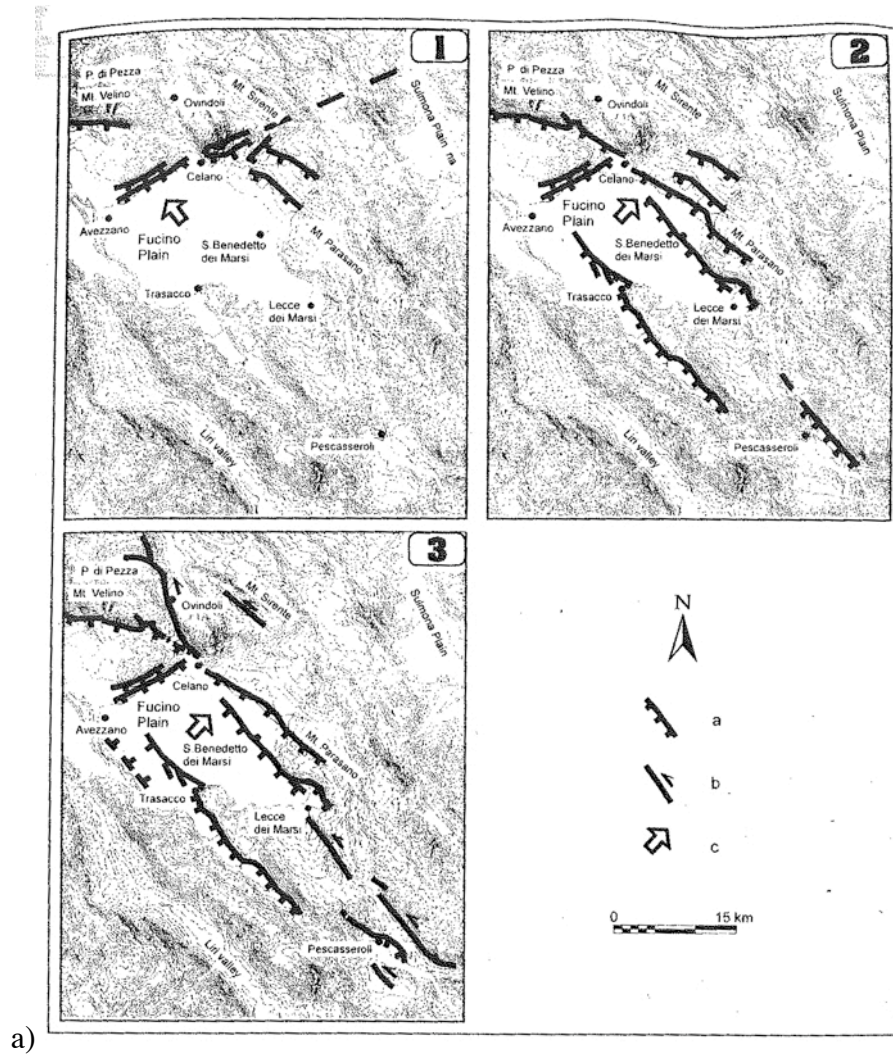
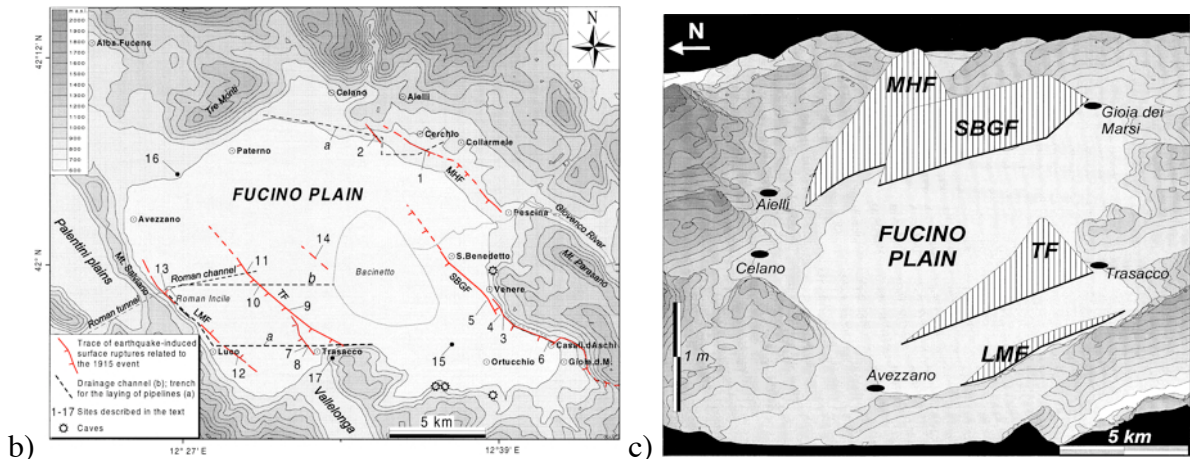


FIG. 3.15b : Carte des failles normales actives interprétée en terme de systèmes de failles. Les terminaisons nord des systèmes de failles sont soit en échelon en pas à droite, soit en queue de cheval extensive, indiquant une composante décrochante sénestre en plus de leur composante normale. Carte au format A3 en Annexe I.



a)



b)

c)

FIG. 3.16 : Evolution du bassin du Fucino. a) Représentation schématique de l'évolution temporelle depuis le Pliocène du bassin du Fucino d'après l'étude des relations stratigraphiques et tectoniques (Galadini et Messina, 1994). 1- ouverture en demi-graben de direction NE-SW sur la faille de Tre-Monti (Pliocène). 2- ouverture en demi-graben d'orientation NW-SE sur les failles du Ventrino, Parasano, Serrone et Trasacco (fin Pliocène – milieu Pléistocène). 3- persistance du régime extensif responsable de l'évolution du demi-graben de direction NW-SE et des mouvements transtensionnels sénestres sur certaines failles (Celano-Ovindoli). 'a' failles normales, 'b' failles transtensionnelles sénestres, 'c' pendage des sédiments fluvio-lacustres après déformation due à l'évolution des demi-grabens. b) Ruptures de surface du séisme d'Avezzano (Mw 7) représentées en rouge (Galadini et Galli, 1999). c) Déplacements co-sismiques (m) du séisme d'Avezzano. LMF : faille de Luco dei Marsi, TF : faille de Trasacco, SBGF : faille du Mont Serrone, MHF : faille du Mont Parasano.

La géométrie d'ensemble du système bordier ouest FN-ouest est également compatible avec un mouvement oblique normal-séneestre sur la direction moyenne NNW du système. Au sein de cette organisation, les failles de Magnola, Fiamignano et Piano di Rascino obliques au système principal, apparaissent comme des terminaisons en queue de cheval du système NNW principal. La longueur totale du système FN- ouest est d'une quarantaine de km dans sa direction NNW moyenne. La plupart des failles du système Fucino-nord présentent un escarpement cumulé clair, haut de 700 en moyenne, souvent façonné par des facettes triangulaires claires. La plupart de ces failles présentent également un escarpement calcaire préservé à leur base, de quelques mètres à une dizaine de mètres, témoin de leur activité récente. Les systèmes FN-ouest et FN-est se combinent pour délimiter une zone de forme rhomboïdale, rappelant la forme typique des bassins en pull-apart. Bien que cette région en amande ne soit pas un pull-apart, il est probable qu'elle subisse actuellement un affaissement dû à la composante extensive générée par la combinaison des deux systèmes bordiers transtensifs. Dans une telle géométrie, on s'attend à ce que les failles d'orientation E-W à WNW-ESE (telle Magnola) aient une composante normale plus importante que les failles d'orientation NNW.

- Le système du Fucino-sud (en rouge) quienser le bassin du Fucino, est composé d'un système principal d'orientation NNW et de pendage ouest, localisé à la limite orientale de la zone. Ce système est constitué de trois grands segments disposés en échelon séneestre, dont les deux principaux sont les failles de San Sebastiano et de Monte Marsicano. Ce système a une longueur totale de ~45 km. Sur ce système vient se brancher un dense réseau de failles normales obliques, de direction moyenne NW-SE, dont les majeures sont du nord au sud : Monte Ventrino (L ~10 km), Monte Parasano (L ~20 km), Monte Serrone (L ~20 km), Trasacco (L_{totale} ~30 km). La géométrie d'ensemble du système Fucino-sud est compatible avec un mouvement oblique de ce système, à la fois normal et décrochant séneestre sur sa direction principale NNW. Dans ce cadre, on s'attend à ce que les failles NW aient une composante normale plus importante que les failles NNW. Les failles NW ont des escarpements clairs, moins hauts cependant que celles du système Fucino-nord (~300-400 m), mais dont certains 'disparaissent' à leur intersection avec le bassin du Fucino. Ces failles NW ont rompu, dans leur partie NW au moins, lors du séisme d'Avezzano en 1915 (Mw 7 ; Fig. 3.16b-c). La plupart de leurs escarpements présentent une partie préservée à leur base, haute au plus de ~5m.

- Le système Aterno – Roccapreturo – Scanno (en bleu) est l'un des plus longs de la région Lazio-Abbruzzo. De direction moyenne NNW-SSE et de pendage ouest, il s'étend en

effet sur près de 100 km de long. Il est étroit et formé d'une succession de segments de failles NW à NNW disposés en échelon sénestre selon la direction NNW du système d'ensemble, du sud au nord : failles de Barrea (L ~15 km), de Montagnola (L ~15 + 10 km), de Scanno (L ~15 km), de Castel di Ieri (L ~12 km), de Roccapreturo-Aterno (L ~20 km), de Paganica (L ~10 km) et du Haut Aterno (L ~8 km). Le réseau formé par ces segments en échelon est particulièrement étroit dans la moitié sud du système (au sud de la faille de Castel di Ieri), mais s'élargit un peu vers le nord pour s'organiser en deux branches distinctes, chacune constituée de segments en échelon sénestre. La faille de Roccapreturo marque la jonction entre ces deux branches nord. La faille de Paganica, qui a rompu en avril dernier, est l'un des segments majeurs de la branche ouest. La géométrie d'ensemble du système Aterno – Roccapreturo – Scanno indique que ce système a également un mouvement oblique, à la fois normal et décrochant sénestre. Au vu de la géométrie d'ensemble du système, on s'attend à ce que la composante oblique soit forte le long de la plupart des segments, particulièrement ceux au sud de la faille de Roccapreturo. Ceci est compatible avec l'observation que leurs rejets cumulés sont inférieurs à ceux des autres systèmes du Fucino, atteignant quelques centaines de mètres tout au plus, tandis que leurs escarpements cumulés ne présentent pas de facettes triangulaires claires.

- Ensuite, plus à l'Est, vient le grand système bordier de Sulmona - Gran Sasso (en vert). La géométrie d'ensemble de ce système est similaire à celle du système Aterno – Roccapreturo – Scanno. De direction moyenne NNW-SSE et de pendage ouest, le système de Sulmona - Gran Sasso s'étend en effet également sur près de 100 km de long. Il est formé des failles de (du sud au nord) : Aremogna (L ~12 km), Piano di 5 miglia (L ~10 km), Monte Rotella (L ~23 km), Roccacasale-Morrone (L ~20 km), Monte Capuciata (L ~15 km), Assergi (L ~20 km) et Campo Imperatore (L ~30 km). Le système est formé par ces segments en échelon sénestre selon la direction NNW. Il est particulièrement étroit dans les deux tiers sud (au sud de la faille de Monte Capuciata), mais s'élargit vers le nord où il bifurque de façon prononcée pour former un dense réseau de failles normales d'orientation moyenne E-W à WNW-ESE. Ces failles à la terminaison nord du système de Sulmona - Gran Sasso sont donc quasi-perpendiculaires à ce système, et forment une vaste terminaison en queue de cheval extensive. La géométrie d'ensemble du système de Sulmona - Gran Sasso (échelons sénestres, terminaison en queue de cheval) indique que ce système a également un mouvement oblique, à la fois normal et décrochant sénestre sur sa direction principale NNW. La zone enserrée entre les failles de Monte Capuciata et de Campo Imperatore et failles adjacentes présente une forme rhomboïde, compatible avec la formation d'un pull-apart. Au vu de la géométrie

d'ensemble du système, on s'attend à ce que les failles E-W à WNW-ESE en terminaison nord du système aient une forte composante normale. Ceci est compatible avec l'observation de leurs rejets cumulés imposants dans la morphologie (jusqu'à 1000 m). Le système de Sulmona - Gran Sasso se poursuit vers le nord sans interruption claire : ses failles E-W marquant sa terminaison nord semblent bifurquer à leur tour pour 'reprendre' la direction NNW principale du système. Elles se connectent ainsi directement, semble-t-il, au système 5 dit de Umbria-Marche défini auparavant (Fig. 3.10b). La migration des répliques enregistrées suite au séisme de l'Aquila d'avril dernier (voir détails plus loin), depuis la faille de Paganica jusqu'aux failles du Monte-Laga et de Campo-Imperatore, suggère aussi que ces différentes failles sont connectées.

- Enfin, à l'extrême est du système Lazio-Abruzzo, les failles de la Maiella (en bleu clair) forme un système distinct des autres, mais néanmoins de géométrie d'ensemble similaire (direction NNW, pendage ouest, failles obliques connectées attestant d'un mouvement oblique, à la fois normal et décrochant sénestre sur la direction NNW principale du système). Les failles de la Maiella (L ~30 km), de Campo di Giove (L ~10 km), de Sant'Antonio (L ~20 km) et la faille antithétique de Roccacaramanica (L ~10 km) forment ce système oriental du Lazio-Abruzzo.

Les 7 systèmes de failles que nous avons définis sont représentés en couleurs distinctes sur la figure 3.15 (et au format A3 en Annexe I). Ces couleurs sont utilisées tout au long de cette thèse pour différencier les systèmes : Val Liri (violet), Tre-Monti (noir), Fucino-nord (orange), Fucino-sud (rouge), Aterno-Roccapreturo-Scanno (bleu-foncé), Sulmona-Gran-Sasso (vert) et Maiella (bleu-clair).

Nous avons noté que les grands systèmes à l'échelle de l'Italie semblaient séparés par des zones de fractures anciennes. Nous remarquons à l'échelle inférieure du système Lazio-Abruzzo, que le développement des failles a manifestement été influencé par la présence des anciens chevauchements datant de la phase de compression des Apennins (Fig. 3.14b) : la plupart des 7 systèmes de failles décrits précédemment (Fig. 3.15) se sont développés entre les anciens chevauchements. Compte tenu des pendages forts des failles normales du système Lazio-Abruzzo et de leurs grandes longueurs, il est probable que ces failles normales s'enracinent aujourd'hui dans ses anciens chevauchements. A plus grande échelle, on voit que le système entier Lazio-Abruzzo est interrompu au nord comme au sud par la présence de grands chevauchements anciens (Fig 3.11).

3.2.2. Séismes et Séquences sismiques instrumentaux majeurs en Italie Centre et Sud

Dans cette section, nous détaillons les séismes et séquences sismiques instrumentaux majeurs enregistrés ces 20 dernières années dans le domaine extensif des Apennins. Sur le système Lazio-Abruzzo qui est la cible de ce travail, nous choisissons de ne reporter ici que certains points majeurs de l'histoire sismique, tandis que plus de détails seront donnés dans les chapitres 5 et 6 spécifiquement consacrés à ce système.

Une première observation importante peut être faite sur la figure 3.17, où les séismes et séquences sismiques majeurs instrumentaux ont été reportés sur notre interprétation schématique des grands systèmes de failles. Il apparaît que tous les événements, à l'exception des séismes de Messine (1908) et d'Avezzano (1915), se sont produits à la terminaison ou à l'intersection entre les cinq grands systèmes de failles : La séquence d'Irpinia (1980) s'est produite à l'intersection entre les systèmes 2 et 3 ; le séisme de 1984 (Sangro Valley) s'est produit à la terminaison sud du système 4 et donc proche de son intersection avec le système 3 ; la séquence de Colfiorito (1997) s'est produite à l'intersection entre les deux failles principales du système 5 ; enfin, le séisme de l'Aquila, en avril 2009, s'est produit à la terminaison nord du système 4, et de fait à l'intersection entre l'une de ses failles NNW principales et son réseau WNW de terminaison.

On verra dans la suite que le séisme d'Avezzano (1915) s'est également produit à l'intersection entre une faille NNW principale du système 4 et le réseau de failles obliques NW-SE développé à la terminaison de cette faille principale. De la même façon, le séisme de Messine (1908) s'est produit à l'intersection entre les deux failles majeures, antithétiques, qui constituent le système 1.

La géométrie des systèmes de failles et leur organisation relative semble donc jouer un rôle sur la localisation des ruptures. Nous revenons sur ce point dans le chapitre 6.

* Séquence d'Irpinia, 1980 (système de failles 'du Mont Marzano', Système 3)

A ~80 km à l'est de Naples, le séisme d'Irpinia en 1980 (Mw 6.9) a rompu 4 segments NW-SE d'une faille normale, la faille de Mont Marzano, appartenant au système 3 défini précédemment (Fig. 3.10b). Cette faille n'est néanmoins pas une faille principale du système 3, et présente de fait un pendage vers le NE, antithétique de celui du système principal. La

rupture s'est initiée à la terminaison SE de la faille du Mont Marzano (1 sur la figure 3.18) et s'est propagée vers le NW. Une pause de 0.5 s sépare la rupture de ce premier segment, de celle du segment suivant (appelé segment de Cervialto ; 2 sur la figure), dans la continuité NW du premier. Puis, 20 s après le choc principal, un troisième segment, dit de San-Gregorio (3), a rompu au SE du premier. La totalité de la faille de Monte Marzano a ainsi rompu, sur une longueur de ~55 km d'après la localisation des répliques (Deschamps et King, 1984 ; Valensise et al., 1989 ; Amato et al., 1990). Sur cette longueur, 35-40 km de ruptures de surface ont été décrites, avec des déplacements verticaux de 0.5 à 1 m (Pingue et al., 1993 ; Pantosti et al., 1993 et références incluses). Les arrêts observés de la rupture aux intersegments démontrent que ceux-ci se sont comportés comme des barrières à la propagation de la rupture. Enfin, 40 s après le choc principal, un quatrième segment, appartenant à une faille au NW de la précédente, antithétique de celle-ci, a rompu à son tour (e.g. Westaway, 1993b et références incluses).

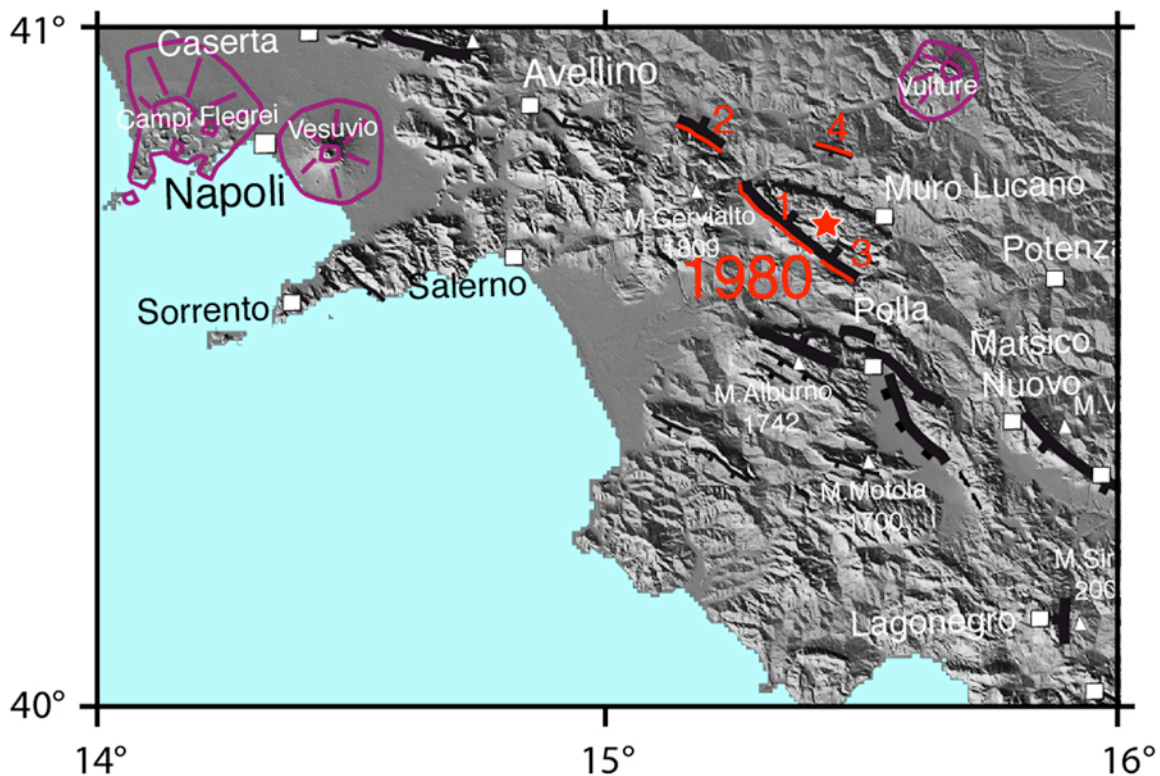


FIG. 3.18 : Carte tectonique de la région du séisme d'Irpinia, 1980 (Mw 6.9) montrant en rouge les segments ayant rompu pendant ce séisme. Les numéros décrivent la chronologie de la rupture. La rupture s'est initiée sur le segment la faille de Carpineta-Marzano marquée 1, s'est propagée vers le NW sur ce segment, puis après une pause de 0.5s a rompu le segment de la faille de Cervialto marqué 2. 20 secondes après le début de la rupture, le segment au SE, faille de San-Gregorio marqué 3, rompt. Enfin, 40s après le début de choc principal, un segment au NE, antithétique, rompt à son tour (modifié d'après Westaway, 1993b).

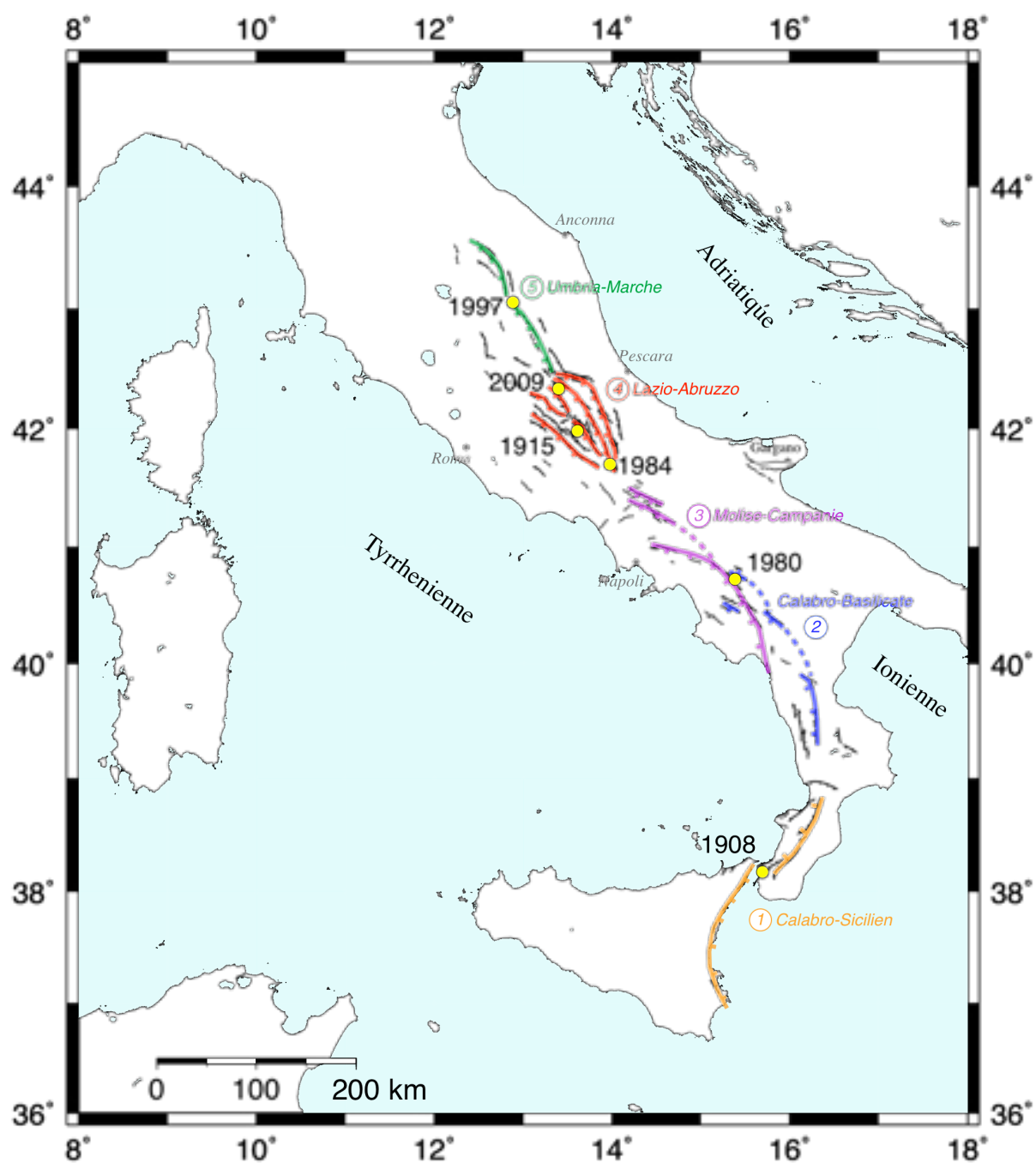


FIG. 3.17 : Localisation des séismes et des séquences sismiques historiques majeurs depuis les années 1900 comparée aux systèmes de failles identifiés.

Il est intéressant de noter que le segment 3 a rompu dans une zone où les contraintes statiques de Coulomb avaient pourtant diminué après le choc principal. Voisin et al. (2000) ont montré que sur des temps courts, ici 20s, le champ de contrainte dynamique est plus important que le champ de contraintes statiques, ce qui explique la rupture du segment 3.

* Séisme de Barrea (Vallée du Sangro), 1984 (terminaison sud Système 4)

A la terminaison sud du Système 4 (Lazio-Abruzzo, Fig. 310b), un séisme de magnitude Mw 5.9 a lieu en mai 1984 sur la faille de Barrea d'orientation NNW-SSE à pendage WSW (~60°) et de longueur L ~7-9 km (Pace et al., 2002). Cette faille se situe à la terminaison sud du système Aterno-Roccapreturo-Scanno (Fig. 3.15a).

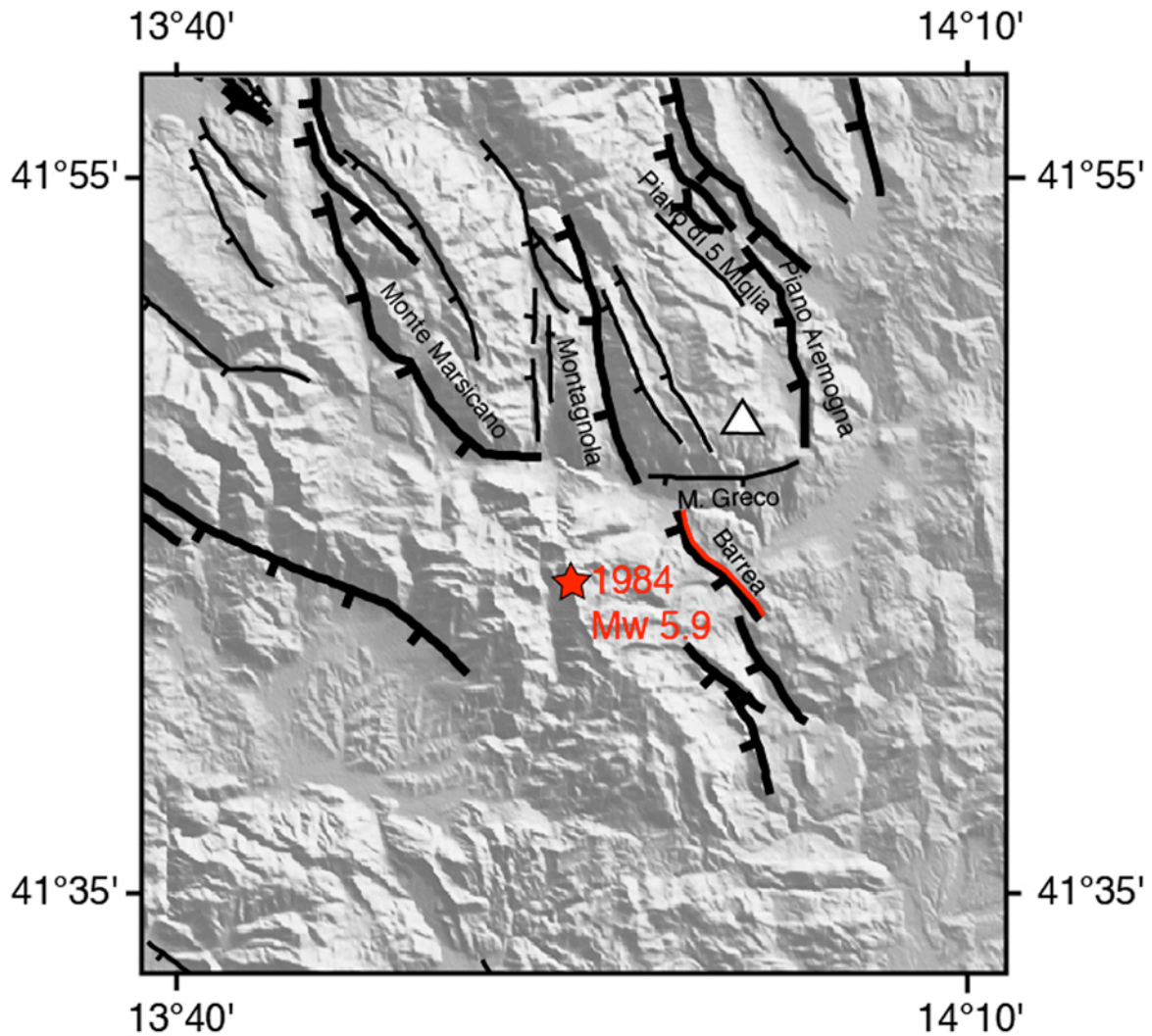


FIG. 3.19 : Carte des failles actives de la terminaison sud du Système 4 (Lazio-Abruzzo) montrant l'épicentre du séisme de « Sangro Valley » (1984, Mw 5.9) correspondant à la rupture de la faille de Barrea surlignée en rouge (modifié d'après Pace et al., 2002). Aucune rupture de surface n'a été reportée pour ce séisme.

En revanche, elle est à la terminaison nord d'un système de failles plus petit formé de 4 segments disposés en échelon sénestre (Fig. 3.19). Cette terminaison nord coïncide avec l'existence d'une faille \approx E-W (Monte Greco) à pendage sud quasi-perpendiculaire à la faille rompue et aux failles adjacentes. On note donc que le séisme de Barrea s'est produit à l'intersection entre un système de failles NNW et une faille très oblique presque perpendiculaire. Il est probable que cette faille oblique a joué le rôle de barrière à la propagation de la rupture (Pace et al., 2002). La longueur de rupture estimée d'après la localisation des répliques est de \sim 9 km. Aucune rupture de surface n'est reportée pour ce séisme dont l'épicentre est localisé à 13-14 km de profondeur. Notons que la localisation géographique de l'épicentre reportée dans le catalogue CPTI04 diffère de celle plus précise donnée par Pace et al. (2002) après re-localisation des répliques avec un réseau local, montrant que le plan de la faille de Barrea a rompu. Le mécanisme au foyer indique un mécanisme de rupture normal ayant une faible composante sénestre. Cette composante sénestre est en accord avec la géométrie du système rompu, mais aussi du système Aterno-Roccapreturo-Scanno auquel il appartient à grande échelle.

* Séquence de Norcia 1979, Gubbio 1984, Colfiorito 1997 (système 5)

Le système 5 (Umbria-Marche) a vécu une succession de 3 crises sismiques en 30 ans qui a débuté au sud (Fig. 3.20) : Norcia en 1979 (Mw 5.8, en gris Fig. 3.20), puis Gubbio plus au nord en 1984 (Mw 5.6 ; en gris Fig. 3.20, e.g., Mirabella et al., 2004), et enfin au centre, la séquence de Colfiorito en 1997 (aussi nommée 'séquence d'Umbria-Marche') caractérisée par 8 séismes majeurs de magnitudes $5.0 \leq Mw \leq 6.0$ (en noir, Fig. 3.20 ; e.g. Deschamps et al., 2000 ; Collettini et al., 2005 ; Tallarico et al., 2005).

Ces 3 crises couvrent une zone de 70-80 km de long, de direction \sim N145° et correspondent à la rupture de petits segments de longueurs maximum 10-11 km pour les chocs principaux : Norcia 10 km, Gubbio 6 km et Colfiorito 11 km (longueurs estimées d'après la localisation des répliques), et de segments de longueurs inférieures pour les séismes suivants de la séquence de Colfiorito (1997 ; longueurs des ruptures entre 2 et 5 km) (Tallarico et al., 2005). Des ruptures de surface ont été relevées suite au choc principal de 1997 avec des déplacements verticaux variant entre 2 et 20 cm au maximum (Cello et al., 2000 ; Cinti et al., 2000 ; Anzidei et al., 2008).

Sur cette séquence de séismes ayant eu lieu entre 1979 et 1997, Tallarico et al. (2005) ont montré que 8 des 10 séismes se sont produits dans des zones de contraintes de Coulomb

positives du fait des séismes précédents. Il est intéressant de noter que des mesures de nivellement existant sur un aqueduc situé dans la zone épacentrale du choc principal de 1997 ont permis d'estimer la déformation au cours du temps après le séisme : le déplacement postsismique correspondant à environ 35% du déplacement cosismique apparent. (Basili et Meghraoui, 2001 ; Riva et al., 2007).

La question de l'inter-dépendance de ces séquences est évidemment posée. Il est clair qu'elles se sont combinées pour rompre la totalité du système de failles.

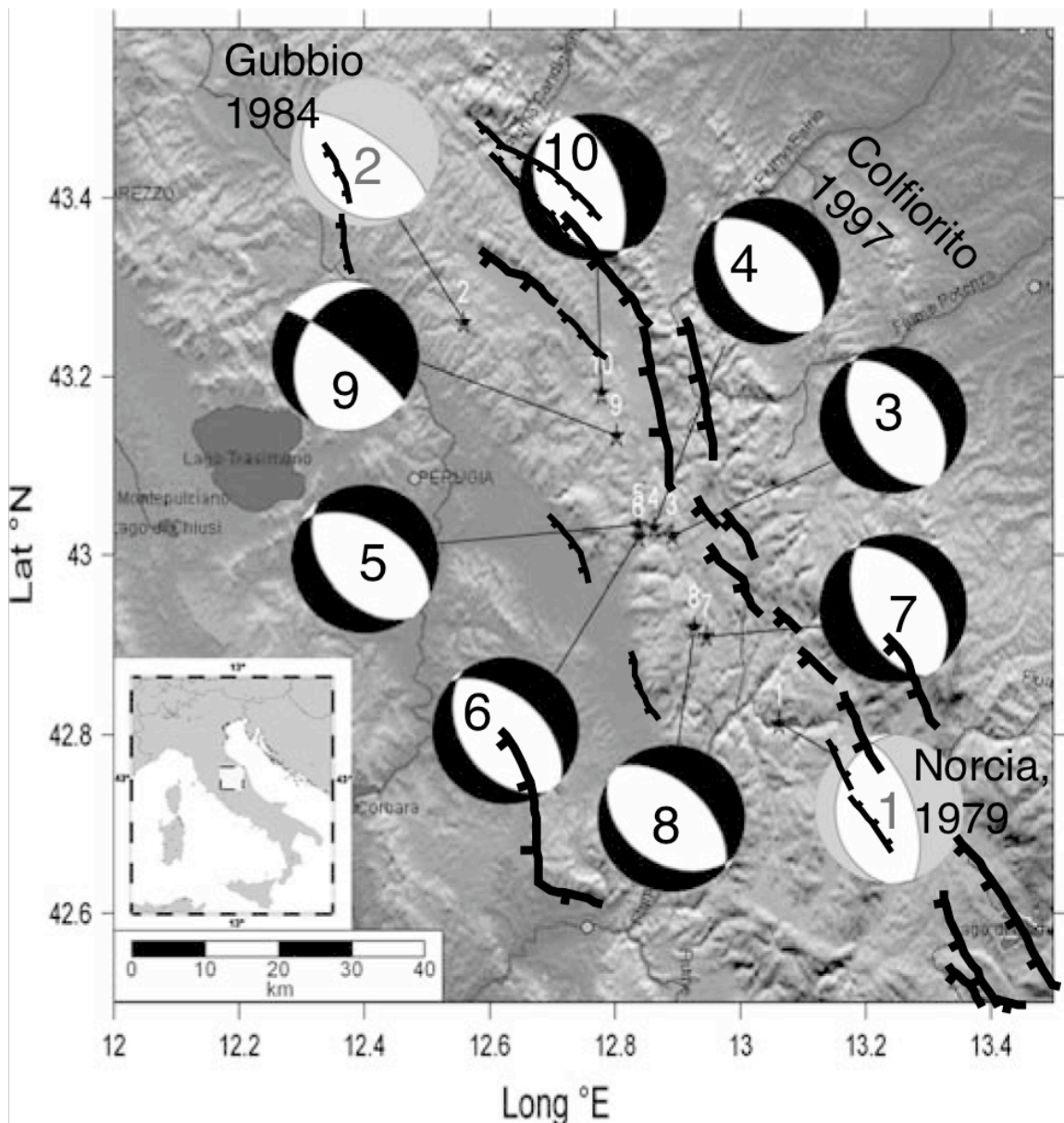


FIG. 3.20 : Epicentre des séismes de Norcia au sud (1979, Mw 5.8, mécanisme au foyer en gris), Gubbio au nord (1984, Mw 5.6, en gris) et séquence de Colfiorito (1997, $5.0 \leq Mw \leq 6.0$, en noir). La trace des failles normales actives a été superposée à la topographie (modifié d'après Tallarico et al., 2005). Les numéros indiquent la séquence temporelle des séismes.

* Séisme de l'Aquila, avril 2009 (système 4)

Entre décembre 2008 et le 30 Mars 2009, la microsismicité a augmenté dans la région de l'Aquila amenant les sismologues italiens à installer un réseau temporaire ainsi que des GPS pour étudier cette crise sismique. Environ 300 évènements sont répertoriés pendant cette période, ce qui représente ~ 3 évènements par jour. Leur magnitude locale est inférieure à 3.2. Le 30-03-2009, un séisme de magnitude locale $M_L = 4.0$ a lieu à une profondeur de ~ 10 km à 5 km au SW de l'Aquila (Fig. 3.21a, et 3.21b en blanc). Entre le 30-03-2009 et avant le séisme dit de l'Aquila du 06-04-2009, la sismicité augmente à 15 évènements par jour ($M_L \leq 3.9$). Le 06-04-2009 à 01:30 heure UTC, un séisme de magnitude $M_w = 6.3$ ($M_L = 5.8$) à ~ 9 km de profondeur et dont l'épicentre se situe proche de celui du séisme du 30-03-2009 détruit en partie la vieille ville de l'Aquila, et les villages alentours, causant la mort de ~ 300 personnes, et 30 000 sans-abris.

La cellule d'intervention postsismique française (INSU-CNRS) propose alors aux sismologues italiens de venir compléter le réseau sismologique déployé suite au choc principal. Nous partons du LGIT le 08 avril avec 20 stations sismologiques à installer (C. Voisin, A. Mariscal, P. Traversa et moi).

Ce séisme est suivi d'une forte réplique $M_L = 5.3$ au SE le 07-04-2009, d'une autre le 09-04-2009 $M_L = 5.1$ au nord, et d'une dernière le 13-04-2009 $M_L = 4.9$ au nord aussi (Fig. 3.21b). Pendant les 10 jours après le choc principal se sont environ 2000 évènements qui sont enregistrés, soit en moyenne 200 évènements par jour (seuil de détection $M_L \geq 1.0$).

L'interférogramme radar (InSAR) réalisé une semaine après le séisme à partir d'un couple d'images EnviSat (images du 01-02-2009 et du 12-04-2009) par plusieurs groupes (IREA Italie, BRGM et LGIT) montre les déformations co-sismiques de la surface (et une part de post-sismique s'il y en a). Il permet alors de mettre en évidence la faille à l'origine du choc principal : la faille de Paganica (Fig. 3.22). De direction NW-SE et de pendage SW, cette faille marque la limite Est du bassin de l'Aquila. Elle marque aussi la terminaison nord-ouest du système Aterno-Roccapreturo-Scanno (bleu, Fig. 3.15). L'épicentre du séisme de l'Aquila est à la terminaison nord de la faille, et la rupture s'est propagée vers le SE. L'inversion des données InSAR réalisée par GéoAzur (Nice) et par d'autres groupes italiens donne une longueur maximum de rupture de 16 km avec un maximum de déplacement en profondeur de

110 cm. En surface, le déplacement est évalué à moins de 15 cm, et sur une plus faible longueur de l'ordre de 10 km.

L'étude de la sismicité en coupe, pour l'instant à partir de la localisation des hypo- et épïcêtres par les données du réseau national, montre que plusieurs failles sont impliquées dans cette séquence sismique d'avril 2009 (Fig. 3.23. *Nota bene : le fond de carte des failles actives n'est pas le notre*). Le choc principal a lieu à ~9 km de profondeur, sur la faille de Paganica à l'est de l'Aquila comme le montre l'InSAR et la sismicité (figures 3.21 et 3.22). La microsismicité consécutive à ce séisme se situe sur la même faille entre 9 et 2 km de profondeur. La première forte réplique au SE a eut lieu soit à l'extrémité SE de la faille de Paganica, soit sur une des failles du Mont Aterno qui représente la terminaison en queue de cheval du système Roccapreturo (bleu, Fig., 3.15). La sismicité relocalisée à partir du réseau local déployé suite au choc principal du 6 avril devrait permettre de lever cette ambiguïté. La réplique suivante, au nord, a clairement eu lieu sur la faille du Monte Laga à sa terminaison sud.

Au moment de l'installation des sismomètres, la faille responsable du séisme n'était toujours pas identifiée. Nous n'avons malheureusement pas eu le temps de prolonger notre mission pour observer les traces de ruptures de surface. Les images montrées sur la figure 3.24 sont donc celles mises à disposition par les chercheurs italiens (Workshop du 4 Juin 2009, Chieti : Basili et al., Pizzi et al., Blumetti et al., Farabollini et al., <http://www.unich.it/geosis/>). Des ruptures de surface ont été identifiées sur les failles de Paganica (essentiellement), de Roio, de Monte Petino et des fractures sur la faille antithétique à celle de Paganica. Les déplacements maximums atteints sur la faille de Paganica sont de l'ordre de 10-20 cm.

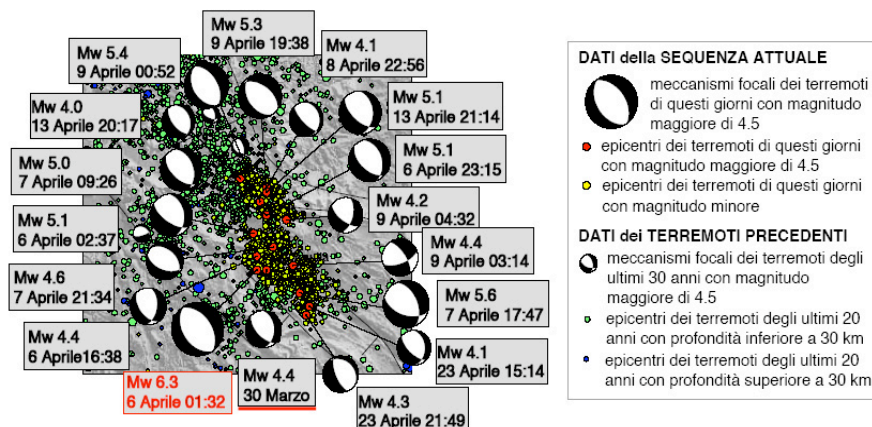


FIG. 3.21a : Mécanismes au foyer des chocs principaux de la séquence sismique du séisme de l'Aquila (INGV : <http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/>).

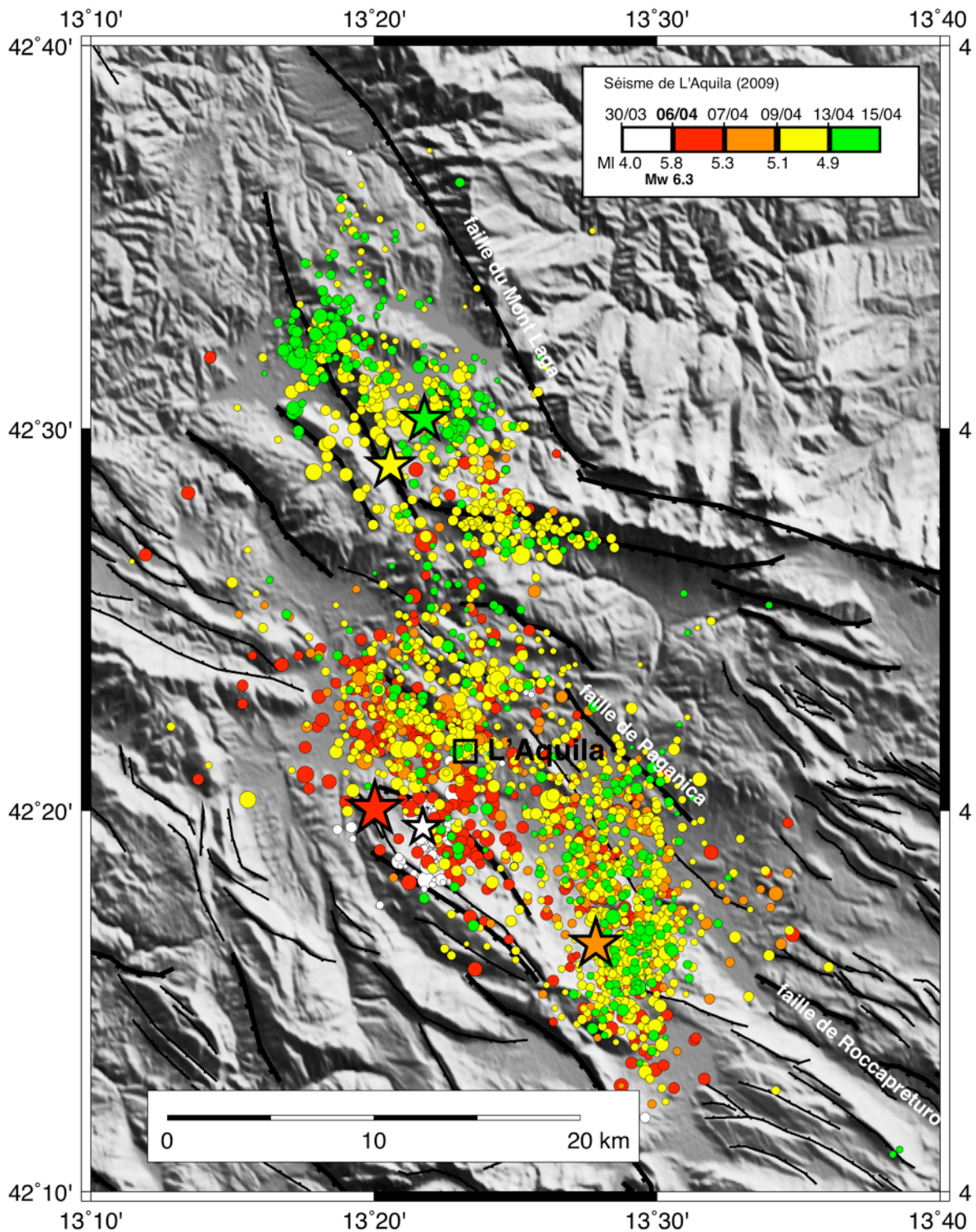


FIG. 3.21b : Carte des épicentres des séismes (localisés avec le réseau national italien) de la crise sismique de l'Aquila (2009) superposée à notre cartographie des failles actives de la partie nord du système Lazio-Abruzzo (système 4). Les chocs et répliques principaux sont indiqués par les étoiles. Les magnitudes indiquées dans la légende sont des magnitudes locales (MI). (catalogue de la crise sismique 01/12/08 au 15/04/09 ; communication personnelle suite à la collaboration LGIT-INGV, cellule d'intervention post-sismique INSU-CNRS)

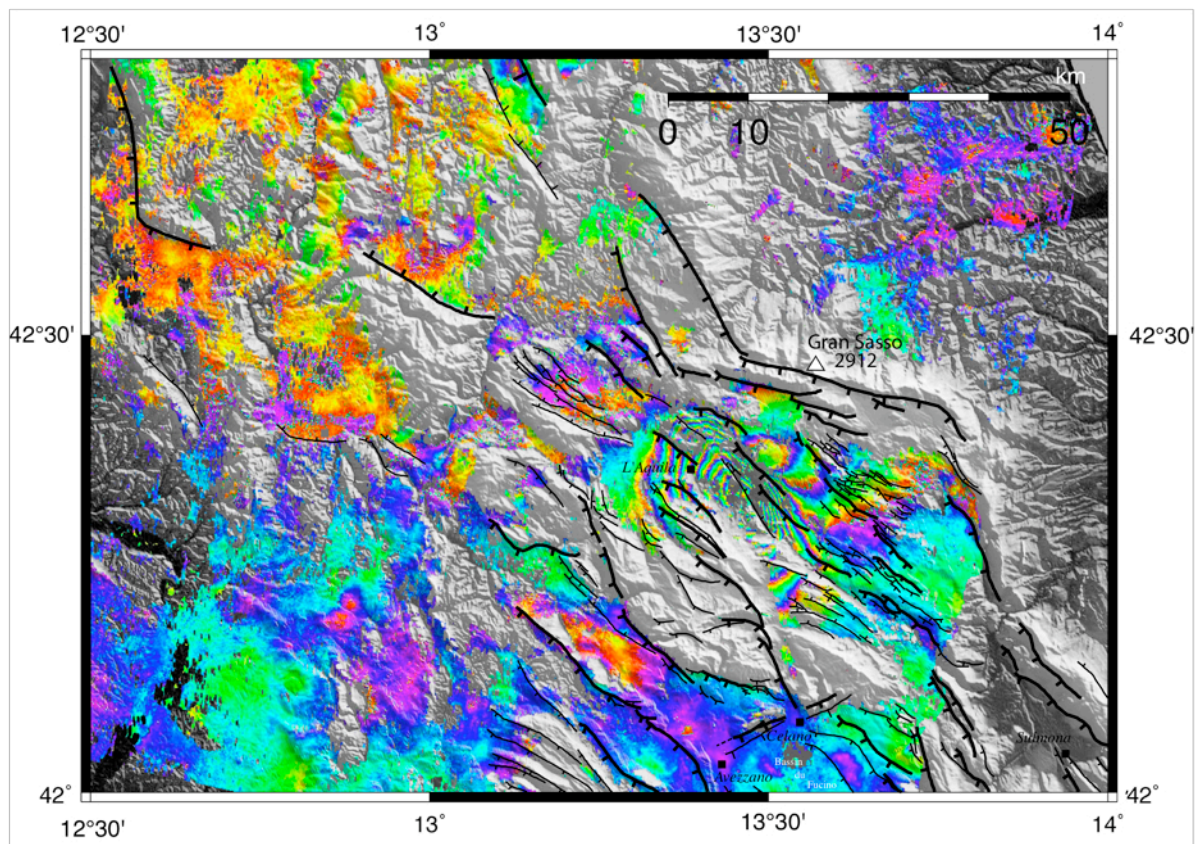
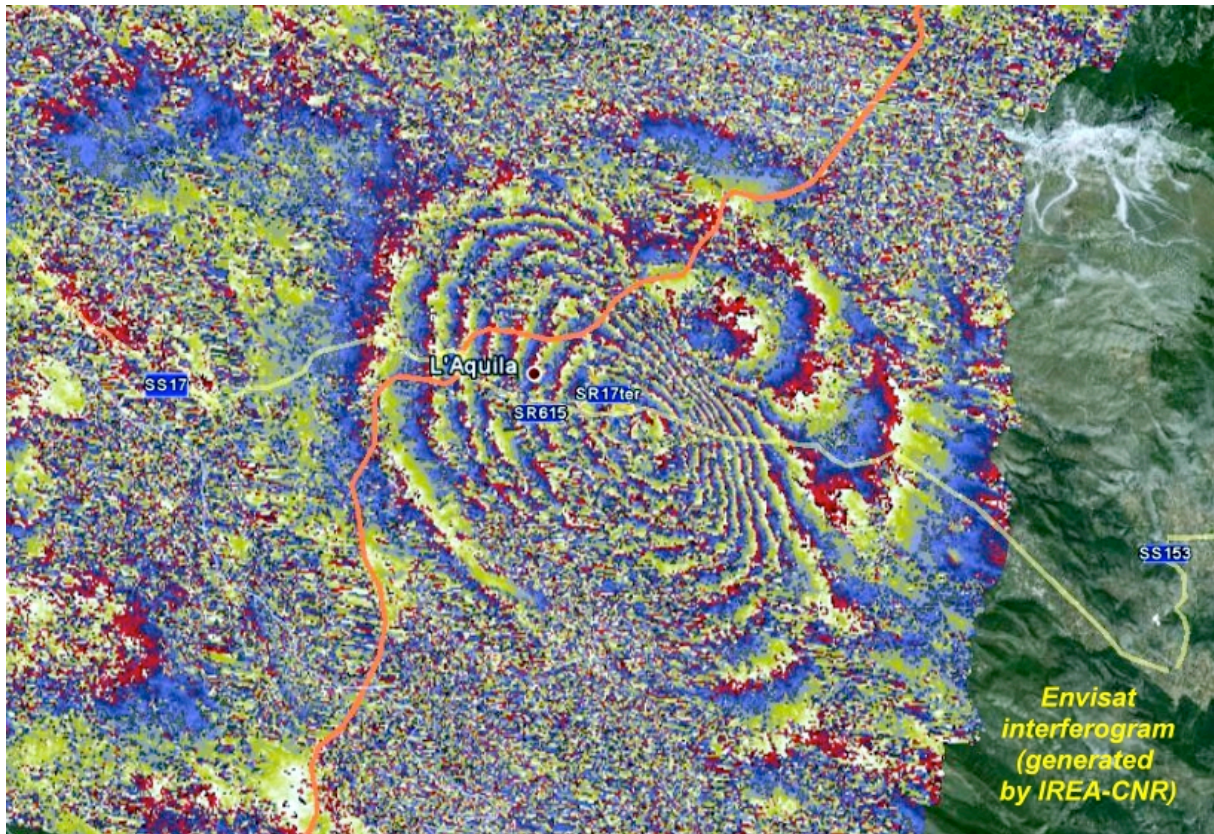


FIG. 3.22 : Interférogrammes radar (InSAR). haut : calculé par l'IREA-CNR et diffusé ~1 semaine après le séisme, bas : Interférogramme radar à partir d'images Envisat entre le 01/02/2009 et le 12/04/2009 calculé au LGIT et superposé à notre cartographie des failles. Un cycle de couleur correspond à 2.8 cm de déplacement (Lasserre et Jolivet, communication personnelle).

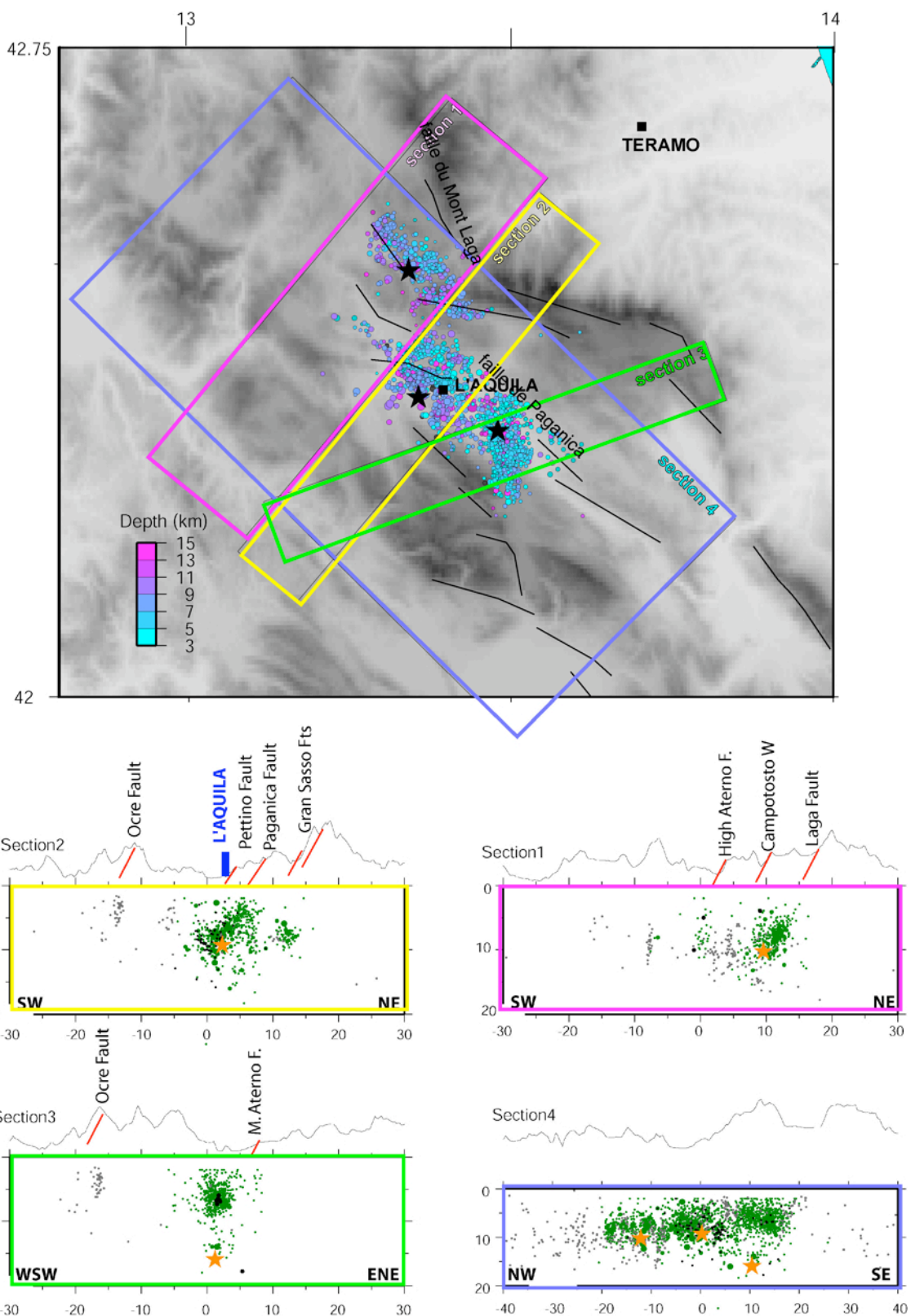


FIG. 3.23 : Sismicité vue en coupe (Boschi et al., 2009). La carte des failles n'est pas celle présentée en figure 3.15 mais celle des auteurs. L'hypocentre du 6 avril (choc principal) est localisé sur la faille de Paganica (encart jaune). L'hypocentre du 7 avril est plus profond (~16-19 km), et l'essai de répliques est situé soit sur la terminaison SE de la faille de Paganica, soit sur les failles du Mont Aterno (encart vert). L'hypocentre du séisme du 9 avril est situé sur la faille du Mont Laga au nord de l'Aquila (encart rose) (Boschi et al., 2009).

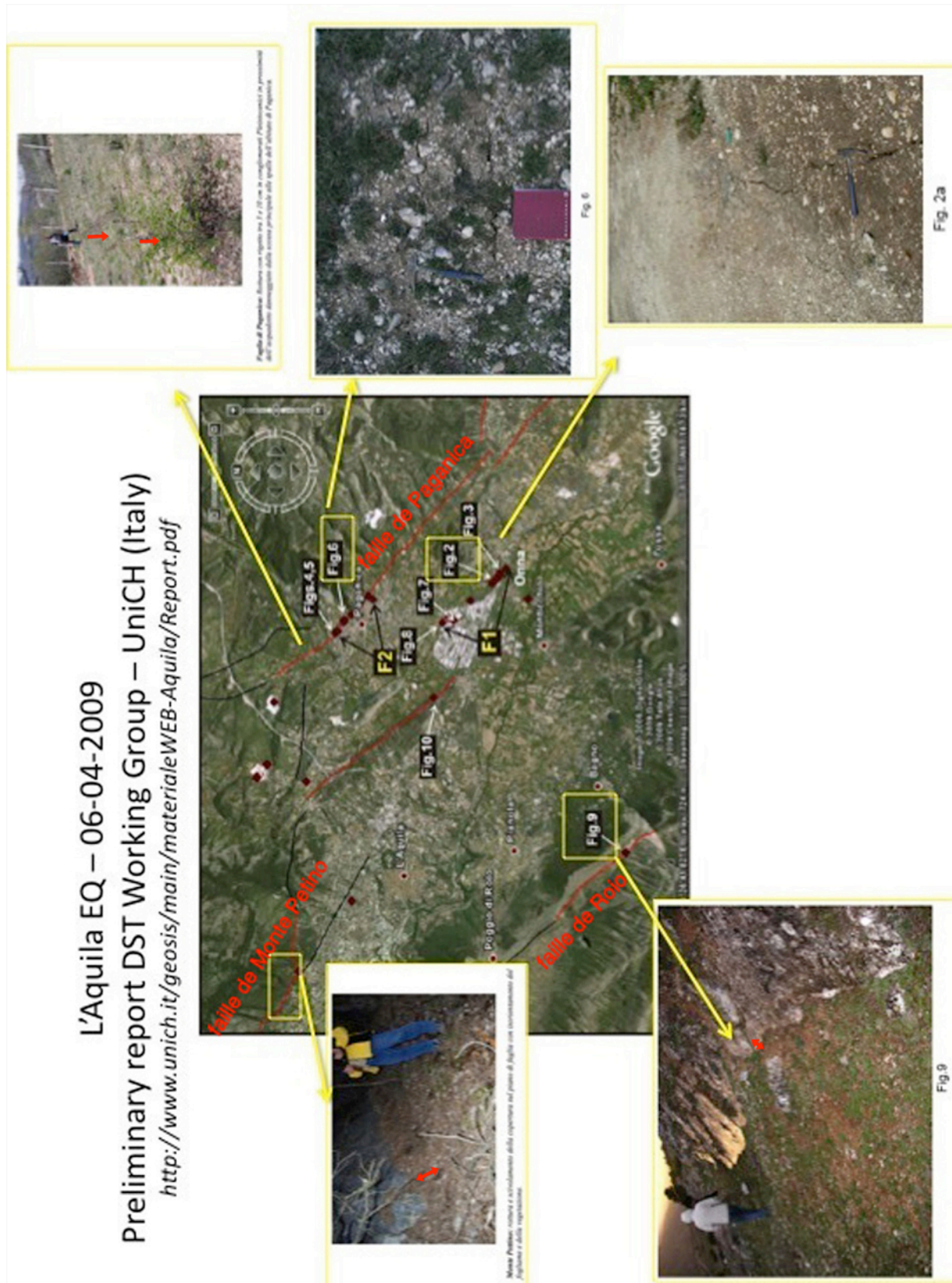


FIG. 3.24 : Ruptures de surface du séisme de l'Aquila (Groupe de travail de l'Université de Chieti). Les déplacements maximum relevés en surface sont de l'ordre de 20 cm sur la faille de Paganica.

3.2.3. Recherche de séquences sismiques au cours du dernier millénaire en Italie Centre et Sud

La qualité des archives relatant les forts séismes en Italie depuis plus de 2000 ans a permis à de nombreux auteurs (Baratta, 1901 ; Boschi et al., 1995 ; Monachesi et Stucchi, 1997) d'établir une synthèse robuste des âges des séismes historiques majeurs et de leurs effets en termes d'intensité macrosismique. Ce travail a été repris par le groupe de travail italien CPTI99 puis CPTI04 (Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, 2004) pour établir un catalogue des événements historiques connus en Italie sur la période -217 à 2002. Ce catalogue contient par conséquent les séismes instrumentaux de la période 1980-2002 (51 événements pour des magnitudes $M_s \geq 4.15$ dans la zone comprise entre les latitudes $N37^{\circ}30'$ et $N44^{\circ}$ et les longitudes $E12^{\circ}$ à $E18^{\circ}$). Pour les séismes historiques, les magnitudes estimées (M_w) et la localisation estimée de l'épicentre y sont reportées avec leurs incertitudes respectives. Lorsqu'elles sont clairement identifiées comme telles, les répliques d'un séisme ne sont pas intégrées au catalogue. Le catalogue est considéré complet depuis le milieu du 14^{ième} siècle (CPTI04), et ce sont 131 séismes de magnitude supérieure à $M_w \geq 5.5$ et 25 séismes de $M_w \geq 6.5$ qui ont eu lieu pendant cette période (pour la zone considérée, entre les latitudes $N37^{\circ}30'$ et $N44^{\circ}$ et les longitudes $E12^{\circ}$ à $E18^{\circ}$). La figure 3.25 présente ce catalogue pour les séismes susceptibles d'avoir produit des ruptures de surface, c'est-à-dire de magnitude $M_w \geq \sim 5.5$ (e.g. Bonilla, 1988). Par souci de lisibilité, les âges et magnitudes des séismes historiques ne sont reportés que pour les séismes de $M_w \geq 6.5$. Les âges et magnitudes des séismes instrumentaux majeurs décrits précédemment sont indiqués sur la carte.

Les séismes historiques s'étendent tout au long de la chaîne des Apennins, comme les séismes instrumentaux (Fig. 3.6). Ils se distribuent selon une zone d'une cinquantaine de kilomètres de large dans les Apennins du nord, plus large dans les Apennins centraux (~ 75 km), et enfin très étroite dans les Apennins du sud et la Calabre (≤ 25 km). Cette ceinture de séismes historiques se superpose aux failles actives identifiées. Seule une zone, au NE de Naples, présente un alignement de 6 séismes ($M_w \geq 5.5$) atteignant une magnitude maximum $M_w 6.6$ (en 1456, 1732), dans une zone où aucune faille active claire n'a été identifiée. Cette zone coïncide avec le tracé pointillé représentant la terminaison nord du système 3 sur la figure 3.10b, et confirme l'existence de cette terminaison.

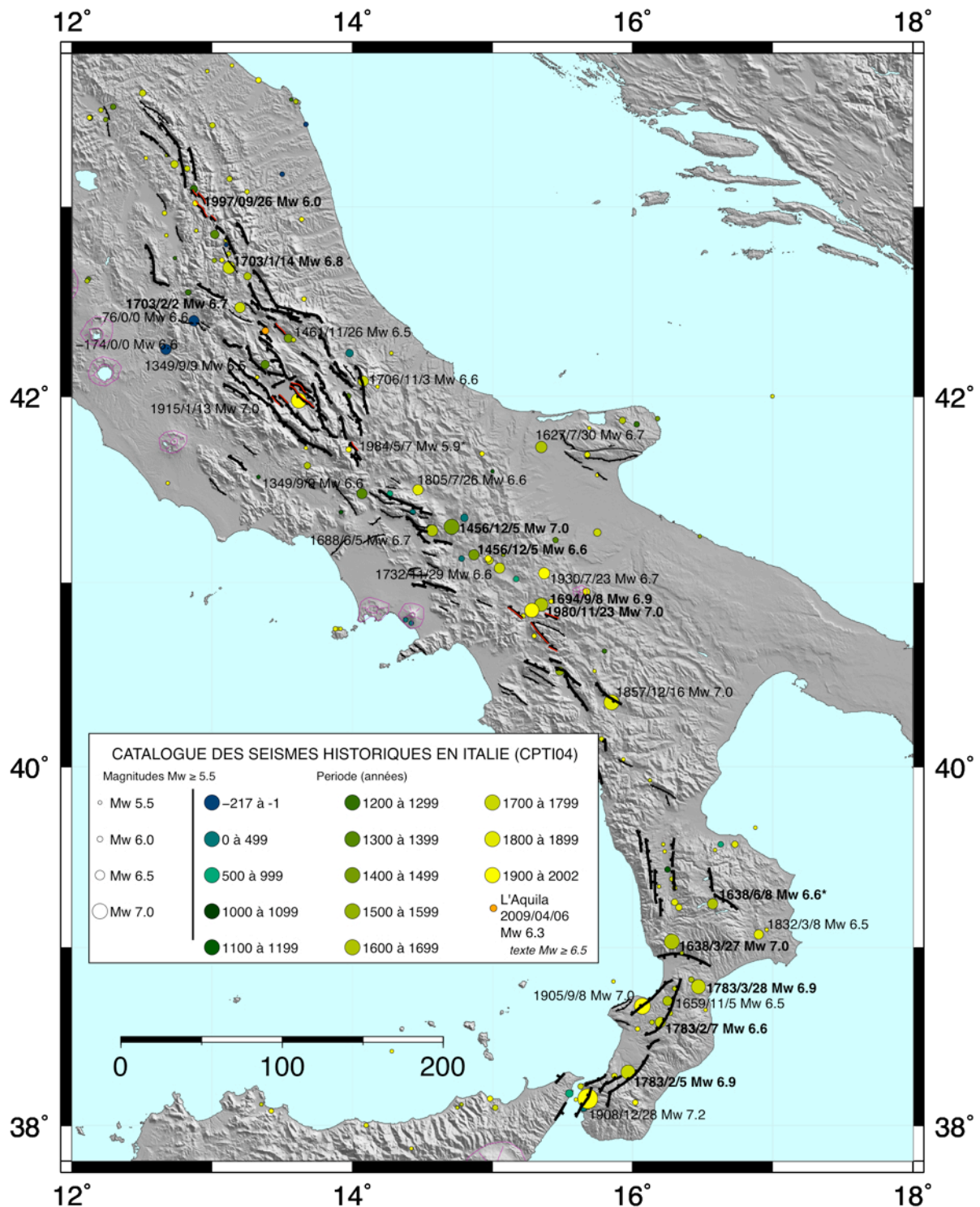


FIG. 3.25 : Distribution des épencentres des séismes historiques sur la période -217 à 2002 pour les magnitudes $M_w \geq 5.5$ (catalogue CPTI04). Les dates (année/mois/jour) et magnitudes sont indiquées sur la carte pour les magnitudes supérieures ou égales à 6.5. Les failles ayant rompu depuis 1900 sont reportées en rouge. Les dates indiquées en gras sont celles discutées dans le texte.

* Système Calabro-Basilicate: 1638/06/08 $M_w 6.6$, épicentre modifié d'après Galli et al. (2008),

* Système Lazio-Abruzzo : 1984/05/07 $M_w 5.9$, épicentre modifié d'après Pace et al. (2002)
1915/01/13 $M_w 7.0$, épicentre modifié (CNR 1985)

Les magnitudes des séismes reportés dans le catalogue suggèrent une augmentation de ces magnitudes du nord vers le sud, avec des maxima autour de Mw 6.2-6.5 dans les Apennins du nord, de Mw 6.7-7.0 dans les Apennins du centre, de Mw 6.8-7.0 dans les Apennins du sud, et de Mw 6.9-7.2 en Calabre (séisme de Messine, Mw7.2 en 1908). Ceci est compatible avec l'existence de failles plus évoluées et plus longues au sud, en accord avec l'hypothèse d'un rajeunissement vers le nord de la déformation extensive.

Ci-dessous, nous étudions plus en détail le catalogue de séismes historiques, guidés par les deux objectifs suivants : 1) examiner s'il est possible de déterminer les temps de récurrence de plusieurs forts séismes historiques sur une même faille. Cela implique d'identifier un à plusieurs séismes ayant une même localisation géographique (à quelques dizaines de kilomètres près). 2) examiner si certaines failles ou systèmes ont rompu en « cascade » au cours du temps. Cela implique d'identifier une séquence de séismes rompant un système de failles dans un laps de temps court (quelques dizaines d'années). Nous sommes conscient que les localisations des séismes étant peu précises, l'analyse qui suit présente des incertitudes. L'examen de la fenêtre temporelle de ~650 ans pour laquelle le catalogue est considéré comme complet semble mettre en évidence les points suivants, du nord au sud (Fig. 3.25):

* Concernant le point 1 (séquences temporelles, temps de récurrence)

- L'Aquila (système 4, Lat. 42°20' , détail figure 3.26a). Trois séismes importants ont eu lieu dans cette zone : 2009 Mw 6.3, 1762 Mw ~5.9, 1461 Mw ~6.5. Les zones d'intensités macrosismiques de ces trois séismes sont très semblables et semblent s'orienter sur les mêmes structures (Fig. 3.26b, catalogue DMBI04 pour les 2 séismes historiques et Rovida et al., 2009 pour celui de l'Aquila, Chieti Workshop : <http://www.unich.it/geosis/>). 247 et 301 ans séparent ces 3 séismes que nous interprétons comme ayant rompu la même faille ou zone de failles.

- Irpinia (failles de Monte Marzano, système 2, Lat. 40°50') : 1980 Mw ~6.9 et 1694 Mw ~6.9. Notons que dans cette même zone, la réanalyse des données macrosismique du séisme de 1466 (Mw ~6.6) (qui n'est pas indiqué dans le catalogue CPTI04 sur lequel nous nous sommes basés pour faire la carte figure 3.25), montre que les effets de ce séisme sont similaires à celui d'Irpinia et laissent penser que ce séisme a aussi rompu la faille du Mont Marzano (Galli et al., 2006). Si cette hypothèse est juste, alors, les temps de récurrence sont de 228 et 286 ans (voir discussion plus loin, Fig. 3.29).

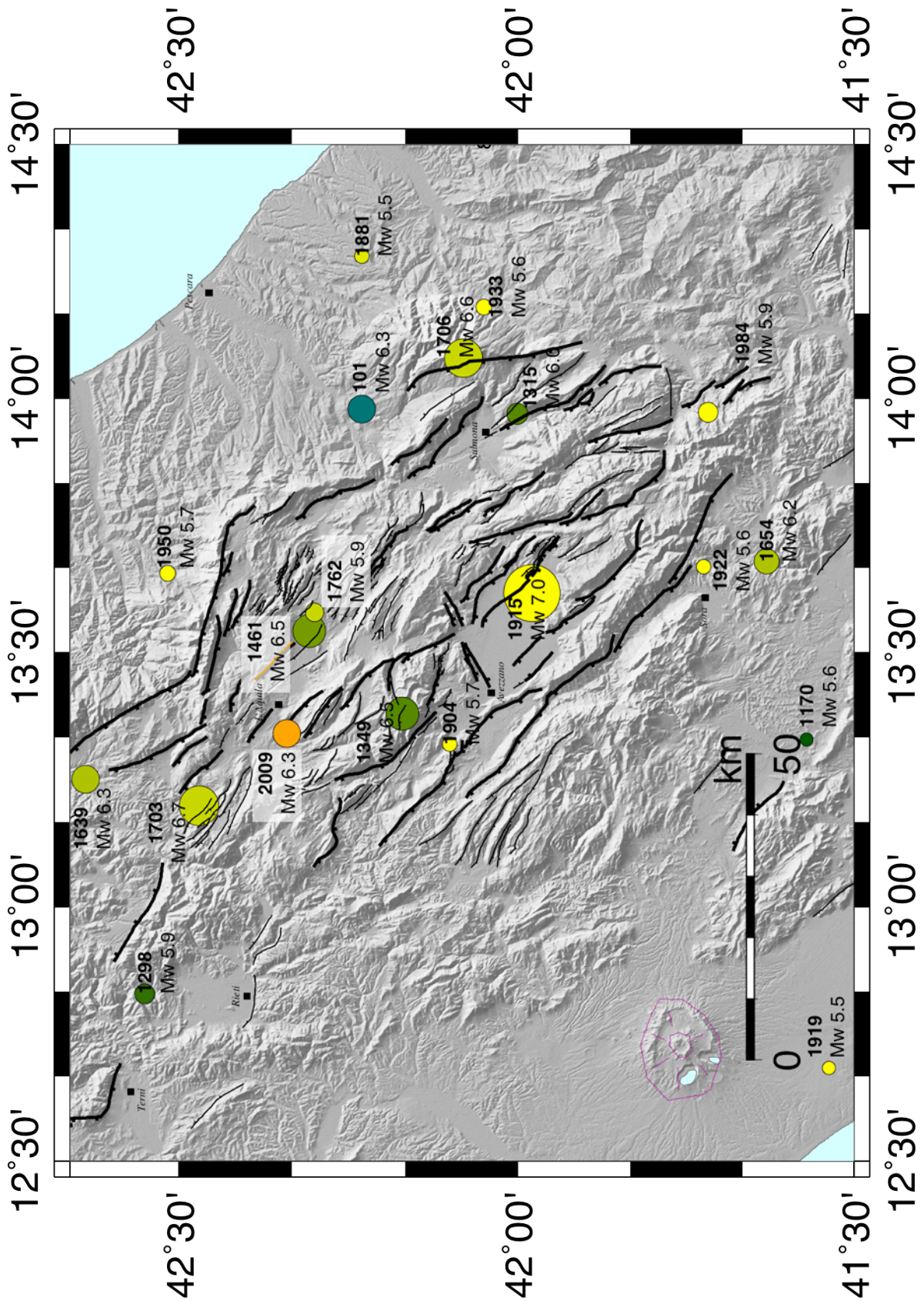


FIG. 3.26a : Détail de la carte des épacentres des séismes historiques (catalogue CPTI04) centré sur la région Lazio-Abruzzo. L'épacentre du séisme de l'Aquila (2009) et la faille de Paganica ayant rompu lors de ce séisme sont indiqués en orange. Les épacentres des séismes de 1461 et de 1762 sont localisés à l'endroit des intensités macrosismiques maximales.

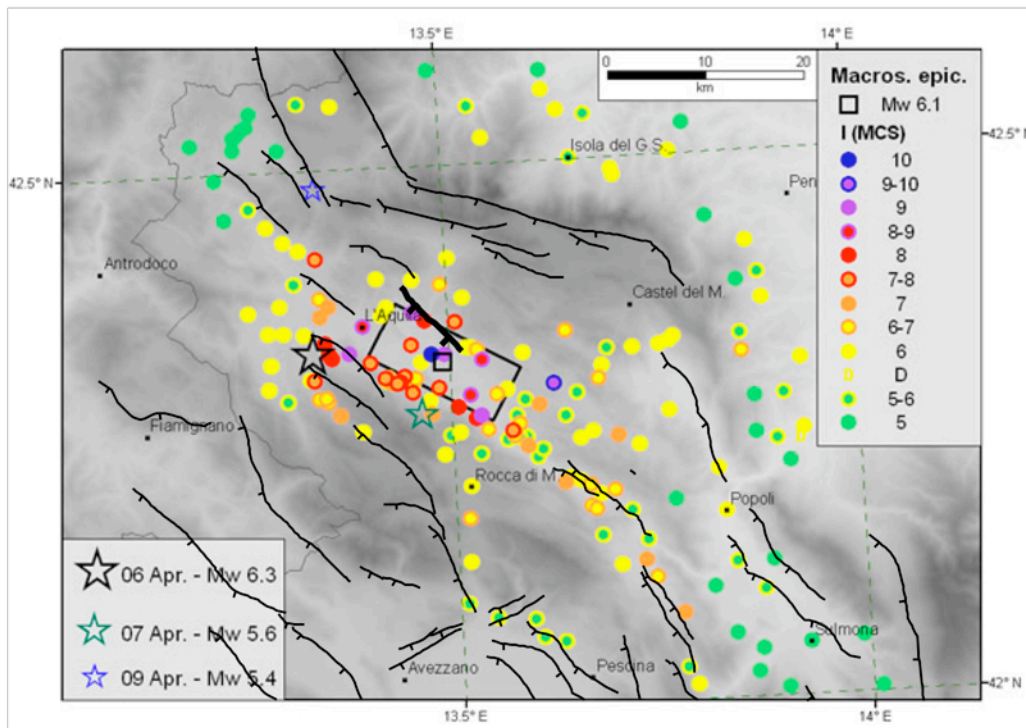
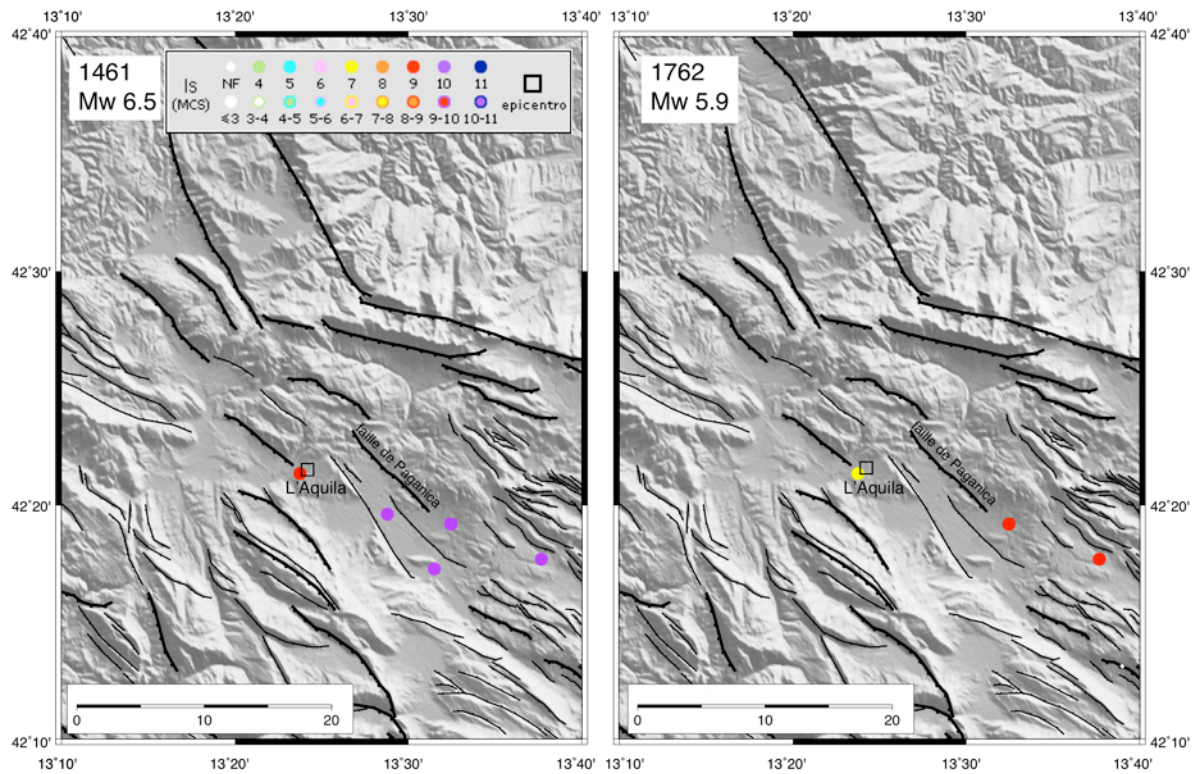


FIG 3.26b : Cartes d'intensité macrosismique des séismes de 1461, 1762 et 2009 dans la région de l'Aquila (catalogue DBMI04) reportées sur notre carte des failles actives. Les données du séisme de l'Aquila 2009, sont préliminaires et seule la carte présentée est accessible pour le moment (Camasi et al. <http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html>). Nous avons donc rajouté notre cartographie des failles des failles actives sur le fond de carte disponible présentant les intensités macrosismiques. NB : les cartes du haut et du bas ne sont pas à la même échelle.

* Concernant le point 2 (séquences spatiales)

- à l'intersection entre les systèmes 4 et 5 (Lat. 42°30' – 42°40') : deux séismes ont eu lieu en 1703 à ~15 jours d'intervalle. Le 14 janvier, un séisme de magnitude $M_w \sim 6.8$ rompt la faille de Norcia de direction NW-SE, à pendage SW (Fig. 3.27, ruptures de surface reportées dans les écrits historiques et vues en tranchée, Galli et al., 2005 et références incluses). Le 2 février, un séisme de magnitude $M_w \sim 6.7$ rompt la faille de Mont Marine – Mont Pettino à 30-50 km plus au SE (direction NW-SE, pendage SW), à la limite avec le système du Lazio-Abruzzo (ruptures de surface décrites dans les écrits historiques, déplacements associés à ce séisme vu en tranchée, Blumetti, 1995 ; Cello et al., 1998 ; Galli et al., 2008 et références incluses). Ces deux failles sont colinéaires et synthétiques mais aucune structure en surface ne semble les connecter. La sismicité semble augmenter et se propager vers le nord dans les décennies qui suivent ces deux séismes : 1730 $M_w \sim 5.9$, 1741 $M_w \sim 6.1$, 1747 $M_w \sim 5.9$, 1751 $M_w \sim 6.3$, 1781 $M_w \sim 6.2$, 1799 $M_w \sim 5.9$ (Fig. 3.27).

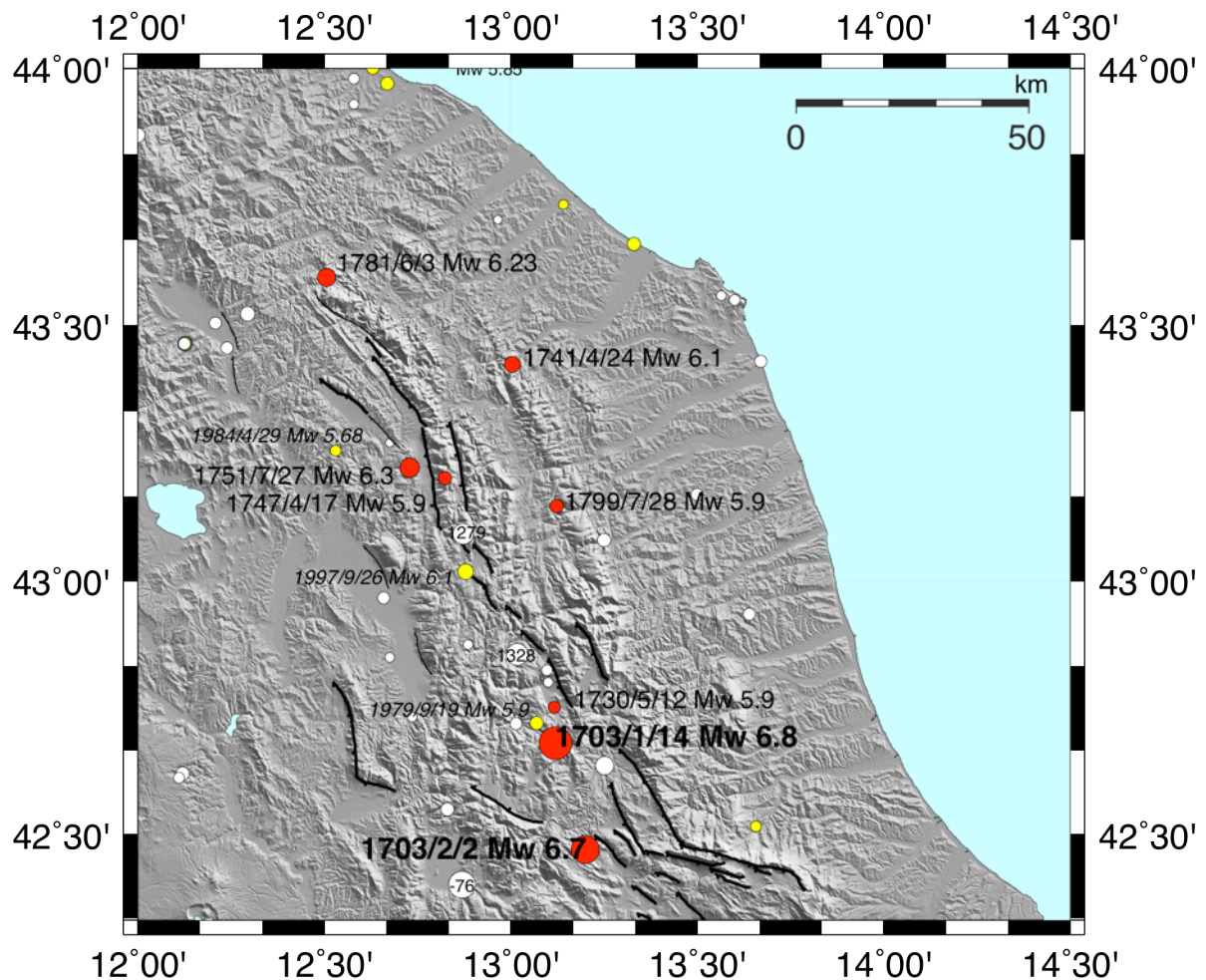


FIG. 3.27 : Carte des failles actives centrée sur le système 5 montrant les épicentres des deux séismes de 1703 (catalogue CPT104) et la séquence d'Umbria-Marche (1799 Norcia, 1984 Gubbio, 1997 Colfiorito). La sismicité du 18ème siècle est reportée en rouge. Celle du 20ème siècle en jaune.

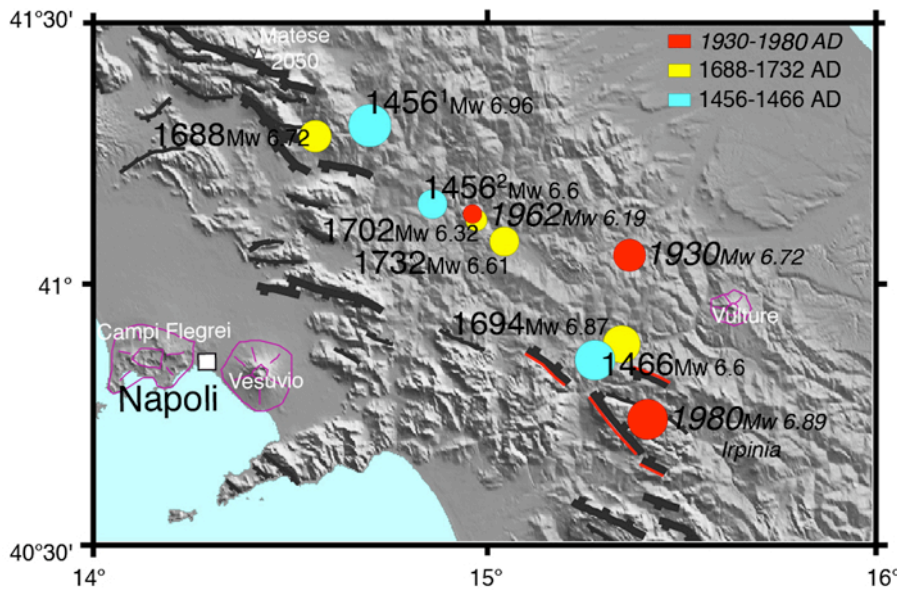


FIG. 3.28 : Détail du catalogue CPTI04 entre les failles du Mont Matese au nord et les failles du Mont Marzano au sud (1450 - 2002 AD pour les magnitudes $M_w \geq 6.0$). Le séisme en 1466 sur la faille d'Irpinia décrit dans le texte est ajouté (Galli et al., 2006). Trois périodes d'activité sismique majeure qui affectent la région entre les failles du Mont Matese au NW et celles responsables du séisme d'Irpinia au SW ont probablement eu lieu : [1456-1466], [1688-1732], [1930-1980] AD.

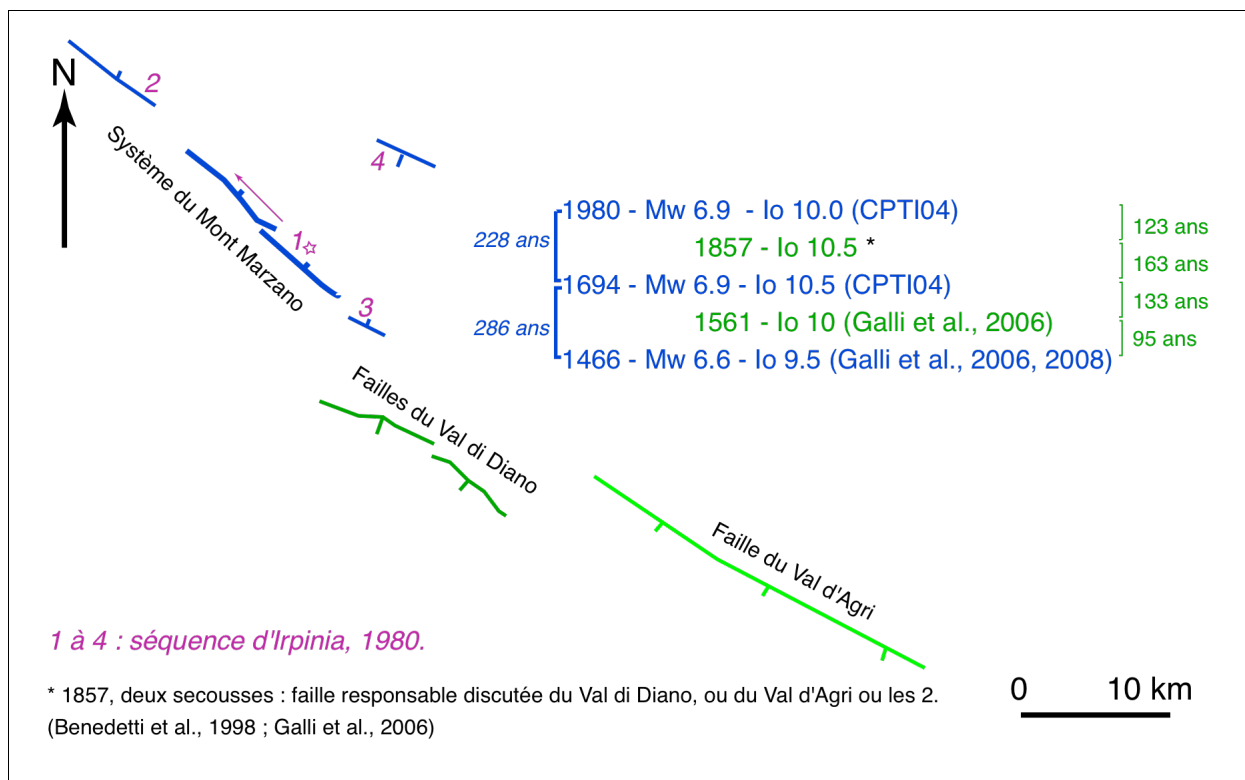


FIG. 3.29: Synthèse des âges des séismes sur les failles du Mont Marzano (séisme d'Irpinia, 1980), du Val di Diano et du Val d'Agri. Les données proviennent du catalogue CPTI04, de la découverte de ruptures récente sur la faille du Val d'Agri (Benedetti et al., 1998) et de la ré-analyse des données macrosismiques par Galli et al. (2006). NB : la faille du Val di Diano est aussi nommé Caggiano dans la littérature.

- Entre les Monts Matese et Irpinia (Lat. 41°20 – 40°50', système 2): la figure 3.28 synthétise les données du catalogue CPTI04 auxquelles a été ajouté le séisme sur la faille d'Irpinia en 1466 précédemment décrit. Il apparaît que la région entre les failles du Mont Matese au NW et celles du Mont Marzano au SE (zone de Benevento) présente des périodes d'activité sismique intense : [1456-1466], [1688-1732], [1930-1980] AD. Durant chacune de ces périodes, une zone ayant une longueur d'environ 100 km est affectée par 3-4 séismes de magnitudes entre Mw 6-7. Ces trois séquences sont séparées par des périodes de quiescence d'environ 200-250 ans (sur la base de 2 intervalles identifiés). Cette zone ne semble pas correspondre à des failles actives claires mais coïncide avec le tracé de la terminaison nord du système 3 sur la figure 3.10b, et confirmerai l'existence de cette terminaison.

- systèmes de failles du Mont-Marzano, Val di Diano, Val d'Agri (Lat. 40°50', systèmes 2 et 3) : la figure 3.29 synthétise les données du catalogue CPTI04, de Benedetti et al. (1998) et de Galli et al. (2006, 2008). Les séismes de 1980, 1694 et 1466 décrits précédemment pour les temps de récurrence des séismes sur les failles du Mont Marzano sont reportés sur cette figure. Au SE des failles du Mont Marzano, les failles du Val di Diano et du Val d'Agri sont responsables du séisme de 1857 (e.g. Benedetti et al. 1998 ; Galli et al., 2006) et se situent à l'intersection des systèmes de Molise-Campanie et Calabre-Basilicate (Fig. 3.10b). Le séisme du 16 décembre 1857 est décrit en détail par Mallet (1862) qui suggère deux chocs très intenses à 3 minutes d'intervalle. Une bande NW-SE de plus de 75 km de longueur centrée sur les failles du Val di Diano et du Val d'Agri est affectée avec des intensité macrosismiques de X (e.g. Benedetti et al. 1998). Récemment Galli et al. (2006) suggèrent que le séisme précédent de 1561 aurait également rompu le système du Val di Diano. Il existe donc peut-être une alternance entre le fonctionnement du système du Mont Marzano (Irpinia) et celui du Val di Diano – Val d'Agri. Il serait néanmoins nécessaire de vérifier cette hypothèse via l'étude détaillée de la répartition des isoséistes, mais si c'est le cas, cette alternance aurait lieu tous les 130 ans avec des temps de récurrence par système de l'ordre de 250 ans (Fig. 3.29).

- système 1 de la Calabre du sud : en 1783, la branche orientale principale du système 1 rompt sur toute sa longueur, en cascade du sud vers le nord (Fig. 3.25) : le 5 février Mw 6.9, le 7 février Mw 6.6, et le 28 mars Mw 6.9 (CPTI04).

D'après les rapports historiques décrivant les ruptures de surface, et les tranchées paléosismologiques et datations réalisées depuis (Galli et al., 2008 et références incluses), les

deux premiers séismes sont attribués avec certitude à la rupture des failles sur lesquelles les épicentres sont localisés sur la figure 3.25 (voir aussi Fig. 3.8a, Jacques et al. 2001). La faille responsable du troisième séisme est moins clairement reconnue. Néanmoins, cette séquence rompt successivement à deux jours d'intervalle les deux grands segments colinéaires de la branche orientale du système calabro-sicilien, soit une longueur totale de ~70 km. On note que les deux segments sont séparés de ~5-7 km latéralement, ce qui a manifestement provoqué l'arrêt momentané de la rupture.

- En 1638, à l'intersection entre les systèmes 1 et 2, en Calabre du nord, 3 séismes ont lieu, le 26 mars Mw 6.8, le 27 mars Mw 7.0 (± 0.13) et le 8 juin Mw 6.6 (± 0.17). Seuls les deux derniers apparaissent dans le catalogue CPTI04 et sur la figure 3.25 en raison de la proximité temporelle des séismes des 26 et 27 mars, dont seul le second a été conservé ('précurseurs' et 'répliques' sont enlevés du catalogue). La, ou les failles, ayant rompu lors de ces deux premiers séismes ne sont pas clairement identifiées. Le séisme du 8 juin correspond à la rupture de la faille la plus orientale de la Calabre (d'après les données des 5 tranchées qui la recourent, Galli et al., 2008 et références incluses), que nous attribuons au système 2. Cette séquence n'étant pas assez contrainte en termes de localisation des failles rompues, nous ne pouvons en extraire plus d'information. Néanmoins, nous notons que la séquence sismique s'est initiée à l'intersection entre les systèmes 1 et 2, là où une structure oblique quasi E-W (faille ancienne selon certains, active selon d'autres) sépare les 2 systèmes.

3.2.4. Paléo-séismes en Italie Centre et Sud

Le catalogue des séismes historiques italiens sur la fenêtre temporelle de ~650 ans (~complet) nous a permis de mettre en évidence quelques séquences temporelles de séismes de magnitudes équivalentes ayant rompu la même faille ou zone de failles, et il apparaît que les temps de récurrence de ces séismes sont de l'ordre de 200-300 ans. Tous les autres forts séismes référencés dans le catalogue n'apparaissant qu'une fois en un lieu donné, cela suggère que des séismes comparables ont des temps de récurrence supérieurs à la durée du catalogue.

Le seul moyen d'apporter des éléments quantitatifs additionnels sur les localisations, les âges d'occurrence et donc les temps de récurrence, les déplacements et les longueurs de rupture produits, est de trancher « toutes » les failles d'Italie, ce que les italiens ont entrepris depuis une vingtaine d'années. Ce travail a récemment été synthétisé (en 2008) par Galli, Galadini et Pantosti (« Twenty years of paleoseismology in Italy ») sous la forme d'un catalogue des

paléo-séismes (PCI « Italian Catalogue of Paleoearthquakes »). Nous nous basons ici sur ce catalogue. Ce catalogue s'étend entre le dernier maximum glaciaire (LGM ~ 20 ka) et l'actuel, mais il est devenu mieux documenté sur la période Holocène. Il comprend donc ainsi les séismes historiques du catalogue CPTI04 (au nombre de 16). Certains ont été relocalisés suite à leur observation en tranchée. Cela concerne par exemple le séisme du 8 juin 1638 en Calabre orientale détaillé précédemment. Les paléoséismes inclus dans ce catalogue sont uniquement ceux pour lesquels la datation des marqueurs les encadrant a permis de donner les limites supérieures et inférieures de l'âge du séisme : ils sont au nombre de 56 actuellement. Les magnitudes indiquées sont calculées à partir de la longueur estimée de faille ayant rompu. Ces longueurs sont donc mal contraintes dans l'ensemble, et avec elles, les magnitudes déduites. Pour préciser la quantification des magnitudes, les auteurs se basent sur les quelques séismes pour lesquels la longueur de rupture est bien déterminée, tandis que la magnitude est mesurée instrumentalement ou dérivée de données macrosismiques bien contraintes (9 séismes, voir Galli et al., 2008 pour plus de détails). Ces données bien contraintes permettent d'établir la relation empirique présentée figure 3.30, qui est de la forme $M_w = 4.7348 L^{0.1046}$ avec L exprimé en km. Cette relation empirique est ensuite utilisée pour estimer la magnitude des séismes dont on a une idée de la longueur rompue. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les séismes sont identifiés sur la base soit, dans le meilleur des cas, de l'observation d'un décalage d'un même horizon de part et d'autre de la faille, soit de l'observation de l'existence de fissures ou fractures ouvertes affectant certains horizons. Ces observations ne permettent pas, en général, de déduire le déplacement produit par le séisme ; et lorsqu'elles le permettent, ce déplacement n'est qu'une mesure ponctuelle. Pour ces raisons, et par souci d'homogénéité, les auteurs n'ont pas reporté les déplacements dans le catalogue PCI. La figure 3.31 présente les données de ce catalogue superposées à la carte des failles actives majeures. Elle met en évidence certaines séquences temporelles de 2-3 séismes en moyenne dont les temps de récurrence varient entre 1000 et 3000 ans. Seuls les zones du Bassin du Fucino (système 4, Lat. 42°N, séisme d'Avezzano, 1915) et du Mont-Marzano (intersections des systèmes 2 et 3, Lat. 40°50'N, séisme d'Irpinia, 1980) présentent un enregistrement long de 9 séismes sur les derniers ~17 ka et 6 séismes sur les derniers ~14 ka respectivement. Les systèmes du Fucino et du Mont Marzano présentent tous deux des temps de récurrence très variables : entre 1.2 et 5 ka, et entre 1.8 et 7 ka respectivement. Nous revenons sur ces données dans le chapitre 6.

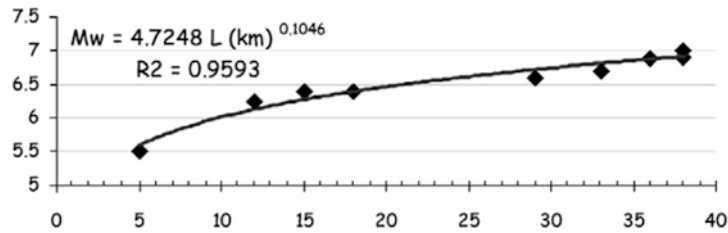


FIG. 3.30 : Relation empirique entre Longueur de rupture (km) et Magnitude (M_w) pour les séismes de la péninsule italienne dont les deux informations sont connues (Galli et al., 2008).

Il est intéressant de noter que les temps de récurrence d'après les données historiques sur les failles du Mont Marzano (séisme d'Irpinia) sont de l'ordre de ~ 250 ans (3 séismes), et d'après les tranchées, de l'ordre de ~ 2.0 ka sur la période 1400 AD – 6000 BC. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ces différences : 1- les failles du Mont Marzano sont actuellement dans une période de cluster de séismes, ce qui explique les temps de récurrence courts entre les 3 derniers séismes. 2- la résolution de la paléosismologie ne permet pas de voir certains séismes, et donne donc des temps de récurrence plus longs.

La figure 3.32a présente les âges des séismes historiques et des séismes identifiés en tranchée sur les failles du Mont Marzano et du Val di Diano (système 2) ; la figure 3.32b présente les mêmes données sur les failles du Fucino et d'Ovindoli-Pezza (système 4). Un temps de récurrence moyen peut être dérivé pour les deux systèmes de failles majeurs : 2.0 (+ 5.0/- 0.2) ka pour les failles du Mont Marzano, et 2.3 (+ 2.3/- 1.1) ka pour les failles du Fucino. Néanmoins, ces temps de récurrence moyens ne rendent pas compte de la variabilité des temps de récurrence et de l'absence de mode de répétition clair sur le plan temporel. Il nous est donc impossible de conclure quant au fonctionnement de ces systèmes, pourtant les mieux documentés d'Italie. L'acquisition de données complémentaires semble donc une nécessité.

De nombreuses failles normales en Italie ont un escarpement calcaire et ne peuvent donc être étudiées via les méthodes classiques de tranchées du plan de faille en surface. Pour cette raison, la méthode d'identification des séismes passés sur le plan de faille normale exhumé sismiquement, via les isotopes cosmogéniques du ^{36}Cl , est la méthode que nous avons utilisé pendant cette thèse. Une première étape de développement d'un nouveau protocole pour cette méthode a été nécessaire, et nous la détaillons au chapitre suivant (chapitre 4). Puis, nous l'appliquons à certains escarpements calcaires de failles normales actives de la région Lazio-Abruzzo (système 4), ce qui est développé dans le chapitre 5.

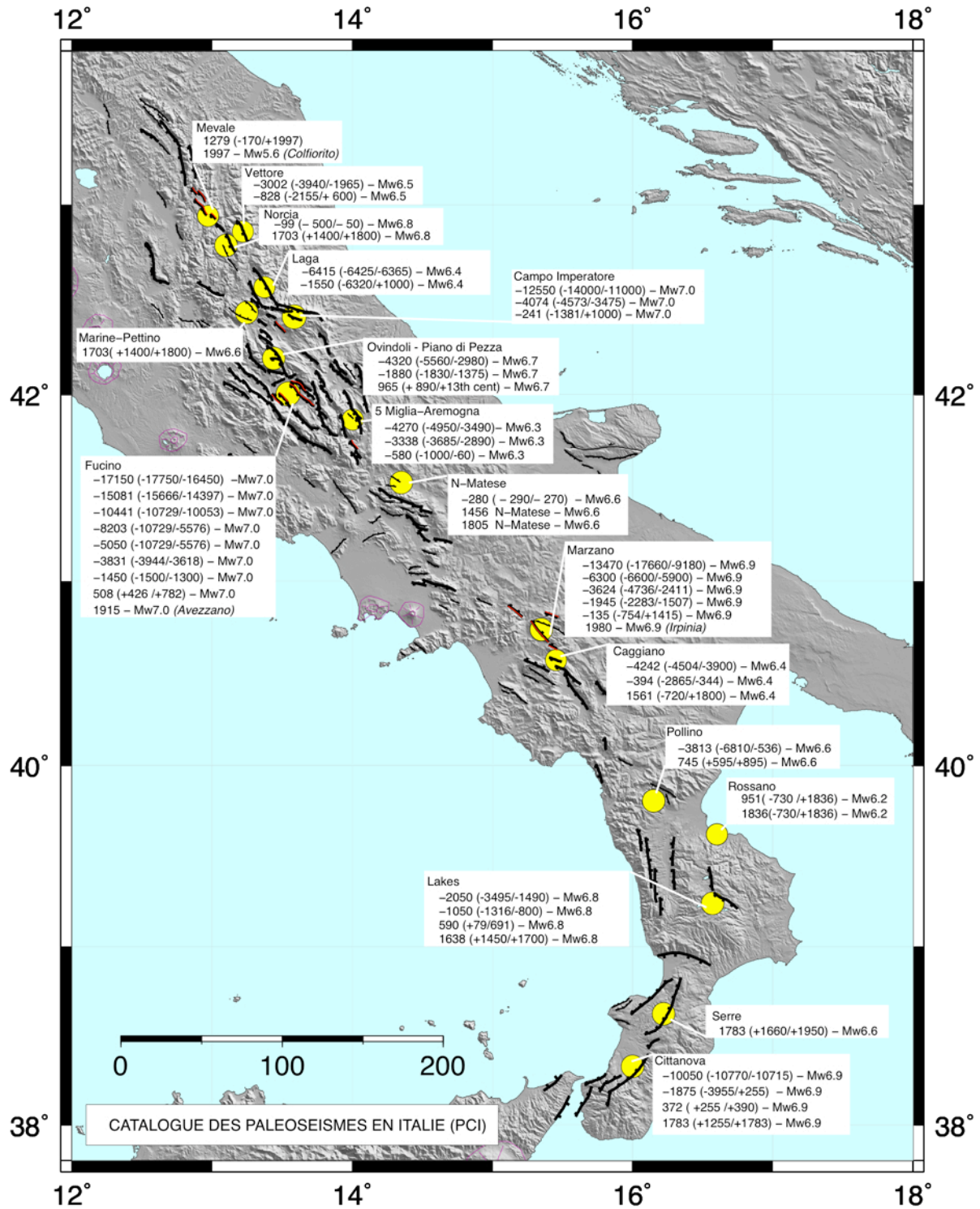
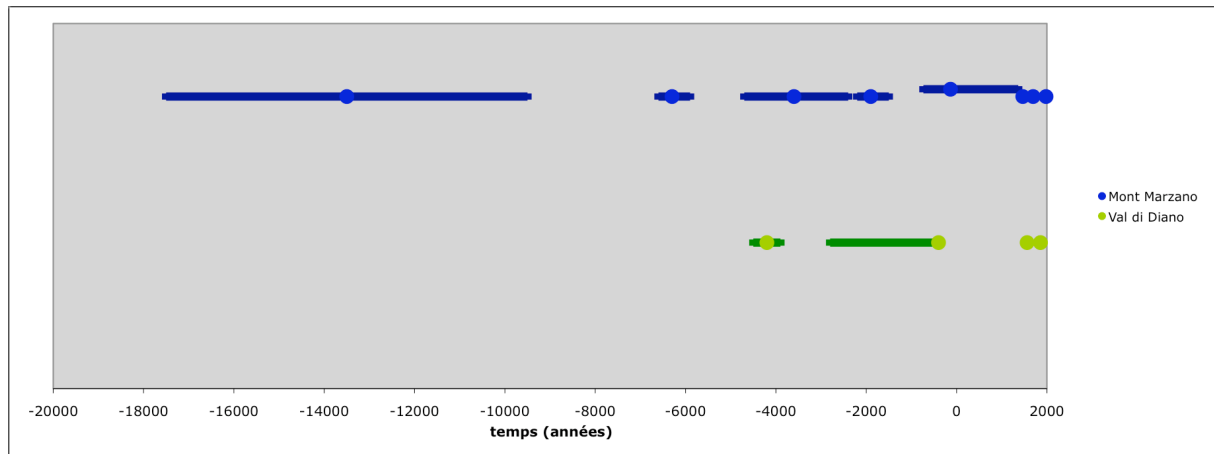


FIG. 3.31 : Catalogue PCI des paléoséismes identifiés en tranchée (modifié d'après Galli et al., 2008). NB : la faille de Caggiano est aussi nommée Val d'Agri dans la littérature. Les 'dates' des paléoséismes reportés par Galli et al. (2008) sont données à titre indicatif par les auteurs. Nous considérons plutôt l'intervalle de temps indiqué entre parenthèses.

Carte au format A3 en Annexe I.

a)



b)

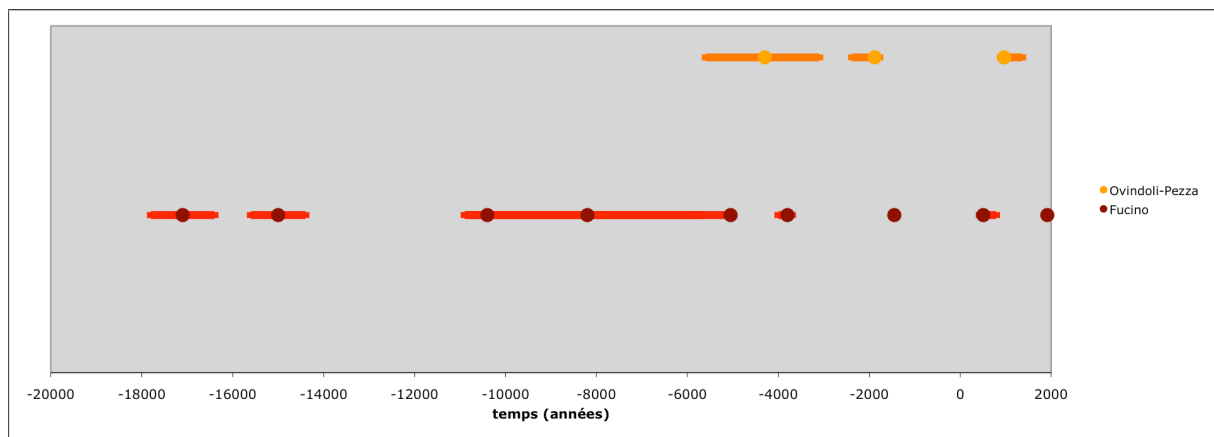


FIG. 3.32 : Synthèse temporelle des paléoséismes et séismes historiques sur les deux systèmes les mieux documentés en Italie : a) à l'intersection entre systèmes 2 et 3, failles du Mont Marzano et de Val di Diano (carte Fig. 3.29) ; b) failles du bassin du Fucino et d'Ovindoli-Pezza (carte Fig. 3.15). Sources : catalogue PCI pour les paléoséismes (Galli et al., 2008) et références indiquées dans le texte pour les séismes historiques des failles du Mont Marzano et Val di Diano.

4

DEVELOPPEMENT DU NOUVEAU PROTOCOLE DE MODELISATION DES DONNEES ^{36}Cl *in-situ*

SOMMAIRE

4.1. Introduction	113
4.2. Overview of the ' ^{36}Cl dating approach' and of its previous uses	115
4.3. Rock sampling and ^{36}Cl concentration measurement methodology	122
4.3.1. Field sampling.....	122
4.3.2. Sample preparation for chemical Cl extraction.....	123
4.3.3. AMS measurements and ^{36}Cl concentration determination.....	124
4.3.4. Complementary chemical analyses.....	124
<i>Analysis of host rock composition</i>	124
<i>Analysis of colluvial wedge composition</i>	125
4.3.5. Determination of the density of the fault scarp rocks and colluvium	125
4.4. Deriving exposure times from <i>in-situ</i> ^{36}Cl concentrations: a model reappraisal	126
4.4.1. Latitude and air pressure (elevation) scaling factors for a constant Earth's magnetic field	126
4.4.2. Shielding resulting from the specific geometry of active normal faults.....	127
4.4.3. Effects of the chemical composition of the colluvial wedge.....	133
4.4.4. Effects of the erosion of the scarp surface	133
4.4.5. Effects of time fluctuations in the Earth's magnetic field	134
4.4.6. Snow cover.....	136
4.5. Recovering seismic histories from <i>in-situ</i> ^{36}Cl concentration profiles: a second step in the modeling.	137
4.5.1. Dependence of the theoretical concentration profile on the exposure history	138
<i>Effects of [^{36}Cl] prior to faulting (pre-exposure history)</i>	138
<i>Effects of the exhumation process(es)</i>	143
<i>Effects of the earthquake number variability</i>	143
<i>Effects of earthquake age variability</i>	144
<i>Effects of earthquake displacement variability</i>	144

4.5.2. Searching for the most realistic exhumation history	144
4.5.3. Applying the new model to [³⁶ Cl] measurements: revisiting the seismic history of the Magnola fault, Central Italy.....	145
<i>Data and site characteristics</i>	145
<i>Defining the range of the most likely seismic scenarios</i>	149
<i>Searching for the most realistic exhumation scenario</i>	151
<i>Quantifying uncertainties in the ages of the 5 earthquake scenario</i>	153
4.6. Discussion.....	159
4.7. Conclusions	161

***L'Annexe II rassemble l' 'Appendix'
et les Suppléments Electroniques indiqués dans l'article.***

*Les Figures et Tables sont référencées de 1 à xx dans ce chapitre
et citées comme 4.1 à 4.xx dans le reste de la thèse.*

Using *in-situ* Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: a reappraisal of methodology and interpretations

Aloé Schlagenhauf ^{a,*}, Yves Gaudemer ^b, Lucilla Benedetti ^c, Isabelle Manighetti ^a, Luigi Palumbo ^d, Irene Schimmelpfennig ^c, Robert Finkel ^c, Khemrak Pou ^c

^aLaboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), CNRS, Observatoire de Grenoble (OSUG), Université J. Fourier, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble cédex 09, France

^bInstitut de Physique du Globe de Paris (IPGP), CNRS, 4 place Jussieu, case 89, 75252 Paris, France

^cCentre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), CNRS, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cédex 04, France

^dGeologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelms-Universität, Corrensstrasse 24, D-48149 Münster, Germany

* Corresponding author. Correspondence address: LGIT, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble cédex 09, France. Tel.: (+33) 476.63.51.70; fax: (+33) 476.63.52.52

E-mail addresses: Aloé.Schlagenhauf@obs.ujf-grenoble.fr (A. Schlagenhauf); Gaudemer@ipgp.jussieu.fr (Y. Gaudemer); Benedetti@cerege.fr (L. Benedetti); Isabelle.Manighetti@obs.ujf-grenoble.fr (I. Manighetti); Luigi.Palumbo@uni-muenster.de (L. Palumbo); Schimmel@cerege.fr (I. Schimmelpfennig); Finkel@cerege.fr (R. Finkel); Pou@cerege.fr (K. Pou);

Abstract

Developed in the last 10 years, cosmic-ray exposure dating of preserved, seismically exhumed limestone normal fault scarps has been used to identify the last few major earthquakes on such faults and recover their ages and displacements through the modeling of the scarp rocks content of *in-situ* [^{36}Cl] cosmonuclide. However, these studies did not include all the parameters that contribute to ^{36}Cl accumulation and the uncertainties on the inferred earthquake parameters were not discussed. To constrain better the earthquake parameters and to explore the limits of this paleosismological method, we developed a modeling code (Matlab® code provided in electronic supplement) that includes all the factors that may affect [^{36}Cl] concentrations observed in seismically exhumed limestone fault scarp rocks. Through a series of synthetic profiles, we examine the effects of each factor on the resulting [^{36}Cl], and quantify the uncertainties related to the variability of those factors. Those most affecting the concentrations are rock composition, site location, shielding resulting from the geometry of the fault scarp and associated colluvium, and scarp erosion. In addition, ^{36}Cl production

mechanisms and production rates are still being refined. The importance of these epistemic uncertainties is difficult to assess. We then examine how pre-exposure and exposure histories of fault-zone materials are expressed in [^{36}Cl] concentration profiles. We show that the ^{36}Cl approach allows unambiguous discrimination of sporadic slip versus continuous creep on the faults. It allows identification of the large slip events that have contributed to the scarp exhumation, and provides their displacement with an uncertainty of $\pm \sim 25$ cm and their age with an uncertainty of ± 0.5 -1.0 kyrs. By contrast, the modeling cannot discriminate whether a slip event really is a single event or a multiple event made of temporally clustered smaller size events. As a result the number of earthquakes identified is always a minimum, while the estimated displacements are maximum bounds and the ages the approximate times when a large earthquake or a cluster of smaller earthquakes have occurred. We eventually apply our new code to a data set available on the Magnola normal fault, Central Italy (Palumbo et al., 2004), including new samples from the buried part of the scarp. Reprocessing of the data helps to refine the seismic history of the fault and quantify the uncertainties in the number of earthquakes, their ages and displacements. We find that the Magnola fault has ruptured during at least 5 large earthquakes or earthquake clusters in the last 7 ka, and may presently be in a phase of intense activity.

Section: Tectonics and Geodynamics

Keywords: Past earthquakes, cosmogenic nuclides, in-situ chlorine 36 (^{36}Cl), exposure dating, paleoseismology, methodology, normal fault, Italy, Central Apennines, Lazio-Abruzzo region, Magnola fault.

Abbreviated title: "Using in-situ ^{36}Cl cosmonuclide to recover past earthquakes"

Submitted to Geophysical Journal International: 05/06/2009

Revised version submitted: 13/01/2010 (presented here)

4.1. Introduction

The magnitude of past earthquakes, their timing and the regularity of their recurrence inform seismic hazard assessment. Unfortunately, recurrence times between large earthquakes ($M \geq 6$) are generally longer than instrumental and historical earthquake catalogs and paleoseismic methods must be used to infer the timing and magnitude of earthquakes in the geologic record. However, there are only a limited number of techniques that allow such past earthquake recovery. The first consists of digging one or a few 1-4 m-deep trenches across an active fault to identify offsets of the shallow sub-surface strata (e.g. Sieh et al., 1989, 1992; Weldon et al., 2004; Daëron et al., 2007; Liu-Zheng et al., 2007; Galli et al., 2008) that may have resulted from past major earthquakes. This method often can identify a few past major earthquakes that have ruptured the ground surface at a particular site. It has been applied to normal, reverse and strike-slip faults. However, interpretation of offset strata and fault-rupture related features is sometimes debatable, while the earthquakes cannot be dated directly (only soil markers can be used to bracket the event times) leaving large uncertainties (e.g. Hilley and Young, 2008a,b). The second approach is based upon the cosmic-ray exposure dating of preserved, seismically exhumed normal fault scarps or *nastro* (Mitchell et al., 2001; Benedetti et al., 2002, 2003; Palumbo et al., 2004). Developed in the last 10 years, the approach can recover both the age and slip of the last few major earthquakes on normal faults that have a well-preserved escarpment at the surface (Fig. 1). The method is based on the fact that the interaction of cosmic rays with the rocks exposed at the Earth's surface produces specific cosmogenic isotopes within these rocks (e.g. Gosse and Phillips, 2001). This production inventory increases with time, and production rate (neglecting effects of Earth's magnetic field variations) is constant but decreasing with the rock burial depth (maximum production in first ~2 meters, depending primarily on rock density). Thus, the accumulation of these exotic isotopes over time may be used to infer the time since faulting exposed the scarp face to cosmogenic radiation. This is particularly advantageous for dating slip events along normal faults, as any strong earthquake on such faults leads exhumation of a new section of the fault plane (Fig. 1). Limestone rocks typically preserve exhumed fault planes from erosion over times long enough to encompass several large earthquake events (~10-20 kyrs, e.g. Armijo et al., 1992; Piccardi et al., 1999). The target atoms in those rocks produce cosmogenic ^{36}Cl , and so this is an ideal isotopic system to date such slip events.

More specifically, normal fault rock-scarps are generally partly covered by colluvial wedges (colluvium) that result from disaggregation and transport along the scarp. The ^{36}Cl

concentration depth-curve for a limestone scarp section still buried under the colluvium -just before an earthquake exhumes the scarp face- has an exponential shape (Fig. 2a). Once the earthquake has occurred, the scarp section now at free air starts accumulating ^{36}Cl at an accelerated rate due to its enhanced exposure to cosmic radiation. The ^{36}Cl concentration along the exposed scarp section is thus the sum of the ^{36}Cl produced below the ground surface prior to its earthquake exhumation and of the ^{36}Cl that accumulated above the ground surface after the earthquake (Fig. 2b). Thus, as large earthquakes repeat on a normal fault and exhume deeper portions of its scarp, the ^{36}Cl concentration profile along the entire exposed scarp should take a shape made of a series of exponential sections separated by sharp discontinuities (Figs. 2c-d). Those discontinuities reflect boundaries between each major earthquake rupture, while the vertical separation between two successive discontinuities provides a measure of the displacements produced by the earthquakes. The few pioneer studies performed with the ^{36}Cl method have demonstrated the validity of this theoretical framework showing that the ^{36}Cl dating approach is a powerful way to find the number, age and displacement of the last few major earthquakes (Mitchell et al., 2001; Benedetti et al. 2002, 2003; Palumbo et al. 2004).

Although the ^{36}Cl dating approach seems able to infer earthquake information, it is unclear how much uncertainty surrounds this information. In this contribution, we assess the resolution of this method by examining the effects of all scaling factors that modulate the ^{36}Cl production, hence the ^{36}Cl concentrations in the seismically exposed rocks. We develop a revised modeling code that includes all factors that may affect the ^{36}Cl concentrations (colluvium dip, density and chemical composition; scarp dip; upper eroded scarp dip; variable content of the samples in target elements; possible erosion of the scarp; Earth's magnetic field temporal variations; possible snow cover). The code also integrates the present knowledge of the ^{36}Cl production mechanisms and rates (from Schimmelpfennig et al., 2009). In so doing, we show that most of these 'scaling factors' have important effects on the final ^{36}Cl concentrations. We then examine the sensitivity of the new modeling to the complexity of the earthquake history such as pre-exposure duration and slip history, small versus large events, clustered earthquakes. This allows us to discuss the range of uncertainties that affect the modeling of a measured ^{36}Cl concentration profile and its impact on the accuracy of an inferred seismic history. We then apply our code to a data set acquired on the Magnola normal fault, Central Italy (Palumbo et al., 2004). We show that our code refines the seismic history of the fault, and helps quantify the uncertainties in the number, ages, and

displacements of the past earthquakes.

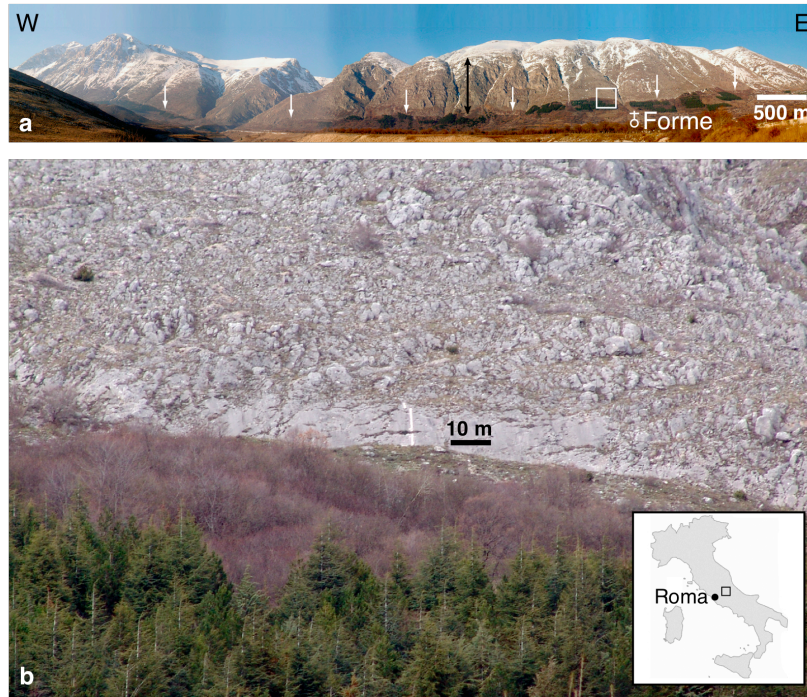


FIG 1: Northward view of the Magnola normal fault near the Forme village (Central Apennines, Italy). a) White arrows outline the Holocene fault scarplet, at the base of the cumulative escarpment (black double-arrow) which forms the relief. Below is the colluvial wedge with vegetation. White box locates Fig.1b. b) close-up view of the basal Holocene scarplet, showing the ~10 m high vertical groove sampled by Palumbo et al. (2004). Scale applies to fault scarplet only.

4.2. Overview of the ‘ ^{36}Cl dating approach’ and of its previous uses

The interaction of cosmic rays with rocks exposed at the Earth’s surface produces cosmogenic isotopes within these rocks (e.g. Gosse and Phillips, 2001). For most common crustal rocks, the isotopes being produced are ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . The isotopes ^{10}Be ($t_{1/2} = 1.5 \cdot 10^6 \text{yr}$, with $t_{1/2}$ the isotope half-life), ^{26}Al ($t_{1/2} = 7.5 \cdot 10^5 \text{yr}$) and ^{36}Cl ($t_{1/2} = 3 \cdot 10^5 \text{yr}$) have thus far received the greatest attention. In the absence of erosion, the concentration of a particular isotope in a rock varies as a function of rock exposure time (t) and burial depth (z), as

$$dN(z,t)/dt = P(z,t) - \lambda * N(z,t) \quad (1)$$

where N is the number of atoms of the isotope considered, P is the isotope production rate, λ the isotope decay constant and dN/dt is the rate of change of the isotope of interest. The abundance of cosmogenic isotopes increases with exposure time until a ‘steady state’ is reached in which production and decay of the cosmogenic isotope are balanced, this usually occurs over 4-5 half-lives of the isotope. Production rates decrease exponentially with depth,

such that cosmogenic nuclides are only significantly produced in the first ~ 2 meters of the surface (e.g. Gosse and Phillips, 2001). Cosmogenic exposure dating thus provides a means of inferring how long a sample has resided near the Earth's surface.

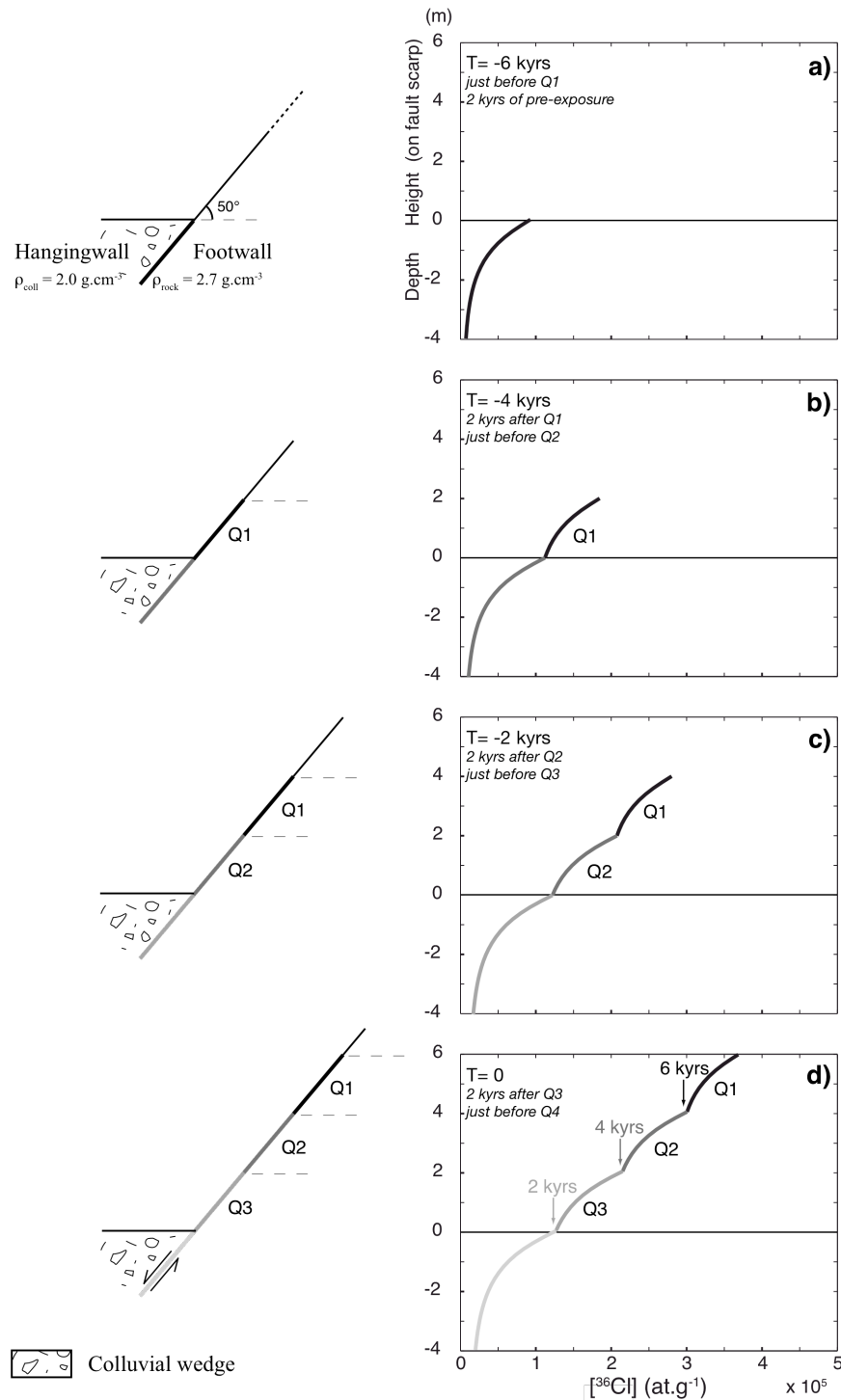


FIG 2: Theoretical profile of $[^{36}\text{Cl}]$ versus fault scarp height expected to result from a sequence of three similar, regular earthquakes (labeled Q_i ; modified after Palumbo et al., 2004). Recurrence time is 2 kyrs, vertical on-fault slip 2 m, and pre-exposure duration 2 kyrs. Calculations assume a constant Earth's magnetic field. Left panel shows fault and colluvial wedge geometry, together with earthquake exhumation history. Colluvium and scarp rock densities are indicated. Right panel shows the evolution of the $[^{36}\text{Cl}]$ -scarp height profile as the earthquakes repeat.

<p><i>Reference parameters:</i></p> <p>Latitude = N42°07.107; Longitude = E13°26.543 Elevation = 1255 ± 5 m a.s.l. For a constant magnetic field (Stone, 2000): $S_{\text{el},f} = 2.750$ and $S_{\text{el},\mu} = 1.703$ For a variable magnetic field: see Elec. Suppl. 4 Chemical composition of rock and colluvium: see Table 2</p>
<p><i>Magnola site MA3 complementary parameters:</i></p> <p>colluvium dip $\alpha = 30^\circ \pm 3$; scarp dip $\beta = 45^\circ \pm 2$; upper scarp dip $\gamma = 30^\circ \pm 5$ - $so_{f,e} = 0.926$ and $\Lambda_{f,e} = 116.6 \text{ g.cm}^{-2}$ (in the direction perpendicular to fault scarp surface) $so_{f,d} = 0.926$ and $\Lambda_{f,d} = 145.7 \text{ g.cm}^{-2}$ (in the direction perpendicular to colluvium surface) - $so_{\mu} = so_f$ and $\Lambda_{\mu} = 1500 \text{ g.cm}^{-2}$</p> <p>H = 20 m</p> <p>Mean scarp density $\rho_{\text{rock}} = 2.70 \pm 0.01 \text{ g.cm}^{-3}$ Mean colluvium density $\rho_{\text{coll}} = 1.5 \pm 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$</p>
<p><i>Most important reference ‘elementary’ production rates for limestone: (more details in the Matlab® codes clrock.m and clcoll.m, see Elec. Suppl. 1)</i></p> <p>Spallation on Ca: $\Psi_{^{36}\text{Cl}_{\text{Ca},0}} = 48.8 \pm 3.5 \text{ at. of } ^{36}\text{Cl. g of Ca . yr}^{-1}$ (Stone et al., 1996) <i>Spallation on K: $162 \pm 24 \text{ at. of } ^{36}\text{Cl. g of K . yr}^{-1}$ (Evans et al., 1997)</i> <i>Spallation on Ti: $13 \pm 3 \text{ at. of } ^{36}\text{Cl. g of Ti . yr}^{-1}$ (Fink et al., 2000)</i> <i>Spallation on Fe: $1.9 \pm 0.2 \text{ at. of } ^{36}\text{Cl. g of Ti . yr}^{-1}$ (Stone 2005)</i></p> <p>Slow negative muons stopping rate at land surface: $\Psi_{\mu,0} = 190 \text{ muon.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ (Heisinger et al., 2002)</p> <p>Neutron attenuation length: 208 g.cm^{-2} (e.g. Gosse and Phillips, 2001) Neutron apparent attenuation length for a horizontal unshielded surface: 160 g.cm^{-2} Muon apparent attenuation length for a horizontal unshielded surface: 1500 g.cm^{-2}</p>

Table 1: Parameters used in the calculations. ‘Reference parameters’ are taken to be similar to those of the Magnola site (Palumbo et al., 2004) analyzed in section 5.3. ‘Elementary’ production rates used in the modeling are listed (more details in Elec. Suppl. 1). Spallation rates on K, Ti, and Fe are indicated in italic because our samples do not contain those elements (see MA3c-mean scarp rock composition, Table 2). Those spallation rates are however included in the Matlab® code to allow calculations on samples that would contain those elements.

As large earthquakes repeat on a normal fault, deeper sections of the fault plane are progressively exhumed (Fig. 2). The earthquake succession progressively forms a steep, topographic escarpment at the surface. Provided that the escarpment is preserved from erosion, its surface represents the record of fault movement that has affected the ground surface (Fig. 2). In carbonate environments, the exhumed escarpments generally preserve the record of past earthquakes over long time spans (commonly 10-15 ka). Beyond such a time span, as for other rock types, the escarpment suffers significant erosion. This is why only limestone fault scarps can be analyzed for past earthquake recovery using the ‘cosmogenic dating’ techniques. Over a 10-15 kyr-long time period, only a few large earthquakes generally occur on a normal fault, each exhuming the scarp by tens of cm to a few meters at most (e.g.,

Manighetti et al., 2007). The maximum height of the limestone scarps which can be studied with cosmonuclides is thus 10-15 meters at most (e.g. Armijo et al., 1992; Piccardi et al., 1999; Galli et al., 2008).

Limestones contain ^{40}Ca , ^{39}K and ^{35}Cl that, when exposed to cosmic rays, act as target elements producing *in-situ* ^{36}Cl . Most of the ^{36}Cl found in rocks results from these cosmogenic reactions. The production rate of *in-situ* ^{36}Cl is primarily related to the flux of cosmic rays that interacts with Earth's surface as well as the 'energy' of the incident cosmic particles reaching the ground surface. Depending on their energy, three main cosmogenic processes reactions may produce *in-situ* ^{36}Cl : (1) Spallation of the rock target elements Ca, K, Ti and Fe occurs when high-energy secondary cosmic-ray neutrons impact the target nuclides and break them into nuclides with smaller atomic masses. This process is most efficient at the ground surface and decreases with depth; (2) Slow negative muons may be captured by ^{40}Ca and ^{39}K atoms resulting in the production of ^{36}Cl cosmogenic nuclide. Because muon interactions with atoms are limited, they can penetrate to greater depths than strongly interacting particles, so that the relative contribution of the muon-capture component to the *in-situ* ^{36}Cl production increases with depth; (3) Low-energy thermal and epithermal neutrons are formed when fast neutrons collide repeatedly with atoms in the atmosphere and rock, and consequently loose energy. These thermal neutrons can then be captured by the nuclei of the ^{35}Cl target elements to form cosmogenic ^{36}Cl . These absorption reactions are most important in the top few meters of the ground. In addition to the cosmogenic reactions described here, in rocks rich in U and Th, ^{36}Cl can also be radiogenically produced when ^{35}Cl captures some of the low-energy neutrons generated by radiogenic decay of U and Th or by fission of ^{238}U .

The reactions described above are well understood and each quantitatively formalized (e.g., Gosse and Phillips, 2001; Schimmelfennig et al., 2009). However some uncertainties remain regarding their relative contribution to the total ^{36}Cl production because it is difficult to separately measure the ^{36}Cl production rate associated with each of the above reactions.

In particular, the spallation production rate from the ^{40}Ca target element has been evaluated between 48.8 ± 3.5 and 66.8 ± 4.4 atoms of ^{36}Cl per gram of Ca and per year (e.g. Schimmelfennig et al., 2009). Ongoing research is presently conducted to refine that production rate. Schimmelfennig et al. (2009) suggest that 'elementary' production rates are best estimated when measured from isolated, pure chemical elements. The spallation production rate of 48.8 ± 3.5 at. of $^{36}\text{Cl} \cdot \text{g}^{-1} \text{Ca} \cdot \text{yr}^{-1}$, which was estimated from pure calcite samples (Stone et al., 1996), is thus the one we adopt in the present paper (Table 1).

In addition to spallation reactions, the slow negative muon stopping rate at land surface is debated, but measurements are too few at present to provide a well constrained range of uncertainties. Currently, a single value of $190 \text{ muons g}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ is generally adopted (Heisinger et al., 2002).

Finally, neutrons and muon density exponentially decreases with apparent attenuation length Λ (decrease follows $e^{-z/\Lambda}$, where Λ is the distance at which half of the flux has been attenuated). For neutrons, Λ is estimated between 160 (e.g. Gosse and Phillips, 2001) and 177 g/cm^2 (Farber et al., 2008) for a horizontal unshielded surface, while it is estimated around 1500 g/cm^2 (Gosse and Phillips, 2001; Heisinger et al., 2002) for muons. Here we use the values of 160 and 1500 g/cm^2 as reference for neutrons and muons, respectively (on a horizontal surface), as adopted in reference papers (e.g. Gosse and Phillips, 2001; Schimmelpfennig et al., 2009).

Given our present knowledge of the production rates for each contribution, if one knows the instantaneous flux of cosmic rays arriving at a given rock on Earth's surface whose chemical composition is known, one can calculate the total ^{36}Cl production rate as a function of depth. Yet, when dealing with geological time scales (here 10-15 kyrs) and evolving features (such as repeatedly slipping faults), secular variations in cosmic ray flux due to (i) variations in the intensity of the primary cosmic radiation; (ii) changes in the interplanetary magnetic field and solar modulation of the galactic cosmic radiation; (iii) changes in the geomagnetic field; (iv) variations in atmospheric shielding; (v) variations in the character and topography of the studied landform surface over time must be considered (Gosse and Phillips, 2001). The space variability of the production rate is generally accounted for by a number of 'scaling factors' that integrate the specific site properties (latitude, longitude, elevation, specific shielding effects) into the production calculations. By contrast, the time variability of the production rate is rarely integrated because the factors that govern it are insufficiently known.

Taking into account these processes, the total sample-specific *in-situ* ^{36}Cl production rate [$P_{\text{total}}(z)$ in atoms of $^{36}\text{Cl} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$] for a preserved rock sample (i.e., sustaining no erosion) of finite thickness standing at mass depth z (in $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$) close to the ground surface, can be calculated (Gosse and Phillips, 2001; Schimmelpfennig et al., 2009):

$$P_{\text{total}}(z) = S_{el,s} F_s Q_s P_s(z) + S_{el,\mu} F_\mu Q_\mu P_\mu(z) + S_{el,s} F_n [Q_{eth} P_{eth}(z) + Q_{th} P_{th}(z)] + P_{rad} \quad (2)$$

Subscripts refer to the type of reaction, with *s* for spallation, *n* for capture of all types of low-energy neutrons, *eth* for capture of specific epithermal neutron, *th* for capture of specific thermal neutron, μ for capture of slow negative muons, and *rad* for radiogenic production. P_i

is the sample-specific ^{36}Cl production rate resulting from reaction i , as a function of sample chemical composition. Q_i is the sample thickness integration factor for the reaction i , required from the production rate being calculated at mass depth z in $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$. Finally, S and F are scaling factors. $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ taken to include the summed effects of elevation and latitude (el), for spallation (s) and muons capture respectively (μ). $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ may vary with time if temporal variations of the geomagnetic field are included. F_i is a scaling factor made to sum up all the corrections (for reaction i) related to shielding effects (topographic, geometric and cover shielding, $0 < F_i \leq 1$; $F_i = 1$, no shielding). All reference production rates are reported in Table 1, while their uncertainties are further discussed in the discussion section.

When applied to a sample on an uneroded, unshielded horizontal surface having the same composition as the limestone rocks of the Magnola site that we analyze in section 5.3 (Table 2), with no change in the ambient magnetic field, the production rates due to different pathways of ^{36}Cl production are calculated using equation 2 (Fig. 3). The total ^{36}Cl production rate approximately decreases exponentially with depth. Spallation is the most important reaction in the first two meters of the surface; at greater depth, slow negative muon capture becomes the dominant source of ^{36}Cl production. Thermal and epithermal neutron absorption contribute little to the total ^{36}Cl production in limestone, as $[\text{Cl}_{\text{nat}}]$ is only ~ 10 ppm in our reference rocks (Table 2). Since the ^{36}Cl decay constant (λ) and the attenuation lengths (Λ) are well established, the combination of equations 1 and 2 allows derivation of the exposure time (t) of a sample residing at a depth z , from the measurement of its ^{36}Cl concentration.

Each earthquake rupturing a normal fault exposes new materials on the scarp (Fig. 2). The samples highest on the scarp have been exposed the longest and hence should have the highest concentrations of cosmogenic nuclides (Fig. 2). Previous studies (Mitchell et al., 2001; Benedetti et al., 2002, 2003; Palumbo et al., 2004) have inferred past earthquake histories of a few normal faults having a preserved limestone scarp using this approach but in most studies the modeling of the ^{36}Cl profiles was conducted based on a simplified geometry of the sampling sites, and without integrating the time variations in the Earth's magnetic field nor the possible erosion of the fault scarp. Here, we develop a novel modeling code made to include all the factors that may affect the ^{36}Cl concentrations eventually measured in seismically exhumed limestone fault scarp rocks (code available in Electronic Supplement 1).

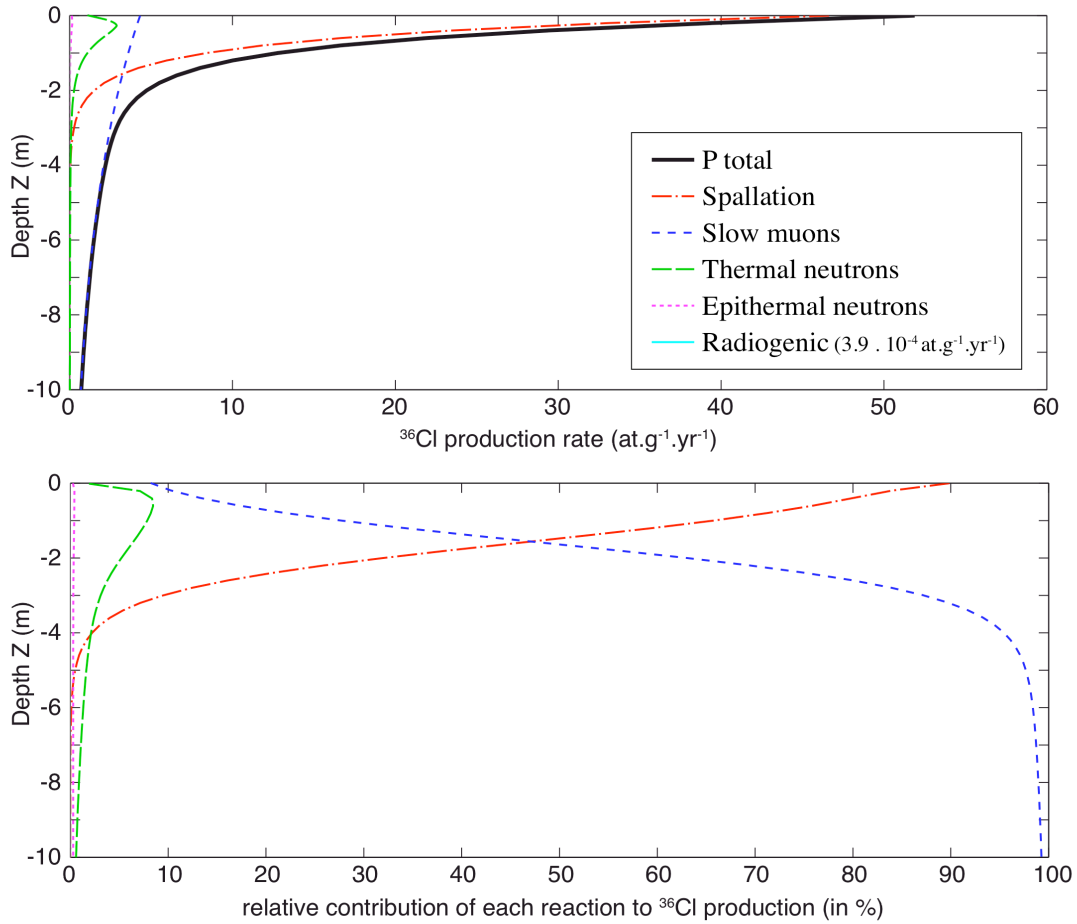


FIG 3: Contribution of the various cosmogenic and radiogenic sources to the production of in-situ ^{36}Cl in the first ten meters below the ground surface. Calculations are done with our Matlab® code (Elec. Suppl. 1), for a horizontal surface and a pure limestone chemical composition (reference parameters in Table 1, $\rho_{\text{rock}} = 2.7 \text{ g.cm}^{-3}$). a) production rates in atoms.grams $^{-1}$.yr $^{-1}$. b) relative contribution (in percent) of each production source. Radiogenic production is extremely low resulting in a non-visible curve.

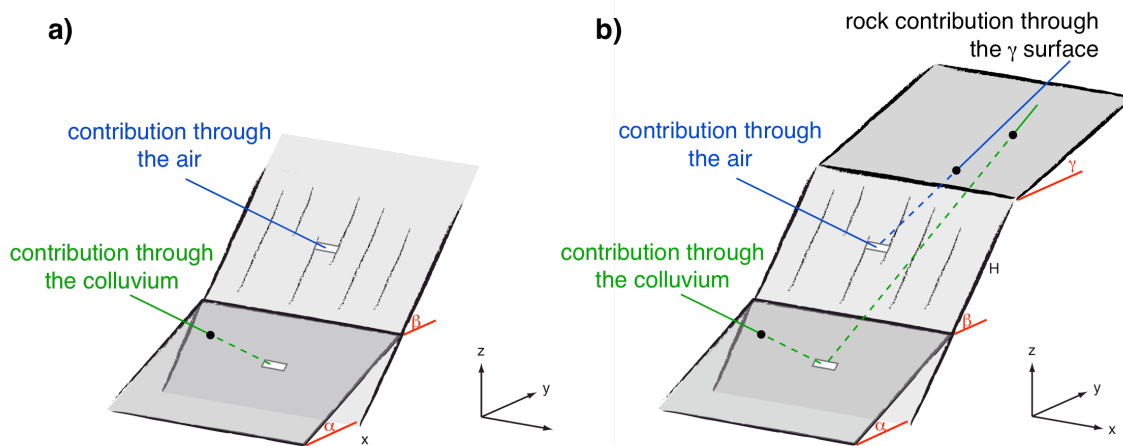


FIG 4: Schematic representation of the geometry of a normal fault scarp, associated colluvial wedge, and resulting shielding. α is colluvial wedge dip, β the basal scarp dip, and γ the dip of the upper part of the fault escarpment. H is the present height of the basal scarp. When γ and β are different, buried samples (in green) receive cosmic rays passing through the colluvium ('colluvium contribution' of the flux), and cosmic rays passing through the scarp rock ('rock contribution' of the flux); the exhumed samples (in blue) receive cosmic rays traveling through the air, plus cosmic rays passing through the rock.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	As	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MA3c - mean scarp rock	0	3.081	0	0	0.268	0.525	2.115	0	0
MA3c - Pebbles mean	0	7.465	0	0	0.387	1.599	1.366	0	0.19
MA3c - Soil mean	4.423	133.4	1.599	0.188	0.944	38.03	6.266	27.62	4.200

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Ho	In
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0	0.123	0.085	0.023	0	0.111	0	0	0.028	0	0
0	0.208	0.121	0.06	0.176	0.234	0	0.071	0.042	0	0
12.44	1.960	1.059	0.595	5.777	2.395	0.486	1.710	0.376	0	0

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0.648	0.013	0	0	0.474	21.52	5.346	0.114	0.387	0	0
2.112	0.018	0	0.241	1.607	10.41	0.610	0.432	1.809	0	0
20.35	0.159	0.130	7.304	15.81	21.61	12.54	4.335	35.31	0.312	0

	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0.097	0	116.1	0.0	0.018	0.038	0.013	0.311	0	0	0
0.291	0	137.5	0.015	0.034	0.334	0.017	0.325	1.585	0	0
2.912	1.200	126.8	0.511	0.346	7.454	0.152	1.142	35.01	0.668	0

	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
	Y	Yb	Zn	Zr	SiO2 (Si)	Al2O3 (Al)	Fe2O3 (Fe)	MnO (Mn)	MgO (Mg)	CaO (Ca)
	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	%	%
1.372	0.081	0	0	0	0.031	0	0.004	0.390	55.37	0
1.807	0.112	5.212	3.247	0.309	0.151	0.066	0.005	0.499	54.85	0
12.76	1.027	43.11	74.80	10.79	4.745	1.837	0.038	0.791	43.04	0

	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
	Na2O(Na)	K2O(K)	TiO2(Ti)	P2O5(P)	B	Li	H2Otot (H)	Stot (S)	CO2 tot (C)	O.rock
	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%	%	%
0	0	0	0.034	2.0	0.919	0.288	0.015	43.85	0.0	0.0
0	0.017	0.008	0.083	2	1.3	0.326	0.014	43.818	0.0	0.0
0.065	0.438	0.223	0.241	13.60	15.10	3.722	0.036	36.81	0.0	0.0

	60	61	62
	O.water	Cl nat AMS	Ca ICP
		ppm	ppm
	0.0	10.0	360000
	0.0	10.0	360000
	0.0	10.0	360000

mean composition per sampling site
concentration per sample (Cl_{nat} and Ca)

Table 2: Mean chemical composition of the samples from the Magnola site (Palumbo et al., 2004). Mean composition of the buried scarp rocks: MIC-mean scarp rock. Mean composition of five pebbles from the colluvial wedge: M1c-pebbles mean. Mean soil composition derived from five samples taken in the colluvial wedge: M1c-soil mean (see Electronic Supplement 6 for details). Measurements of elements in columns 1 to 60 were done at the SARM-CRPG facility (Nancy, France). Corresponding uncertainties on the measured concentrations are given at: <http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/analyses/roches.html>. Compositions are given in % here but converted into ppm in the Matlab routine. Columns 59 and 60 have null values. They are however also converted into ppm in the Matlab routine: O_{rock} coming from the different oxides (columns 44 to 53), and O_{water} from H_2O_{tot} (56). Column 49, the mean value of Ca coming from CaO (%), is not used as we use instead the precise value of [Ca] determined by ICP-OES for each sample (column 62, 360000 ppm is the mean value used in the synthetic profile calculations). Mean CaO (%) is only used to calculate O_{rock} . Column 51, K_2O should also be measured at ICP-OES for each sample, as is CaO. But as our samples lack potassium, no supplementary column has been created. Column 61, the $[Cl_{nat}]$ concentration determined at the AMS for each sample is used in the Matlab routine to calculate the $[^{35}Cl]$ concentration (here, the value of 10 ppm is the mean value used in the synthetic profile calculations).

4.3. Rock sampling and ^{36}Cl concentration measurement methodology

4.3.1. Field sampling

Analyzed fault scarps must be exposed by seismo-tectonic exhumation, rather than by some form of erosion such as river scouring or gravitational collapse. To avoid any ambiguity, fault scarp sections close to incising river channels should not be targeted. The selected fault surface also needs to be uneroded by physical or chemical processes. The observation of fresh striations on the scarp surface may indicate this is the case. Whereas the existence of

numerous pits and gullies on the scarp surface is an indication of significant erosion.

Once a target scarp has been identified, samples should be collected from the uppermost 2-4 cm of the scarp surface. Because the amount of produced ^{36}Cl is variable from surface to depth, the exact sample thickness must be used to model the exposure age. Sampling should be ideally performed along a single, continuous top-to-base profile, along the fault slip direction (example in Fig. 1b). We have used a diamond cutter attached to an edge grinder capable of cutting into the rock to ~ 3 cm to excavate two vertical slots on the fault scarp, separated laterally by 15 cm at most. The vertical scarp section enclosed between the two lines is then cut continuously from top to base into successive, horizontal, 5 cm-high rock slabs. Then, samples can be collected with a hammer and a cold chisel. We typically sample every 10 cm, so that each sample is made of two successive 3 cm thick slabs. This should guarantee a sample weight of 0.5-1 kg -enough to yield accurate ^{36}Cl measurements at any site. Sample position may be measured from a zero reference taken to coincide with the ground surface (surface of the colluvium). Site elevation, latitude, and longitude must be measured. Finally, detailed mapping of the site includes measurements of the dip of the sampled fault plane and of the colluvium surface, the geometry and dip of the older sections of the fault escarpment above the sampled scarp, and possible large-scale shielding due to neighboring relief.

4.3.2. *Sample preparation for chemical Cl extraction*

Crystallized veins should first be removed from the sample, for their formation may be different from that of the fault scarp. A small piece of each sample (~ 30 g) must be kept for subsequent rock density measurement (ρ_{rock} ; see Electronic Supplement 2). Next, sample should be crushed, and the 250-500 μm -fraction should be isolated by sieving.

Next, the 250-500 μm fraction of each sample is leached and dissolved following the chemistry protocol of Stone et al. (1996). After complete dissolution of the crushed and leached samples (water and HNO_3 successive leaching), and the addition of a chlorine carrier, Cl is precipitated as AgCl . Note that the ^{36}Cl 's isobaric element ^{36}S is concurrently removed through the precipitation of BaSO_4 to avoid any interference in the ^{36}Cl counting during the subsequent Accelerator Mass Spectrometer (AMS) measurements. More details on chemistry protocol can be found in Electronic Supplement 2. To allow simultaneous Cl and ^{36}Cl

determination by isotope dilution AMS (ID-AMS), samples are spiked with a known amount of isotopically-enriched stable chloride carrier (Desilets et al. 2006a and references there in). To track any Cl contamination in the chemistry process, a chemistry blank is prepared at the end of each series of 10-15 samples and measured at the AMS with its respective series.

4.3.3. AMS measurements and ^{36}Cl concentration determination

Both $[^{36}\text{Cl}]$ and $[\text{Cl}_{\text{nat}}]$ are determined simultaneously from the AMS measurements. Total Cl concentration is calculated from the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio, which is measured on Faraday cups in the AMS ion injector before acceleration (e.g. Finkel and Suter, 1993; Elmore et al., 1997). The measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio is the result of a simple mixing between carrier Cl of known $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio and concentration, and sample Cl_{nat} of unknown concentration but known $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ natural ratio of 3.127 (Desilets et al. 2006a) (see Electronic Supplement 3 for more details).

Commonly, the analyzed rock samples contain 10^6 - 10^7 atoms of ^{36}Cl , and 10^{18} - 10^{19} atoms of Cl_{nat} . Blanks generally have 1 - $5 \cdot 10^5$ atoms of ^{36}Cl , and 1 - $5 \cdot 10^{17}$ atoms of Cl_{nat} , which represent about 5% of the samples concentrations. Blank corrections are calculated by removing the number of atoms of ^{36}Cl and Cl_{nat} yielded for the blank ($n_{^{36}\text{Cl},\text{blank}}$ and $n_{\text{Cl}_{\text{nat}},\text{blank}}$) from the corresponding number of atoms in the sample ($n_{^{36}\text{Cl},\text{sample}}$ and $n_{\text{Cl}_{\text{nat}},\text{sample}}$) (see Electronic Supplement 3).

4.3.4. Complementary chemical analyses

Analysis of host rock composition

To determine the ^{36}Cl concentration produced by spallation, target elements concentrations ([Ca], [K], [Ti], and [Fe]) must be measured in each sample. [Ca] and [K] concentrations are also required to model properly the slow muon capture production source. Concentrations, especially those of Ca and K, need to be determined with great accuracy as a $\pm 2\%$ uncertainty in [Ca] for instance turns into a $\pm 2\%$ uncertainty in the modeled ^{36}Cl concentrations. We thus recommend that the Ca and K content of the samples be determined by ICP-AES on aliquots of the sample solution (Electronic Supplement 2). Less abundant target elements in limestone (Ti and Fe) can be measured by spectrometry analysis (TiO_2 , Fe_2O_3) of the crushed-leached samples (Electronic Supplement 2). The other sources of ^{36}Cl production depend on the bulk rock composition. Thus, it is also necessary to measure the

concentrations of major (spectrometry) and trace elements (ICP-MS) in the crushed-leached samples (Carignan et al., 2001, Table 2 for site reference parameters). Since the bulk rock composition typically doesn't vary significantly over the scarp, one analysis per meter is usually enough to determine a mean bulk rock composition that can be used in the modeling.

Analysis of colluvial wedge composition

Fault scarp rocks start accumulating ^{36}Cl while they are buried under tens of centimeters of colluvium (Fig. 2). The neutron absorption and muon capture reactions that produce most of the ^{36}Cl depend on the composition of the rock material above the sample, and so it is necessary to determine the chemical composition of the colluvial wedge. This requires sampling the colluvium, ideally in several meter-deep trenches excavated at the fault scarp base. The colluvium is generally composed of a mixture of limestone pebbles originating from the fault scarp mechanical disruption, and of soil that consists of organic material, partly dissolved carbonates, clays, water, and other minor constituents (Govindaraju, 1994). The chemical composition of the colluvial wedge thus ranges between that of the scarp limestone rocks and that of a soil. As a result, this material can be enriched in elements such as Al, B, Gd, Fe, Li, Si, Sm (e.g. Schimmelpfennig et al., 2009). The presence of such elements tends to decrease the total production rate in the buried scarp rocks.

4.3.5. Determination of the density of the fault scarp rocks and colluvium

The density of the fault scarp rocks is measured from the portions of samples removed prior to crushing. The density is determined by dividing the sub-sample dry weight by the weight that the sub-sample has when immersed in pure water (note that the method applies to non-porous samples only, see details in Balco and Stone, 2003). Our experience with limestone rocks suggests that scarp rock density does not vary by more than $\pm 0.5\%$ ($\rho_{\text{rock}} = 2.7 \pm 0.01$ at our reference site). Therefore, one measurement of density every meter on the scarp should be enough to calculate an average density value to be used in the modeling.

As colluvial wedge material is porous and poorly consolidated, its density may be estimated by weighting colluvium samples in boxes of known volume (Balco and Stone, 2003). In the field, boxes should be filled and packed attempting to recreate the natural compaction of the material. By experience, as the method is less precise than for non-porous samples, the uncertainty on estimated densities is estimated to be $\pm 5\%$ ($\rho_{\text{coll}} = 1.5 \pm 0.1$ at our reference

site).

4.7. Deriving exposure times from *in-situ* ^{36}Cl concentrations: a model reappraisal

To determine the exposure age of a sample, the history of the production rate of ^{36}Cl in that sample must be known. We developed analytical formulas that describe the scaling factors most important to normal fault analysis. We then introduce each analytical expression into equation 2 (under the terms ‘F’ and ‘S’), to build a model that properly integrates all scaling factors, and allows accurate calculation of the ^{36}Cl concentrations accumulated over any period of time in any normal fault limestone scarp rock. The model is called *clxxx.m* (*clock.m* and *coll.m*) and corresponds to a modified and extended Matlab® version of the Excel® spreadsheet of Schimmelpfennig et al. (2009). Note that the thickness factors in our Matlab code are modified compared to those in Gosse and Phillips (2001), to be used at depth. More details on the code can be found in the Appendix and Electronic Supplement 1 from where it can be downloaded.

In the present section, we use the *clock.m* and *coll.m* subroutines to build a series of synthetic ^{36}Cl concentration profiles that quantify the effects of each scaling factor on the ^{36}Cl production rate. All calculations fix the values of elevation, latitude, longitude, chemical composition and colluvium density (Tables 1 and 2), to values representative of the Magnola fault study detailed in section 5.3. ^{36}Cl production rate is calculated either as a function of the scarp rock burial depth (sections 4.1 to 4.4 in which all calculations are done for a constant Earth’s magnetic field), or as a function of the rock position on the exposed scarp surface (section 4.5 in which the calculations are done for a time-variable Earth’s magnetic field). Together these graphs highlight that most scaling factors play a substantive role in paleoseismic inferences, and as such cannot be ignored. Because normal fault earthquakes commonly produce surface displacements of a few meters at most (e.g. Manighetti et al., 2007), we consider ^{36}Cl production rate variations in the first ~3-5 meters of the ground.

4.7.1. Latitude and air pressure (elevation) scaling factors for a constant Earth’s magnetic field

In most models, a single scaling factor (S_{el}) subsumes the effects of both latitude and elevation for neutrons and muons ($S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$) (Stone, 2000). We do the same here. At sea level and

high latitude (SLHL), $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu} = 1$. The Earth's magnetic field deflects cosmic radiation such that the cosmic ray flux is minimum at the equator, and increases with higher latitudes up to a roughly constant value for latitudes greater than 60° (e.g. McElhinny and McFadden, 1997). The ^{36}Cl production rate in a sample thus depends on the magnetic latitude of the site. This latitude dependency is accounted for by the $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ scaling factors. As an example, a $\pm 0.1^\circ$ uncertainty on latitude leads to $\pm 0.1\%$ uncertainty on both neutrons and muons scaling factors at the reference site.

On the other hand, cosmic rays loose energy as they interact with atoms into the atmosphere. The total flux that eventually arrives at Earth's surface thus depends on the thickness of the atmosphere that the radiation has traversed. In accordance, the ^{36}Cl production rate in a sample also depends on its elevation (assuming atmospheric pressure is constant over time). This altitude dependency is also taken into account in the $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ scaling factors (see Elec. Suppl. 4 for calculations). For example, a ± 5 m uncertainty on elevation leads to a $\pm 0.5\%$ variation of both scaling factors. When estimating the latitude and elevation of a site with the handheld GPS instruments, the ~ 5 m lateral and vertical uncertainties that commonly result on the measurements convert into a $\sim 1\%$ uncertainty on the calculated ^{36}Cl concentrations.

4.7.2. *Shielding resulting from the specific geometry of active normal faults*

The reference model for calculating the ^{36}Cl production assumes that cosmic radiation at the sample site is not shielded by surrounding high topography. In such an ideal condition, all the incident cosmic radiation that arrives from the atmosphere interacts with the exposed rocks. Yet, when dealing with normal fault escarpments, the scarp is a sloping surface that may be part of, and nearby to, topographic relief that may shield a significant portion of the incident radiation. This requires the production rate to be corrected for those effects.

As active normal faults rupture in successive large earthquakes, the footwall is progressively uplifted (Fig. 2). Over long time spans (commonly, several 10^4 - 10^6 yrs), the fault motion forms a high, steep, cumulative escarpment (commonly, several hundred meters high, see black double arrow on Fig. 1a). Because the escarpment degradation increases overall with its

exposure time, the cumulative escarpment generally exhibits an overall convex-up shape, with its youngest lower section being steeper than higher parts. It has been suggested that, over the short lifetimes of those scarplets, the colluvium that lie at the base of the escarpments acts as a stable feature that can be used to measure the relative offset along the fault (Fig. 2) (Armijo et al., 1992; Benedetti et al., 2002, 2003). Radiocarbon ages for samples from the colluvium seem to confirm this hypothesis (see section 5.3).

The geometry of a fault scarp subject to ^{36}Cl analysis can be idealized by three parameters: the dip β of the scarplet plane, the dip γ of the older fault section further above the scarplet, and the dip α of the colluvium surface (Fig. 4b). If β is infinite ($\beta = \gamma$, Fig. 4a), the fault scarp rocks sustain two shielding effects over their exposure history: (1) any scarp rock is first buried below the colluvial wedge before its seismic exhumation. The scarp rocks thus sustain a ‘coverage shielding’, (2) any scarp rock, either buried or exposed, stands in the shadow of the fault footwall that blocks part of the incoming cosmic radiation. The scarp rocks thus also sustain a ‘topographic shielding’. When the horizon in front of the fault plane is not free, additional topographic shielding must be introduced (shielding calculations detailed in Appendix A).

For exposed samples, the attenuation length depends on the scarp dip. For samples still buried under the colluvium surface, it also depends on the dip and density of the colluvium. To calculate the corresponding attenuation length, we follow the method developed by Dunne et al. (1999). Calculations are provided in Appendix A.

Figures 5a-c (and Fig. A.2 in Appendix) illustrate the effect of the changing of β (scarp), α (colluvial wedge), and ρ_{coll} (colluvium density) on the production rate at depth. In figure 5a, β varies while $\alpha = 0^\circ$ and $\rho_{\text{coll}} = 2.0$. The production rate is twice higher for shallow-dipping fault planes ($\beta < 45^\circ$) than for steep ones ($\beta > 75^\circ$)- increasing depth augments this effect. This results in production-depth profiles along buried scarp sections having sharper exponential shape for steeper faults.

Conversely, in figure 5b, $\beta = 50^\circ$, $\rho_{\text{coll}} = 2.0$, and α varies. The production rate varies with the colluvium dip -the scarp rocks accumulate ~ 7 times more ^{36}Cl when they are covered with a steep colluvium (minimum cover shielding). At 3 meters below the ground surface, the fault scarp may accumulate about 3 times more ^{36}Cl if it is overlain by a 30° -dipping rather than an horizontal colluvial wedge.

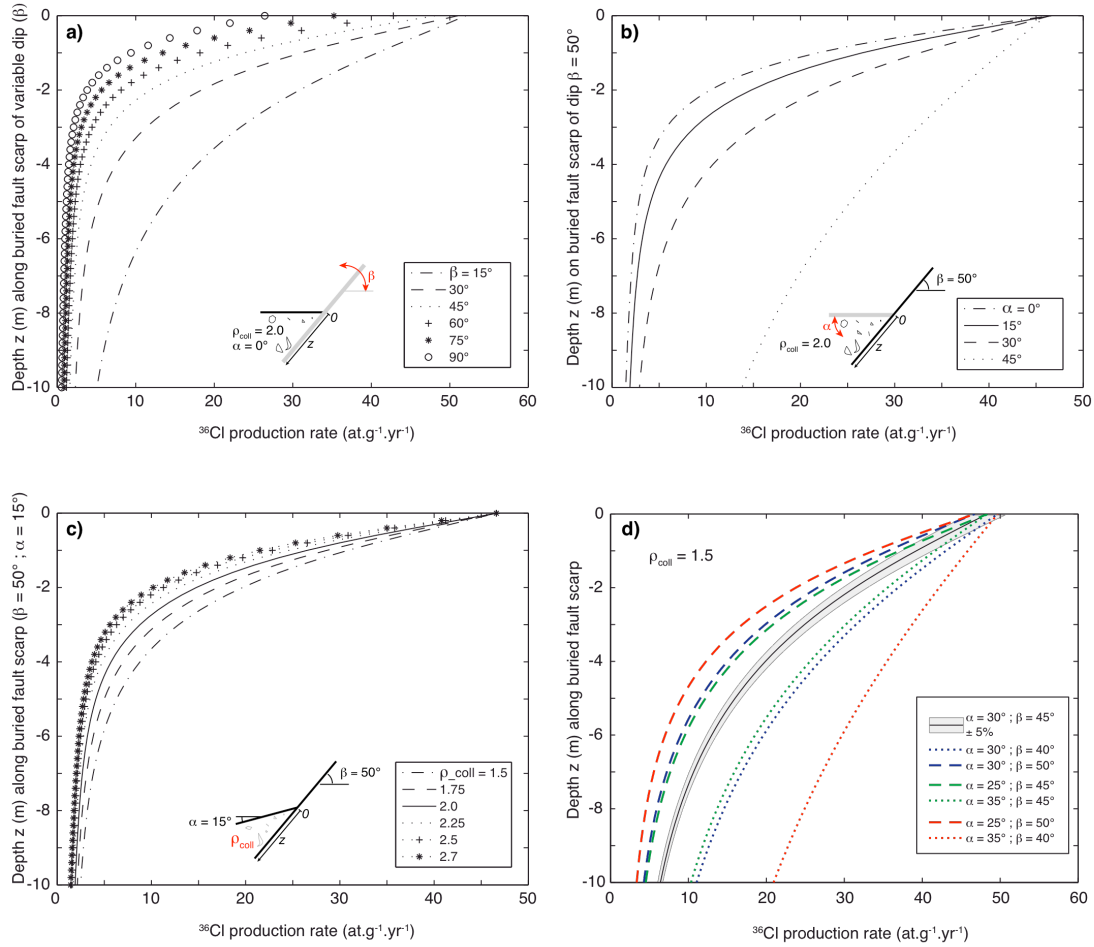


FIG 5: Effect of the fault scarp and colluvium geometry (dip) on the ^{36}Cl production rate (at.g $^{-1}$.yr $^{-1}$) resulting in the buried fault scarp rocks (for a constant Earth's magnetic field). a) Effects of the variations in the fault scarp dip (β). The colluvium is horizontal and of constant density ($\rho_{\text{coll}} = 2.0$ g.cm $^{-3}$). b) Effects of the variations in the colluvium dip (α). The fault scarp has a constant dip $\beta = 50^\circ$ and the colluvium a density of 2.0 g.cm $^{-3}$. c) Effects of the variations in colluvium density. The fault scarp and colluvium have a constant dip $\beta = 50^\circ$ and $\alpha = 15^\circ$, respectively. d) Combined effects of $\pm 5^\circ$ uncertainty of the fault scarp and colluvium dips. A reference profile (continuous curve) is defined for common scarp and colluvium dip values ($\alpha = 30^\circ$ and $\beta = 45^\circ$). The grey band represents the $\pm 5\%$ uncertainty that would affect the reference profile, due to analytical measurement uncertainties. See discussion in text.

Figure 5c shows the impact of varying ρ_{coll} when $\alpha = 15^\circ$ and $\beta = 50^\circ$ on the production rate. At a given depth, the production rate increases as the colluvium density decreases. The variations are modest with a maximum increase by a factor of 2 in the first three meters of burial when comparing the cases of $\rho_{\text{coll}} = 1.5$ and 2.7. At 2 m-depth, a ± 0.1 uncertainty on the colluvium density translates to a $\pm 5\%$ uncertainty on the production rate.

Figure 5d further highlights the combined effects of the scarp and colluvium dips on the production rate. A reference profile (grey) is calculated for $\beta = 45^\circ$ and $\alpha = 30^\circ$, with $\rho_{\text{coll}} = 1.5$ g.cm $^{-3}$. The reference curve is assigned an error bar of $\pm 5\%$ ($2\sigma \approx 10\%$), made to represent the maximum analytical error of real ^{36}Cl measurements (the error includes that related to

chemical preparation and that related to AMS measurements; see Elec. Suppl. 5 for comparison with real data). The figure shows that a 5° deviation in either the scarp or the colluvium dip modifies the production rate by up to 25% in the first 3 meters of the buried scarp. In the case of a 5% error on both α and β , the error on the modeled production rates can be as high as 55%.

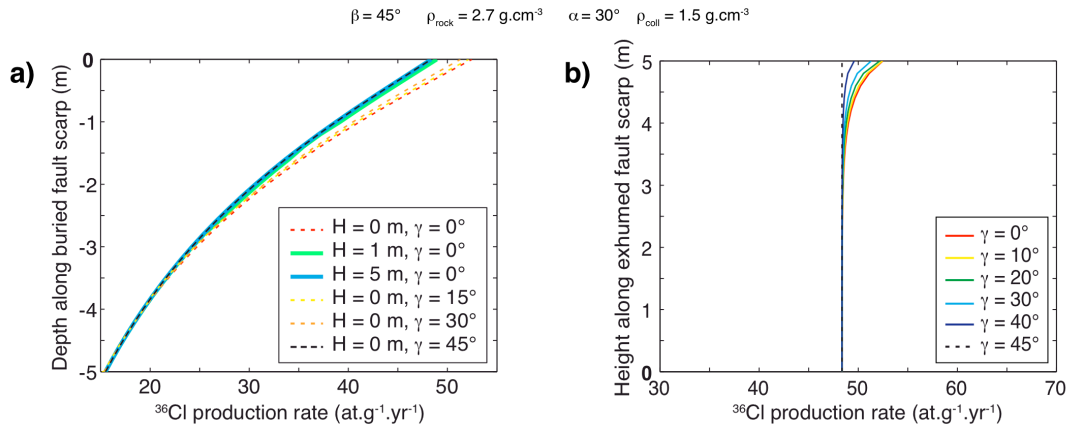


FIG 6: Effect of the upward shallowing of the fault scarp dip on the ^{36}Cl production rate (at.g $^{-1}$.yr $^{-1}$) resulting in the buried and exposed scarp rocks (for a constant Earth's magnetic field; other parameters indicated on figure). The scarplet of dip $\beta = 45^\circ$ shallows upward to a variable dip γ . H is height of the scarplet. a) Effect of H and γ on buried samples. b) Effect of proximity of β - γ slope break on exposed samples. See details in text.

When the dip γ of the older fault section above the scarplet and the dip β of the scarplet differ by more than 10° , the calculations of the production rates are more complex (Fig. 4b and Fig. A1 of the Appendix). In this case, samples shielding can be idealized as resulting from a fault scarp that is simplified as a finite plane of height H (along the fault plane of dip β , Fig. 4b). For this geometry, part of the shielded radiation passes through the top surface of the footwall, and may eventually interact with fault scarp rocks, whether they are exposed or buried. The rays passing through the γ -dipping top surface may thus contribute to increase the production, at least in the samples in the vicinity of the β - γ break in slope. In a homogeneous rock, the importance of such a contribution depends on the sample position on the scarp, on the angle γ , and on the height H of the scarplet. The calculation of the resulting production rate, expressed as a scaling factor, is given in Appendix A. Figures 6a and 6b show the case of a 45° -dipping fault scarplet that abruptly give place to shallower fault surface of dip γ . Here, $\alpha = 30^\circ$ and $\rho_{\text{coll}} = 1.5 \text{ g.cm}^{-3}$. Figure 6a shows that the production rate in shallow buried samples (first meter) is increased by up to 10% when H is small (< 1 m). On the other hand, the production rate is increased by 5-10% in the exposed samples less than 2 meters from the

γ -dipping surface (Fig. 6b). Thus, the samples near the β - γ transition are influenced by the two effects described above (small H over their first stages of exhumation, and persistent proximity of the top surface) so that their ^{36}Cl concentration is augmented.

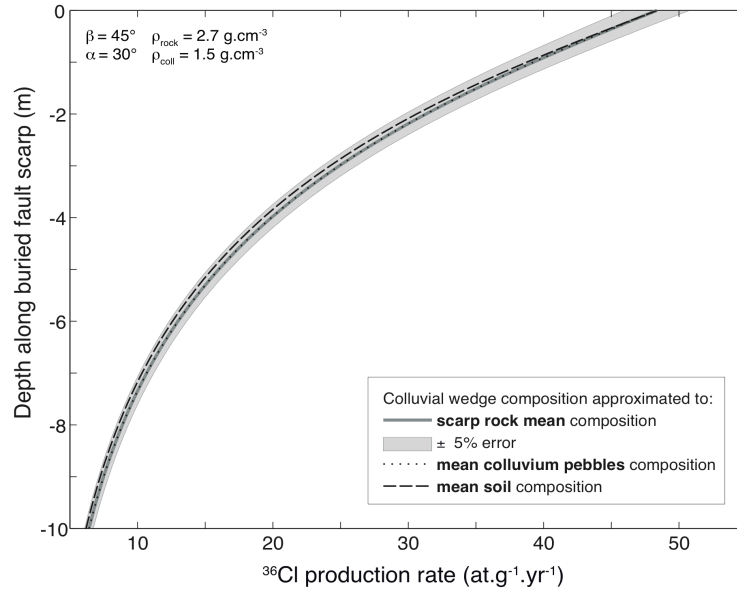


FIG 7: Effect of colluvium chemical composition on the ^{36}Cl production rate resulting in buried scarp rocks (for a constant Earth's magnetic field; other parameters indicated on figure). Colluvial wedge composition is approximated to fault scarp rock mean composition (continuous line), to mean colluvium pebbles composition (dotted line), and to mean soil composition (dashed line). See Table 2 for corresponding chemical compositions, and figure 15 for location of the colluvial wedge samples.

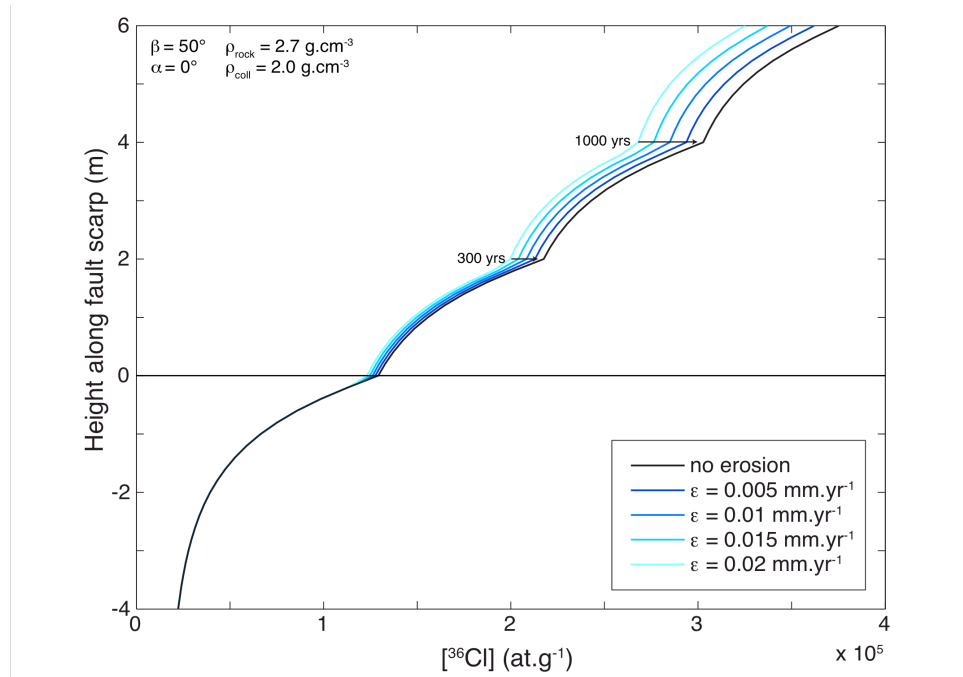


FIG 8: Effect of erosion on the $[^{36}\text{Cl}]$ profile resulting in exposed scarp rocks. A reference curve is calculated for no erosion and 3 similar (2 m of on-fault slip), regular (every 2 kyrs) earthquake exhumations. Ages are maximum age differences that are derived between the most extreme curves.

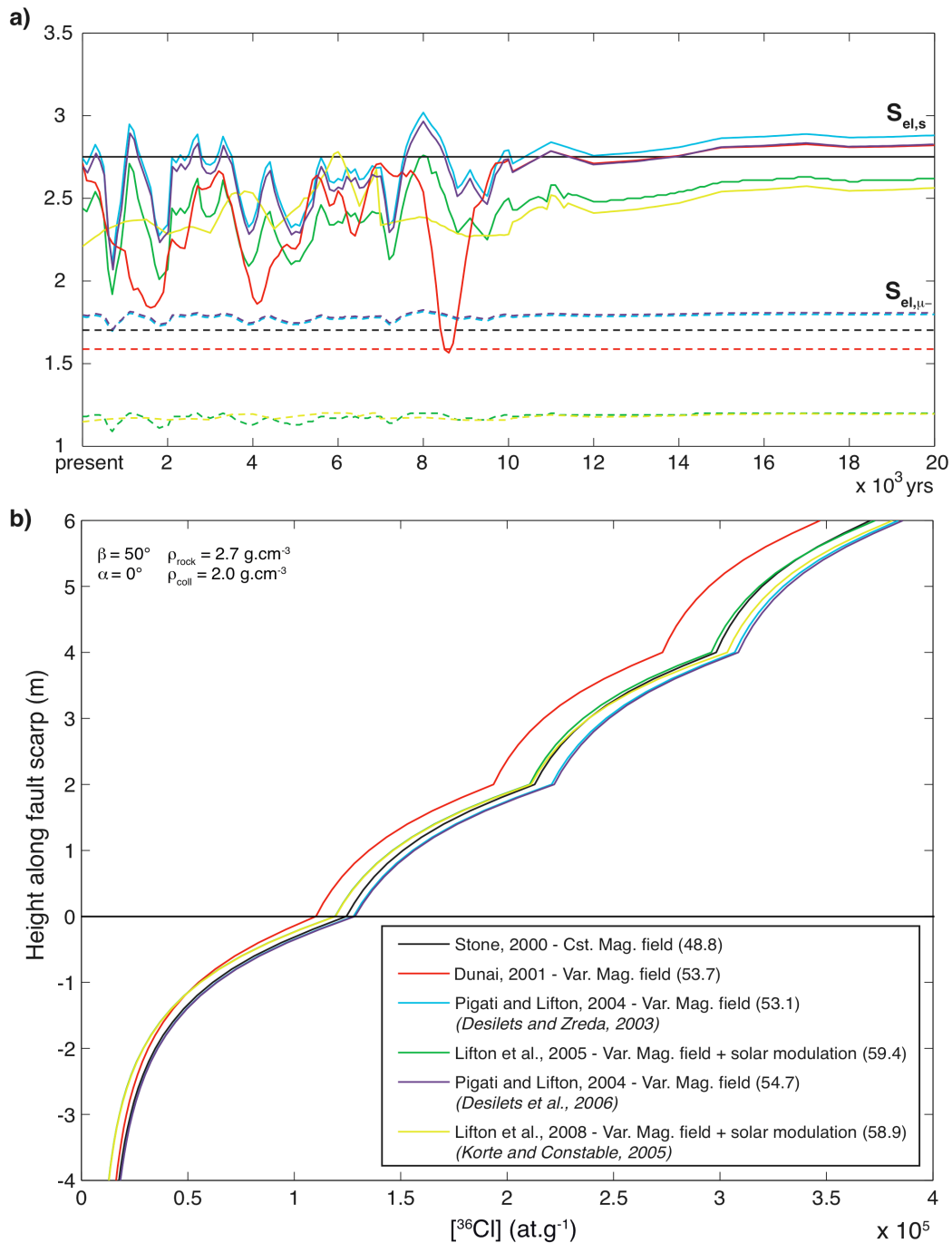


FIG 9: Effects of Earth's magnetic field time variability on ^{36}Cl production resulting in buried and exposed scarp rocks. The six Earth's magnetic field models listed at figure 9b bottom are considered. Values in brackets are Sea Level and High Latitude production rates of ^{36}Cl from Ca (atoms of ^{36}Cl per gram of Ca per year) derived from the Stone et al. (1996) value of 152 at. $^{36}\text{Cl.gr}^{-1} \text{ Ca.yr}^{-1}$ (determined at Tabernacle Hill site over last 17.3 ka). New scaled values are 53.7 for Dunai (2001), 53.1 for Pigati and Lifton (2004, using Desilets and Zreda, 2003), 59.4 for Lifton et al. (2005), 54.7 for Pigati and Lifton (2004, using Desilets et al., 2006) and 58.9 for Lifton et al. (2008). Elementary spallation production rates for K, Fe and Ti have not been recalculated as our reference samples do not contain those elements. Concerning the Lifton et al. (2008) model, we have interpolated in space and time the provided R_c values, so that to obtain the R_c coefficients at our reference site for every 100 years time-step over the 0-7 ka time interval. The resulting set of R_c values is then used as an input in the Lifton et al. (2005) excel spreadsheet. For older time periods, we have calculated R_c using the equation 4 of Lifton et al. (2008). a) Effects of Earth's magnetic field time variability on neutron ($S_{el,s}$) and muons ($S_{el,\mu}$) scaling factors (from present to -20 kyr). b) Effects of Earth's magnetic field time variability on $[^{36}\text{Cl}]$ profiles in buried and exposed scarp rocks. A reference curve (constant field) is calculated for 3 similar (2 m of on-fault slip), regular (every 2 kyr) earthquake exhumations.

4.7.3. *Effects of the chemical composition of the colluvial wedge*

Part of the ^{36}Cl produced prior to scarp exhumation results from cosmic rays interacting with materials of the colluvial wedge before reacting with the footwall rock. Thus, the chemical composition of the colluvium will, in part, control production of ^{36}Cl below the colluvium. The chemical composition of colluvium cannot be predicted, thus we collected five samples of colluvium at various depths at Magnola fault site (see Figure 15 later). It provides an example of the effect of colluvium composition on ^{36}Cl production in buried footwall rocks. We found that the chemical composition of colluvium pebbles was similar to that of the fault scarp rocks (Table 2 and Electronic Supplement 6); however, the soil is depleted in calcium and enriched in Rare Earth elements and silicates. Figure 7 shows the three concentration profiles at depth computed, which assume that the colluvium has a chemical composition identical to that of the scarp rocks, similar to that of its pebbles, and similar to that of its soil (average composition; see Table 2). The differences in the ^{36}Cl concentrations resulting from composition differences are less than 3%. Thus, in the absence of colluvium sampling, it seems reasonable to approximate the colluvial wedge composition with the average scarp rock composition.

4.7.4. *Effects of the erosion of the scarp surface*

Erosion rates in limestone environments have been estimated to be between 0.005 and 0.03 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ over time periods of 10-20 yr (e.g. Smith et al., 1995; Cucchi et al., 1995; Furlani et al., 2009), while those rates are generally not constrained for longer time spans. In the absence of well-documented erosion rates, we present in Figure 8 the effect of erosion rates between 0 and 0.02 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ on the predicted ^{36}Cl along a periodically rupturing normal fault. The scenario is built for a sequence of three similar earthquakes (2 m each; Recurrence time T_r : 2kys) that rupture a 50°-dipping scarp covered by a horizontal, 2.0 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ density colluvium. Erosion is modeled as the progressive removal of the scarp surface perpendicular to that surface (details on Matlab® code in Appendix A). The effect of erosion is observed to be maximum on the highest, hence oldest, section of the scarp, with ^{36}Cl decreasing around 15% for the case erosion occurs at 0.02 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. This difference is significant and would convert into a minimum age difference of +1 kyr for the oldest event. This demonstrates that neglecting the scarp erosion may lead to overestimate the earthquake ages, with an error increasing with the earthquake age.

4.7.5. *Effects of time fluctuations in the Earth's magnetic field*

Assuming that Earth's magnetic field is constant appears reasonable when integrating production over long time spans. But when the time scales under study are short, as in the present case, the Earth's magnetic field varies in both intensity and geometry (polar wander, non-dipole terms) over time scales of 1-10 ka (Yang et al., 2000; Guyodo and Valet, 1999; Merrill and McElhinny, 1983; Ohno and Hamano, 1993; Korte and Constable, 2005a,b).

Four models have been proposed recently to account for the effects of the time variability of the Earth's magnetic field on the cosmogenic nuclide production rates. All these models quantify the effective vertical cutoff rigidity R_c , that is the energy required for primary cosmic rays to penetrate the geomagnetic field and interact with the atmosphere at a given location. Details on the equations of each model can be found in Electronic Supplement 4.

Based on the description of the polar wander and on the local records of inclination provided by Ohno and Hamano (1993), Dunai (2001) developed a model appropriate for the 0-10 ka period. In that model, R_c is scaled to the geomagnetic latitude and intensity of the Earth's magnetic field, and allows the flux of cosmic rays that penetrates the Earth's magnetic field at a site referred by its geographic latitude and longitude to be calculated. This flux is used to derive the time variation (calculated with a 100 yrs time step) of the two scaling factors $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ for neutrons and muons respectively. For older periods (> 10 ka), Dunai (2001) approximates the Earth's magnetic field by a dipole, and R_c is calculated using the equation of Elsasser et al. (1956; site longitude not taken into account), and the time variable dipole moment record from Yang et al. (2000) and Guyodo and Valet (1999).

Pigati and Lifton (2004) developed another model based on the description of the field paleointensity provided by Yang et al. (2000; for 0-11 ka) and Guyodo and Valet (1999; > 11 ka), and of the polar wander (Merrill and McElhinny, 1983; Champion, 1980; Ohno and Hamano, 1993). R_c is calculated following the equation of Desilets and Zreda (2003). Note that replacing that later equation by the one more recently proposed by Desilets et al. (2006b; new fitting parameters for spallation) would improve the Pigati and Lifton (2004) model, as we do in the following.

Lifton et al. (2005) modified the Pigati and Lifton (2004) model by including a new relation between R_c , the geomagnetic latitude and the paleointensity of the dipole. In addition, this model considers a solar modulation of the cosmic ray flux appropriate for the last 11.3 kys (Solanki et al., 2004), since the solar magnetic field is strong enough to shield the galactic cosmic flux to various degrees over time.

More recently, Lifton et al. (2008) developed another model that includes magnetic field variations over the last 7 ka reported by Korte and Constable (2005a,b). In this model, R_c values are directly derived from Korte and Constable (2005a,b) model. The grid cell size is 5° latitude – 15° longitude, while R_c is calculated in 500 yr time steps.

Figure 9a presents the time variability of the scaling factors $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ at our reference site that results from the use of the different models described above.

The muon scaling factor $S_{el,\mu}$ is fairly constant over time for all models considered, while it varies from one model to another (up to a factor of 1.5). The neutron scaling factor $S_{el,s}$ also varies from one model to the other (up to a factor of 1.5), but markedly varies in time for all models. The smoothness of the $S_{el,s}$ and $S_{el,\mu}$ – time curves for times older than 10 kyrs results from the decreasing precision in the description of the magnetic field for those older time periods.

Figure 9b presents synthetic $[^{36}\text{Cl}]$ profiles calculated for a sequence of three similar earthquakes (Slip: 2m; Tr: 2 ka) for the case of a time varying Earth's magnetic field. The profiles are compared with that expected for the constant magnetic field model from Stone (2000). Note that the elementary production rate of ^{36}Cl from Ca-spallation at SLHL has been re-calculated for each description of the Earth's magnetic field based on Stone et al. (1996) initial measurements (see figure caption for more details). The calculated ^{36}Cl concentrations are similar for all models, except the Dunai (2001) model. This may be explained by the differences in this model during the 0 - 11 kyr period and the constant scaling this model uses after 11 kyr relative to the other models. As an example, the largest difference between the Pigati and Lifton (2004) and the Stone (2000) concentrations is about $0.08 \cdot 10^5 \text{ at.g}^{-1}$, which would convert into a ~ 200 yr difference in the age of the oldest earthquake. By contrast, the largest difference between the Dunai (2001) and the Stone (2000) concentrations is about $0.27 \cdot 10^5 \text{ at.g}^{-1}$, which would cause a > 500 yr difference in the age of the three earthquakes. Thus, at our reference site, all models but that of Dunai (2001), produce similar $[^{36}\text{Cl}]$ profiles, and so we conclude that the time variability of the Earth's magnetic field has a limited impact on the ^{36}Cl production rate. For simplicity, we use the constant field model of Stone (2000) in the following (section 5).

4.7.6. Snow cover

Deep snow may shield the penetration of the cosmic rays into the otherwise exposed rocks, and as such, modify the nuclide production rate in those rocks (e.g. Gosse and Phillips, 2001). No information exists at present that would describe the past evolution of the snow depth over the Earth's surface. In the absence of such information, we are forced to estimate the potential impact of snow cover using the snow shielding formula provided by Gosse and Phillips (2001, see also Benson et al., 2004; Schildgen et al., 2005):

$$S_{\text{snow}} = \frac{1}{12} \sum_i^{12} e^{-[(Z_{\text{snow},i} - Z_{\text{sample}}) \rho_{\text{snow},i} / \Lambda_{f,e}]} \quad (3)$$

The shielding (S_{snow}) applies only when the sample is either below the colluvium or in the lowermost meters of the exhumed fault scarp. As an example, an average snow density of 0.3 g.cm^{-3} (upper bound) and a snow thickness of 1 meter covering the rocks during one, two, or six months of the year, produce shielding corrections of 0.9858, 0.9715 and 0.9145 respectively (Fig. 10). Compared with calculations performed without integrating any snow cover, the snow shielding appears to have significant effects when it lasts over long periods of time, at least 6 months per year. In such a case, the eventual ^{36}Cl concentrations may be slightly lowered (-1.10^4 compared to the reference curve at 1.10^5 atoms of ^{36}Cl), resulting in an under-estimation of earthquake ages by a minimum of 200 years (Fig. 10).

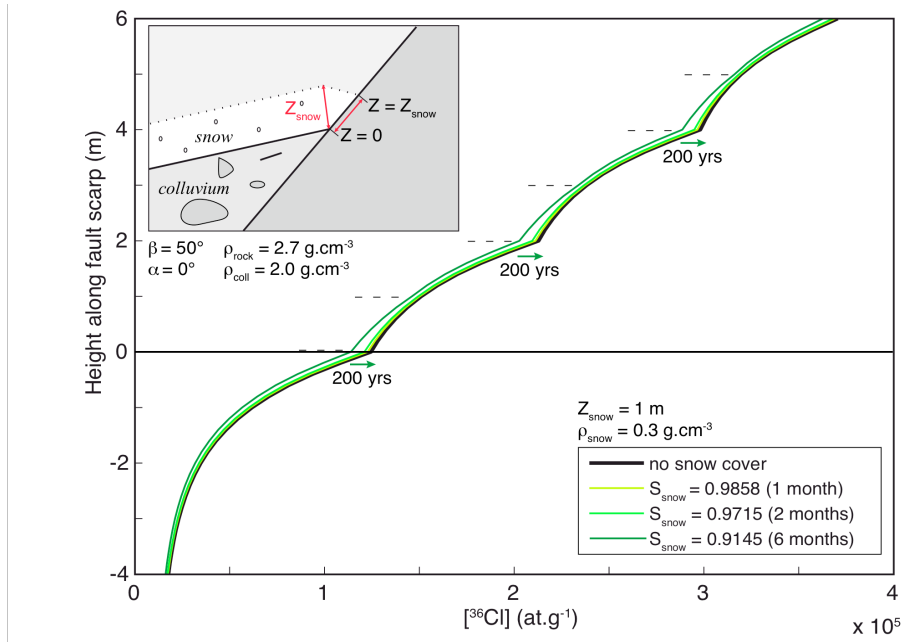


FIG 10: Effect of snow cover on the $[^{36}\text{Cl}]$ profile resulting in buried and exposed scarp rocks. A reference curve (constant Earth's magnetic field) is calculated in the absence of snow cover for 3 similar (2 m of on-fault slip), regular (every 2 kyrs) earthquake exhumations. An upper bound of snow density is taken to maximize the effect of snow shielding ($\rho_{\text{snow}} = 0.3$). Snow height (Z_{snow}) is 1 m. S_{snow} is scaling factor related to snow cover. Ages are maximum age differences that are derived between the most extreme curves.

4.8. Recovering seismic histories from *in-situ* ^{36}Cl concentration profiles: a second step in the modeling

Modeling seismic exhumation histories requires consideration of the time varying exposure history of the samples that results from episodic fault motion. Iterative calculations of the production rate are therefore required for each sample. We have built a numerical Matlab® code, named *modelscarp.m*, to automate these calculations. This code integrates the scaled production rates described in sections 2 and 4 and quantifies model uncertainties. The model is fully described in Appendix B, and available as Electronic Supplement 1, where it can be downloaded.

The code presented here calculates the theoretical [^{36}Cl] profile that would result on the scarp given a slip exhumation scenario. Each scenario is parameterized by the number, the age and displacement of past earthquakes (or other slip events) and by the sample pre-exposure history. This theoretical profile is then compared to the measured profile to assess the likelihood of the tested earthquake scenario. The most likely earthquake scenario is identified as the case when the difference between the modeled and the measured concentration profiles is minimum, while an Akaike test is positive (see section 5.2).

The model includes six subroutines. The firsts two are the *clock.m* and *coll.m* codes described in section 4, which compute the [^{36}Cl] concentration in a sample over any period of exposure, for a given sample chemical composition and site characteristics. The main routine uses the first two to calculate the scarp's [^{36}Cl] profile as samples are progressively exhumed, cosmic ray flux changes over time and the surface is eroded. To achieve this, the main program uses four other subroutines: *scdepth.m*, which calculates the scaling at depth due to the colluvial wedge shielding of the fault plane (S_{depth}); *scsurf.m*, which calculates the scaling due to the shielding of the γ -dipping upper part of the scarp (S_{surf}); *scrock.m*, which calculates the cosmic ray flux attenuation in the rocks belonging to a β -dipping scarp, in the direction e perpendicular to the scarp surface (S_e); and *fitexp.m*, which calculates the fit of S , the scaling (S_{depth} , S_{surf} , S_e), by an exponential function of the form $S = s_0 \cdot \exp(-z/\Lambda)$ to calculate the attenuation length Λ (in the z direction considered : Z or e , see Fig. A.1 and A.2 of the Appendix).

Samples under analysis resided below the colluvial wedge before the first recorded event moved them toward the surface. Initial abundance of ^{36}Cl in each sample is thus set by its pre-exposure history and setting (sample chemical composition, thickness and position on the

scarp; site elevation, latitude, longitude, fault and colluvium geometry and density, erosion rate, Earth's magnetic field). Then, still using the characteristics of each sample and the overall site conditions, the code calculates iteratively the amount of ^{36}Cl produced following the earthquake scenario that episodically exhumes the scarp. Time is divided into t year time steps over which production rate is assumed constant (usually 100 yr time steps). More details can be found in Appendix B.

Below we explore the sensitivity of the model results to the pre-exposure and exposure histories of the samples. In particular we vary the initial $[^{36}\text{Cl}]$ and the number, age, and displacement of the slip events.

In the following, all theoretical profiles are calculated using the elevation, latitude, longitude, chemical composition and colluvium density (Tables 1 and 2) of the Magnola fault site. Scarp and colluvial wedge dips were set to different values from those of the Magnola fault site to make the synthetic $[^{36}\text{Cl}]$ profiles have sharper sections appearing more clearly on the figures. A synthetic reference profile is shown that results from an exhumation scenario consisting of three large earthquakes that occurred 6, 4 and 2 kyrs ago, and each of which produced 2 meters of along-fault displacement. This reference profile is assigned a $\pm 5\%$ uncertainty that represents the maximum analytical errors on the $[^{36}\text{Cl}]$ measurements.

4.8.1. Dependence of the theoretical concentration profile on the exposure history

Effects of $[^{36}\text{Cl}]$ prior to faulting (pre-exposure history)

The initial abundance of ^{36}Cl in each sample is set by the pre-exposure history of the highest samples analyzed on the scarp. Two aspects of their pre-exposure history are especially important: 1) the duration of prior exposure; 2) their position at depth during that period. Because erosion becomes important on the upper section of the scarp (above the sampled profile), only theoretical $[^{36}\text{Cl}]$ profiles can be used to assess of this prior exposure.

The simplest case arises when the position of the samples does not change during their pre-exposure phase (i.e., the fault does not slip). In this case, $[^{36}\text{Cl}]$ decreases exponentially with depth, and increases with the duration of prior exposure. As shown in figure 11a, prior exposure has a strong influence on the $[^{36}\text{Cl}]$ depth profile. For instance, a 2 kyr difference in prior exposure duration yields a doubling of the $[^{36}\text{Cl}]$ in the uppermost samples. Furthermore, as slip events repeat on the fault and expose the previously buried samples, the initial

difference leads to a persisting pronounced divergence between the resulting concentration profiles. In the example given in figure 11, the 2 kyr difference in the pre-exposure duration leads, after 6 ka of scarp exhumation, to ^{36}Cl differing by 25 to 5 % as for the highest and the lowest exposed samples, respectively. Differences in ^{36}Cl concentrations of the lowest samples may be on the order of analytical uncertainties, but may become more important at higher scarp locations. On the other hand, it is likely that earthquakes have occurred prior to the exposure of the samples under analysis. This causes buried samples to move toward the surface progressively during their pre-exposure phase. Figure 12 compares the effect of a simple (no earthquake) versus a complex (several earthquakes) pre-exposure history on the ^{36}Cl profile that would eventually result from 3 similar, regular earthquake events. It shows that a pre-exposure history made to include three 2 m-slip earthquakes having occurred at 13.5, 11, and 8.5 ka, reproduces the observed ^{36}Cl profile as well as would a simple, shorter pre-exposure history including no earthquake. Thus, it is impossible from the observation of a ^{36}Cl profile alone to determine the details of pre-exposure history of the samples. Though, it seems not influence the inferred earthquake ages much, but we found that a systematic younging of modeled earthquake ages result when using a complex pre-exposure history relative to ages inferred using a simple pre-exposure history.

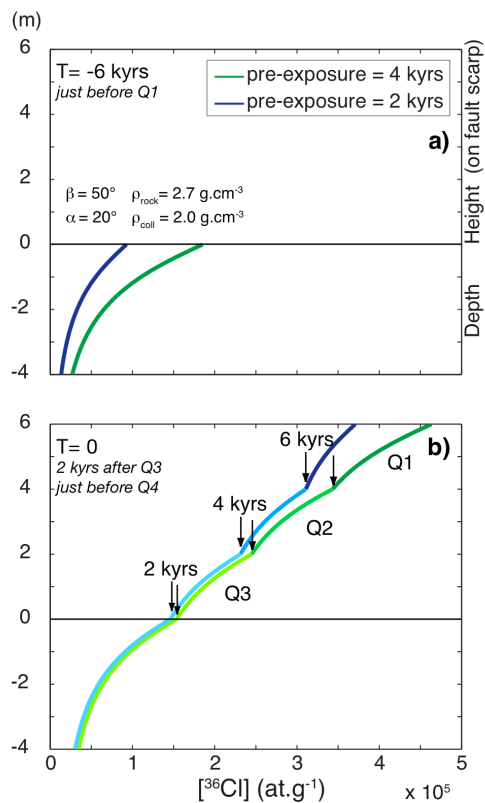


FIG 11: Effect of the pre-exposure duration on the ^{36}Cl profile resulting in buried and exposed scarp rocks. The curves are calculated for 3 similar (2 m of on-fault slip), regular (every 2 kyrs) earthquake exhumations (constant Earth's magnetic field). Other parameters are indicated on the figure. Pre-exposure duration affects the entire ^{36}Cl concentration profile, hence the recovered ages.

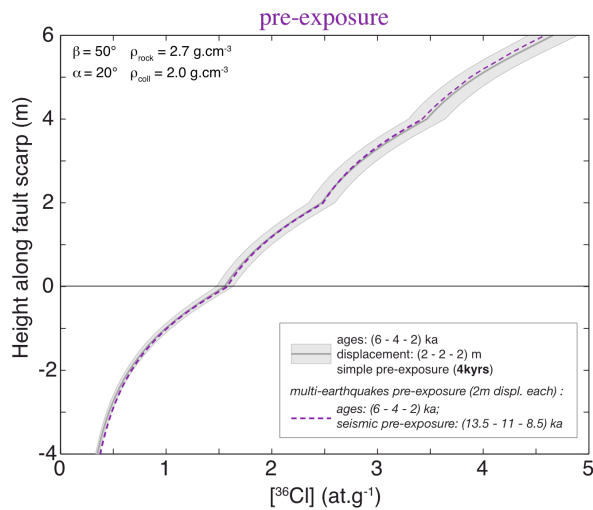


FIG 12: Effect of pre-exposure history on the $[^{36}\text{Cl}]$ profile resulting in buried and exposed scarp rocks. The curves are calculated for 3 similar (2 m of on-fault slip), regular (every 2 kyrs) earthquake exhumations (constant Earth's magnetic field) as green curve on figure 11b. The grey band represents the $\pm 5\%$ analytical uncertainty. The pre-exposure phase is made to include no ('simple' pre-exposure) to several slip events.

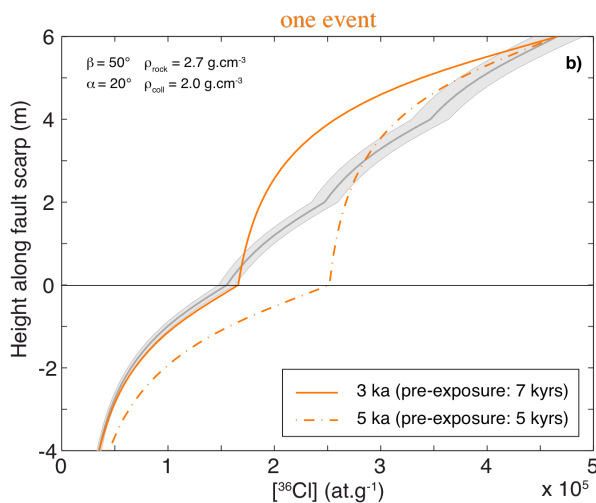
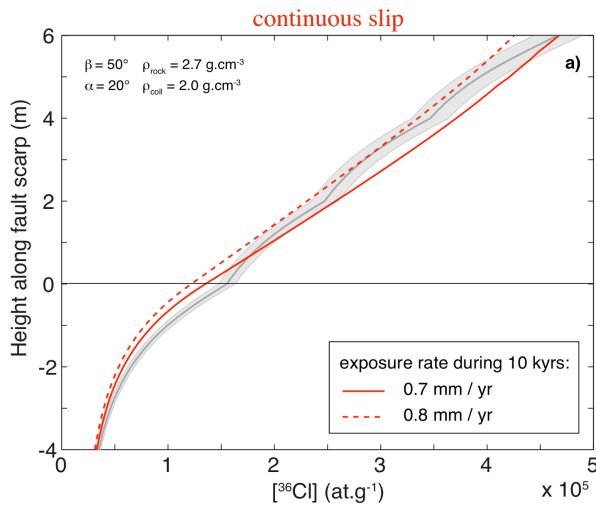


FIG 13: Effect of the exhumation process on the $[^{36}\text{Cl}]$ profile resulting in buried and exposed scarp rocks. Same reference curve as figure 12. a) continuous exhumation (creep) at variable rate. b) exhumation by a single large event at various times, as case for gravitational collapse.

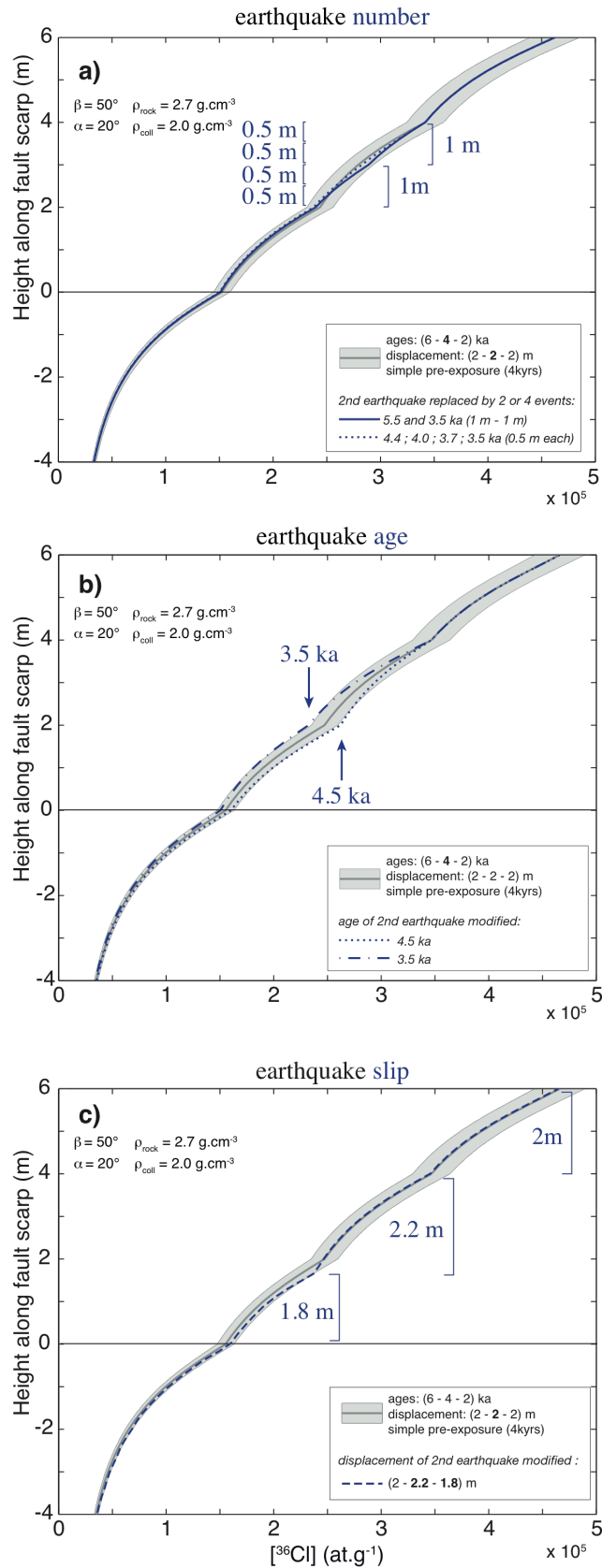


FIG 14: Effect of the variability in the earthquake number, age and slip on the ^{36}Cl production rates resulting in buried and exposed scarp rocks. Same reference curve as figure 12. a) Each single large slip event may be a multiple event including several smaller events; small earthquakes cannot be discriminated. b) Age differences lower than ~ 0.5 kyrs cannot be discriminated. c) Slip differences lower than ~ 0.2 m cannot be discriminated.

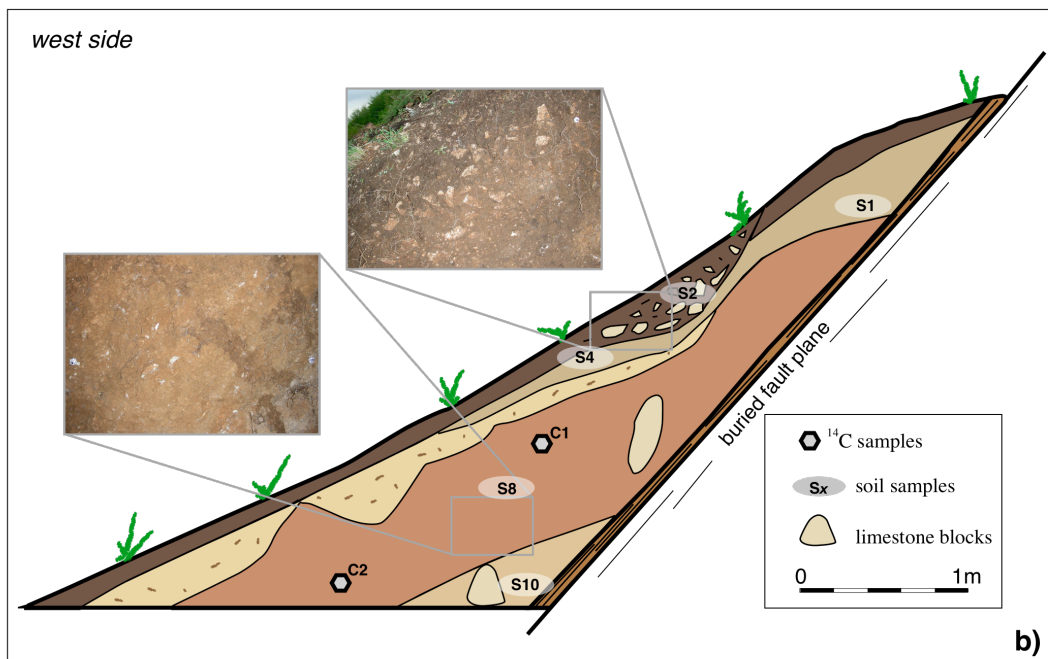
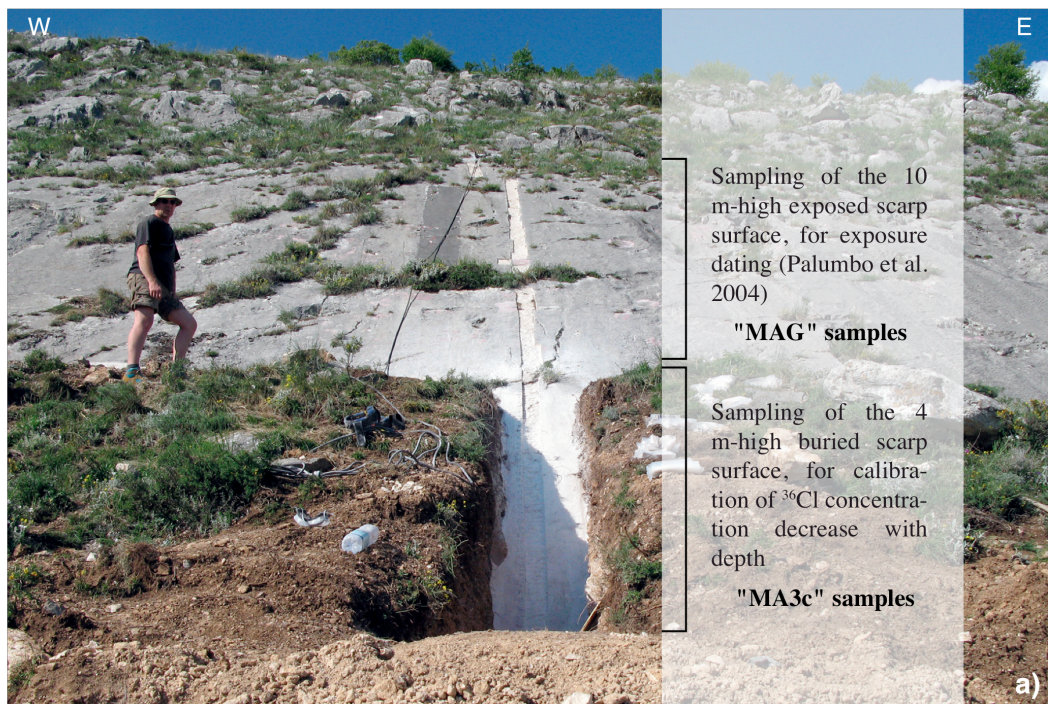


FIG 15: Magnola fault sampling site (Central Apennines, Italy). a) The exposed scarp surface has been sampled by Palumbo et al. (2004; white vertical groove). We additionally sampled the buried part of the scarp, over 4 m of height. b) Schematic representation of the colluvial wedge (west profile) and position of two ^{14}C samples (Cx) and five colluvium samples (Sx, see Elec. Suppl. 6). The colluvial wedge is formed by layers of different colors, containing pebbles whose number decreases with depth. The upper dark brown part is a well-developed soil. The ^{14}C age are: C1 = 31.6 ± 0.5 kyrs BP and C2 = 38.8 ± 1.2 kyrs BP.

Effects of the exhumation process(es)

A normal fault scarp may be exhumed by the action of discrete earthquakes, aseismic creep, or of a combination thereof. Creep leads to the progressive exhumation of the scarp, which translates, as shown in figure 13a, into a roughly linear concentration profile. Such a linear envelope shape differs markedly from the piecewise arcuate shape that results from successive earthquake exhumations (grey, Fig. 13a). This difference should allow an assessment of dominant slip processes that built a [^{36}Cl] profile. By contrast, if the scarp has been exhumed through the combination of earthquakes and creep, the creep part of the signal, unless clearly dominant, will not be recoverable. This implies that any recovered earthquake displacement is a maximum bound.

Effects of the earthquake number variability

Since any large earthquake is expected to exhume a new section of the scarp, the number of earthquakes that contributed to the exhumation of the entire scarp controls the shape of the resulting [^{36}Cl] profile. Figure 13b compares two different single rupture scenarios with our reference profile, one fitting the top and bottom part of the reference profile, the other one trying to fit the entire profile. Scarps produced by single versus multiple events are clearly revealed in the ^{36}Cl profile. Both single-event profiles fail to fit the reference profile adequately.

Recovering the number of earthquakes recorded by the scarp relies on identifying distinct segments within the entire [^{36}Cl] profile. Our reference example shows that large earthquakes separated by long recurrence times should be easy to identify as each produces a marked exponential segment separated by clear discontinuities within the entire profile (Fig. 2 and 11). As recurrence times decrease, individual earthquake would become more difficult to discern in the resulting [^{36}Cl] profiles and would ultimately approach the case of continuous creep. In addition, clustered earthquakes such as two smaller size earthquakes (1 m of displacement each) having occurred in succession over a 2 kyr time span, combine to produce a [^{36}Cl] pattern indistinguishable from that resulting from a single larger earthquake (2 m of displacement; Figure 14a). Thus, the number of earthquakes recovered through a [^{36}Cl] study is always a minimum value, while the associated displacements provide maximum bounds. In the rest of the section, we continue to use the term ‘earthquake’ when interpreting a major segment in a [^{36}Cl] profile, although we acknowledge that those events could represent a series of temporally clustered earthquake ruptures.

Effects of earthquake age variability

Because samples still buried under the colluvium accumulate ^{36}Cl before the earthquake that exhumes them, the composite earthquake history controls the overall shape of the concentration profile, including each of segments that constitute the profile. However, because of uncertainties associated with the concentration measurements and modeling, only large age differences can be discriminated. As an example, figure 14b shows that, for the reference parameters chosen, a difference of ± 0.5 kyr in a single earthquake age yields a variation in the resulting ^{36}Cl profile on the order of the 5% uncertainty on the AMS measurements. Thus, such a ± 0.5 kyr age difference is generally not detectable.

Effects of earthquake displacement variability

Displacement values attributed to each of the earthquakes recorded in a scarp also control the overall shape of the concentration profile. As an example, a difference of at least ± 20 cm in a single earthquake displacement is required to produce a significant variation in the resulting ^{36}Cl profile, beyond the 5% uncertainty on the AMS measurements (Fig. 14c).

4.8.2. Searching for the most realistic exhumation history

Because the ^{36}Cl calculations depend on a large number of parameters, several scenarios can be found that roughly fit the data. To search which of those models are more robust we combine different statistical methods.

The first indicator that we use is the weighted root-mean-square (RMSw), which allows quantifying the fit between modeled and measured concentrations while taking into account the uncertainties on the measurements. The RMSw is calculated as follows:

$$RMSw = \sqrt{\sum \left[\left(\frac{{}^{36}Cl_{\text{measured}} - {}^{36}Cl_{\text{model}}}{\sigma^{36}Cl_{\text{measured}}} \right)^2 \right] / n} \quad (3)$$

with ${}^{36}Cl_{\text{measured}}$ the measured AMS concentrations in ^{36}Cl , ${}^{36}Cl_{\text{model}}$ the modeled concentrations in ^{36}Cl , $\sigma^{36}Cl_{\text{measured}}$ the uncertainty on the AMS measured ^{36}Cl concentrations, and n the

number of measurements.

The second indicator that we may use is the reduced Chi-square (χ^2_{red}) given by:

$$\chi^2_{\text{red}} = \frac{1}{n - k - 1} \sum \left[\left(\frac{{}^{36}\text{Cl}_{\text{measured}} - {}^{36}\text{Cl}_{\text{model}}}{\sigma^{36}\text{Cl}_{\text{measured}}} \right)^2 \right] \quad (4)$$

where n is the number of measurements and k the number of parameters included in the model. The parameters generally included in the model are: the number N of earthquakes (N parameters), the N displacement values associated to the N earthquakes (N parameters), the pre-exposure duration (1 parameter), the erosion rate (1 parameter), and the data variance (1 parameter): $k = 2N + 3$. The χ^2_{red} allows the balance between the model improvement and the number of free parameters that contribute to that improvement (increasing the number of free parameters always improves the fit) to be determined for the χ^2_{red} value the closest to 1.

Finally, we also use the Akaike Information Criterion (Akaike, 1974). :

$$AIC = n \log \left[\sum_n \left(\left({}^{36}\text{Cl}_{\text{measured}} - {}^{36}\text{Cl}_{\text{model}} \right)^2 / n \right) \right] + 2k \quad (5)$$

where the parameters are defined as before.

When the ratio of the data number n to the number of free parameters k is small (≤ 40 , Burnham and Anderson, 2002), a more sophisticated version of the AIC criterion, named AICc, must be used:

$$AICc = AIC + \frac{2k(k+1)}{n-k-1} ; AICc = n \log \left[\sum_n \left(\left({}^{36}\text{Cl}_{\text{measured}} - {}^{36}\text{Cl}_{\text{model}} \right)^2 / n \right) \right] + \frac{2kn}{n-k-1} \quad (6)$$

In a population of models, the most robust is the one having the lowest AICc value. Any other model is then ranked according to the difference Δ between its own AICc value and this minimum. Models with $0 \leq \Delta \leq 2$ are reasonably well supported by the data, models with $4 \leq \Delta \leq 7$ are less supported by the data yet still plausible, while models with $10 \leq \Delta$ are not supported by the data and should be discarded (Burnham and Anderson, 2002).

4.8.3. Applying the new model to [^{36}Cl] measurements: revisiting the seismic history of the Magnola fault, Central Italy

Data and site characteristics

We tested our code on a data set from the Magnola Holocene normal fault scarp (Palumbo et

al., 2004, Central Apennines, Italy, Fig. 1). This fault is part of a larger active normal fault system that ruptured in several large earthquakes over the last few thousands of years (e.g. Galli et al., 2008 and references therein). The last major event on this system was the 1915 Mw ~7.0 Avezzano earthquake, 10 km away from the Magnola fault. Palumbo et al. (2004; referred to as P04 in the following) collected 65 samples along a vertical transect on the Magnola Holocene scarp, and analyzed their ^{36}Cl content. Modeling of the ^{36}Cl data revealed that the Magnola fault had ruptured in 4 to 6 earthquakes over the Holocene. The preferred model of 5 earthquakes yielded ages of 12.0, 10.5, 7.4, 6.7, and 4.8 ka, each producing along-fault displacements between 1.5 and 2.7 m.

^{36}Cl and Cl_{nat} AMS measurements were reprocessed following the protocol described in section 3.3 for chemistry-blank corrections. The concentrations we obtain are ~2.5% lower overall than the values initially proposed by P04 (Table 3, samples named “MAG”). It is worth noting that P04 crushed the samples together with the crystallized calcite veins, which may explain part of the scatter observed in the data (Table 4).

We performed additional sampling at this site, to determine the ^{36}Cl content of the scarp rocks buried below the colluvial wedge. We excavated a 4 m-along-fault deep trench at the base of the fault scarp and continuously sampled the scarp rocks exposed in the trench (Fig. 15a, samples ‘MA3c’ in Table 3). The chemical preparation of these 42 samples was carried out at CEREGE, France, following the procedure described in section 3.2. Half of the chemically prepared samples (one sample every 20 cm; Table 3) were measured at the AMS of the Lawrence Livermore National Laboratory, California. The whole rock chemical analyses of the samples were performed at the SARM facility of Nancy, France.

Figure 16a shows [^{36}Cl] as a function of the scarp height; [^{36}Cl], [Cl_{nat}] and chemical analyses results are reported in Tables 2 and 3. Concentrations of the only two significant target elements in the Magnola rocks, Ca and ^{35}Cl , are defined with a $\pm 2\%$ and $\pm 5\%$ accuracy, respectively. The mean rock density is 2.7 ± 0.01 (Table 1).

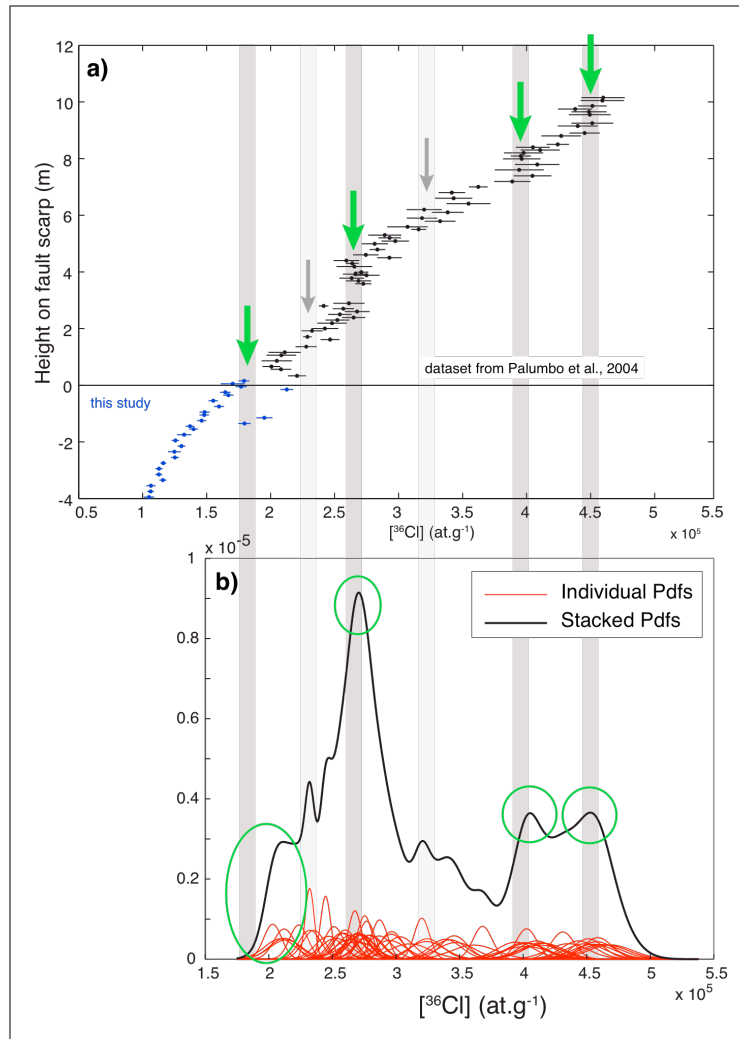


FIG 16: Analysis of the Magnola ^{36}Cl versus scarp height. a) ^{36}Cl as a function of scarp height (positive where exposed, negative where buried). Data in black are from Palumbo et al. (2004). Note that we re-processed them for blank corrections (see text for details). Horizontal lines are AMS uncertainties. Data in blue are from present study, acquired in the buried part of the scarp. Green arrows indicate the major discontinuities that can be visually distinguished in the profile. Grey arrows suggest other, more subtle discontinuities. b) Individual (red) and summed (black) Probability Density Functions (Pdfs). Four well-defined peaks appear in summed Pdfs (green circles), as two more subtle, that all coincide with the discontinuities defined in figure a (grey vertical bars, darker for clearer discontinuities).

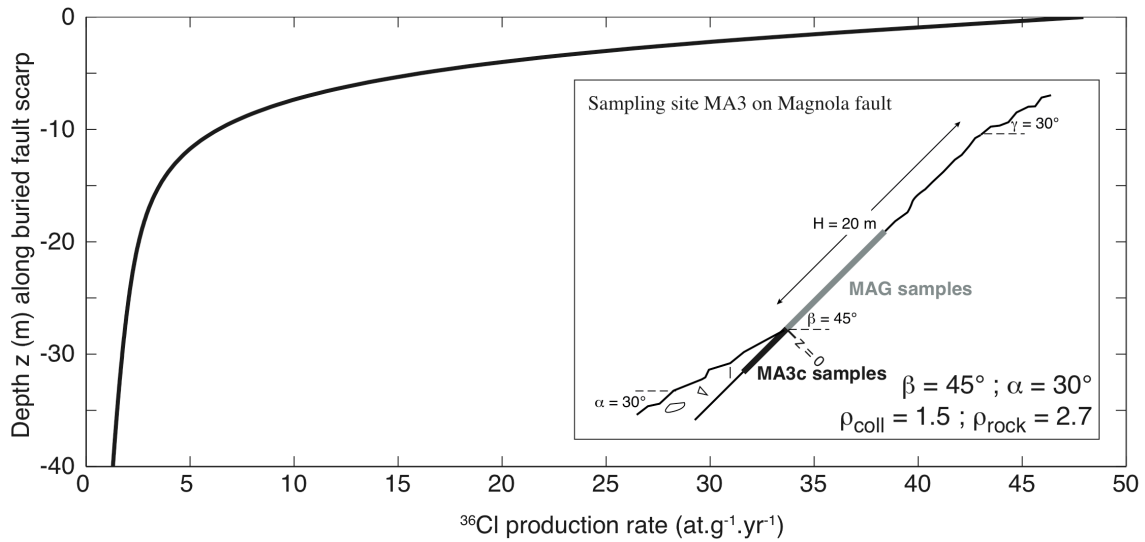


FIG 17: Production rate of ^{36}Cl ($\text{at.g}^{-1}.\text{yr}^{-1}$) along the Magnola buried fault plane as derived from the Magnola site parameters (neutrons and muons correction factors calculated for a constant Earth's magnetic field). As the colluvial wedge is thin, the depth (on fault scarp) of complete attenuation is deep, around 10-15m.

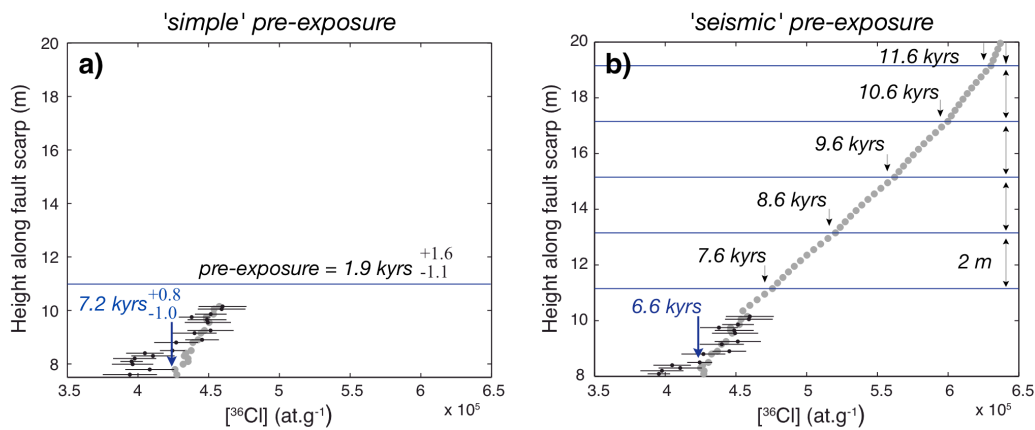


FIG 18: Modeling the uppermost Magnola data subset (from 8.9 to 10.15 m height along fault scarp). Black dots are data, with error bars indicated (2σ). Grey dots are modeled concentrations. a) The simplest pre-exposure history is considered (no slip event). Dataset is well fitted for a pre-exposure duration of 1.9 kyrs (+1.6/-1.1) and an age for the oldest recoverable earthquake of 7.2 ka (+0.8/-1.0). b) A complex, multi-earthquake pre-exposure history is considered (5 earthquakes, occurring every 1 kyrs and each producing 2 m for example). Data are also well fitted for a pre-exposure duration of 5 kyrs and an age for the oldest recoverable earthquake of 6.6 kyrs. See details in text. Note that, below 9 m, the data are not properly fitted in either case. This shows that a second earthquake must be introduced to properly model the data.

The trench excavation also allowed us to study the geometry of the colluvial wedge and sample it (Fig. 15b). The wedge surface dips by $30 \pm 3^\circ$ (α , Table 1) and exhibits a layered structure that contains pebbles of limestone whose number decreases with depth. We collected two charcoal samples in the wedge (C1 and C2 in Fig. 15b), whose ^{14}C dating (Poznan Radiocarbon laboratory, Poland) yielded ages of 31.6 ± 0.5 ka BP and 38.8 ± 1.2 ka BP respectively. These ages suggest that the upper part of the Magnola colluvial wedge has

been deposited during the Pleistocene, as had been suggested before (Armijo et al., 1992; Benedetti et al., 2002). This shows that the colluvium surface may be taken as a reference from which to measure the coseismic displacements. However, this does not preclude that the Magnola colluvial wedge also includes more recent material (likely less than 50 cm thick).

We also analyzed the density and composition of the colluvial wedge as described in sections 3.4 and 3.5. The density is 1.5 ± 0.1 . The mean chemical composition is given in Table 2.

The fault scarp dips by $45 \pm 2^\circ$ (β) over ~ 20 m height (H); the scarp then shallows in its upper section where $\gamma = 30 \pm 5^\circ$ (Piccardi et al., 1999). No significant topography around the horizon shields the scarp. The elevation of the site is 1255 ± 5 m a.s.l. (Table 1).

The well-preserved surface of the Magnola Holocene scarp suggests that erosion has been slow. The same conclusion was reached by Carcaillet et al. (2008) who showed that the Magnola scarp rocks are overlain by a surface coating of aluminum-rich silicates and iron-sulphides that likely prevents significant weathering. We thus expect no, or very low erosion at our site.

Presently, the basal part of the scarp is covered by snow for no more than one month per year. If we assume that the snowfall has not significantly changed over the last 10 kyrs, we expect snow shielding to have a negligible effect on the modeled ^{36}Cl concentrations (section 4.6 and Figure 10).

Defining the range of the most likely seismic scenarios

^{36}Cl concentrations are plotted as a function of scarp height in Figure 16a. The overall shape is convex upward, but sub-sections show distinct discontinuities consistent with repeated fault slip. Based on our sensitivity analysis, it is likely that different exhumation scenarios can be found that could reproduce reasonably the measured profile. To limit the number of scenarios considered, we estimate the minimum number of major slip events recorded in the data. These estimates are then further refined to determine most likely scenarios.

Sample Name	61	62	63	64	65	66
	[Cl] _{nat} (ppm)	[Ca] _{ICP} (ppm)	Height on fault scarp (cm)	Sample thickness (cm)	[³⁶ Cl] _{MAG} (at.g ⁻¹ of rock)	[³⁶ Cl] _{MAG} uncertainty
MAG 01	12	3.896E+05	1015	1.6	4.60E+05	1.70E+04
MAG 02	11.9	3.896E+05	1005	2.1	4.59E+05	1.69E+04
MAG 04	14.9	3.896E+05	986	2.2	4.51E+05	1.12E+04
MAG 05	12.2	3.896E+05	975	2.4	4.38E+05	1.33E+04
MAG 06	13.7	3.896E+05	965	2.3	4.49E+05	1.38E+04
MAG 07	14.6	3.896E+05	955	1.7	4.49E+05	1.64E+04
MAG 10	19.1	3.896E+05	925	2.6	4.51E+05	1.64E+04
MAG 11	16.7	3.896E+05	915	2.2	4.40E+05	1.56E+04
MAG 13	19.2	3.896E+05	890	2.5	4.45E+05	1.19E+04
MAG 14	17.3	3.896E+05	880	2.6	4.27E+05	1.55E+04
MAG 24	18.7	3.896E+05	850	2.2	4.24E+05	8.89E+03
MAG 25	17.2	3.896E+05	840	2.5	4.05E+05	1.33E+04
MAG 26	16.3	3.896E+05	830	2.2	4.11E+05	1.53E+04
MAG 27	20	3.896E+05	820	2.1	3.98E+05	1.53E+04
MAG 28	20.8	3.896E+05	809	1.9	3.95E+05	7.96E+03
MAG 29	20.3	3.896E+05	799	2.5	3.96E+05	1.46E+04
MAG 31	16.6	3.896E+05	779	2.5	4.08E+05	1.73E+04
MAG 33	19.5	3.896E+05	760	2.3	3.94E+05	1.92E+04
MAG 35	22.3	3.896E+05	739	3	4.05E+05	1.48E+04
MAG 37	22.6	3.896E+05	719	3.3	3.89E+05	1.42E+04
MAG 39	17.5	3.896E+05	700	3.3	3.62E+05	7.37E+03
MAG 41	7.4	3.896E+05	680	1.8	3.42E+05	1.04E+04
MAG 43	6.6	3.896E+05	660	2.3	3.43E+05	1.46E+04
MAG 45	6.6	3.896E+05	641	2	3.55E+05	1.72E+04
MAG 66	7.4	3.896E+05	620	3.8	3.20E+05	1.38E+04
MAG 67	7.1	3.896E+05	610	3.5	3.38E+05	1.25E+04
MAG 69	8.8	3.896E+05	590	2.2	3.18E+05	1.18E+04
MAG 70	8.7	3.896E+05	579	2.7	3.32E+05	1.21E+04
MAG 72	9.4	3.896E+05	559	2.5	3.07E+05	1.59E+04
MAG 73	10	3.896E+05	550	2.2	3.16E+05	5.90E+03
MAG 75	10.5	3.896E+05	530	2.3	2.89E+05	1.29E+04
MAG 76	10.9	3.896E+05	520	1.9	2.93E+05	8.82E+03
MAG 77	8.8	3.896E+05	509	2.1	2.97E+05	1.08E+04
MAG 78	5.6	3.896E+05	499	1.6	2.81E+05	1.04E+04
MAG 80	3	3.896E+05	479	2.6	2.83E+05	6.19E+03
MAG 82	3.5	3.896E+05	460	2.7	2.74E+05	1.00E+04
MAG 83	6.4	3.896E+05	450	2.3	2.93E+05	9.72E+03
MAG 84	9.9	3.896E+05	440	2.2	2.59E+05	1.00E+04
MAG 85	8.4	3.896E+05	430	2.3	2.64E+05	5.02E+03
MAG 86	8.6	3.896E+05	419	2.3	2.65E+05	1.39E+04
MAG 88	14	3.896E+05	399	1.5	2.71E+05	5.57E+03
MAG 89	14.2	3.896E+05	392	1.3	2.66E+05	9.70E+03
MAG 90	10.6	3.896E+05	388	2.2	2.75E+05	1.02E+04
MAG 91	11.7	3.896E+05	378	2.2	2.63E+05	9.63E+03
MAG 92	12.7	3.896E+05	368	1.7	2.69E+05	9.92E+03
MAG 93	13.3	3.896E+05	358	1.7	2.72E+05	6.38E+03
MAG 15	7.9	3.896E+05	289	2	2.61E+05	1.22E+04
MAG 16	8.3	3.896E+05	280	2.2	2.41E+05	3.86E+03
MAG 17	9	3.896E+05	270	2	2.57E+05	8.33E+03
MAG 18	12	3.896E+05	260	2.1	2.68E+05	9.74E+03
MAG 19	9.9	3.896E+05	250	2.6	2.54E+05	9.29E+03
MAG 20	14.7	3.896E+05	239	3.2	2.65E+05	9.15E+03
MAG 21	10.5	3.896E+05	230	2.2	2.52E+05	9.27E+03
MAG 47	11.1	3.896E+05	219	1.7	2.48E+05	1.15E+04
MAG 49	10.7	3.896E+05	200	1.7	2.42E+05	1.05E+04
MAG 50	11.3	3.896E+05	192	1.5	2.32E+05	8.43E+03
MAG 52	11.2	3.896E+05	171	1.6	2.29E+05	3.43E+03
MAG 53	9.3	3.896E+05	161	1.7	2.46E+05	7.43E+03
MAG 55	7.8	3.896E+05	136	1.7	2.28E+05	8.32E+03
MAG 57	6.6	3.896E+05	116	1.3	2.11E+05	1.26E+04
MAG 58	6.6	3.896E+05	106	2.2	2.08E+05	1.16E+04
MAG 60	7.9	3.896E+05	86	2.5	2.05E+05	1.19E+04
MAG 62	8.5	3.896E+05	66	2.7	2.01E+05	6.97E+03
MAG 63	7	3.896E+05	56	2.7	2.08E+05	8.00E+03
MAG 65A	9.7	3.896E+05	33	3	2.21E+05	7.11E+03
MA3c 01	11.2	3.931E+05	15	3	1.79E+05	4.28E+03
MA3c 02	12.1	3.946E+05	5	3	1.70E+05	9.33E+03
MA3c 03	11.6	4.077E+05	-5	3	1.77E+05	4.36E+03
MA3c 04	11.3	3.943E+05	-15	3	2.13E+05	5.05E+03
MA3c 05	10.9	3.959E+05	-25	3	1.65E+05	4.07E+03
MA3c 06	12.3	4.034E+05	-35	3	1.67E+05	3.96E+03
MA3c 08	11.2	3.979E+05	-65	3	1.55E+05	3.68E+03
MA3c 10	10.3	3.933E+05	-75	3	1.60E+05	3.96E+03
MA3c 12	10.8	3.867E+05	-95	3	1.48E+05	4.03E+03
MA3c 13	12.4	3.947E+05	-105	3	1.46E+05	3.65E+03
MA3c 14	11.7	3.865E+05	-115	3	1.95E+05	6.33E+03
MA3c 15	12.8	4.065E+05	-125	3	1.46E+05	3.61E+03
MA3c 16	11.3	3.856E+05	-135	3	1.80E+05	4.91E+03
MA3c 17	11.9	3.874E+05	-145	3	1.37E+05	3.41E+03
MA3c 18 mean	11.2	4.005E+05	-155	3	1.43E+05	2.79E+03
MA3c 20	8.9	3.977E+05	-175	3	1.32E+05	5.59E+03
MA3c 22	7	4.021E+05	-195	3	1.26E+05	2.98E+03
MA3c 24	11.5	3.929E+05	-215	3	1.30E+05	3.09E+03
MA3c 26	13.7	3.955E+05	-235	3	1.25E+05	5.06E+03
MA3c 28 mean	13	4.082E+05	-255	3	1.26E+05	1.02E+03
MA3c 30	8.1	3.953E+05	-275	3	1.16E+05	2.26E+03
MA3c 32	11.2	3.893E+05	-295	3	1.13E+05	2.81E+03
MA3c 34	9.8	3.923E+05	-315	3	1.13E+05	2.74E+03
MA3c 36	9.9	4.022E+05	-335	3	1.16E+05	2.75E+03
MA3c 38	8.6	3.990E+05	-355	3	1.06E+05	3.69E+03
MA3c 40	8.3	3.953E+05	-375	3	1.06E+05	2.62E+03
MA3c 42 mean	10.9	3.977E+05	-395	3	1.05E+05	3.64E+02

Table 3: Concentrations in ³⁶Cl, thickness and position on the scarp of the Magnola samples. Samples ‘MA3c’ are from the buried part of the scarp, while ‘MAG’ are exposed samples (Palumbo et al., 2004), whose [³⁶Cl] and [Cl] concentrations were reprocessed according to the protocol described in section 3.3 and Elec. Suppl. 3 for blank corrections. MA3c-XXmean indicates average of two replicates (see Elec. Suppl. 5). Calcium concentrations were determined at ICP on all MA3c samples, while only on five MAG samples. We use the average [Ca]_{MAG} = 3.896E+05 for all the MAG samples. Note that sample heights given by Palumbo et al. (2004) coincide with the bottom parts of the samples, while sample heights used here correspond to the middle part of the samples. This explains the 5 cm difference between the two datasets. Mean uncertainties on [Cl]_{nat} concentrations are 2%, and maximum uncertainties are 5%. Mean uncertainties on [Ca]_{ICP} are 2%.

		R	[^{36}Cl] (at.g $^{-1}$ of rock)	[^{36}Cl] uncertainty (at.g $^{-1}$ of rock) %		
sample A	a	1	1.18E+05	± 3.92E+03	± 3.3	A-a is 63% lower than A-b
	b	2	3.18E+05	± 1.20E+04	± 3.8	
sample B	c	2	2.79E+05	± 1.15E+04	± 4.1	B-c is 5% lower than B-b
	b	2	2.92E+05	± 1.70E+04	± 5.8	

Table 4: Comparison of in-situ [^{36}Cl] concentrations in calcite veins and in vein-free rocks. %v stands for percent in volume. Two Magnola samples (A and B) have been analyzed, at different positions on the scarp. R stands for the number of replicates. All samples but A-a were chemically prepared and measured twice. Reported concentrations are mean values of replicates, with resulting uncertainties. In both studied cases, the calcite veins have lower [^{36}Cl] concentrations than the vein-free rocks. This confirms that crystallized veins should be removed from the samples before crushing, since their ‘history’ may be different from that of the scarp rocks.

First, we identify 4 major discontinuities in the profile by visual inspection of Fig. 16a, noted by the green arrows. This initial interpretation is supported by the stacking of individual probability density functions (Pdf, assumed to be gaussian) (Lowell, 1995; Culler et al., 2000) (Fig.16b). This process reveals zones of the profile that have the highest density of similar concentration values. As the samples were taken at roughly constant intervals, these zones of higher density are expected to coincide with the major discontinuities in the [^{36}Cl] profile. When applied to our dataset, four major discontinuities are revealed (green circles), at about 1.8-2.1, 2.6, 4.0 and 4.5 $\cdot 10^5$ atoms of ^{36}Cl per gram of rock (Fig. 16b). It is noteworthy that those four peaks roughly coincide with those visually identified. Two more subtle peaks (bumps) are suggested at 2.3 and 3.2-3.4 $\cdot 10^5$ at.g $^{-1}$ of ^{36}Cl . This suggests that 4 to 6 large slip events contribute to the shaping of the measured [^{36}Cl] profile. That range of earthquake number and the position of the major discontinuities is similar to these suggested previously by P04.

Searching for the most realistic exhumation scenario

Having determined the most likely range of the number of large earthquakes to have contributed to the scarp exhumation, a second step uses those constrains to estimate the seismic history that best matches the observed [^{36}Cl] profile. In the following, we model the data using the mean value of each input Magnola parameter (Tables 1 to 3) that is, by ignoring their associated uncertainties. Uncertainties are included in a following step (next section), once the preferred scenario has been defined.

The first parameter we explored was the prior exposure (*preexp* in the Matlab code). Figure

17 shows the ^{36}Cl production rate as a function of depth over 40 meters along the buried fault scarp at the Magnola site. This confirms that significant amounts of ^{36}Cl may have been produced at depth prior to fault-related exhumation. The highest data points in the $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ profile are those that potentially inherit the largest component from prior exposure. As shown in Figure 16, the highest discontinuity in the profile (corresponding to a concentration of $4.5 \cdot 10^5$ atom of ^{36}Cl per g. of rock) gives a rough idea of the age of the oldest event, while the shape of the profile above this discontinuity depends largely on the inherited component. Thus we first determined the pre-exposure histories that may have produced the observed $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ profile in the upper section. The quality of the fit is estimated from the RMSw value (section 5.2). The age and slip for the oldest event are also jointly estimated. Satisfying fits can be found for very different pre-exposure scenarios (Fig. 18), involving either simple (no earthquake) or complex (multi-events) slip histories.

To ensure an appropriate fit of the upper data section, a pre-exposure duration ranging between 1.9 (+1.6/-1.1) (simple pre-exposure) and 5 kyrs (complex pre-exposure) is required. Those two extreme values yield an age for the oldest earthquake recorded on the scarp ranging between 6.2 and 8.0 kyrs. Thus, while the modeling of the profile upper section does not constrain the pre-exposure history, it constrains the likely age range of the oldest recorded earthquake. Accordingly, for simplicity we model the rest of the data using the simple pre-exposure scenario (Fig. 18a; age of oldest earthquake: 7.2 ka). Using this best fit of the upper segment of the $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ profile, we model the next profile section down the scarp by adding an earthquake (Fig. 19a and b). This process is repeated for each adjacent lower section until the entire profile is fit (Fig. 19c,d). We have applied this approach to successively fit the entire dataset by 1 to 10 earthquakes.

Whatever the number of earthquakes chosen to model the data, it is difficult to find a good fit for the colluvium samples. This is due to our hypothesis of a simple pre-exposure history: as said above, it implies a depth of these samples during pre-exposure shallower than it should be with a more realistic pre-exposure history, i.e. with earthquakes. At greater depths, the vertical gradient in $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ is weaker, thus giving a steeper slope in the $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ profile. This is indeed what we observe for the buried samples (e.g. figure 19d).

Figure 20 shows the corresponding RMSw, χ^2_{red} and AICc parameters as a function of the

imposed number of earthquakes (values in Table 5). These metrics require 2 to 6 large slip events to fit the entire profile. The AICc criterion shows that the 3 earthquakes model best fits the data (minimum AICc and $\Delta_{\text{AICc}}=0$), though the 4 earthquake model is still statistically acceptable (second minimum AICc and $\Delta_{\text{AICc}}=6$). Both the 3 and the 4 earthquakes scenario leave a large ~ 5 m central section of the profile devoided of a clear discontinuity. The height of this section is much larger than that of the other sections, and is far greater than most normal earthquake displacements on such short 10 km-long faults. As such, it is likely that this section represents at least two, if not more, events. Interestingly, a minor peak at about 3.2-3.4 atom of ^{36}Cl per gram of rock in Fig. 16b is consistent with an additional slip event in the central section of the profile. Thus, though our model does not resolve it, a scenario that includes 5 slip events may be equally reasonable. The 5 earthquake scenario also meets the conclusions previously reached by Palumbo et al. (2004).

The 5 earthquake ages we obtain are 7.2, 4.9, 4.0, 3.4 and 1.5 ka respectively. Associated vertical displacements along scarp are 1.90, 2.05, 1.60, 3.60 and 2.00 m, respectively.

The displacement estimated for the oldest earthquake is a minimum value since the corresponding exposed section has not been sampled entirely. It could be as little as 1.25 m, assuming that the displacement is entirely represented by the data. However, the effects of prior exposure favor a larger displacement that could be up to 2.35 m.

Quantifying uncertainties in the ages of the 5 earthquake scenario

One can divide the factors contributing to the ^{36}Cl in samples into two categories: those controlling the production rates and those controlling the duration of exposure. Uncertainties on both categories will translate into uncertainties on the final ^{36}Cl in samples. A thorough examination of the influence of each factor on the final ^{36}Cl would require a tremendous amount of computation time, even with the use of Monte Carlo methods. We have chosen to deal first with the factors controlling the duration of exposure, i.e. the ages of the earthquakes and the pre-exposure, by keeping constant all other factors at the values given in Table 1. We have then tried to find the ages of earthquakes that fit best the fictitious data points obtained by subtracting/adding one standard deviation from the central ^{36}Cl value (grey curves on figure 21). Combining these values with the preferred ages gives the following values: 7.2 (+0.8/-1.0), 4.9 (+0.2/-0.6), 4.0 (+0.3/-0.4), 3.4 (± 0.3), and 1.5 (+0.3/-0.2) ka respectively from the oldest to the youngest earthquake (figure 21).

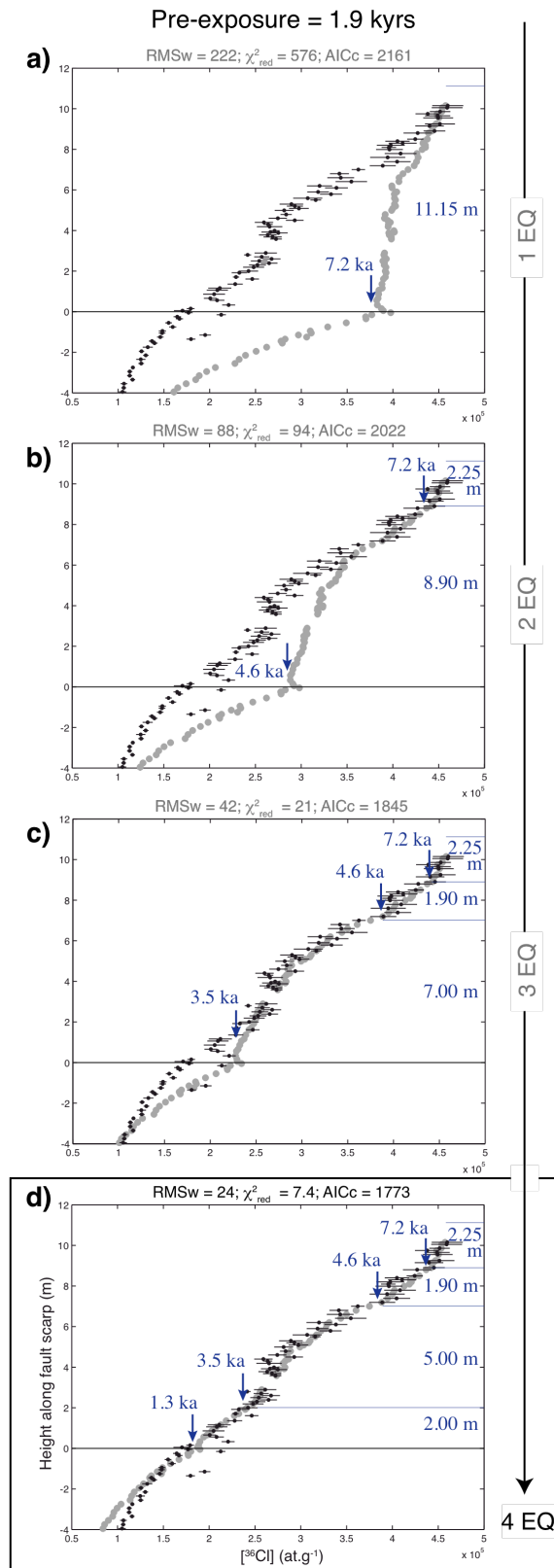


FIG. 19: Fitting the entire Magnola data set by a 4 earthquakes scenario. The simplest pre-exposure history has been arbitrarily chosen. A constant Earth's magnetic field is assumed (see text). The fit is performed in steps, each adding a new earthquake until the earthquake number derived from the discontinuity analysis is reached (Fig.16, and details in text). Fit indicators are provided, together with the age and displacement of each earthquake.

Earthquake Number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
AICc	1869	1788	1767	1773	1779	1785	1807	1821	1833	1840
Δ AICc	102	21	0	6	12	18	40	54	66	73
RMSw	44.5	24.8	23.9	24.3	23.7	23.7	25.7	25.9	26.0	26.1
χ^2_{red}	23.1	7.3	7.0	7.4	7.2	7.4	8.9	9.3	9.7	10.0

Table 5: AICc, Δ AICc, RMSw and χ^2_{red} values resulting from fitting the Magnola data with 1 to 10 earthquakes. In bold, the best fitting values. Analysis of those fitting parameters is in Fig. 20.

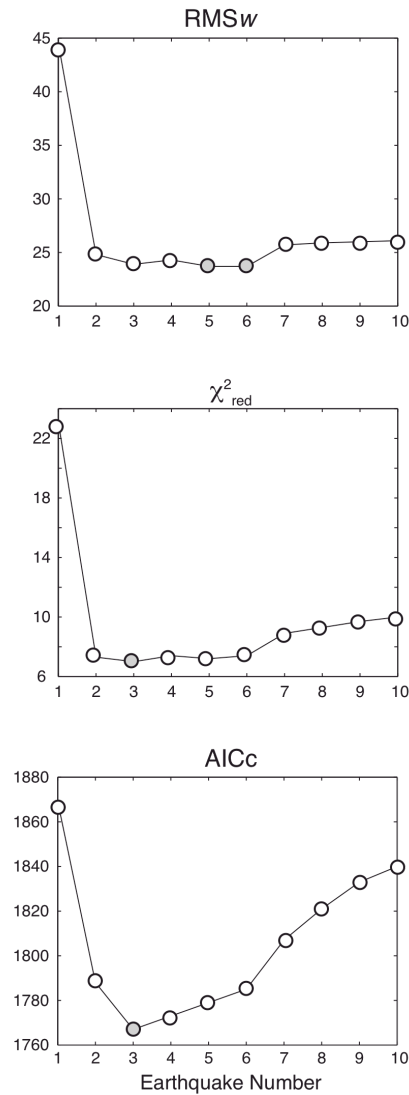


FIG 20: RMSw (weighted root mean square), χ^2_{red} (Chi-square), AICc (Akaike Information Criterion with a second order correction) values obtained from fitting the Magnola data with 1 to 10 earthquakes (see text for details on fit indicators). Best values are obtained for 3 to 6 earthquakes. See figure 21 and Electronic Supplement 8 for the corresponding models.

Then, we try to fit the central [^{36}Cl] values allowing factors controlling the production rates to vary around the value chosen in the first step. For [Ca] and [^{35}Cl], the intervals of variation are those of analytical measurements on ICP/MS and AMS, ± 2 and $\pm 5\%$ respectively. For the factors describing the site position and geometry ($S_{\text{el},s}$, $S_{\text{el},\mu}$, α , β , ρ_{coll} , ρ_{rock}), the intervals of variation are given by uncertainties measured in the field (table 1 and figure 22a). Finally, for spallation production rates at SLHL ($\Psi_{36\text{Cl,Ca},0}$) and attenuation lengths, intervals of variation are taken from the literature (figure 22a). In a first step, we have picked the [Ca] and [^{35}Cl] values that give the lowest/highest production rate, keeping all other factors constant at their best value. Fitting the central [^{36}Cl] value gives higher/lower bounds for the ages of the earthquakes (light green frame on figure 22b). In a second step, we allow site position and geometry factors to vary also, still keeping spallation production rates at SLHL and attenuation lengths constant. Again, picking the values that yield the lowest/highest production rates, the fit of [^{36}Cl] central values gives higher/lower bounds for the ages of the earthquakes (yellow frame on figure 22b). The same procedure is followed to add first spallation production rate uncertainty (orange frame on figure 22b) then attenuation length uncertainty (red frame on figure 22b). As uncertainties on the slow negative muon ($\Psi_{\mu,0}$) stopping rate are not clearly defined at present, we cannot include them, but introducing an arbitrary uncertainty of 5% in this rate does not produce any significant age change.

When including possible uncertainties on all these factors, the ages of the 5 earthquakes become 7.2 (+1.1/-1.0), 4.9 (+1.4/-1.6), 4.0 (+1.2/-1.7), 3.4 (+1.0/-1.3), and 1.5 (+0.9/-1.0) ka respectively (figure 22c).

As we have already shown that it has little effect on the total production rate at our site, we have not included the variability of the Earth's magnetic field over the time period analyzed. Similarly, we have not included any erosion of the scarp, as we have already suggested that erosion is low at the Magnola site. Yet, including an erosion rate of 0.02 mm/yr (maximum bound) would lead to a further decrease in the final ^{36}Cl concentrations, in effect increasing the modeled earthquake ages as reported in figure 22b (on the right). In the extreme case in which the total production rate is the lowest due to the combination of all possible uncertainties and of erosion at 0.02 mm/yr, the earthquake ages would have uncertainties between ± 0.8 and ± 1.8 ka compared to the reference values (Fig. 22b).

The above analysis indicates that the ages and slips of the 5 large events identified from the Magnola scarp ^{36}Cl data are defined with a maximum uncertainty of ± 1.8 kyr and ± 0.5 m, respectively.

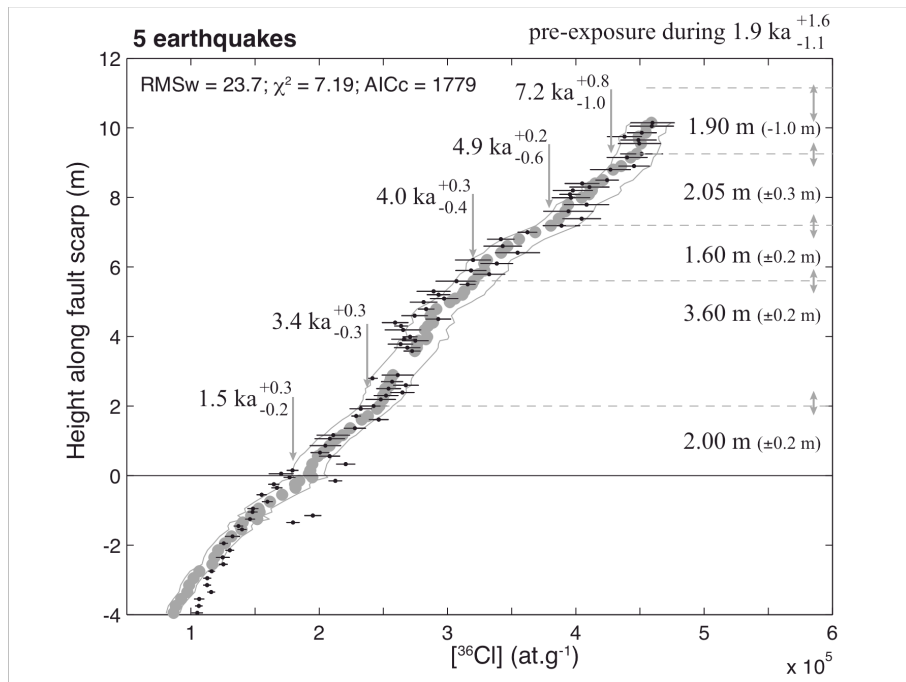


FIG 21: Best fit of the Magnola data set with 5 large slip exhumations. Model has been calculated with no erosion and for constant Earth's magnetic field (see text for details). The data best-fit is indicated by the grey dots, while fitting the data uncertainties produce the grey curves. Double arrows indicate the uncertainties on the displacements. Earthquakes ages are indicated, together with their uncertainties. See text for discussion.

Those two uncertainty values are maximum bounds. However, it is likely that actual uncertainties are lower, because erosion is negligible at the Magnola site and especially because the uncertainties estimated here result from adding the maximum uncertainties on all input parameters –what is unlikely to represent real cases. It is likely that the errors associated with the site geometry are the most significant. When only these errors are considered for all the earthquakes, the maximum uncertainties for the recovered ages and slips reduce to ± 1.0 kyr and ± 0.25 m respectively. The ages obtained are 7.2 (+0.5/-0.5), 4.9 (+0.7/-0.9), 4.0 (+0.8/-1.1) ka, 3.4 (+0.5/-0.9) and 1.5 (+0.5/-0.9) kyrs (yellow, Fig. 22b).

We note that the fit is especially sensitive to the uncertainty on the α parameter (dip of the colluvium surface). When α is taken equal to its maximum possible value (33°), the ages of buried samples are fitted adequately (Fig. 22d).

Finally, while the displacements produced by the five identified major slip events are overall similar to those found by P04 (P04 found 2.00, 2.00, 2.50, 2.70, 1.80 m, with no uncertainties given), the ages of those events are significantly younger (P04 found 12.0, 10.5, 7.4, 6.7, 4.8 kyrs).

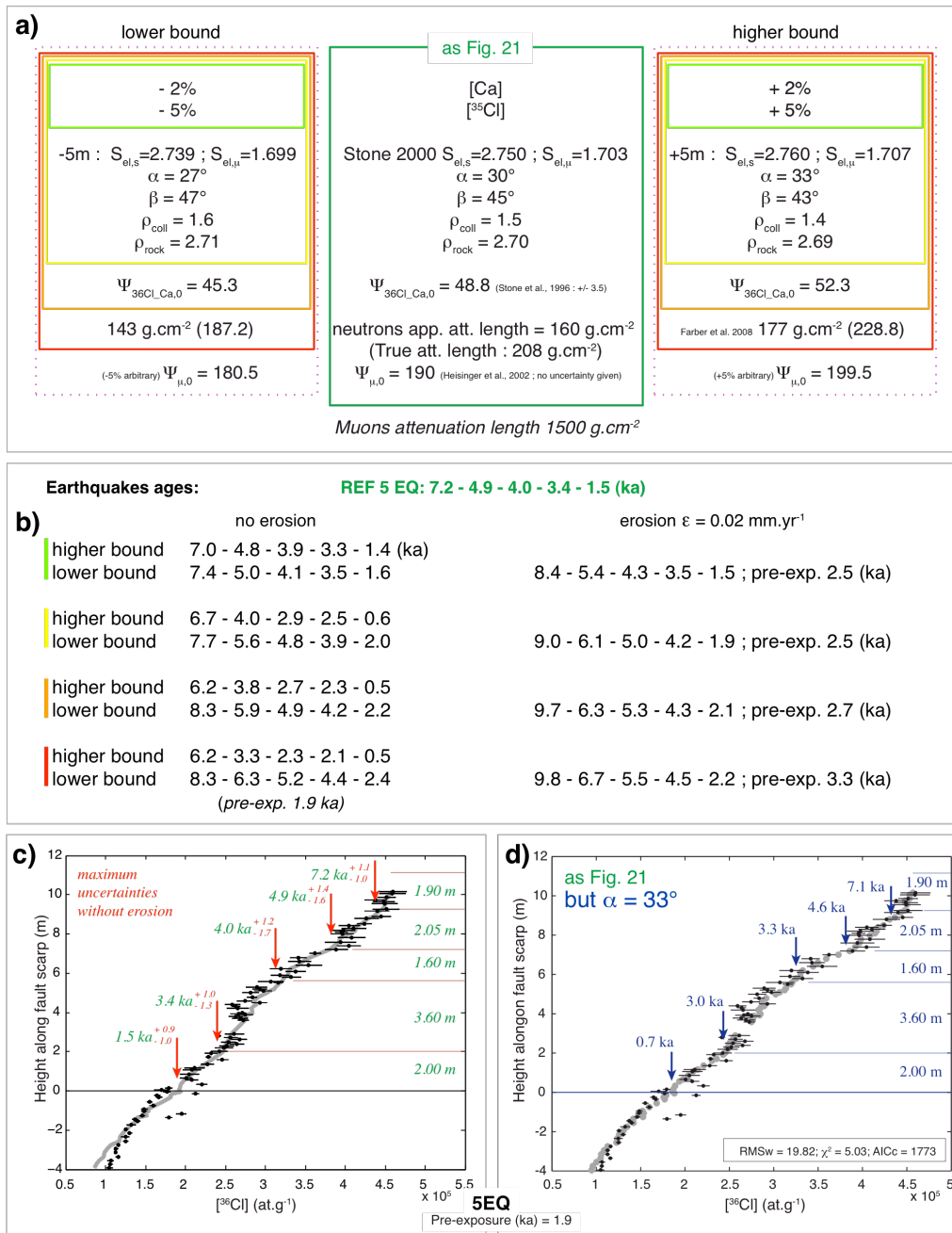


FIG 22: Quantifying the total uncertainties in the ages of the five major slip events. a) the dark green box includes the mean values of all model input parameters. Those values serve to calculate the reference ages reported in dark green figure b (5 earthquakes scenario, also Fig. 21). The pale green box takes into account the uncertainties in the parameters aligned with the indicated numbers and included into the box. The yellow box takes into account the uncertainties in the parameters aligned with the indicated numbers and included in the box. Etc... for the orange and red boxes. This allows the number of parameters to be progressively increased and uncertainties included in the concentration calculations (see details in text). b) Lower and higher age values obtained for the 5 slip events, when the various sets of uncertainties are included in the calculations (same colors as in a). Ages are calculated both for no erosion and for erosion occurring at 0.02 mm/yr. c) Data fit and ages obtained when integrating all parameters uncertainties (red box in a, and vertical line in b; no erosion). d) Highlight on the particular case where data are fitted with $\alpha=33^\circ$; this emphasizes the strong effect of the colluvial wedge dip which, when taken equal to its highest value, leads to satisfactorily fit of concentrations in the buried part of the scarp.

4.6. Discussion

Our results indicate that many factors impact the final ^{36}Cl concentrations and cannot be neglected. The factors most affecting the ^{36}Cl concentrations are the rock composition, the geographic location of the site, the shielding resulting from the specific geometry of the fault scarp and associated colluvial wedge, and the erosion amount sustained by the scarp surface. The effects of the rock composition and of the site location are well known and have been integrated in prior models. But the geometrical shielding and erosion have either not been, or have only partially been integrated in previous models (Mitchell et al., 2001; Benedetti et al., 2002, 2003; Palumbo et al., 2004). These factors can have an important effect on the ^{36}Cl production rate – a 5° change in the dip of either the scarp or colluvial wedge can modify the ^{36}Cl production rate by 25% in some of the samples. If both scarp and colluvial wedge geometry are varied, a 55% uncertainty on the final ^{36}Cl concentrations of some of the samples results. This demonstrates the need to accurately define and integrate the geometry of the fault site under study in the modeling of the ^{36}Cl concentrations. The erosion of the scarp surface also greatly affects the ^{36}Cl concentrations, resulting in uncertainties sometimes >10-15% on the modeled [^{36}Cl] of the oldest exhumed part of the scarp. At our reference site (Table 1), the integration of the time variability of the Earth's magnetic field changes [^{36}Cl] concentrations by less than 8 % compared to the constant magnetic field hypothesis used in all prior calculations (Stone, 2000). Finally, the chemical composition of the colluvial wedge and the possible snow shielding, have only a minor effect on the predicted ^{36}Cl concentrations.

Many of those scaling factors may be well defined at a given site, substantially reducing uncertainties in the inferred rupture history. However, we generally have only limited and often qualitative information on the erosion experienced by a scarp surface.

It is important to note that the ^{36}Cl production mechanisms and the 'elementary production rates' which we use in our calculations, based on the available literature (e.g. Stone et al., 1996, 1998, 2000; Gosse and Phillips, 2001; Heisinger et al., 2002; Schimmelpfennig et al., 2009 and references therein), are still under refinement, so that absolute earthquake ages cannot be currently given.

Our results indicate that the ^{36}Cl modeling allows recovery of the major features of an earthquake history, namely the most likely number of large slip events, the approximate ages of these major events, and the approximate total displacements produced by them. The

uncertainties in those parameters, though significant, are smaller than might be expected, given the large number of model parameters. Though it is impossible to derive any general conclusion from our site specific modeling, our work suggests that, in common cases, the number of major slip events can be fairly defined with a $\pm 1-2$ uncertainty, the associated displacements as well with an uncertainty on the order of ± 0.25 m for a given earthquake, while the corresponding ages have maximum uncertainties on the order of $\pm 0.5-1.0$ kyrs. On the other hand, the modeling may not discriminate between a single large event or multiple small events tightly clustered in time. It results that $M_w \sim 6$ earthquakes, which generally produce at most tens of cm of vertical displacement at surface, cannot be identified with ^{36}Cl modeling, unless they are separated by long time spans, occur in areas where production rate is especially high, or at sites where the colluvial wedge is especially thick or has a high density. Because this resolution is controlled by ^{36}Cl production rate and the cosmic ray attenuation length, it is unlikely that the ^{36}Cl dating approach will resolve small events or those too close in time even as knowledge about the scaling factors improves.

Our refined modeling of the Magnola data set (Central Apennines, Italy) requires that at least 3, and more likely 5 large slip events have contributed to the total scarp exhumation (e.g. Palumbo et al. 2004). The ages estimated for those 5 slip events are 7.2 (+0.5/-0.5), 4.9 (+0.7/-0.9), 4.0 (+0.8/-1.1) ka, 3.4 (+0.5/-0.9) and 1.5 (+0.5/-0.9) kyrs, with along-fault displacements of 1.90 (+0.5/-0.65), 2.05 (+0.0/-0.45), 1.60 (+0.0/-0.2), 3.60 (+0.0/-0.1) and 2.00 (+0.3/-0.0) meters, respectively. Though the displacements are roughly similar to those previously found by P04 (P04 found 2.00, 2.00, 2.50, 2.70, 1.80 m; uncertainties were not given), rupture ages are markedly younger and recurrence times generally shorter (2.3, 0.9, 0.6, 1.9, > 1.5 kyrs, instead of 1.5, 3.1, 0.7, 1.9, > 4.8 kyrs, respectively). The major reason for such differences is that our new modeling leads to increase overall the production rate at the Magnola site. This arises from the introduction of the actual steep slope of the colluvial wedge ($30 \pm 3^\circ$), from its appropriate density that was overestimated, and from the proper integration of all shielding effects, some of which were not considered by P04.

Based on our analysis, we can draw several inferences about the seismo-tectonics of the Magnola fault. First, as previously demonstrated by P04, [^{36}Cl] reveal the sporadic earthquake exhumation events along the Magnola scarp. Second, we find that at least 3 major slip events have occurred in succession over a short time span of ~ 3 kyrs (events 2, 3, 4). Whether each of those major slip events includes one large or several smaller earthquakes, this finding

demonstrates that a number of $M > 6$ earthquakes have occurred in a temporal cluster between 5.6-2.5 ka. That earthquake cluster produced a total vertical slip of about 7 meters. The earthquake cluster may have been preceded by a more quiescent period, as no large event seems to have occurred over the preceding 1-2 kyrs. It is possible that the last, most recent slip event identified in the data is part of the earthquake cluster. If that was the case, the Magnola fault would still be in a phase of sustained activity, making it the source of an elevated seismic risk. The age of the youngest major earthquake is not clearly established however: while it is $1.5 \pm 0.5/-0.9$ kyrs when uncertainties on elementary production rates are ignored, it becomes $1.5 \pm 0.9/-1.0$ kyrs when all uncertainties are included. In a broad sense, three large historical earthquakes are known to have occurred in the Magnola region, over the last 2 kyrs (1915 AD: e.g. Odone, 1915, Galadini and Galli, 1999 and Galli et al., 2008; 1349 AD: e.g. Pantosti et al., 1996; 508 AD: Galadini and Galli, 1999). The 1915 earthquake corresponds to the rupture of the Fucino-basin normal faults (SE of Magnola fault). The 508 AD earthquake is also attributed to the rupture of the Fucino fault system from trenches investigations. The 1349 AD earthquake could actually be the one identified as the last slip event on the Magnola scarp. The along-dip displacements estimated for the 5 identified major slip events range between 1.6 and 3.6 meters (± 0.5 m at the very most). Though we cannot determine whether each slip event includes a single large earthquake or several smaller size earthquakes, we note that the recovered pluri-metric slip values are compatible with the slip expected to be produced at surface by the rupturing of a ~ 10 km long, young, immature fault as is Magnola (Manighetti et al., 2007). Stress drops and near-field ground motions resulting from the Magnola earthquakes are thus expected to be large (Radiguet et al., 2009).

4.7. Conclusions

We have developed a Matlab® code to model the ^{36}Cl profiles measured in seismically exhumed limestone normal faults scarps. This model can determine the number, ages and along-fault displacements of the past major earthquakes that have ruptured these scarps. The model integrates the present knowledge on the ^{36}Cl production mechanisms and rates (from Schimmelpfennig et al., 2009), and all the scaling factors that contribute to the ^{36}Cl production. Through a series of synthetic profiles, we have examined the effects of each scaling factor on the resulting concentration profiles, and quantified the uncertainties related to the variability of those factors. We have also examined how prior exposure and exposure history of the fault scarp control the resulting ^{36}Cl profiles. Doing so has allowed us to

estimate the uncertainties affecting the earthquake histories inferred through ^{36}Cl cosmogenic dating.

Our work highlights several key limitations that affect the resolution of the inferred recent rupture history along these types of faults:

1- Analytical limitations: The uncertainties on $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ range between 1 and 3%. Thus we can conservatively estimate the uncertainty from the analytics to be no more than 5%.

2- Production rate limitations: Research programs are under way to refine our knowledge of the ^{36}Cl production mechanisms and rates; however, at present, ages cannot be determined with uncertainties less than 0.2 kyrs.

3- Site location and geometry limitations: The modeling results, as their quality, are extremely site-dependent. As an example, because the production rate decreases markedly with the site elevation, the recovery of slip events is more difficult at low elevation sites, requiring slip events to be large and separated by long time spans to be faithfully recovered by the ^{36}Cl system. The production rate also decreases markedly with the site latitude, and so the same limitation is expected at low latitude sites. The time variability of the Earth's magnetic field varies non-linearly with the site longitude; the effect of that variability is expected to depend on the site longitude. Finally, the geometrical and cover shielding effects are entirely site-dependent. The thickness of the colluvial wedge has a particularly strong effect on the final concentration profile. As an example, a thick colluvial wedge shields footwall rocks, leading to well-defined segments in $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ profiles when the scarp face has finally been exhumed. This may allow the detection of moderate-slip earthquakes that would not have otherwise been detected.

4- Non-uniqueness of earthquake history: in the best case where all site characteristics are accurately defined and integrated in the modeling, a number of different rupture history scenarios may similarly well explain the $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ measurements. This is mainly because, in most natural conditions expected for these faults, the ^{36}Cl production rates are quite low. The resulting variations in the ^{36}Cl concentrations are thus often subtle making detection of small earthquakes or temporally clustered events difficult.

5- Limits on event detection: Inferred earthquake displacements must be viewed as the maximum slip produced by one or more earthquakes due to the fact that small, temporally clustered earthquakes may be impossible to discern from a single large event. The number of recovered earthquakes is thus always a minimum value, while the recovered displacements

are maximum bounds. Displacement values have an uncertainty of the order of ± 20 cm.

6- Detectable age for an event: The inferred earthquake ages which are recovered represent the approximate times around which one large or several clustered smaller size earthquakes have occurred. Those times are recovered with uncertainties on the order of ± 0.5 -1.0 kyrs.

7- Significance of the recovered slips: Earthquake displacements recovered through ^{36}Cl dating represent offset at a particular site and may thus differ from the maximum coseismic slip produced at the surface by the fault rupture (e.g. Manighetti et al., 2005). As only a fraction of the coseismic slip produced at depth by an earthquake commonly reaches the surface (e.g. Manighetti et al., 2007), they also provide only a minimum estimate of the slip experienced along the entire fault plane. In addition, the measured displacements may include some post-seismic slip, which can be as large as coseismic slip in some cases.

Despite of the limitations listed above, the ^{36}Cl dating method has the potential to recover robust information on the past earthquakes, which are critical to earthquake and fault understanding and to seismic hazard assessment. First, [^{36}Cl] profiles can reveal if the fault scarp under study has been exhumed through the sporadic occurrence of large slip events or instead steady creep. The number of large slip events that have contributed to the exhumation of the scarp is also revealed with a small uncertainty, on the order of 1-2. The [^{36}Cl] modeling can often infer the time at which events may have ruptured the surface within 0.5-1.0 kyrs, a resolution similar to that provided by other methods. These uncertainties generally decrease with the age of the recovered slip event, so that the last slip episode is generally resolved within 0.5 kyrs. This is an important result as it is primarily the age of the last large earthquake that is needed in the seismic hazard assessment calculations. Finally, maximum slip value produced by the largest earthquakes or earthquakes clusters on the fault can be deduced using this approach. These maximum slip estimates are those needed in seismic hazard assessment, where they may serve as a basis to calculate maximum magnitude and ground motions expected from forthcoming ruptures along the fault.

In conclusion, the ^{36}Cl dating method is subject to important limitations. Nevertheless, it has the potential to provide important information on the past major earthquakes that have occurred on a limestone-offsetting normal fault. By properly integrating all the scaling factors that intervene in the ^{36}Cl production we provide a reappraised modeling protocol that can be used to improve estimates (and their uncertainties) of past earthquake timing, recurrence and

surface slip.

This work has been funded by the INSU-CNRS Dyeti program, and by the French ANR (project QUAKonSCARPS, n° ANR-06-CATT-008-01 and ANR-06-CATT-008-03). We thank J. Malavieille for fruitful discussions and help on the field, and C. Benazet, P. Brenu, E. Canet, R. Grandin, R. Guiguet, S. Hok, H. Lankester, M. and J.M. Maurice, J.M. Nicole, F. Renalier, C. Romano, and B. Scalabrino, for helping us in the sampling, at the Magnola site and many others in the Lazio-Abruzzo region. L. Sevin, J. Marin and all the staff at SARM-CRPG (France) are acknowledged for the chemical measurements. We are very thankful to T. Guilderson and T. Brown as well as all the staff of the CAMS-LLNL (California) for their precious assistance and support for the ^{36}Cl measurements. All the people of the Forme village and specially A. Ercole are greatly acknowledged for their help and support. We also are very thankful to the regione Abruzzo and Lazio as well as the Corpo Forestale. We thank G. Hilley and an anonymous reviewer for their thorough and constructive reviews that greatly improved the manuscript.

References

- Akaike, H., 1974. A new look at statistical model identification. *IEEE transactions on automatic control* 19(6), 716-723.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology* 20, 491-494.
- Balco, G., Stone, J.O., 2003. Measuring the density of rock, sand, till, etc. UW Cosmogenic Nuclide Laboratory, methods and procedures, <http://depts.washington.edu/cosmolab/chem.html>.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., Farber, D., Flerit, F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters* 29 (8), 87_1 – 87_4.
- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F.J., Flerit, F., Farber, D., Stavrakakis, G., 2003. Motion of the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ³⁶Cl cosmogenic dating. *Terra Nova* 15(2), 118-124.
- Benson, L., Madole, R., Phillips, W., Landis, G., Thomas, T., Kubik, P., 2004. The probable importance of snow and sediment shielding on cosmogenic ages of north-central Colorado Pinedale and pre-Pinedale moraines. *Quaternary Science Reviews* 23, 193-206.
- Bonilla, M.G., 1988. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, 25, 17-29.
- Burnham, K.P., Anderson, D.R., 2002. *Model selection and Multi-Model Inference: A practical Information-Theoretical Approach*. New-York, Springer Verlag.
- Carcaillet, J., Manighetti, I., Chauvel, C., Schlagenhauf, A., Nicole, J-M., 2008. Identifying past earthquakes on an active normal fault (Magnola, Italy) from the chemical analysis of its exhumed carbonate fault plane. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1-4), 145-158.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards and Geoanalytical Research* 25(2-3), 185-478.
- Champion, D.E., 1980. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States: implication for global geomagnetic field. *Open-File Rep. (U.S. Geol. Surv.)* 80-824, 314.
- Cucchi, F., Forti, F., Marinetti, E., 1995. Surface degradation of carbonate rocks in the Karst of Trieste (Classical Karst, Italy). In: Formos, J.J., Ginés, A. (Eds.), *Karren Landforms*, Palma, 41-51.
- Culler, T., Becker, T.A., Muller, R.A., Rene, P.R., 2000. Lunar impact history from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of glasse spherules. *Science* 287, 1785-1788.
- Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., Sursock, A., 2007. 12,000-Year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammoûneh fault, Levant fault system, Lebanon. *BSSA* 97(3), 749-771.
- Desilets, D., Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 21-42.
- Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P.F., Elmore, D., 2006a. Determination of cosmogenic ³⁶Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. *Chemical Geology* 233, 185-195.
- Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006b. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: new measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 265-276.
- Dunai, T.J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 197-212.
- 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.
- Elmore, D., Ma, X., Miller, T., Mueller, K., Perry, M., Rickey, F., Sharma, P., Simms, P., 1997. Status and plans for the PRIME Lab AMS facility. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. Section B, Beam interactions with material and atoms* 123, 69-72.
- Elsasser, W., Ney, E.P., Winckler, J.R., 1956. Cosmic-ray intensity and geomagnetism. *Nature*, 178, 1226-1227.
- Farber, D., Meriaux, A-S., Finkel, R., 2008. Attenuation length for fast nucleon production of ¹⁰Be derived from near-surface production profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 274, 295-300.
- Finkel, R.C., Suter, M., 1993. AMS in the Earth Sciences: techniques and applications. *Advances in Analytical Geochemistry* 1, 1-114.
- Furlany, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A., 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone

- lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). *Geomorphology* 104, 73-81.
- Galadini, F., Galli, P., 1999. The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezano earthquake faults (central Italy): implications for active tectonics in the central Apennines. *Tectonophysics* 308, 143-170.
- Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews* 88, 89-117.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter* 18, 1-158.
- 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.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *EPSL* 200, 357-369.
- Hilley, G.E., Young, J.J., 2008a. Deducing paleoearthquake timing and recurrence from paleoseismic data, Part I: Evaluation of new Bayesian Markov-Chain Monte Carlo simulation methods applied to excavations with continuous peat growth. *Bull. Seismol. Soc. Ame.* 98(1), 383-406.
- Hilley, G.E., Young, J.J., 2008b. Deducing paleoearthquakes timing and recurrence from paleoseismic data, Part II: Analysis of paleoseismic excavation data and earthquakes behavior along the Central and Southern San Andreas Fault. *Bull. Seismol. Soc. Ame.* 98(1), 407-439.
- Korte, M., Constable, C.G., 2005a. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 6, DOI:10.1029/2004GC000801.
- Korte, M., Constable, C.G., 2005b. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years - new results form a global model. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 348-358.
- Lifton, N.A., Bieber, J.W., Clem, J.M., Duldig, M.L., Evenson, P., Humble, J.E., Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 140-161.
- Lifton, N.A., Smart, D.F., Shea, M.A., 2008. Scaling time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 190-201.
- Liu-Zheng, J., Klinger, Y., Xu, X., Lasserre, C., Chen, G., Chen, W., Tapponnier, P., Zhang, B., 2007. Millennial recurrence of large earthquakes on the Haiyuan fault near Songshan, Gansu province, China. *BSSA* 97(1B), 14-34.
- Lowell, T.V., 1995. The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from the Miami sublobe, Ohio, USA. *Quaternary Science Reviews* 14, 85-99.
- Manighetti, I., Campillo, M., Sammis, C., Mai, P.M., King, G., 2005. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics. *J. Geophys. Res.* 110, B05302, doi:10.1029/2004JB003174.
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., Cotton, F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 429-438.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1997. Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International* 131, 240-252.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's magnetic field: Its history, origin and planetary perspective.* Academic Press, London, 401.
- Mitchell, S.G., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl . *J. Geophys. Res.* 106(B3), 4247-4264.
- Odonne, E., 1915. Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915. *Boll. Soc. Sismol Ital.* 19, 71-216.
- Ohno, M., Hamano, Y., 1993. Global analysis of the geomagnetic field: time variation of the dipole moment and the geomagnetic pole in the Holocene. *J. Geomag. Geoelectr.* 45, 1455-1466.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourles, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquake over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 163-176.
- Pantosti, D., D'Adezzio, G., Cinti, F.R., 1996. Paleoseismicity of the Ovindo-Pezza fault, central Apennines, Italy: A history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.). *Journal Geophys. Res.* 101(B3), 5937-5959.
- Piccardi, L., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Boccaletti, M., 1999. Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region. *Geophys. J. Int.* 139, 499-530.

- Pigati, S., Lifton, N.A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ¹⁴C and ¹⁰Be. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 193-205.
- Radiguet, M., Cotton, F., Manighetti, I., Campillo, M., Douglas, J., 2009. Dependency of near-field ground motions on the structural maturity of the ruptured faults. *Bull. Seismol. Soc. Ame.* 99(4), doi:10.1785/0120080340.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67-85.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009 (submitted to *Quaternary Geochronology*). Sources of in-situ ³⁶Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates.
- Sieh, K., M. Stuiver and D. Brillinger, 1989. A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in southern California. *J. Geophys. Res.* 94, 603-623.
- Sieh, K., M. Stuiver and D. Brillinger, 1992. Implications of the precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault at Pallett Creek. *Engineering Geology Practice in Southern California: Assoc. Engineering Geologists Special Publication* 4, 195-198.
- Smith, D.I., Greenaway, M.A., Moses, C., Spate, A.P., 1995. Limestone weathering in eastern Australia. Part1: Erosion rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 451-463.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schussler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(4), 679-692.
- Stone, J.O., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(3), 433-454.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.*, 105(B10), 23,753-23,759.
- Tarantola, A., 2005. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for industrial and applied mathematics, Philadelphia.
- Wallace, R.E., 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *GSA Bulletin* 88(9), 1267-1281.
- Weldon, R., Fumal, T., Biasi, G., 2004. Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA Today* 14(9), 4-10.
- Yang, S., Odah, H., Shaw, J., 2000. Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12 000 years. *Geophys. J. Int.* 140, 158-162.

5

DETERMINATION DE L'HISTOIRE SISMIQUE RECENTE DE 4 FAILLES NORMALES ACTIVES DE LA REGION LAZIO-ABRUZZO

SOMMAIRE

5.1. Echantillonnage de 11 failles normales actives dans la région Lazio-Abruzzo	171
5.1.1. Failles échantillonnées dans la région Lazio-Abruzzo	171
5.1.2. Sites mesurés (AMS) durant cette thèse	173
5.2. Remarques préalables sur la modélisation des données ^{36}Cl	177
5.2.1. Paramètres de modélisation communs à tous les sites	177
* Ecrantage des sites :	177
* Fluctuations des taux de production dues aux variations du champ magnétique	178
* Densité et composition chimique du colluvion	178
5.2.2. Incertitude sur les déplacements des séismes identifiés	179
5.2.3. Calculs d'incertitude sur les âges des séismes identifiés	179
* Type de pré-exposition	179
* Durée de la pré-exposition / âge du séisme le plus ancien	180
* Calcul d'incertitude sur les âges des séismes identifiés	180
5.3. Analyse du système de failles Magnola-Velino	181
5.3.1. Présentation générale des sites sur les failles de Magnola et du Velino	183
* Faille de la Magnola	183
* Faille du Velino	193
5.3.2. Modélisation 'site par site' des données ^{36}Cl (modèles _{pref})	195
5.3.3. Modélisation conjointe des sites (modèles _{opt})	213
5.3.4. Une étape de plus dans la modélisation (modèles _{max})	218
5.3.5. Synthèse des résultats majeurs	225
5.4. Faille de Trasacco	235
5.4.1. Modélisation des données ^{36}Cl du site TR	236
5.4.2. Comparaison avec les données des tranchées	240
5.5. Faille de Roccapreturo	244

L'annexe III contient les compléments de ce chapitre.

« Why can't earthquakes keep on schedule ? » (R. Yeats, 2007). Pourquoi les séismes ne se produisent-ils pas au moment attendu? Cette phrase résume l'un des problèmes majeurs auxquels nous sommes confrontés dans le domaine général du risque sismique. Pour un chargement tectonique régional supposé constant au cours du temps et des propriétés 'anté-rupture' identiques, les failles devraient rompre lorsque le niveau de contraintes seuil sur leur plan est atteint, et, par conséquent, à des temps réguliers en produisant des ruptures 'caractéristiques' en terme de localisation et de quantité de déplacement. La réalité est évidemment plus complexe. Entre autres éléments de complexité, le chargement intersismique des failles n'est pas linéaire comme le démontrent les différents types de déformations transitoires découverts ces dernières années (séismes lents, événements de creep, rechargement post-sismique, etc... ; e.g., Hirose et al., 1999 ; Dragert et al., 2001, Simpson et al., 2001 ; Lyons et Sandwell, 2003 ; Ide et al., 2007 ; Cotte et al., 2009, Vergnolle et al., 2009). La distribution des contraintes 'anté-rupture' sur un plan de faille est fortement hétérogène (e.g. Mai et Beroza, 2002 ; Liu-Zeng et al., 2005), tandis que les propriétés mécaniques d'une faille semblent varier, tant le long de sa surface, que dans le temps (e.g. Scholz, 2002). Enfin, la relaxation des contraintes accumulées par les failles est également fortement hétérogène (dans l'espace, dans le temps, et dans la nature des processus impliqués), induisant des redistributions et des transferts de contraintes (statiques et dynamiques) complexes le long d'une faille donnée, mais aussi d'une faille à l'autre au sein d'un même système. Ces éléments de complexité, et beaucoup d'autres, sont parmi les 'ingrédients' qui se combinent pour contrôler la date d'occurrence d'un fort séisme sur une faille, sa taille (magnitude), son mode de rupture, et la façon dont il va relaxer les contraintes sur la faille (variabilité spatiale des déplacements produits). Le nombre important et la complexité de ces 'ingrédients' expliquent pourquoi il est toujours si difficile, voire impossible, au jour d'aujourd'hui, d'anticiper les dates d'occurrence et les magnitudes des prochains forts séismes.

Comme nous l'avons expliqué en introduction, l'objectif de ce travail de thèse est de documenter les quelques forts séismes passés sur certaines failles actives, notamment en termes d'âges, de localisations, et de déplacements produits en surface, afin d'examiner si ces histoires sismiques révèlent certaines propriétés particulières. Notre démarche est donc d'abord empirique, axée sur l'acquisition de données. Notre objectif est double, et se situe à deux échelles spatiales emboîtées, celles de la faille, et celle, plus large, du système de failles : 1- à l'échelle de la faille, il faut examiner comment les forts séismes se succèdent sur une même faille. La question posée est de savoir s'il existe certaines propriétés générales dans

la façon dont les forts séismes se répètent au cours du temps sur une même faille, en particulier concernant la localisation des zones rompues (pérennes ou variables ?), des déplacements produits (amplitude maximum, variabilité spatiale et temporelle), et des temps de récurrence de ces séismes (existence d'une quelconque forme de 'régularité' ?). 2- à l'échelle d'un système de failles, il est nécessaire d'examiner comment la rupture des différentes failles d'un même système s'organise au cours du temps et dans l'espace. L'une des questions posées est de déterminer si des relations spatiales et temporelles, donc causales, existent entre les différents séismes se produisant au sein d'un système de failles.

Nous souhaitons donc apporter des données quantitatives susceptibles d'éclairer ces questions.

Dans le chapitre suivant, nous utiliserons ces données pour tenter d'aller plus loin en explorant les raisons mécaniques susceptibles d'expliquer les observations.

5.1. Echantillonnage de 11 failles normales actives dans la région Lazio-Abruzzo

L'étude tectonique du grand système de failles central à l'échelle des Apennins, le système Lazio-Abruzzo, détaillée dans le chapitre 3, nous a permis de suggérer que ce système est lui-même composé de plusieurs systèmes de failles d'échelle inférieure. Nous avons ainsi distingué 7 systèmes majeurs, chacun formé de plusieurs failles, nommés d'ouest en est : « Val Liri », « Tre-Monti », « Fucino-Nord », « Fucino-Sud », « Aterno – Roccapreturo – Scanno », « Gran Sasso – Sulmona » et « Maiella » (Planche A3 en Annexe I).

5.1.1. Failles échantillonnées dans la région Lazio-Abruzzo

Pour répondre à notre premier objectif d'étude de la variabilité des localisations, des déplacements et des temps de récurrence des forts séismes successifs sur une même faille, nous avons échantillonné deux failles en plusieurs points le long de leur trace (Fig. 5.1) :

- la faille de la Magnola qui appartient au système Fucino-Nord représenté en orange (3 sites + 1 site existant : Palumbo et al., 2004)
- la faille de Roccapreturo qui appartient au système Aterno – Roccapreturo – Scanno représenté en bleu (3 sites).

Dans le projet ANR QUAKonSCARP à la base de ce travail, nous avons initialement proposé un échantillonnage dense de chacune des failles par une série de transects verticaux

rapprochés, espacés d'environ 1/10 à 1/5 de la longueur totale de la faille considérée, afin de documenter finement la variabilité spatio-temporelle des déplacements cosismiques. Les contraintes inhérentes au terrain nous ont forcés à restreindre ce nombre à 3-4 transects le long d'une seule faille. En effet, l'altération et la fracturation des plans de faille exhumés, la proximité de ruisseaux conduisant à une exhumation non-tectonique des plans de failles, ou des zones d'éboulis les recouvrant, ont considérablement diminué le nombre de sites appropriés à un échantillonnage.

Notre second objectif est d'étudier la distribution spatio-temporelle des forts séismes au sein d'un système de failles incluant plusieurs structures susceptibles de rompre individuellement. Cela nous a conduit à échantillonner la plupart des failles majeures des 7 systèmes identifiés, en un site au moins de leur trace. Nous entendons par 'failles majeures' celles présentant une signature morphologique claire attestant d'une activité longue de la faille : escarpement cumulé important et trace claire longue et continue en surface.

Dans l'idéal, nous aurions souhaité avoir plus d'un site par faille majeure, et que les sites soient bien répartis sur les 7 systèmes identifiés. Malheureusement, pour les mêmes raisons de qualité de préservation du plan de faille évoquées précédemment, mais aussi de difficultés d'accessibilité de l'escarpement (failles du Gran-Sasso et de la Maiella à 2000 m d'altitude) seuls les systèmes 'Tre-Monti', 'Fucino-nord', 'Fucino-sud', 'Aterno – Roccapreturo – Scanno' ont été échantillonnés en plusieurs sites. Le système 'Gran Sasso – Sulmona' n'a été échantillonné qu'en un seul site. Aucun site satisfaisant nos critères n'a été trouvé sur le système bordier à l'ouest du 'Val Liri' en raison de la forte altération de son plan calcaire exhumé. Ainsi, seuls 4 des 6 systèmes du Lazio-Abruzzo ont été échantillonnés pendant cette thèse, représentant tout de même un total de 1000 échantillons répartis sur 11 failles (16 sites), qui sont, d'ouest en est (Fig. 5.1) :

⇒ Système 'Fucino-nord' (orange) : 4 sites sur la faille de la Magnola (MA1 à MA4), 1 site sur la faille du Velino (VE), 1 site sur la faille de Campo-Felice (CF) et 1 site sur la faille de Fiamignano (FI),

⇒ Système 'Tre-Monti' (noir) séparant les systèmes Fucino-nord et Fucino-sud : 1 site (TM),

⇒ Système 'Fucino-sud' (rouge) : 1 site sur la faille de Trasacco (TR), 1 site sur celle de Parasano (PA), et 1 sur la faille de San-Sebastiano (SB),

⇒ Système 'Aterno – Roccapreturo – Scanno' (bleu) : sites répartis sur la moitié nord du système, 1 site sur la faille de Castel di Ieri (CI), trois sites sur la faille de Roccapreturo (RP1 à RP3),

⇒ Système ‘Gran Sasso – Sulmona’ (vert foncé) : 1 site sur la faille de Roccasale (RC).

Sur le terrain, l'échantillonnage s'effectue encordé, avec une disqueuse qui permet de scier l'escarpement calcaire sur une profondeur de 3 cm selon deux traces verticales espacées de 15 cm, et recoupées tous les 5 cm par des traits de scie horizontaux. Les échantillons sont ensuite extraits à l'aide d'un marteau et d'un burin. Un échantillon correspond à deux lingots, et fait donc 15 cm de largeur par 10 cm de hauteur, et 3 cm d'épaisseur en moyenne (voir Chap. 4, et figure 5.2 ci-dessous). Ainsi, 1m d'échantillonnage continu le long d'un plan de faille représente 10 échantillons, et environ 12 kg de calcaire.

Chaque site échantillonné représente entre 50 et 100 échantillons prélevés de haut en bas de l'escarpement, le nombre d'échantillons variant en fonction de la hauteur du plan de faille calcaire préservé. Les fiches décrivant chacun des sites échantillonnés se trouvent en Annexe III.

Trois missions successives d'échantillonnage impliquant une vingtaine de personnes et représentant un total de 2 mois de terrain, ont été nécessaires à la collecte des 1000 échantillons répartis sur les 11 failles décrites précédemment.



FIG. 5.2 : Photographies de terrain montrant la technique d'échantillonnage des escarpements calcaires de failles normales actives pour l'identification des phases d'exhumation sismique via les isotopes du chlore. a) phase de sciage à la disqueuse, b) phase d'extraction des échantillons au marteau et au burin, c) vue de la trace de l'échantillonnage.

5.1.2. Sites mesurés (AMS) durant cette thèse

Ma formation à la méthode d'extraction chimique du chlore a été encadrée par L. Benedetti au CEREGE (Aix-en-Provence) et m'a permis de préparer une première série de 50 échantillons en 1 mois. J'ai préparé les 50 échantillons suivants à Grenoble où la nouvelle chaîne d'extraction du chlore venait d'être mise en place par J. Carcaillet sous la direction d'I. Manighetti. Les 900 autres échantillons ont été préparés au CEREGE par K. Pou (technicienne en chimie recrutée en CDD de 2 ans sur un financement du projet ANR QUAKonSCARPS).

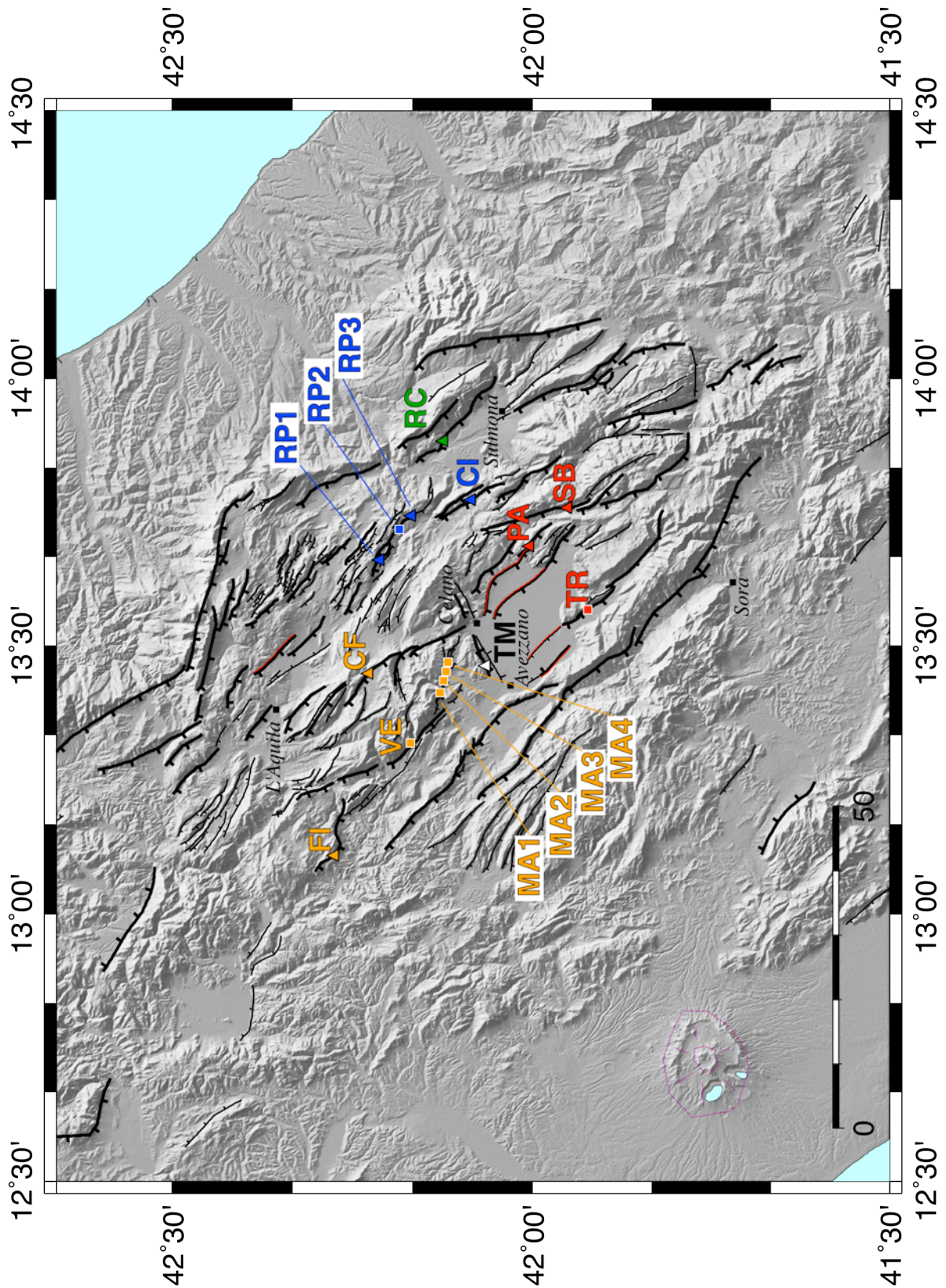


FIG. 5.1 : Carte des failles actives (détaillée au chapitre 3) et des sites échantillonnés entre 2005 et 2007 pour l'identification des séismes via le ^{36}Cl dans la région Lazio-Abruzzo (fond topographique SRTM ombré avec faux soleil au NE). En noir, trace en surface des failles normales qui affectent la région (chapitre 3). Les ruptures de 1915 (séisme d'Avezzano) dans le bassin du Fucino et de 2009 (séisme de l'Aquila) sur la faille de Paganica sont reportées en rouge. Les carrés représentent les sites dont les mesures ^{36}Cl ont été effectuées à ce jour, et les triangles, les sites dont les échantillons sont en attente d'être mesurés.

Avec l'aide de R. Finkel, nous avons mesuré les 50 premiers échantillons en mars 2006, puis 30 échantillons en décembre 2006, tous sur l'accélérateur par spectrométrie de masse (AMS) du Lawrence Livermore National Laboratory de Californie (LLNL, Livermore, Californie, USA). Cela représentait un échantillon sur deux provenant de deux sites. Les retards de mise en fonctionnement - pour les mesures ^{36}Cl - de l'accélérateur par spectrométrie de masse national ASTER installé au CEREGE (Aix-en-Provence, France), sur lequel aucune mesure ^{36}Cl n'a encore pu être effectuée en raison de problèmes techniques, expliquent que nous ayons dû nous appuyer entièrement sur l'AMS du LLNL (coût financier supérieur). Des problèmes techniques sur cet AMS ont cependant conduit à l'arrêt des mesures en 2007. Il a fallu attendre janvier 2008 pour pouvoir effectuer une nouvelle série de mesures. Puis des problèmes de remaniement du personnel au LLNL nous ont contraints à attendre décembre 2008 pour obtenir la session de mesures suivantes. Les dernières mesures effectuées qui nous ont permis de terminer l'analyse des sites présentés dans cette thèse datent du 30 avril 2009. Au total, ce sont 500 des 1000 échantillons préparés en chimie qui ont pu être mesurés pendant cette thèse.

Notre choix des sites à mesurer s'est donc porté en premier sur les failles du système du Fucino (Nord et Sud) pour trois raisons principales : (1) le travail préliminaire de Palumbo et al. (2004) utilisant le ^{36}Cl sur la faille normale de la Magnola a montré que cette faille a rompu au minimum lors de 3-4 grands séismes pendant l'Holocène ; (2) le système Fucino-sud a rompu le 13 Janvier 1915 lors du séisme dit d'Avezzano atteignant une magnitude M_w 7.0, démontrant que les failles du bassin du Fucino (en rouge Fig. 5.1) sont sismiquement actives (voir chapitre 3, Fig. 3.16b-c) ; (3) les données de paléosismologie en tranchées sont les plus nombreuses sur ce système de failles, comparé aux autres systèmes de failles des Abruzzes décrits dans le chapitre 3. Elles permettent ainsi une comparaison directe avec les âges et déplacements des séismes déterminés via le ^{36}Cl .

Notre choix d'analyser en priorité les 4 sites de la faille de la Magnola (sites MA1 à MA4) a été guidé par notre premier objectif : déterminer la variabilité spatio-temporelle de l'histoire sismique sur une faille donnée. Le site sur la faille du Velino a ensuite été choisi (VE) pour aborder notre deuxième objectif (évolution spatio-temporelle des forts séismes au sein d'un système de failles), puisque les failles de Velino et Magnola appartiennent au même système (chapitre 3). Enfin, le site sur la faille de Trasacco (site TR) a été choisi pour sa situation dans la continuité d'un des plans de faille rompus en 1915 dans le bassin du Fucino, et sur lequel

plusieurs tranchées paléosismologiques existent. Ainsi, une comparaison entre les deux méthodes est rendue possible.

Fin avril 2009, lors de la dernière session de mesures, les sites à l'époque partiellement mesurés (Magnola, Velino, Trasacco) ont été complétés, et les échantillons d'un dernier site ont pu être mesurés. Nous projetions alors de mesurer les échantillons de la faille de Campo-Felice (site CF, Fig. 5.1) qui appartient au même système que les failles de Magnola et du Velino sur lesquelles nous avons commencé les mesures (système Fucino-nord, orange). Mais notre choix s'est réorienté, suite au séisme de l'Aquila du 6 Avril 2009 qui a rompu la faille de Paganica (Mw 6.3). Cette faille se situe au sein de la terminaison nord du système 'Aterno – Roccapreturo – Scanno' (bleu) que nous avons échantillonné avant le séisme. Nous avons donc décidé de mesurer les échantillons du site central de la faille de Roccapreturo (site RP2), dans l'espoir d'apporter des contraintes sur les temps de récurrence et les déplacements produits par les ruptures majeures du système 'Aterno – Roccapreturo – Scanno' sur lequel aucun séisme historique n'est documenté. C'est sa continuité nord qui vient de rompre, et qui avait peut-être déjà rompu en 1461 (Mw ~6.5), et en 1762 (Mw ~5.9, voir chapitre 3). Rappelons aussi que l'essaim de répliques du séisme de l'Aquila s'est d'abord propagé vers le SE, avec une forte réplique de magnitude locale M_l 5.3 un jour et demi après le choc principal, à proximité des failles de Roccapreturo. Nous suspectons donc un chargement en contraintes statiques du système de Roccapreturo, laissant présager une rupture possible de ce système dans un avenir plus ou moins proche.

Sur la figure 5.1, les sites dont les échantillons ont été mesurés pendant la thèse (carrés) sont différenciés des sites uniquement préparés chimiquement pour l'extraction du chlore (triangles). Tous les échantillons ainsi que ceux précédents de Palumbo et al. (2004) ont été mesurés sur l'AMS du Lawrence Livermore National Laboratory. La normalisation des rapports $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ et $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ des échantillons mesurés est effectuée par rapport à des standards préparés par K. Nishiizumi (Sharma et al., 1990) que l'on mesure après chaque groupe de 10 échantillons. Cela permet de vérifier la stabilité et la linéarité des mesures au cours du temps et de corriger d'une éventuelle dérive.

Les corrections de blancs sont effectuées comme indiqué dans le chapitre 4, section 4.3.3 : chaque groupe d'une quinzaine d'échantillons est préparé avec un blanc chimique qui a subi les mêmes étapes que les échantillons. Sa mesure à l'AMS nous indique la contamination moyenne en chlore naturel et en ^{36}Cl des échantillons lors du processus d'extraction chimique du chlore, mais aussi des mesures. Les corrections de blancs sont calculées en soustrayant le nombre d'atomes de chlore naturel et de ^{36}Cl contenus dans le blanc de la série, au nombre

d'atomes de chlore naturel et de ^{36}Cl contenus dans les échantillons de la même série. Les blancs contiennent en moyenne 1.10^5 à $3.5.10^5$ atomes de ^{36}Cl , et 9.10^{16} à $8.5.10^{17}$ atomes de chlore naturel (Annexe III). Pour comparaison, les échantillons contiennent en moyenne entre 5.10^6 et 5.10^7 atomes de ^{36}Cl , et entre 1.10^{18} et 1.10^{19} atomes de chlore naturel, soit 50 à 150 fois plus de ^{36}Cl , et 10 à 15 fois plus de Cl_{nat} , que les blancs (Annexe III).

Sur chaque site, plusieurs répliquats sont préparés (en moyenne 5). Un répliquat correspond à un échantillon qui après broyage est divisé en deux. Chaque moitié est préparée en chimie et mesurée à l'AMS. Nous obtenons donc deux mesures du même échantillon. Cela nous permet de quantifier l'incertitude globale due au processus d'extraction chimique du chlore et à la mesure à l'AMS sur les concentrations finales calculées. Les répliquats montrent une reproductibilité des mesures de concentrations de l'ordre de $\pm 3\%$ en moyenne (chlore naturel et ^{36}Cl), et une variabilité maximum de $\pm 5\%$ (Annexe III).

5.2. Remarques préalables sur la modélisation des données ^{36}Cl

Nous modélisons les données ^{36}Cl acquises suivant le nouveau protocole décrit au chapitre 4. Les sources de production du ^{36}Cl et les taux de production élémentaires utilisés pour modéliser les données sont aussi ceux décrits dans le chapitre 4. Ils correspondent à la révision de l'article de Gosse et Phillips (2001) par Schimmelpfennig et al. (2009). Nous revenons sur ce point en discussion.

5.2.1. Paramètres de modélisation communs à tous les sites

* Ecrantage des sites :

L'écrantage (« shielding ») du flux de rayons cosmiques atteignant des sites sur des failles normales peut être divisé en deux domaines (Fig. 5.3) : sur 180° , il est dû au plan de faille ayant un pendage β ; sur les autres 180° il est dû aux reliefs possibles. Si aucune montagne ne fait face au site, l'écrantage est nul. Rappelons qu'au-dessous de 10° d'obstruction face au site et par rapport à l'horizontale à partir du site, l'écrantage est négligeable (Dunne et al., 1999).

Sur tous les sites échantillonnés dans les Abruzzes, l'écrantage n'est dû, sur 180° , qu'au plan de faille ayant un pendage β , car aucune montagne de plus de 10° au dessus de l'horizon ne

fait face aux sites sur les autres 180° . Nous mettons donc les taux de production définis pour une surface horizontale à l'échelle pour une géométrie de site complexe formée par les angles α du colluvion, β de l'escarpement basal et γ de la partie supérieure érodée, et ayant un horizon dégagé sur les autres 180° (voir Chap. 4).

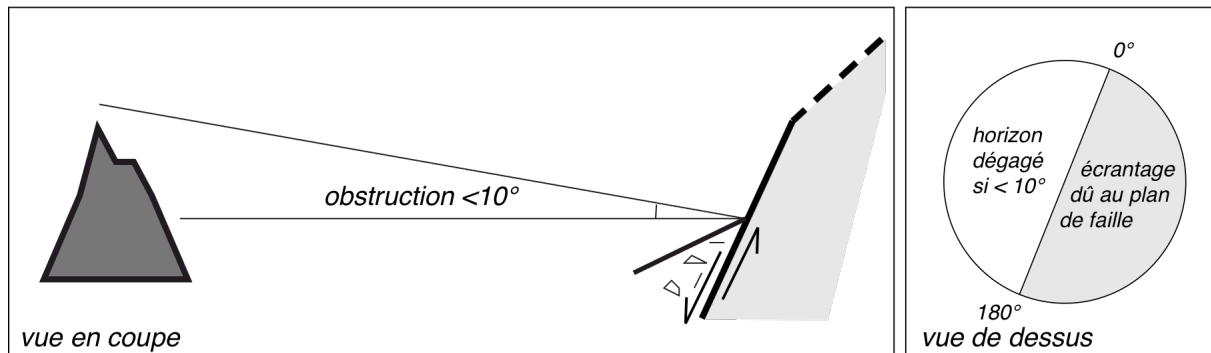


FIG. 5.3 : Représentation schématique simplifiée de l'écrantage d'un site sur une faille normale lorsque les montagnes en face du site obstruent l'horizon sur moins de 10° par rapport à l'horizontale. Cette obstruction est alors négligeable, et l'écrantage du site n'est dû qu'au plan de faille sur 180° ayant un pendage β . Tous les sites échantillonnés dans les régions Lazio-Abruzzo pendant cette thèse ont des obstructions inférieures à 10° , donc négligeables.

* Fluctuations des taux de production dues aux variations du champ magnétique

Nous avons montré dans le Chapitre 4 (Section 4.4.5) que les variations des taux de production dues aux fluctuations temporelles du champ magnétique terrestre sont en première approximation négligeables dans la région des Abruzzes sur les derniers 10 ka (comparaison entre le modèle le plus récent d'après Lifton et al., 2008, et le modèle pour un champ magnétique constant de Stone, 2000, Fig. 4.9). Nous choisissons donc de modéliser nos données avec un champ magnétique constant tel que décrit par Stone (2000). Cette approximation introduit une incertitude sur les âges des séismes identifiés d'au maximum 200 ans.

* Densité et composition chimique du colluvion

Seule la densité du colluvion sur le site MA3 a été déterminée grâce aux échantillons récoltés dans la tranchée réalisée à la base de l'escarpement (Chap. 4, Section 4.3.5). La densité mesurée est de $1.5 \pm 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$. Sur les autres sites, en l'absence de tranchée, nous sommes obligés de faire des hypothèses quant à la densité des colluvions. Dans la mesure où les colluvions semblent être similaires (même source calcaire provenant de l'érosion physico-

chimique de l'escarpement cumulé, même aspect général), nous utilisons en première approximation cette même valeur de densité de $1.5 \pm 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$.

Sur le site de la faille de Trasacco, le colluvion est induré en certains endroits avec un ciment carbonaté et sa porosité est probablement beaucoup plus faible qu'au site MA3 (voir ci-après, section 5.4). La densité du colluvion sur ce site est donc probablement supérieure à celle mesurée sur le site MA3 de la faille de la Magnola. Nous modélisons donc les données avec une densité de $1.5 \pm 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$ dans un premier temps pour une première approche homogène avec tous les autres sites modélisés, puis nous testons une densité de 2.0 g.cm^{-3} pour quantifier l'influence de ce paramètre sur les âges des séismes identifiés.

La composition chimique du colluvion traversé par les rayons cosmiques modifie les taux de production au sein de la roche de l'escarpement de faille encore enfoui. Nous avons montré que sur le site MA3 sur la faille de la Magnola (Chap. 4, Section 4.4.3), la composition chimique globale du colluvion (fragments calcaires + 'terre') diffère peu de celle moyenne de l'escarpement pour les éléments réactifs vis à vis des rayons cosmiques. En conséquent, sur ce site, l'approximation de la composition chimique globale du colluvion par celle de la roche de l'escarpement introduit une différence négligeable (~1%) sur la production de ^{36}Cl au sein de la roche de l'escarpement encore enfoui. Pour tous les autres sites, la composition chimique du colluvion, utilisée dans la modélisation des données ^{36}Cl , sera donc approximée à la composition chimique moyenne de l'escarpement calcaire.

5.2.2. Incertitude sur les déplacements des séismes identifiés

L'incertitude sur le déplacement par événement est maximale pour l'événement le plus ancien puisque l'interruption d'échantillonnage dans la partie supérieure de l'escarpement empêche la restitution du déplacement total de l'événement le plus ancien.

Les incertitudes sur les déplacements des événements plus récents sont estimées par l'estimation des valeurs de déplacement maximum et minimum possibles pour un modèle donné.

5.2.3. Calculs d'incertitude sur les âges des séismes identifiés

* Type de pré-exposition

Nous avons montré dans le chapitre 4 (Section 4.5.1) que le type de pré-exposition ('simple' c'est à dire sans prise en compte d'une histoire sismique préalable, ou 'complexe' c'est à dire

avec prise en compte d'une histoire sismique préalable) influence essentiellement les âges des séismes les plus anciens. Bien que l'occurrence de séismes pendant la pré-exposition soit plus réaliste que l'hypothèse d'une absence de séismes, en l'absence de contrainte sur cette pré-exposition (nombre de séismes, temps de récurrence et déplacements), nous avons choisi de modéliser les sites avec une pré-exposition 'simple' en première approximation. Cette approximation est rediscutée à la fin de la section 5.2.

* Durée de la pré-exposition / âge du séisme le plus ancien

Le couple « durée de pré-exposition / âge du séisme le plus ancien » ne pouvant être bien contraint, nous explorons son domaine de validité. Cela explique que l'incertitude sur l'âge du séisme le plus ancien soit supérieure à celle des séismes suivants.

* Calcul d'incertitude sur les âges des séismes identifiés

L'incertitude sur les âges des événements est déterminée comme détaillé dans le Chapitre 4 (Section 4.5.2). Néanmoins, dans ce chapitre, nous avons séparé ces incertitudes en 4 catégories emboîtées progressivement :

- incertitudes dues aux erreurs de mesure analytique sur les concentrations en [Cl] et [Ca] ;
- + les incertitudes relatives à la géométrie du site et à sa localisation géographique;
- + l'incertitude relative au taux de production élémentaire par spallation ;
- + l'incertitude relative à la longueur d'atténuation des neutrons.

+ l'incertitude découlant d'une éventuelle érosion dans les 4 cas précédents.

Nous avons montré au chapitre 4 que l'incertitude sur les âges due au point (1) est inférieure à celle due à la modélisation des barres d'erreur des mesures ^{36}Cl (AMS).

Les sources d'incertitudes (3) et (4) sont communes et identiques pour tous les sites, et n'influencent donc pas les âges relatifs des événements identifiés d'un site à l'autre, mais uniquement leurs âges absolus. Le premier point nous assure que, indépendamment de la prise en compte des incertitudes 3 et 4, la comparaison des âges obtenus d'un site à l'autre, et donc l'identification des différents événements, est solide. En revanche la prise en compte des incertitudes 3 et 4 est importante lorsque nous cherchons à comparer nos résultats à ceux indépendamment obtenus en tranchées paléosismologiques (datations ^{14}C), avec l'objectif de reconstituer l'histoire sismique réelle des failles.

Par conséquent, nous avons séparé les calculs d'incertitude sur les âges en 4 phases successives :

a) Incertitudes découlant de la modélisation des barres d'erreur minimum et maximum des concentrations en ^{36}Cl (mesures AMS),

b) introduction des sources d'incertitudes (1) et (2) décrites précédemment (c'est à dire $[\text{Cl}] \pm 5\%$, $[\text{Ca}] \pm 2\%$, incertitude sur la géométrie du site, la densité du colluvion et de la roche, et la position géographique du site),

c) introduction de l'éventuelle érosion. La gamme extrême d'érosion testée sur MA3 dans le chapitre 4 dans un but méthodologique (de 0 à 0.02 mm/an) ne semble pas réaliste dans ses bornes maximum sur le site MA3 dont l'âge (inférieur à 10 ka) impliquerait une érosion totale de 20 cm dans la partie supérieure de l'escarpement. Un tel degré d'érosion n'est pas compatible avec le bon état de préservation de la surface de l'escarpement. L'existence de cupules de profondeur centimétrique dans la partie supérieure de l'escarpement indique plutôt des taux d'érosion compris entre 0.001 et 0.005 mm/an. Les études d'altération des calcaires en domaine méditerranéen sur des périodes de ~10 ans indiquent des vitesses d'érosion d'au maximum 0.009 mm/an (Furlani et al., 2009). En l'absence dans la littérature de taux d'érosion déterminés sur des périodes de 10 ka, nous choisissons d'imposer un taux d'érosion moyen de 0.01 mm/an comme borne supérieure. Cette valeur est utilisée sur tous les sites pour calculer l'incertitude maximum sur les âges des séismes identifiés.

d) Introduction des autres sources d'erreur pour une estimation rigoureuse des âges absolus des événements identifiés.

5.3. Analyse du système de failles Magnola-Velino

Nota bene : le site nommé M1 dans le chapitre 4, échantillonné dans sa partie exhumée par Palumbo et al. (2004), et lors de cette thèse dans sa partie enfouie sous le colluvion, est renommé MA3 dans ce chapitre pour faciliter l'identification des 4 sites sur la faille de la Magnola qui deviennent donc d'ouest en est : MA1, MA2, MA3 et MA4.

La géométrie du système composé par les failles de Magnola et du Velino que nous rappelons ci-dessous (voir chapitre 3) nous amène à considérer les sites échantillonnés sur ces deux failles dans la même section.

La figure 5.4a est un détail de la cartographie des failles actives de la région Lazio-Abruzzo présentée dans le chapitre 3, centré sur le système 'Fucino-nord' (orange). La figure 5.4b présente l'interprétation de la géométrie et de l'organisation d'ensemble du système de failles, avec les implications cinématiques qui en découlent détaillées au chapitre 3. Rappelons que les failles de la Magnola, du Velino, du Val di Malito, de Castiglione, de Piano di Rascino, du Monte Calata et de Fiamignano, forment la branche ouest du système 'Fucino-nord' (FN-ouest). Et les failles de Celano - Ovindoli, Piano di Pezza, Campo Felice - Monte Orsello, Monte Ocre, Roio et Monte Petino forment la branche est du système (FN-est). Au sein de cette organisation, sur la branche ouest, les failles de Magnola, Fiamignano et Piano di Rascino obliques au système principal, apparaissent comme des terminaisons en queue de cheval du système NNW principal. Les failles de la Magnola et du Velino appartiennent donc clairement à un seul et même système, FN-ouest, au sein duquel le fonctionnement des failles est couplé, au moins sur le long terme. Il est donc nécessaire d'étudier conjointement les données de Velino et Magnola.

A une échelle plus fine, le système FN-ouest apparaît constitué de 4 segments majeurs relativement colinéaires (indiqués par les chiffres sur la figure 5.4b), auxquels s'ajoutent les segments obliques de terminaison que sont les failles de Magnola au sud, et de Monte Calata, Fiamignano et Piano di Rascino, pour les principales au nord. Le segment 1 est celui de Castiglione d'orientation moyenne $N160^\circ$ et de longueur ~ 7 km ; le segment 2 du Val di Malito est d'orientation $N160^\circ$ et de longueur ~ 7 km ; le segment 3, ouest de Velino, est orienté $N145^\circ$ et a une longueur de ~ 7 km ; le segment 4, est de Velino, est orienté $N135^\circ$ et a une longueur de ~ 5 km. Les segments 1, 2 et 3 ne sont pas clairement connectés en surface, mais sont séparés par de larges relais au niveau desquels la trace de la faille est décalée latéralement (Fig4a). Les segments 3 et 4 sont en revanche clairement connectés en surface au niveau d'un coude prononcé dans la trace de la faille. La faille de Velino est constituée des segments 3 et 4 connectés, de sorte que sa longueur totale est de ~ 12 km. La longueur totale du système FN-ouest composé de ses 4 segments majeurs colinéaires est de ~ 27 km (longueur mesurée le long du système). Si on inclut les terminaisons obliques en queue de cheval du système, c'est à dire les failles de Magnola et Piano di Rascino, la longueur totale du système FN-ouest devient une quarantaine de km dans sa direction NNW moyenne, et ~ 45 km le long du système.

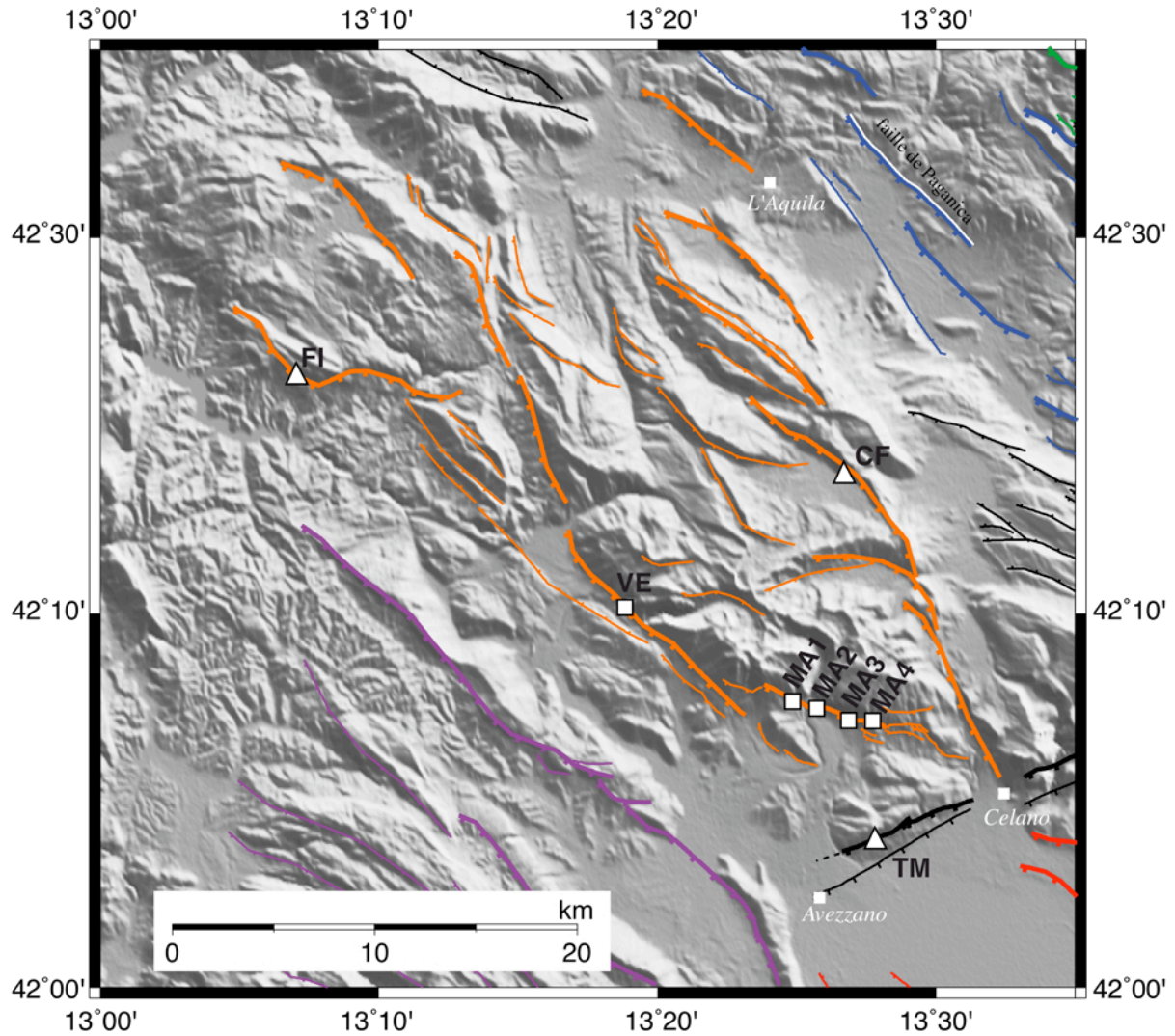


FIG. 5.4a : Extrait de notre carte des failles actives de la région Lazio-Abruzzo centré sur le système Fucino-nord (orange) sur fond topographique SRTM ombré (faux soleil au NE). Les sites ^{36}Cl échantillonnés sont indiqués et différenciés selon que leurs échantillons ont été mesurés à l'AMS (carrés) ou seulement préparés en chimie (triangles).

5.3.1. Présentation générale des sites sur les failles de Magnola et du Velino

* Faille de la Magnola

La figure 5.5a présente la cartographie détaillée de la faille de Magnola sur une image satellite SPOT haute résolution (pixel 2.5m), tandis que la figure 5.5b présente une interprétation de l'organisation et de la géométrie de la zone de faille. La trace principale de la faille a une direction moyenne N110°, une longueur de l'ordre de 13 km, un pendage sud variant entre 40

et 50° en surface et un déplacement cumulé important variant au minimum entre 300 et 900 m d'après la mesure de la hauteur des facettes triangulaires.

A sa terminaison ouest, la faille forme un relais avec la faille du Velino. On note l'existence d'une zone de relief au niveau de ce relais, suggérant que ce dernier peut être un push-up. Cette géométrie pourrait indiquer l'existence d'une composante dextre de mouvement sur la faille de Magnola, qui se superpose à sa composante normale majeure (Fig. 5.5b ; et Piccardi et al., 1999).

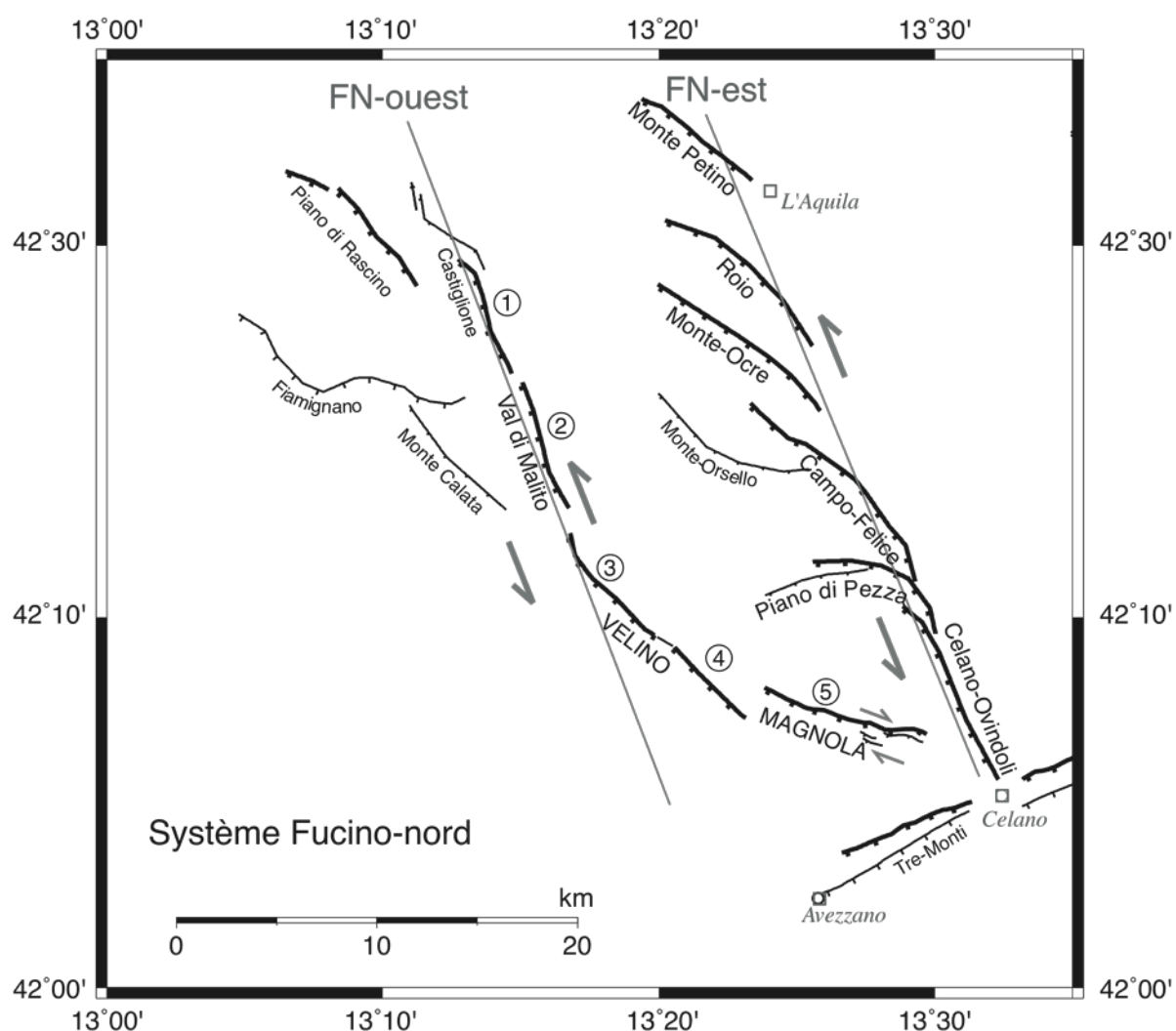


FIG. 5.4b : Carte tectonique simplifiée du système 'Fucino-nord' et interprétation cinématique. Les failles de Piano di Rascino, Castiglione, Val di Malito, Fiamignano, Monte Calata, Velino et Magnola forment le système FN-ouest (Fucino Nord - ouest). Les failles de Celano - Ovindoli, Piano di Pezza, Campo Felice - Monte Orsello, Monte Ocre, Roio et Monte Petino forment la branche est du système Fucino Nord (FN-est). Leur organisation en échelon sénestre suivant une direction moyenne NNW (N160°) indique que ces failles et le système qu'elles constituent présentent une composante de mouvement sénestre en plus de leur composante normale.

Observée plus en détails, la faille de la Magnola apparaît constituée de 5 segments majeurs colinéaires, disposés en échelon dextre selon la direction N110° moyenne de la faille (numéros sur la figure 5.5b). La trace de la faille présente des coudes prononcés au niveau des zones de relais entre ces segments majeurs. Ces segments ont des longueurs variant entre 1 et 2.5 km. Leur arrangement d'ensemble est compatible avec la cinématique oblique révélée à plus grande échelle. Ils sont généralement connectés en surface au niveau d'une ou plusieurs petites failles obliques. Les segments 2 et 3 sont les moins clairement connectés en surface et apparaissent séparés par un relais extensif clair (détail figure 5.6). Le site d'échantillonnage MA1 est positionné au centre du segment 2. Le site MA2 se situe dans la zone de relais entre les segments 2 et 3. Les sites MA3 et MA4 se situent sur les segments 3 et 4, respectivement (détail figure 5.7).

La position des 4 sites échantillonnés sur la faille de la Magnola est reportée figure 5.8. Les photographies des 4 sites sont aussi reportées sur cette même figure de manière synthétique. Les fiches de ces 4 sites peuvent être visualisées en grand format dans l'Annexe III. Pour chaque site, une première photographie prise de la plaine (à une distance de ~500 m) montre sa localisation, et une deuxième photographie montre le site après échantillonnage de l'escarpement basal préservé de la faille. Les positions (numéros) des échantillons y sont reportées. Enfin, les informations techniques pour la modélisation des concentrations en ^{36}Cl de chaque site sont reportées : position géographique déterminée par GPS, écrantage du site et hauteur (H) de l'escarpement ayant un pendage constant β .

Site MA1

Situé au centre du segment n°2 de la faille de la Magnola, le site MA1 présente une hauteur échantillonnée de 8.10 m sur un plan de pendage $\beta = 40^\circ \pm 2^\circ$ (Fig. 5.8). Les échantillons ont été prélevés aux endroits où l'escarpement présentait une surface lisse, peu altérée et exempte de fractures. Cela explique un échantillonnage en petits tronçons, entre les fractures affectant le plan de faille. Au dessus du profil échantillonné, le plan se poursuit sur ~7 m de haut avec le même pendage, puis laisse place à une zone érodée de pendage $\gamma = 35^\circ \pm 5^\circ$. Ainsi, les échantillons prélevés ne sont pas influencés par la surface supérieure, de pendage γ . Le colluvion présente un pendage de $\alpha = 25^\circ \pm 3^\circ$ sur ce site, et un aspect de surface similaire à celui au site MA3 détaillé au chapitre 4. Au niveau de ce site, l'escarpement cumulé fait environ 550 ± 50 m.

Site MA2

Le site MA2 est en position particulière car situé au niveau de la connexion entre les deux segments (2 et 3) les plus longs de la faille (Fig. 5.5b et détail Fig. 5.6). L'escarpement calcaire de pendage $\beta = 50^\circ \pm 2^\circ$ fait une hauteur de 8.60 m (Fig. 5.8). L'intégralité de sa hauteur a été échantillonnée, mais les fractures qui le recoupent nous ont forcés à segmenter notre échantillonnage. Au-dessus de l'escarpement, la surface supérieure a une pente plus faible ($\gamma = 35^\circ \pm 5^\circ$), ce qui induit, pour les échantillons sommitaux prélevés, une contribution en rayons cosmiques provenant de la partie ayant un pendage γ . Sur ce site, le colluvion présente un pendage fort, $\alpha = 35^\circ \pm 3^\circ$, et un aspect globalement similaire en surface à celui du site MA3. La hauteur de l'escarpement cumulé au-dessus du site MA2 ne peut être mesurée dans la mesure où la vallée glaciaire Majelama a érodé partiellement la facette triangulaire au dessus de ce site. A environ 200 m plus à l'est, le déplacement cumulé est d'environ 700 ± 100 m, mais, encore une fois, la vallée suivante rend aussi difficile sa mesure (voir photographie de terrain Fig. 5.8).

Site MA3

Le site MA3 se situe dans la moitié est du segment 3 majeur de la faille. Ce site est celui échantillonné par Palumbo et al. (2004) sur lequel nous avons dégagé l'escarpement enfoui sous le colluvion, sur une profondeur de 4 m le long de l'escarpement, directement à l'aplomb de l'échantillonnage précédemment réalisé (voir Chap. 4). L'escarpement calcaire préservé, de pendage $\beta = 45^\circ \pm 2^\circ$, fait une hauteur totale de 20 m, dont les premiers 10.2 m ont été échantillonnés par Palumbo et al. (2004) en une trace continue (Fig. 5.8). Au-dessus, la surface a un pendage $\gamma = 30^\circ \pm 5^\circ$. Puisque les échantillons sommitaux sont distants d'environ 10 m de la rupture de pente entre β et γ , ils ne voient pas la contribution du flux qui traverse γ . Sur ce site, la tranchée nous a permis de récolter des échantillons de colluvion et ainsi de discuter sa composition chimique et de mesurer sa densité (Chapitre 4). Son pendage moyen est de $\alpha = 30^\circ \pm 3^\circ$. La différence de pendage entre β et α n'est que de 15° , donc l'épaisseur relative du colluvion est faible, ce qui explique les forts taux de production de ^{36}Cl à de grandes profondeurs le long de l'escarpement enfoui (Chapitre 4, Fig. 4.17). Notons que c'est aussi le cas des autres sites de la faille de la Magnola. Le site MA3 est situé dans la zone de déplacement cumulé maximum de la faille de la Magnola : 875 ± 25 m (voir photographie Fig. 5.8).

Site MA4

Le site MA4 se situe à la terminaison ouest du segment 4 de la faille. Le site est sur la trace principale de la faille, avant que celle-ci ne se subdivise vers l'est en plusieurs escarpements plus petits, dont deux principaux (Fig. 5.5a et détail Fig. 5.7). Notons la présence de petits escarpements 500 m en avant du plan principal, au site MA4 (Fig. 5.7).

L'escarpement calcaire basal fait 7.0 m de hauteur pour un pendage $\beta = 42^\circ \pm 2^\circ$. La surface du plan de faille sur ce site semble moins bien préservée que sur les trois autres sites. Des rigoles d'altération profondes d'1-2 cm ont été relevées dont la densité augmente de la base vers le haut de l'escarpement. Notre volonté d'échantillonner l'escarpement dans ses zones les mieux conservées nous a contraint à séparer notre échantillonnage en deux profils distants de 2 m latéralement (Fig. 5.8). Ainsi, les échantillons inférieurs du profil de gauche se situent à 2.50 m au-dessus de la base du colluvion. Les deux profils sont donc séparés de 0.6 m verticalement (entre les échantillons 45 et 46), et cet ajustement peut introduire une incertitude sur les déplacements des séismes identifiés (voir plus loin).

L'escarpement calcaire de 7.0 m de hauteur fait place à une pente supérieure de pendage $\gamma = 30^\circ \pm 5^\circ$. Ainsi, les échantillons récoltés sur la partie haute de l'escarpement reçoivent des rayons cosmiques provenant de la partie ayant un pendage γ . Sur ce site, le colluvion présente un pendage de $\alpha = 30^\circ \pm 3^\circ$ et son aspect de surface est proche de celui de MA3.

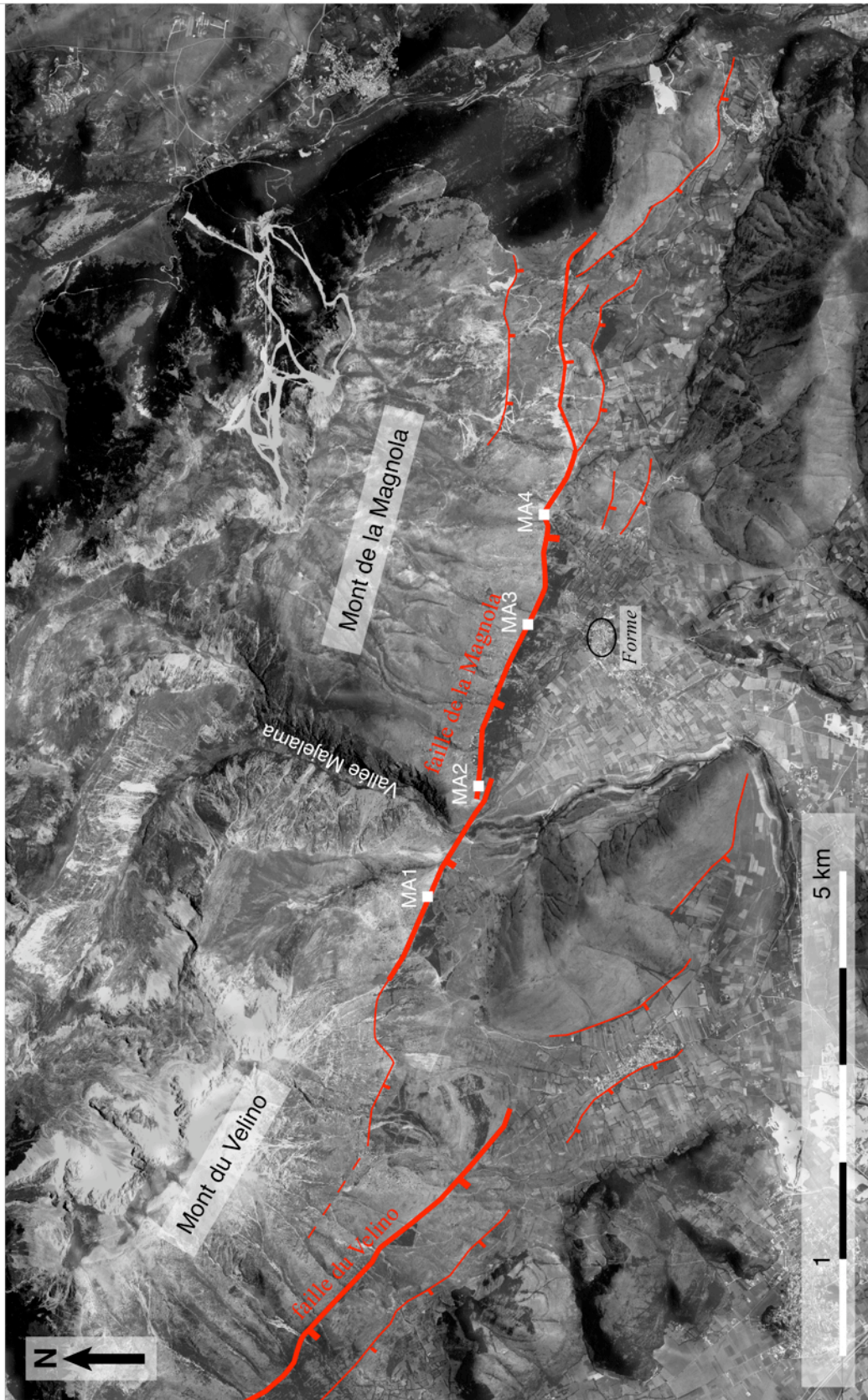


FIG. 5.5a : Cartographie détaillée de la faille de la Magnola sur fond d'image satellite SPOT haute résolution et localisation des sites MA1 à MA4 échantillonnés.

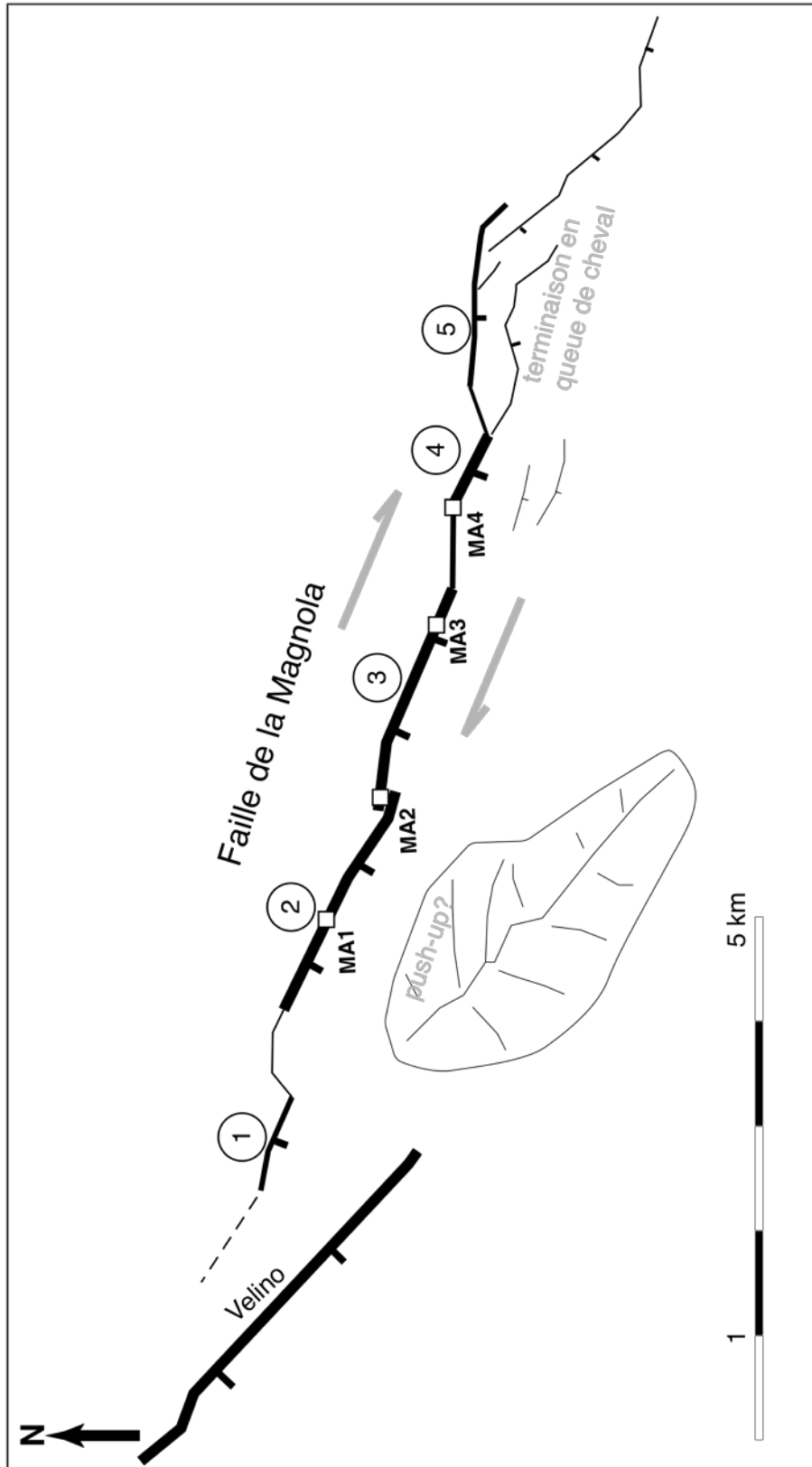


FIG. 5.5b : Carte tectonique interprétée de la faille de la Magnola. La faille de la Magnola apparaît constituée de 5 segments majeurs colinéaires (numéros), disposés en échelon dextre selon la direction moyenne $N115^\circ$ de la faille. Dans la zone de relais avec la faille du Vélino le relief identifié pourrait être un push-up. La terminaison Est de la faille de la Magnola est formée de nombreuses failles secondaires obliques formant une terminaison en queue de cheval. Ces indicateurs cinématiques sont compatibles avec une composante dextre de mouvement qui se superpose à la composante normale majeure sur la faille de la Magnola.

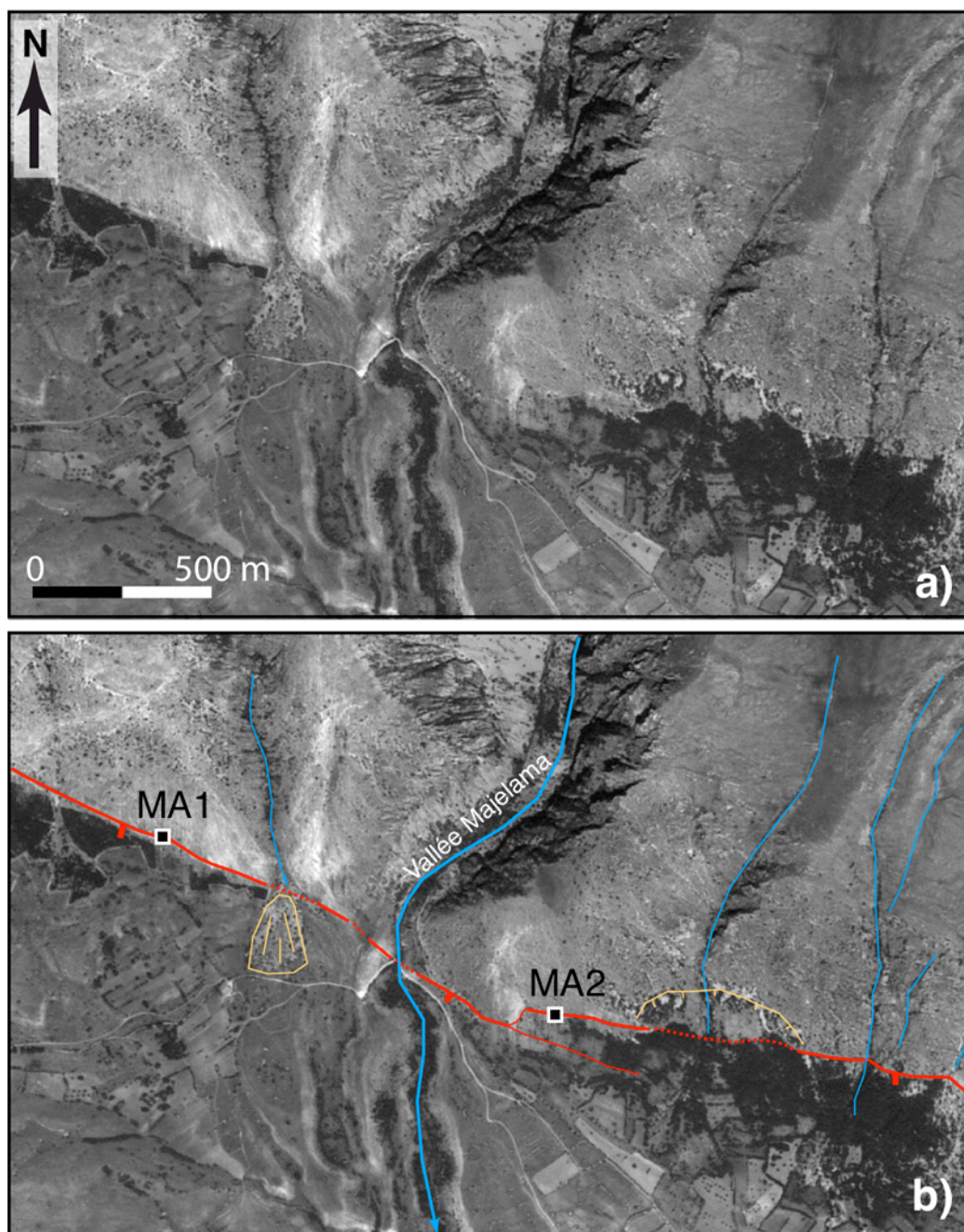


FIG. 5.6 : Trace de la faille de la Magnola au niveau des sites MA1 et MA2 (Ouest). a) Détail au 1:25000 de l'image satellite SPOT ayant une résolution de 2.5m. La trace de la faille correspond au liseré blanc à la limite entre colluvion végétalisée (herbe, forêts) et escarpement cumulé plus aride car formé du substratum calcaire. b) Interprétation de l'image précédente. En trait plein rouge : trace de la faille visible. En pointillés rouges, interpolation de la trace de la faille. Le site MA1 se situe sur le segment 2 (Fig. 5.5b) de la faille de la Magnola, et le site MA2 à l'inter-segment entre les segments 2 et 3 (Fig. 5.5b). La trace blanche à 250 m à l'Est du site MA2 correspond à une zone d'arrachement et non à la trace de la faille.

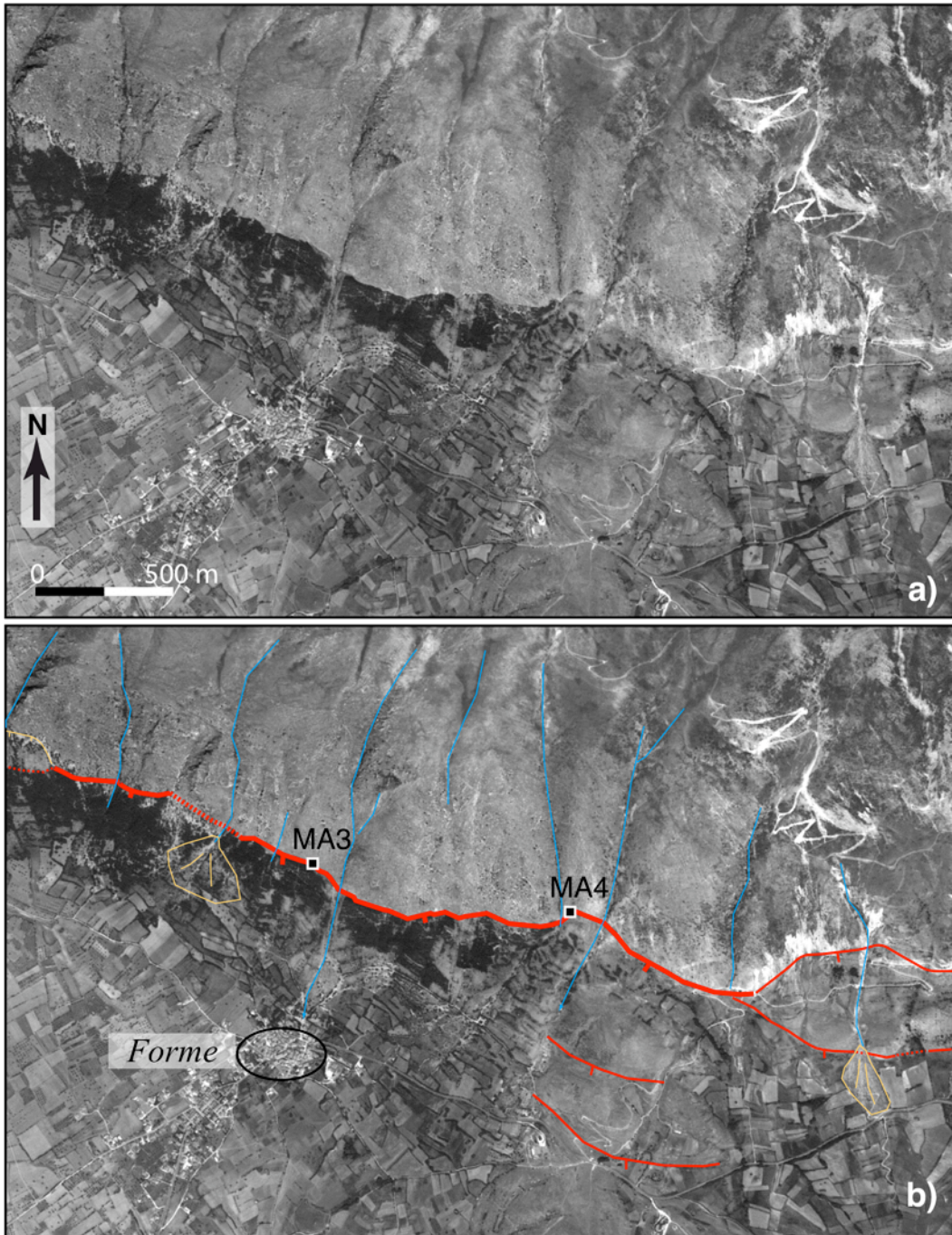


FIG. 5.7 : Trace de la faille de la Magnola au niveau des sites MA3 et MA4 (Est). a) Détail au 1:25000 de l'image satellite SPOT ayant une résolution de 2.5m. La trace de la faille correspond au liseré blanc à la limite entre colluvion végétalisée (herbe, forêts) et escarpement cumulé plus aride car formé du substratum calcaire. b) Interprétation de l'image précédente. En trait plein rouge : trace de la faille visible. En pointillés rouges, interpolation de la trace de la faille. Le site MA3 se situe sur le segment 3 et le site MA4 sur le segment 4 (Fig. 5.5b). En avant du site MA4 (à 250-500 m), deux petits escarpements de failles sont visibles dont le rejet est de quelques mètres.



FIG. 5.8 : Synthèse des sites sur la faille de la Magnolia (voir texte pour plus de détails, et Annexe III).

* Faille du Velino

La figure 5.9 présente des photographies de terrain de la faille du Velino. L'unique site répondant aux critères de préservation de la surface du plan calcaire a été trouvé sur le segment n°3 de la faille (Fig. 5.4b et 5.10) au nord du hameau de Cartore. Ce site nommé VE présente un plan de faille calcaire de pendage $\beta = 40^\circ \pm 2^\circ$ sur une hauteur de 9.5 m dont les deux mètres du haut sont érodés avec des cannelures d'environ 2-3 cm de profondeur. Ainsi, seuls les 7.60 m depuis la base ont été échantillonnés. Cet escarpement laisse place dans sa partie sommitale à la forêt avec un sol ayant une pente d'environ $\gamma = 35^\circ \pm 5^\circ$. Le colluvion est lui aussi boisé, et a un pendage de $\alpha = 30^\circ \pm 3^\circ$. La surface de l'escarpement est bien conservée sauf dans sa partie basse à gauche où une grande cannelure matérialisée par les flèches blanches sur la photographie du site (Fig. 5.9) nous a contraint à un échantillonnage par petits tronçons.



FIG. 5.9 : Site VE de la faille du Velino. Sur la photographie du site, les flèches blanches marquent la cannelure en biais nous ayant contraint à un échantillonnage en transects (voir Annexe III pour la planche de ce site en grand format).

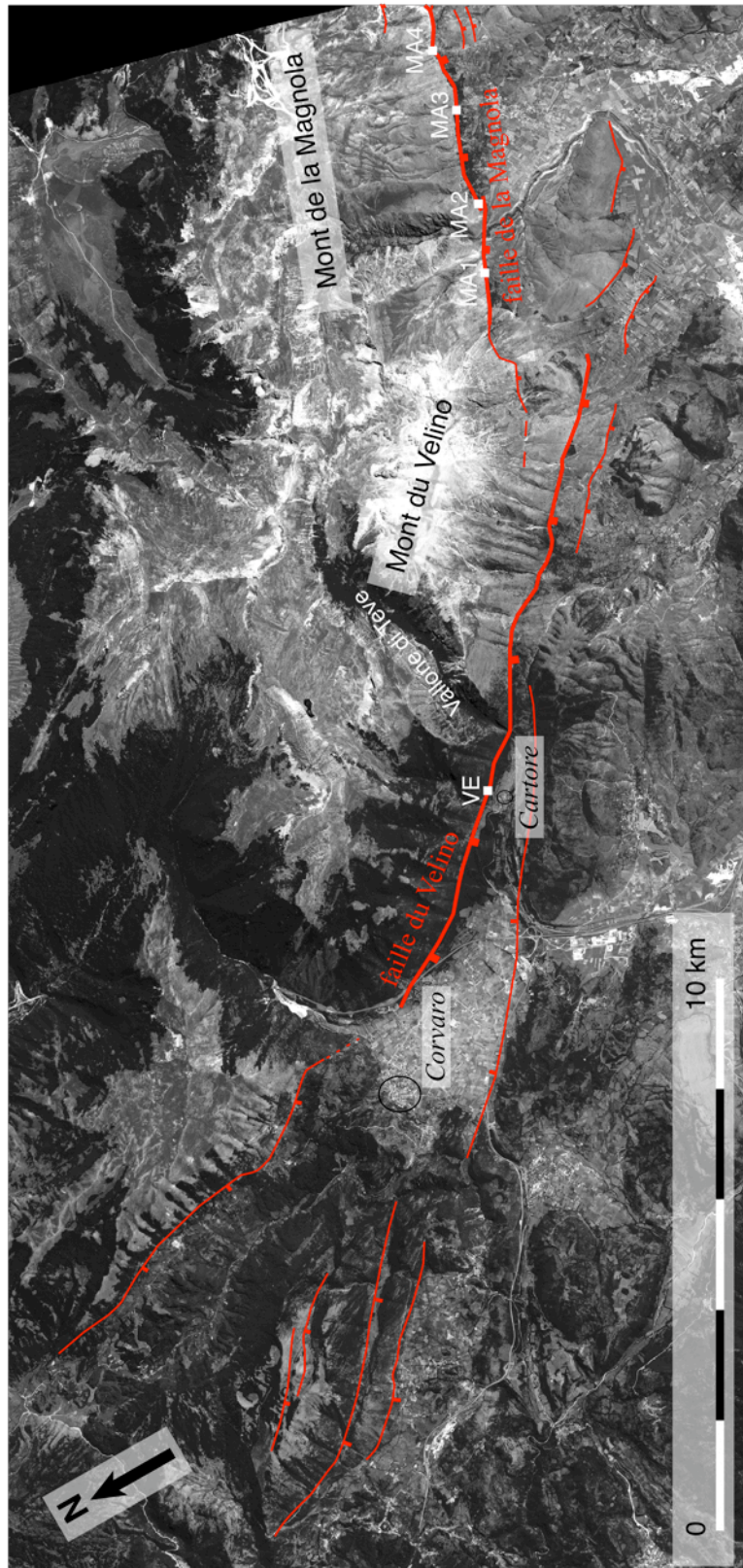


FIG. 5.10 : Cartographie de détail de la faille du Velino sur fond d'image SPOT haute résolution (pixel 2.5m). L'escarpement principal entre le village de Corvaro et la connexion avec la faille de la Magnola fait ~12 km de long et présente une ondulation majeure de sa trace au niveau du Vallon de Teve suggérant que la faille est divisée en deux segments majeurs.

5.3.2. Modélisation 'site par site' des données ^{36}Cl (modèles_{pref})

Nous avons montré au chapitre 4 que la modélisation des concentrations en ^{36}Cl ne permet pas de déterminer un scénario unique. Ceci rend l'interprétation des données ^{36}Cl relativement complexe. Pour déterminer au mieux l'histoire sismique des escarpements analysés, nous avons choisi de procéder en trois temps :

1 - Dans un premier temps, nous considérons que les sites sont indépendants les uns des autres et modélisons séparément chacun des 5 profils de concentration. Notre objectif est de trouver le modèle le plus robuste pour chaque site. Il est à noter que, dans la plupart des études réalisées jusqu'à présent, un seul site d'échantillonnage existe. Notre traitement individuel des sites nous rapproche donc d'un cas d'analyse classique. Pour modéliser un profil de concentration, nous procédons comme suit. Un examen visuel du profil nous renseigne d'abord sur la localisation et le nombre des 'discontinuités' les plus claires qui l'affectent. Une discontinuité se définit par une rupture de pente nette dans le profil des concentrations et marque la fin d'une exponentielle acquise lorsque les échantillons étaient encore enfouis sous le colluvion. En d'autres termes, elle marque la partie supérieure de l'escarpement qui a été brutalement exhumée par un séisme. Nommons « a » la partie proche de la verticale sur le profil qui correspond à la fin d'une exponentielle supérieure, et « b » la partie proche de l'horizontale qui correspond au début de l'exponentielle suivante inférieure (Fig. 5.11). Parallèlement, nous construisons la courbe des densités de probabilités cumulées (Pdf) des concentrations en fonction de la hauteur de l'escarpement. Cette courbe correspond à la sommation des gaussiennes centrées sur chaque point de mesure et dont la largeur et l'amplitude dépendent de l'incertitude sur la mesure. Une gaussienne sera étroite et de forte amplitude lorsqu'un point de mesure présente une incertitude faible, ce qui lui donne plus de poids par rapport aux autres points moins bien contraints. Au niveau d'une discontinuité dans le profil des concentrations, indépendamment de l'incertitude sur les mesures, les Pdf sommées de la partie « a » forment un pic, dont la localisation est très légèrement décalée vers la droite par rapport à la discontinuité dans le profil des concentrations. Toutefois, il faut noter que lorsque le pas d'échantillonnage n'est pas constant, les zones sous-échantillonnées ne peuvent pas contribuer à la somme des Pdf. Par conséquent, cela peut aboutir à des creux dans les Pdf sommées et rendre le profil plus difficilement analysable. Nous comparons donc, pour chaque site, la localisation des discontinuités identifiées, à celle des transects d'échantillonnage sur le profil des concentrations en ^{36}Cl . Une discontinuité observée dans un profil de concentration est réelle lorsqu'elle est : 1- au sein d'une même portion

échantillonnée, ou, 2- commune à deux portions d'échantillonnage successives. De même, un point dont l'incertitude sur la mesure est faible, aura tendance à 'tirer les Pdf cumulées vers le haut' aboutissant dans de rares cas à un pic artefact dans les Pdf sommées. Enfin, nous considérons que le niveau actuel du sol, c'est-à-dire la base de l'escarpement, marque la limite supérieure de la section d'escarpement qui sera exhumée par le prochain fort séisme sur la faille. De ce fait, même en l'absence de pic exprimé dans les Pdf cumulées, nous fixons une discontinuité à la base de chacun des sites (à $h = 0$ m sur les profils de concentration).

L'examen simultané du profil brut (discontinuités définies visuellement) et de la courbe de densité, révèle un certain nombre (N_{disc}) de discontinuités. Nous utilisons le nombre maximum de discontinuités comme proxy du nombre minimum (N_{prox}) de séismes à introduire dans la modélisation. Nous modélisons alors successivement le profil de concentration par un, puis deux, puis trois, etc... séismes, jusqu'à N_{prox} et parfois plus, en veillant à ce que les discontinuités introduites dans les modèles successifs coïncident avec les discontinuités identifiées précédemment. Les paramètres d'ajustement définis dans le chapitre 4 ($RMSw$, χ^2 , AICc) sont calculés pour chacun des modèles réalisés. Le $RMSw$ nous renseigne sur la qualité de l'ajustement des données par le modèle, et ses valeurs minimum indiquent le/les meilleur(s) modèles indépendamment du nombre de paramètres introduits dans la modélisation. Le χ^2 et le AICc mesurent aussi l'ajustement des données, mais prennent également en compte le nombre de paramètres introduits pour modéliser les données : nombre de séismes multiplié par deux (paramètre âge et paramètre déplacement pour chaque séisme), paramètre pré-exposition, paramètre érosion et variance du modèle. La combinaison de ces paramètres révèle généralement une gamme très étroite de modèles ajustant au mieux les données, et donc étant 'statistiquement valides'. Comme nous le verrons par la suite, il est rare que cette gamme inclue le modèle à N_{disc} séismes. Dans tous les cas, nous retenons finalement le modèle (modèle_{pref}) qui est à la fois statistiquement valide et incluant un nombre de séismes le plus proche possible du N_{disc} observé. Nous obtenons ainsi une histoire sismique, à la fois contrainte statistiquement par les données, et compatible avec au moins certaines des discontinuités observées.

Les graphiques des valeurs du $RMSw$, χ^2 et AICc en fonction du nombre de séismes sont construits sur la base de la modélisation des discontinuités observées dans le profil de concentrations en ^{36}Cl . Notons qu'il existe des modèles 'statistiquement meilleurs' mais ne modélisant pas les discontinuités : ils ajustent les concentrations mesurées, de manière moyenne, ce qui explique leurs $RMSw$, χ^2 et AICc inférieurs, mais ils ne prennent pas en compte les contraintes inhérentes à l'existence d'une histoire sismique.

2 - Dans un deuxième temps, nous tenons compte du fait que les sites d'une même faille ou d'un même système de failles peuvent ne pas être indépendants en termes d'histoire sismique. En effet, la méthode ^{36}Cl ne permet d'identifier que les forts séismes ayant produit des déplacements de surface au moins métriques. De tels séismes rompent généralement de grandes longueurs de failles, supérieures à 10 km (Fig. 5.12, Manighetti et al., 2007). Ces longueurs étant celles des failles que nous analysons, on en déduit qu'un fort séisme identifié en un point de la faille de Magnola ou de Velino a probablement rompu également le reste de la faille. L'histoire sismique des sites analysés n'est donc pas indépendante, au moins sur la faille de Magnola.

Nous comparons donc les modèle_{pref} de tous les sites, pour déterminer leurs événements communs, et leurs événements non-communs. Nous cherchons alors quels modèles 'optimaux' (modèle_{opt}) permettent au mieux de gommer les disparités non-réalistes entre les sites. Par exemple, si un événement bien identifié à tous les sites manque sur l'un d'entre eux, nous modifions le modèle_{pref} initial de ce site pour rechercher le meilleur modèle capable d'intégrer cet événement manquant tout en ajustant correctement l'ensemble des données. Nous veillons à ce que l'événement additionnel imposé corresponde à une discontinuité observée. Autre exemple : si un événement bien identifié présente un déplacement très au-delà des valeurs de déplacements possibles sur de telles failles (voir précisions plus loin), nous modifions le modèle_{pref} initial du site pour rechercher le meilleur modèle permettant de scinder cet événement en deux sous-événements, tout en ajustant correctement l'ensemble des données. Nous veillons à ce que la division en 2 sous-événements s'effectue au niveau d'une discontinuité décelée dans le profil et les courbes de Pdf.

Nous pensons que cette démarche nous conduit à déterminer l'histoire sismique la plus robuste d'une même faille ou d'un système de failles (modèle_{opt}). Cette histoire est robuste car les données sont statistiquement contraintes ou proches de l'être, tandis que l'histoire est réaliste en termes de fonctionnement des failles.

3 - Enfin, dans un troisième temps, nous 'poussons' éventuellement les modèle_{opt} pour tenter de modéliser aussi les discontinuités additionnelles observées mais non-encore prises en compte. Nous veillons à ce que les modèles obtenus (modèle_{max}) soient compatibles d'un site à l'autre en termes de fonctionnement des failles. Nous pensons que ces modèle_{max} sont plus réalistes en termes d'histoire sismique. En revanche, ils ne sont pas supportés par les données, au sens statistique du terme.

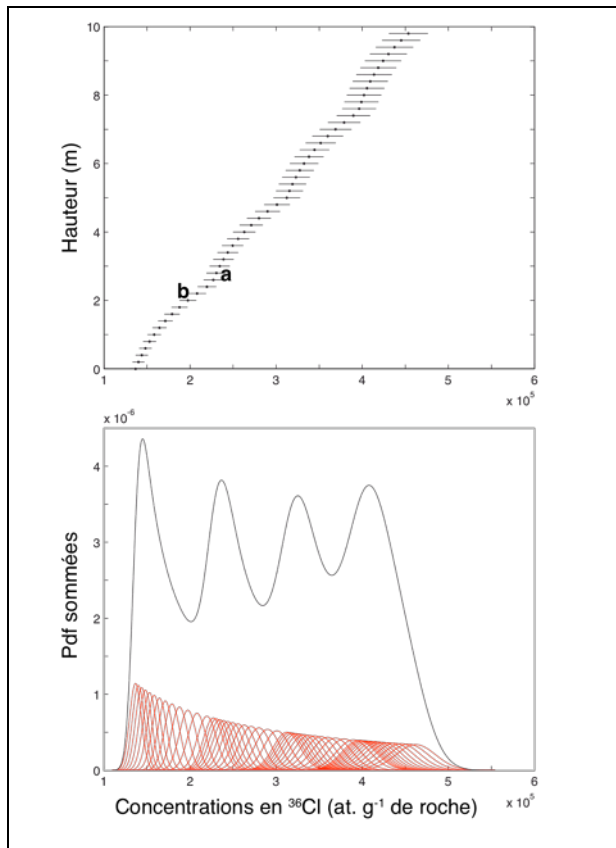


FIG. 5.11 : Etude d'un profil synthétique de concentration en ^{36}Cl pour un escarpement exhumé sismiquement par 4 séismes. Haut : les incertitudes synthétiques correspondent à $\pm 5\%$ de la concentration en ^{36}Cl . Bas : analyse statistique des fonctions de densité de probabilité individuelles en rouge et sommées en noir. La largeur d'une gaussienne augmente lorsque l'incertitude augmente. L'amplitude d'une gaussienne augmente lorsque l'incertitude sur la concentration diminue. Dans les zones de type « a » où la courbe moyenne des concentrations se verticalise (fin d'une exponentielle acquise en profondeur sous le colluvion), les Pdf cumulées forment un pic. Dans les zones de type « b » où la courbe moyenne des concentrations s'horizontalise (début de l'exponentielle suivante), les Pdf cumulées marquent un creux.

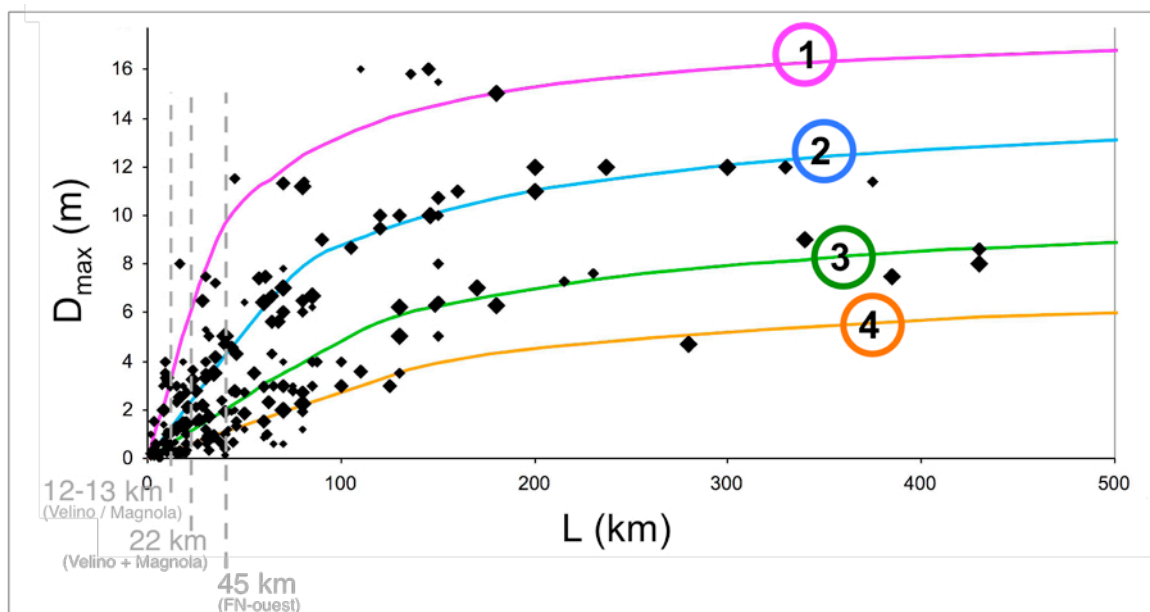


FIG. 5.12 : Synthèse des longueurs de ruptures et des déplacements produits en surface de 250 séismes historiques en domaine continental, tous mécanismes confondus et pour des magnitudes variées $M \geq 6$ (d'après Manighetti et al., 2007). Les courbes représentent l'interprétation des données par les auteurs et sont fonctions du nombre de segments rompus (de 1 à 4). Les longueurs des failles du Velino (segments 3 et 4, ~ 12 km), de la Magnola (~ 13 km), de Velino et Magnola sommées (~ 22 km) et du système Fucino Nord – ouest (FN-ouest : ~ 45 km max) ont été reportées. Les gammes de déplacement en surface observées sur les séismes de ce catalogue varient entre 0-4 m pour une longueur de 12-13 km, et atteignent 0-11 m pour une longueur de 45 km.

Dans ce qui suit, nous appliquons cette démarche à tous les sites pour lesquels des profils de concentrations ^{36}Cl ont été mesurés. Le site MA3 détaillé au chapitre 4, dont nous avons déjà discuté les données et leur modélisation, est présenté en premier pour illustrer la démarche sur un exemple déjà connu. Les figures 5.13a-e illustrant les sites Magnola-Velino sont néanmoins disposées dans l'ordre géographique d'Ouest en Est pour la Magnola (MA1, MA2, MA3 et MA4), puis Velino (VE). Ces figures 5.13a-e présentent les informations suivantes pour les cinq sites : les graphes du haut montrent les profils bruts des concentrations en ^{36}Cl mesurées à l'AMS et leurs incertitudes (les concentrations en ^{36}Cl , Cl_{nat} et la chimie globale des sites se trouvent en Annexe III). Les graphes centraux sont les fonctions de densités de probabilités (Pdf). Les discontinuités majeures identifiées à la fois visuellement et dans les Pdf sont soulignées par des barres verticales grises. Les graphes du bas présentent le modèle_{pref} avec le nombre d'événements, les âges et les déplacements obtenus. Les incertitudes sur les âges sont celles calculées dans le cas **a**) présenté en section 5.2.3 (modélisation des barres d'erreur minimum et maximum des mesures AMS). Les incertitudes **b**) et **c**) sont présentées plus loin, sur la figure 5.17 et la Table 5.1. Les graphes d'évolution des paramètres d'ajustement RMSw , χ^2 et AICc pour les différents modèles testés sont présentés sur la figure 5.14. La figure 5.15 représente, pour les sites concernés par un échantillonnage en petits transects, la localisation des discontinuités observées en fonction de la localisation des transects d'échantillonnage sur le profil des concentrations en ^{36}Cl .

Bien que les 5 sites aient des hauteurs d'escarpement similaires (entre 7 et 10 m) et des altitudes semblables (± 200 m), leurs concentrations en ^{36}Cl ont des gammes différentes, comprises entre $2 \cdot 10^5$ et $6 \cdot 10^5$ at.g⁻¹ de roche pour les sites MA1, MA3 et VE (figures 5.13a, 5.13c et 5.13e respectivement), et entre $4 \cdot 10^5$ et $11 \cdot 10^5$ at.g⁻¹ de roche pour les sites MA2 et MA4 (figures 5.13b et 5.13d respectivement). Nous revenons sur ce point dans la suite.

MA3 :

Quatre pics majeurs sont révélés par l'analyse des Pdf cumulées, qui coïncident bien avec les quatre discontinuités visibles à l'œil nu sur la figure du haut pour des concentrations de $2 \cdot 10^5$, $2.6 \cdot 10^5$, $4 \cdot 10^5$, et $4.5 \cdot 10^5$ at. g⁻¹ de roche. Ces quatre discontinuités sont modélisées par quatre séismes ayant eu lieu il y a 1.3, 3.5, 4.6 et 7.2 ka et ayant produit 2.0, 5.0, 1.9 et 2.3 m de déplacement respectivement (Fig. 5.13a -bas). La première discontinuité à la base est marquée par un pic dans les Pdf cumulées à $2 \cdot 10^5$ at. g⁻¹ de roche. Nous considérons néanmoins que la discontinuité réelle majeure coïncide avec la base de l'escarpement, à $1.75 \cdot 10^5$ at. g⁻¹ de roche

(h = 0 m). Nous notons que le modèle obtenu à 4 séismes implique un déplacement de 5 m pour le 2^{ème} événement (en partant de la base). Une telle amplitude de déplacement en surface pour une faille de 13 km de long n'a jamais été observée (Fig. 5.12, Manighetti et al., 2007). Qui plus est, cette amplitude est très supérieure à celles des déplacements estimés pour tous les autres événements. Ceci suggère que l'événement 2 est plus vraisemblablement un événement composite incluant au moins 2 forts séismes dont le cumul des déplacements atteindrait 5 m. Nous revenons sur ce point dans la suite.

** Le terme 'événement' sera préféré à celui de 'séisme' dans la mesure où la résolution de la méthode d'identification des séismes grâce au ³⁶Cl ne nous permet pas de déterminer si un événement de glissement identifié est véritablement un événement unique, ou un événement multiple constitué de plusieurs événements de glissements moindres.*

** 'Hauteur' et 'déplacement' sont mesurés « le long de l'escarpement de pendage β ».*

La modélisation des discontinuités identifiées sur le site MA3 successivement par 1, puis 2, puis 3, etc jusqu'en principe N_{disc} , nous permet d'observer les variations des indicateurs d'ajustement des données en fonction du nombre de paramètres du modèle (Fig. 5.14). Notons que sur ce site, la modélisation a été poussée jusqu'à 10 événements dans le chapitre 4 à des fins méthodologiques, et que les figures des valeurs des indicateurs d'ajustement sont donc construites jusqu'à 10 événements. Les modèles 2 et plus d'événements donnent un ajustement des données (RMSw) quasi identique. En revanche, lorsque l'on tient compte du nombre de paramètres introduits dans les modèles, les modèles 2 à 6 événements apparaissent les mieux contraints par le χ^2 , tandis que le modèle à 3 événements est le mieux contraint d'après le AICc ; le modèle à 4 événements est néanmoins également statistiquement valide. Le modèle à 1 événement n'est pas supporté par les données comme nous l'avons montré au chapitre 4 ($\Delta AICc_{1Evènement} > 10$). Un déplacement co-sismique d'une dizaine de mètres sur une faille aussi petite est de toute façon improbable et n'a jamais été documenté sur aucune rupture historique (Fig. 5.12, Manighetti et al., 2007).

** Le modèle à 1 événement n'étant pas supporté par les données du site MA3, il ne peut être valide sur un autre site de la faille de Magnola. Nous rejetons par conséquent ce scénario à un unique événement sur cette faille. Cette déduction ne peut en revanche pas être appliquée à la faille de Velino dont la rupture simultanée avec Magnola n'est pas démontrée.*

Sur le site MA3, les critères d'ajustement impliquent donc que 3-4 séismes sont supportés par les données. Les discontinuités majeures visibles et les pics de Pdf cumulées révèlent 4

discontinuités majeures. Sur ce site, l'échantillonnage continu en un unique transect permet de valider la présence de ces discontinuités. Nous concluons donc que le modèle à 4 événements est le plus robuste statistiquement (modèle_{pref}).

MA1

Les problèmes techniques rencontrés sur l'AMS du LLNL en 2007 nous ont amené à préparer de nombreux répliqués sur le site MA1 afin de vérifier la reproductibilité des mesures après remise en route de l'AMS. Ceci explique que plusieurs points du profil de concentrations présentent une incertitude très faible comparée aux autres. Ces points génèrent des pics de forte amplitude dans les Pdf individuelles, et conduisent à des pics non corrélés à l'existence de discontinuités sur les Pdf cumulées (ex ; à $2.8 \cdot 10^5$ et $3.2 \cdot 10^5$ at de ^{36}Cl par g^{-1} de roche, Fig. 5.13a). En tenant compte de cette particularité, les discontinuités claires révélées depuis la base de l'escarpement sont : une première à sa base c'est-à-dire à $2.5 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche ; une deuxième autour de $3 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche ; une troisième entre 3.5 - $3.75 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche : elle est néanmoins 'tirée' vers $3.5 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche par la présence d'un point à faible incertitude. Nous préférons donc la gamme supérieure de cet intervalle ; une quatrième discontinuité autour de $4.5 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche ; et une dernière vers $5.5 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche. La figure 5.15 représente par les différentes couleurs les transects d'échantillonnage. Les discontinuités identifiées précédemment sont reportées par les traits pointillés verticaux. Chaque discontinuité identifiée englobe des points provenant de transects différents ce qui permet de la valider. La modélisation progressive de ces 5 discontinuités conduit à la synthèse des indicateurs d'ajustement des données présentée sur la figure 5.14. Le modèle à 2 événements est le plus robuste statistiquement, mais les modèles 3 à 5 événements et plus spécialement celui à 5 sont supportés par les données ($\Delta\text{AICc} < 10$). Au vu du nombre de discontinuités déterminées, le modèle à 5 événements est le plus vraisemblable (modèle_{pref}). Il correspond à des événements ayant eu lieu il y a 3.0, 3.5, 4.0, 4.6 et 7.2 ka environ et ayant produit des déplacements de 1.50, 1.90, 2.50, 1.75 et >0.40 m respectivement (voir incertitudes associées sur la figure 5.13a).

MA2

Le profil de concentration présente 4 discontinuités majeures qui sont, depuis la base vers $\sim 3.5 \cdot 10^5$, $5.5 \cdot 10^5$, $7.25 \cdot 10^5$, $8.75 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche (Fig. 2.13b). Entre les deux premières discontinuités, et entre les deux suivantes, des pics de moindre amplitude sont relevés dans les Pdf cumulées et pourraient suggérer jusqu'à 6 événements. La modélisation progressive de

ces discontinuités par 1 à 6 évènements permet de construire les graphes d'ajustement des données présentés figure 14. Les modèles 2 à 6 évènements donnent des ajustements équivalents, avec un meilleur modèle à 3 évènements. L'identification claire de 4 discontinuités nous amène cependant à préférer le modèle à 4 évènements. De plus, bien que l'échantillonnage de ce site ait été réalisé en 6 transects (Fig. 5.15), les 4 discontinuités préférées sont localisées soit au milieu d'un transect (donc validées), soit englobent des points de deux transects différents (validées aussi). Ces évènements modélisés ont des âges de 1.5, 5.7, 8.6 et 11.5 ka, et des déplacements respectifs de 2.10, 1.75, 2.60 et 2.10 m.

MA4

Rappelons qu'en ce site l'échantillonnage a été réalisé en 4 tronçons séparés par des zones non échantillonnées qui correspondent aux zones vides de données sur le profil des concentrations en ^{36}Cl (figure 5.13d). Ces vides induisent des creux dans l'analyse des Pdf cumulées entre $4.5\text{-}5.10^5$, entre $5.75\text{-}6.10^5$, et entre 7.75 et $8.25.10^5$ at.g^{-1} de roche. D'un autre côté, trois discontinuités majeures apparaissent, à $3.5.10^5$, $5.25.10^5$ et autour de $9.5.10^5$ at.g^{-1} de roche. La modélisation progressive de ces discontinuités conduit aux facteurs d'ajustement présentés sur la figure 5.14. Nous poussons la modélisation jusqu'à 5 évènements par l'introduction d'une discontinuité à 6.10^5 et à 8.10^5 at.g^{-1} de roche dans chacune des zones sous-échantillonnées. Le meilleur modèle d'un point de vue statistique est celui à 2 évènements. Il est cependant basé sur la prise en compte d'une discontinuité autour de 6.10^5 at.g^{-1} de roche, précisément dans une zone sous-échantillonnée et donc non contrainte (Fig. 5.15). Donc, bien que statistiquement le plus robuste, ce scénario à 2 évènements n'est pas supporté par l'analyse des discontinuités réelles majeures. Nous faisons donc le choix de retenir le modèle à 3 évènements comme notre modèle_{pref}, basé sur la modélisation des 3 discontinuités majeures observées (Fig. 5.13d bas). Les âges des évènements modélisés sont : 1.4, 3.2, et 10 ka tandis que les déplacements sont de 2.5, 4.5 et $>0.6\text{m}$ respectivement.

VE

Quatre discontinuités apparaissent dans le profil de concentrations. Une forte dispersion des données est visible au-delà de 6m de hauteur, que nous ne pouvons pas expliquer. Dans cette zone, une cinquième discontinuité existe peut-être. Nous modélisons donc les données par un nombre croissant d'évènements : de 1 à 5, et présentons les paramètres d'ajustement des données par ces modèles sur la figure 5.14. Le meilleur modèle d'un point de vue statistique est celui à 1 évènement. Il est difficile de savoir si ce modèle à un évènement unique est

réaliste : si la faille de Velino a rompu seule, donc sur une longueur d'environ 12 km, ce scénario est très improbable car aucune rupture historique ayant un tel rapport D_{max}/L n'est connue (Fig. 5.12, Manighetti et al., 2007). En revanche, si la faille de Velino a rompu de concert avec d'autres failles (Magnola ? Val di Malito – Castiglione ? Monte Calata – Fiamignano ?, la totalité du système FNouest ?), donc sur une longueur plus grande, le scénario à un événement unique devient possible, comme l'attestent quelques données historiques (Fig. 5.12). Nous ne pouvons donc pas conclure. Néanmoins, l'observation de discontinuités dans le profil suggère qu'un scénario incluant plusieurs événements est plus probable. Dans une telle hypothèse, le scénario à 3 événements devient celui mieux supporté par les données. Nous le considérons donc comme le modèle_{pref} de ce site. Il est toutefois important de noter que ce modèle intègre 3 des 4 discontinuités identifiées, mais pas les plus robustes en termes de Pdf cumulées (le modèle prend notamment en compte la discontinuité à $4.5 \cdot 10^5$ at.g⁻¹ de roche qui résulte essentiellement de l'existence de 2 points ayant de faibles incertitudes). Nous reviendrons donc sur ce point. Nous vérifions que ces discontinuités sont robustes par rapport aux transects d'échantillonnage (Fig. 5.15). Elles englobent toutes des points de 2 transects et sont donc validées.

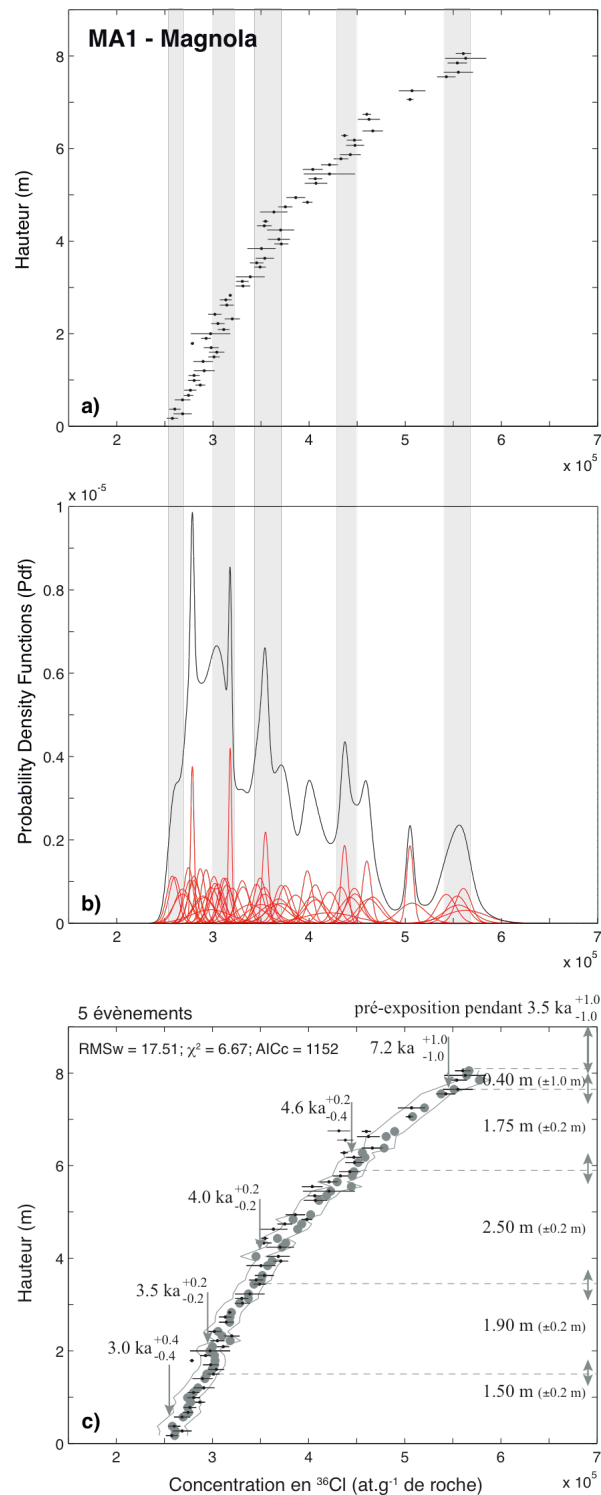


FIG. 5.13a : Données ^{36}Cl du site MA1 sur la faille de la Magnola. (haut) : Profil des concentrations en ^{36}Cl . Les points noirs correspondent aux données, et les barres horizontales aux incertitudes des mesures AMS. (milieu) : Fonctions de densité de probabilités individuelles en rouge et sommées en noir (Pdf). Cinq discontinuités sont identifiées sur le profil des concentrations en ^{36}Cl et surlignées par les barres verticales grises. (bas) : Modélisation des 5 discontinuités par 5 événements ayant eu lieu il y a 3.0, 3.5, 4.0, 4.6 et 7.2 ka et ayant produit des déplacements de 1.50, 1.90, 2.50, 1.75 et 0.40 m respectivement. Les doubles flèches grises à droite représentent l'incertitude sur les déplacements des événements modélisés. Les paramètres d'ajustement du meilleur modèle à 5 événements représenté par les ronds gris, sont indiqués, ainsi que le temps de pré-exposition et ses incertitudes.

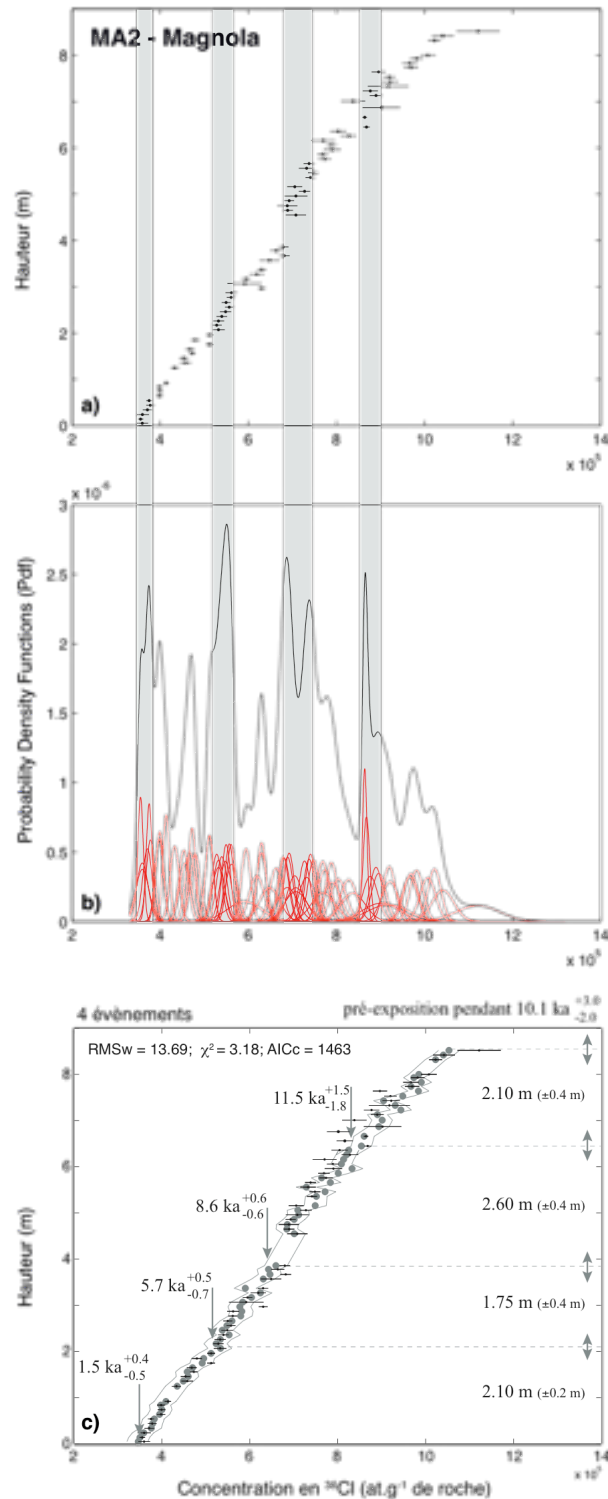


FIG. 5.13b : Données ^{36}Cl du site MA2 sur la faille de la Magnola. (haut) : Profil des concentrations en ^{36}Cl . Les points noirs correspondent aux données, et les barres horizontales aux incertitudes des mesures AMS. (milieu) : Fonctions de densité de probabilités individuelles en rouge et sommées en noir (Pdf). Quatre discontinuités sont identifiées sur le profil des concentrations en ^{36}Cl . (bas) : Modélisation des 4 discontinuités par 4 événements ayant eu lieu il y a 1.5, 5.7, 8.6 et 11.5 ka et ayant produit des déplacements de 2.10, 1.75, 2.60, 2.10 m respectivement.

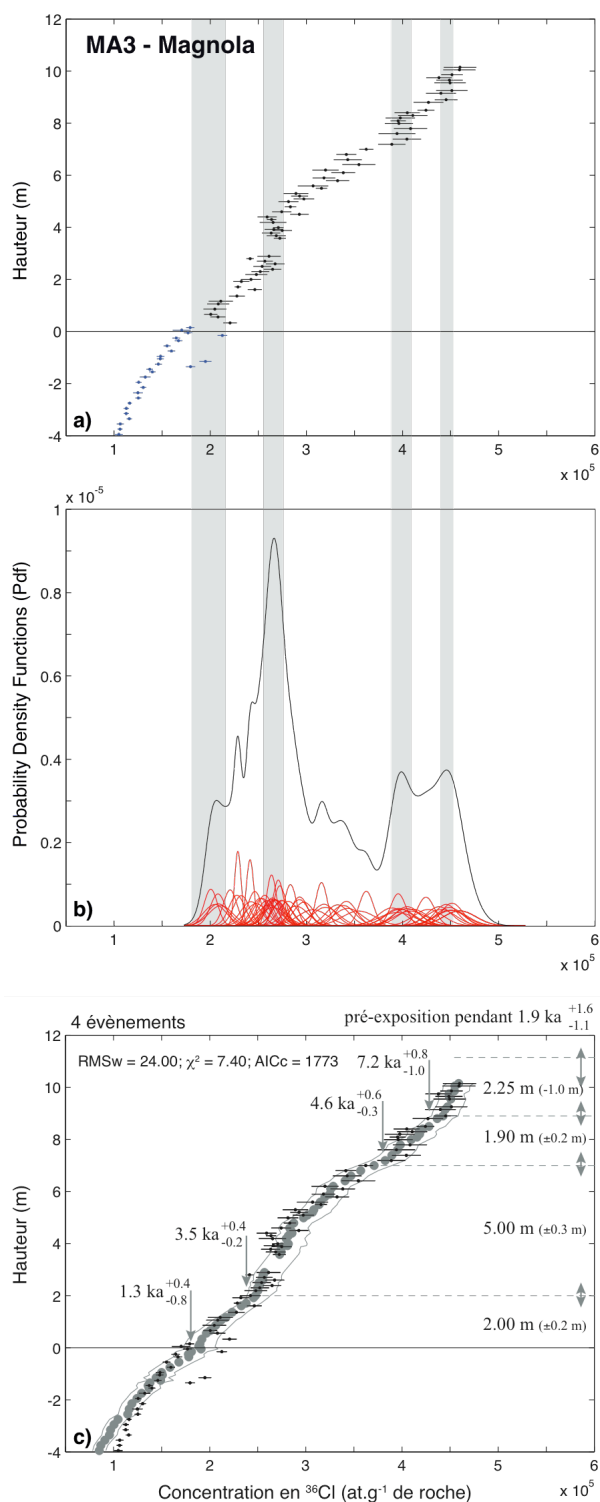


FIG. 5.13c : Données ^{36}Cl du site MA3 sur la faille de la Magnola. (haut) : Profil des concentrations en ^{36}Cl . Les points noirs correspondent aux données, et les barres horizontales aux incertitudes des mesures AMS. Les points bleus sont ceux des échantillons du plan de faille enfouis sous le colluvion. (milieu) : Fonctions de densité de probabilités individuelles en rouge et sommées en noir (Pdf). Quatre discontinuités sont identifiées sur le profil des concentrations en ^{36}Cl . (bas) : Modélisation des 4 discontinuités par 4 événements ayant eu lieu il y a 1.3, 3.5, 4.6 et 7.2 ka et ayant produit des déplacements de 2.00, 5.00, 1.90, 2.25 m respectivement.

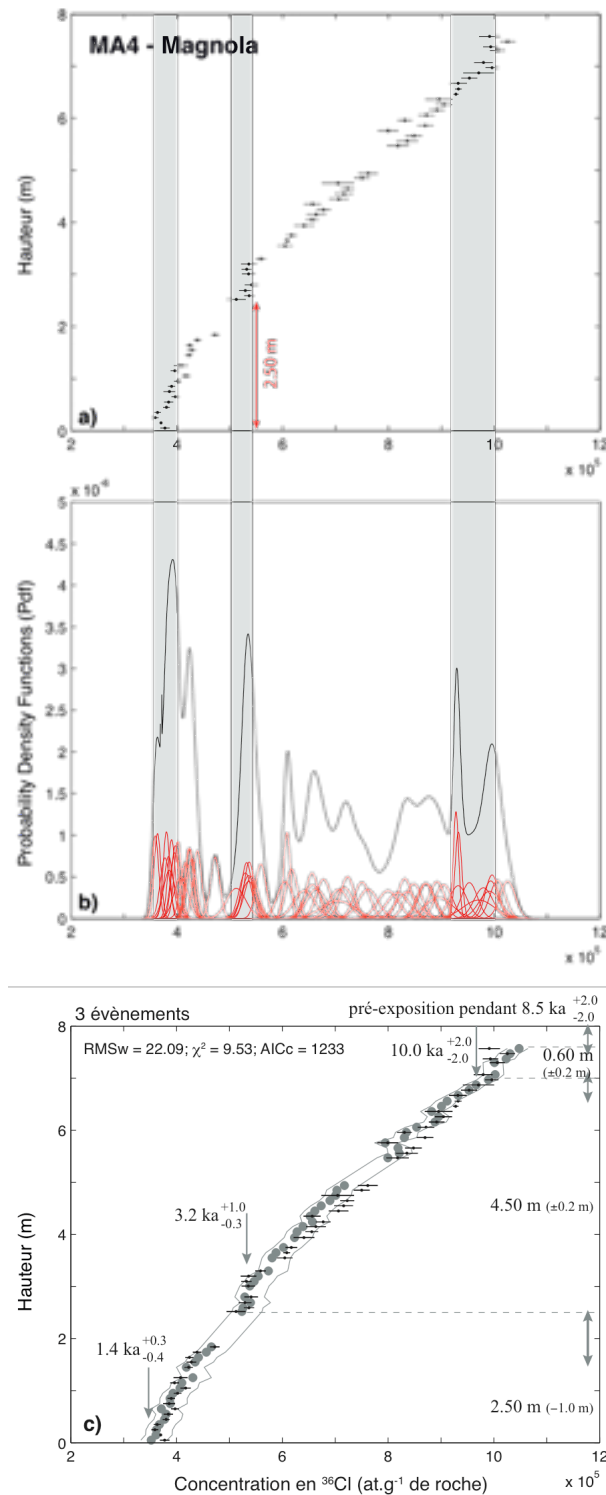


FIG. 5.13d : Données ^{36}Cl du site MA4 sur la faille de la Magnola. (haut) : Profil des concentrations en ^{36}Cl . Les points noirs correspondent aux données, et les barres horizontales aux incertitudes des mesures AMS. Les premiers 2.5m du profil correspondent au transect du bas (voir figure 5.8). (milieu) : Fonctions de densité de probabilités individuelles en rouge et sommées en noir (Pdf). Quatre discontinuités sont identifiées sur le profil des concentrations en ^{36}Cl . (bas) : Modélisation des 3 discontinuités par 3 événements ayant eu lieu il y a 1.4, 3.2 et 10.0 ka et ayant produit des déplacements de 2.5, 4.5 et 0.6 m respectivement.

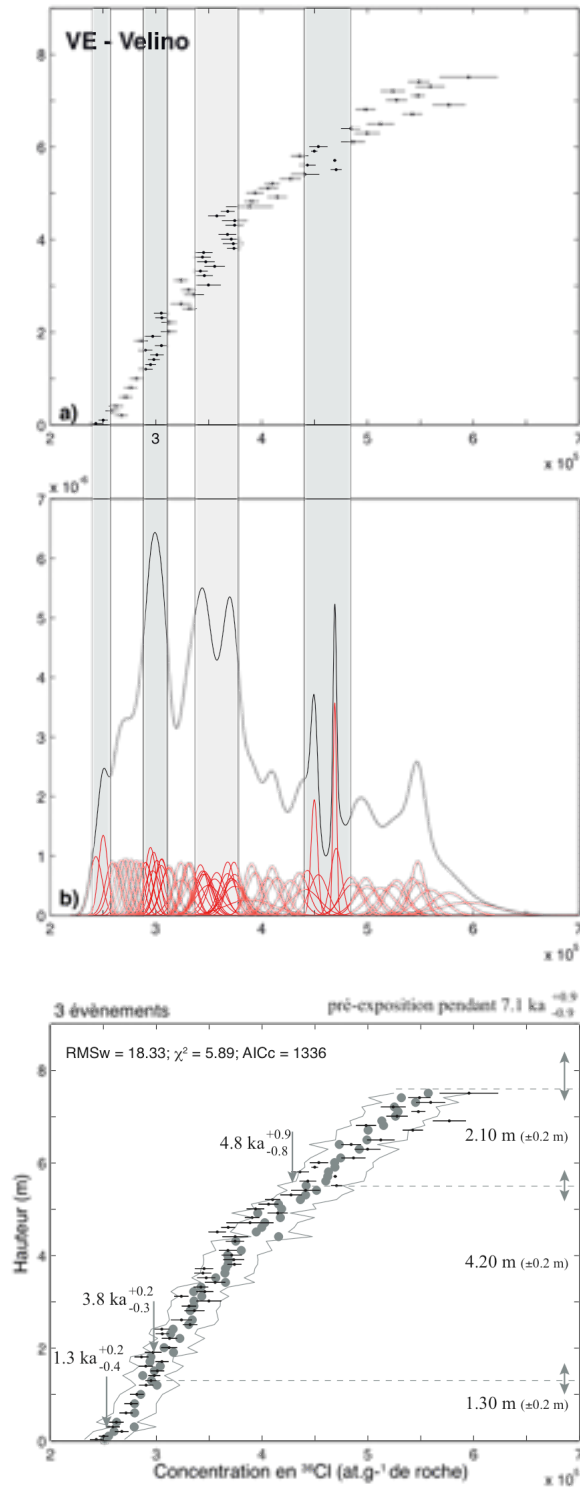


FIG. 5.13e : Données ^{36}Cl du site VE sur la faille du Velino (haut) : Profil des concentrations en ^{36}Cl . Les points noirs correspondent aux données, et les barres horizontales aux incertitudes des mesures AMS. (milieu) : Fonctions de densité de probabilités individuelles en rouge et sommées en noir (Pdf). Quatre discontinuités sont identifiées sur le profil des concentrations en ^{36}Cl mais seul le modèle à 3 événements est statistiquement valide. Le meilleur modèle à 3 événements est celui qui ne tient pas compte de la discontinuité autour de $3.5 \cdot 10^5$ at.gr $^{-1}$ de roche. (bas) : Modélisation par 3 événements ayant eu lieu il y a 1.3, 3.8 et 4.8 ka et ayant produit des déplacements de 1.30, 4.20 et 2.10 m respectivement.

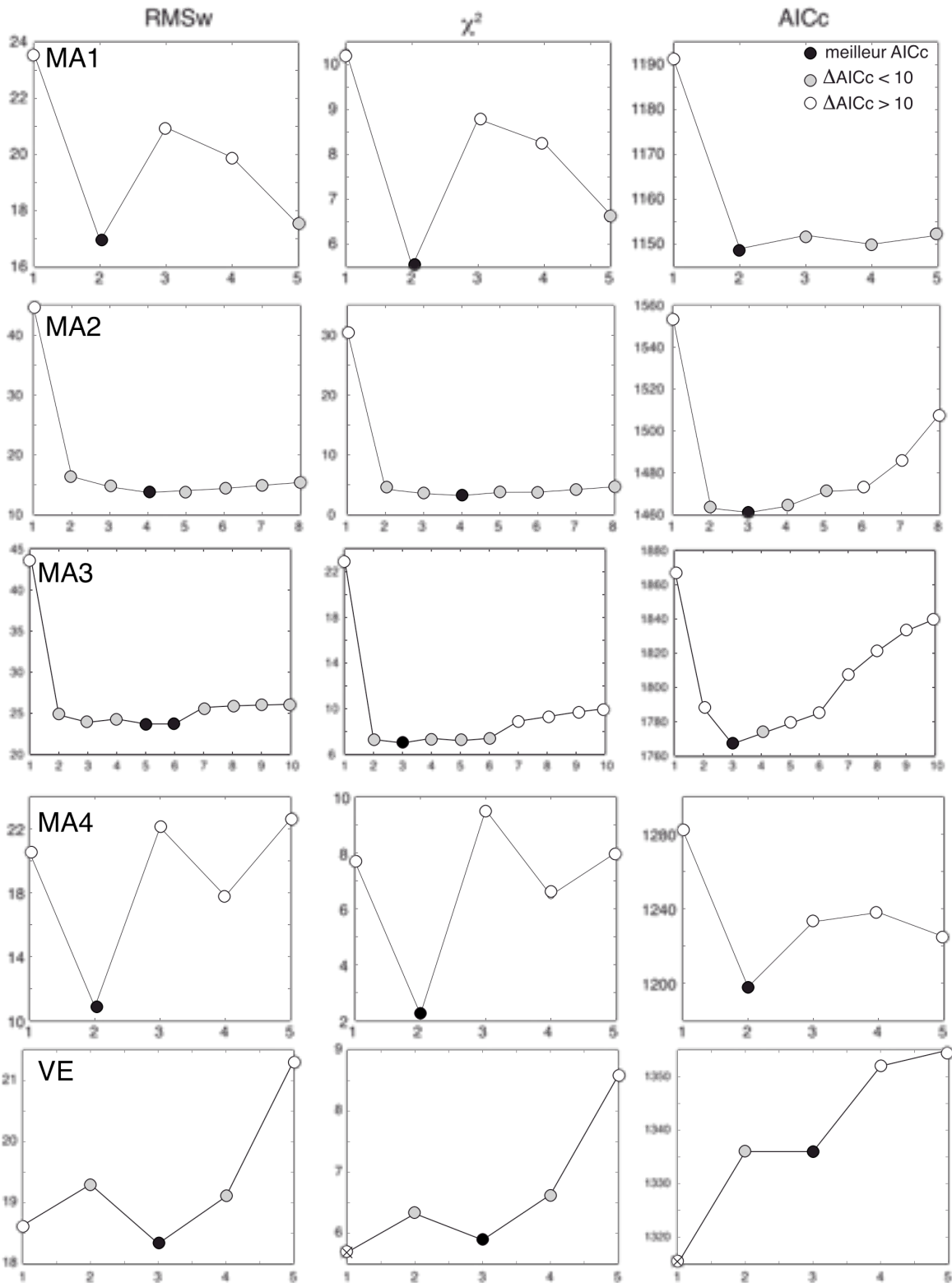


FIG 5.14 : Indicateurs de qualité de l'ajustement des données par le modèle pour les 4 sites de la Magnola et site de Velino, tels que définis dans le Chapitre 4. Le scénario 1 événement est rejeté en raison du fait que plus d'événements sont clairement identifiés sur certains sites (voir texte pour plus de détails). Par conséquent, les ronds noirs indiquent le meilleur modèle lorsque celui à 1 séisme est supprimé. Les ronds gris montrent le domaine de validité des modèles.

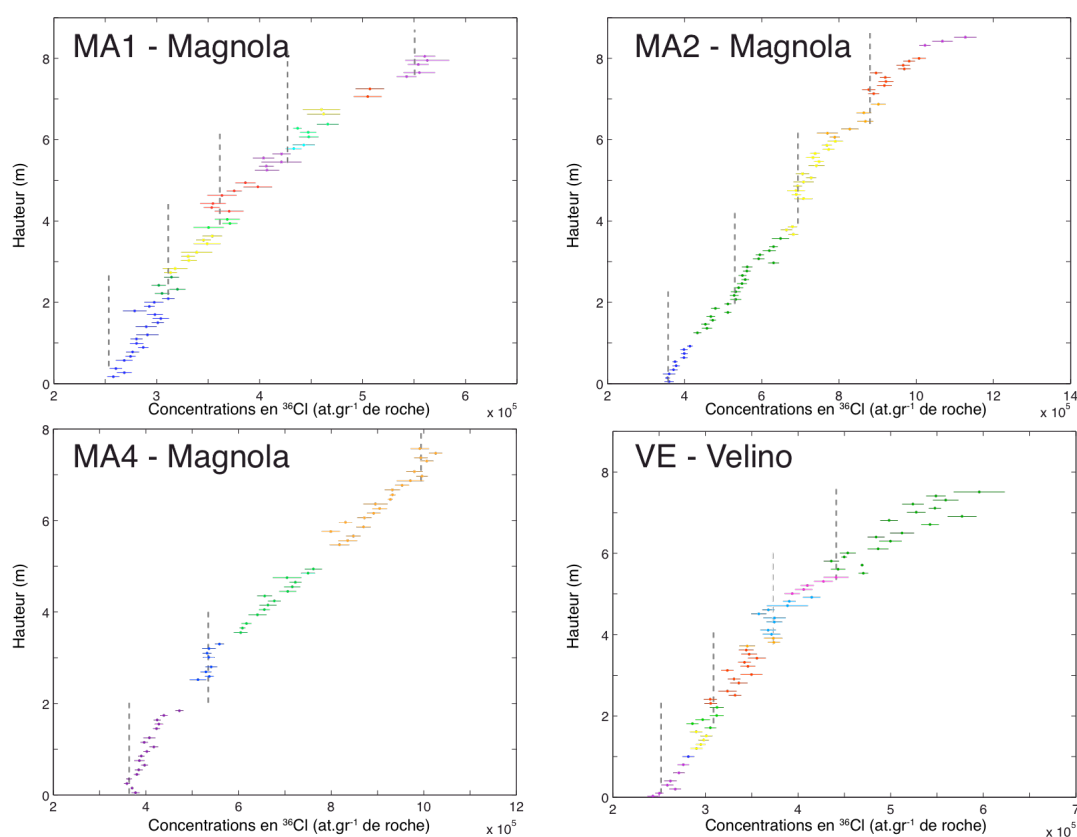


FIG. 5.15 : Représentation des segments d'échantillonnage sur les profils bruts des concentrations en ^{36}Cl pour les sites concernés par un échantillonnage discontinu (couleurs). Les traits verticaux pointillés correspondent aux discontinuités identifiées sur les figures 5.12a-e. Les discontinuités contiennent soit des points provenant de plusieurs segments d'échantillonnage, soit sont au sein d'un même segment et confirment donc leur validité.

La figure 5.16 et son équivalent en planche A3 en Annexe III présente la synthèse des évènements identifiés dans les modèles_{pref} des cinq sites. Les couleurs identifient des évènements de 'même âge'. Nous rappelons que les incertitudes sur les âges données ici sont les incertitudes minimum déduites de l'intégration des incertitudes sur les mesures AMS uniquement (incertitude 'a' précédemment détaillée section 5.2.3). Les barres d'erreurs provenant des incertitudes sur la géométrie des sites et l'éventuelle érosion ('b' et 'c') sont intégrées sur la synthèse temporelle des évènements identifiés sur les 5 sites (Fig. 5.17). Les incertitudes réelles ('d') sont plus grandes et nous revenons sur ce point dans la suite.

Un résultat majeur est que la plupart des évènements identifiés sont communs à tous ou à la majorité des sites. Seul le site MA2 se distingue clairement, avec une histoire sismique pour l'essentiel différente, et plus ancienne, que celle des autres sites. Le fait que la plupart des évènements soient communs aux sites de Magnola et de Velino suggère que ces deux failles présentent une histoire sismique au moins partiellement commune. Nous continuerons donc de les considérer ensemble dans la suite.

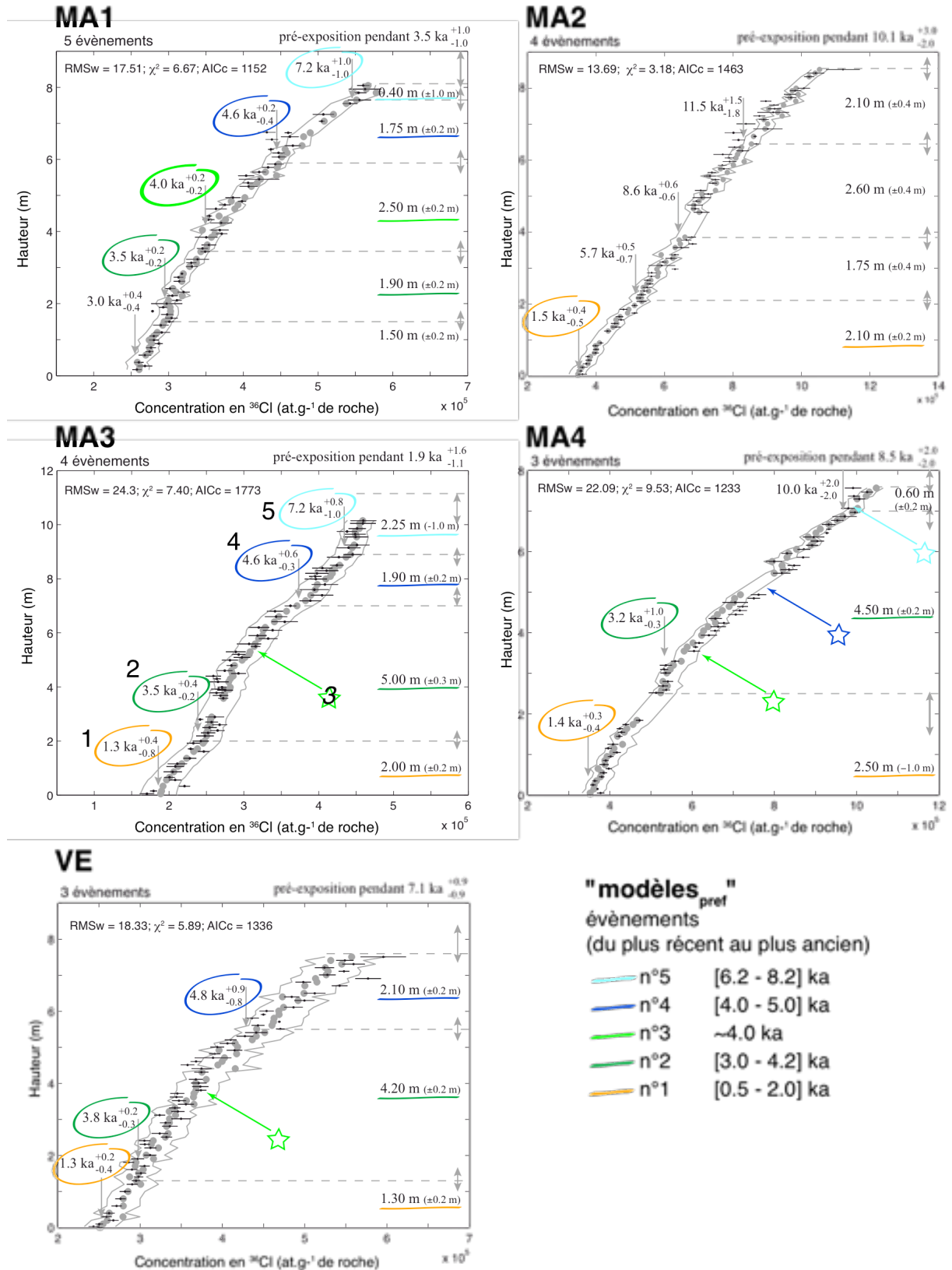


FIG. 5.16 : Synthèse des modèles_{pref} des sites sur la faille de la Magnola et du Velino. Les incertitudes indiquées proviennent de la modélisation des incertitudes sur les mesures des concentrations en ³⁶Cl. Les étoiles marquent l'emplacement de discontinuités probables marquées par des pics secondaires dans l'analyse des Pdf cumulées, qui pourraient correspondre aux événements 'manquants' par rapport aux autres sites (voir texte pour plus de détails).

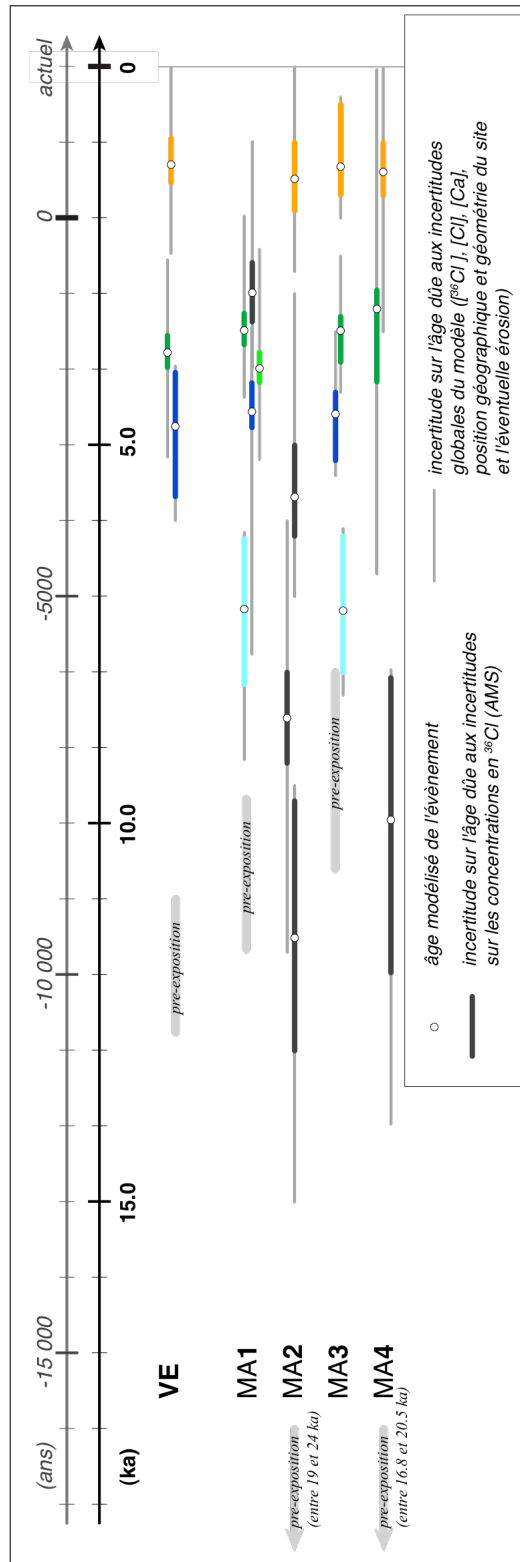


FIG. 5.17 : Synthèse des âges des séismes identifiés sur les failles de la Magnola et du Velino d'après étude des discontinuités des profils de concentration en ^{36}Cl : modèles_{prefs} des figures 5.13a-e. Les couleurs marquent les évènements ayant une gamme d'âge commune sur plusieurs sites (voir texte pour plus de détail). Pour chaque évènement, le point indique l'âge pour le meilleur ajustement des données ; le trait horizontal large, l'incertitude provenant de la modélisation des incertitudes sur les mesures AMS ; et le trait horizontal fin, l'incertitude provenant de la modélisation des incertitudes sur la géométrie et sur l'éventuelle érosion.

Dans le détail, l'événement le plus jeune (nommé 1) à 1.4 ± 0.1 ka est bien identifié sur tous les sites à l'exception de MA1, et présente des déplacements comparables d'un site à l'autre, variant entre 1.1 et 2.5 m. L'évènement suivant (2), vers 3.5 ± 0.3 ka, est identifié sur tous les sites à l'exception de MA2. Il présente des déplacements forts à presque tous les sites, compris entre 1.7 et 5.3 m, et généralement plus proches de 4-5 m. Un évènement suivant (3), vers 4.0 ka, est suggéré au site MA1, mais cet événement n'apparaît en aucun autre site. Un quatrième événement (4), vers 4.7 ± 0.1 ka, est identifié sur 3 des 5 sites (VE, MA1 et MA3), avec des déplacements semblables variant entre 1.5 et 2.30 m. Enfin un dernier évènement (5), vers 7.2 ± 1.0 ka, apparaît commun à 2 sites (MA1 et MA3), où il présente des déplacements difficiles à quantifier mais supérieurs à 0.4-2.2 m. Quelques événements plus anciens sont suggérés au site MA2 (vers 8.6 et 11.5 ka), tandis qu'un événement additionnel à 5.7 ka apparaît également en ce site particulier, sans équivalent ailleurs.

C'est le site MA3 qui présente les discontinuités les plus claires dans son profil de concentration, et donc sur lequel l'identification des événements est vraisemblablement la plus fiable. Il correspond au site où l'escarpement échantillonné est le mieux préservé, et le plus haut (Fig. 5.8 et Annexe III).

Les déplacements des 4 évènements communs identifiés sont du même ordre de grandeur entre 1.5 et 2.5m, sauf pour le deuxième qui présente des déplacements environ deux fois plus forts.

Les durées de pré-exposition sont relativement comparables sur les sites VE, MA1, et MA3, en bon accord avec leurs gammes de concentrations équivalentes (pour des altitudes comparables). Les deux sites plus fortement concentrés en ^{36}Cl dans leur partie supérieure, MA2 et MA4, nécessitent en revanche une pré-exposition jusqu'à deux fois plus longue par rapport aux 3 autres sites.

5.3.3. Modélisation conjointe des sites (*modèles_{opt}*)

Il est clair que les cinq sites analysés ne sont pas strictement indépendants en termes de fonctionnement sismique. Nous intégrons donc à présent cette inter-dépendance. Certaines considérations générales en termes de fonctionnement tectonique et sismologique des failles doivent ainsi être prises en compte. De même, certaines contraintes inhérentes à la méthode ^{36}Cl doivent être soulignées, ce que nous faisons ici :

1) Les déplacements inférieurs à 0.5 m ne sont pas décelables à ces sites avec le ^{36}Cl . Les déplacements de l'ordre du mètre sont assez mal contraints par la modélisation (courbe de

faible amplitude). Il est donc clair que notre analyse ne permet pas la restitution d'événements petits à modérés, de magnitude inférieure à 6-6.3 (Bonilla et al., 1988, Manighetti et al., 2007). Elle ne permet pas non plus de déceler des déplacements inférieurs au mètre pour les géométries des sites que nous étudions (épaisseur relative de colluvion faible et de faible densité), même lorsque ceux-ci existent.

2) Tout événement de glissement bien identifié en un site est donc nécessairement un fort séisme ou un fort événement de glissement ayant produit plus de 0.5-1 m de déplacement. Rapporté à la faible longueur des deux failles analysées (12-13 km pour Magnola et pour Velino), cette amplitude de déplacement implique que tout événement clairement identifié en un site doit avoir rompu d'autres sections et plus probablement la totalité de la longueur de faille (Fig. 5.12), et donc 'se retrouver' aux autres sites.

3) Les données historiques montrent que la rupture d'une faille de 12-13 km de long, longueur de la faille de la Magnola et de la faille du Velino, peut produire en surface un déplacement maximum d'environ 3-4 m (Fig 5.12, Manighetti et al., 2007). La rupture d'une faille de 22 km de long, longueur du système couplé Magnola-Velino, peut produire en surface un déplacement maximum d'environ 4-6 m. Enfin, la rupture d'une faille de 45 km de long, longueur du système total FNouest, peut produire en surface un déplacement pouvant atteindre jusqu'à 11 m. Nous considérons ces valeurs empiriques comme les bornes supérieures des déplacements possibles pour les événements identifiés dans nos données.

4) Les temps de pré-exposition ne peuvent pas différer beaucoup d'un site à l'autre sur une même faille car l'histoire sismique est globalement la même le long de la faille (en ce qui concerne les séismes majeurs). Un temps de pré-exposition long veut dire que les déplacements par séisme sont faibles (= faible vitesse de remontée du plan de faille). Donc on ne peut pas concilier un temps long de pré-exposition et de forts déplacements.

5) Les déplacements produits en surface par un séisme varient le long de la faille, mais il a été montré que cette variation n'est pas quelconque, mais suit généralement une fonction enveloppe de forme triangulaire et asymétrique (Manighetti et al., 2005). Ceci nous offre un 'cadre' pour interpréter la variabilité latérale éventuelle des déplacements : le déplacement cosismique atteint généralement un maximum à proximité de l'une des terminaisons de la rupture, et décroît quasi-linéairement depuis ce maximum jusqu'à zéro à l'autre extrémité de la rupture.

6) Il a également été montré que le déplacement cosismique montre des zones à fort gradient qui sont généralement corrélées à des zones géométriques particulières de la faille (e.g. Manighetti et al., 2005 ; Wesnousky, 2008). Ainsi, un fort gradient de déplacement est

souvent observé à l'une des terminaisons de la rupture, où le déplacement chute brutalement de sa valeur maximum à zéro sur une très courte distance. De forts gradients sont également observés au niveau des zones de relais majeures entre les grands segments de la faille rompue, le déplacement étant minimum au niveau de ces zones d'inter-segments (Fig. 5.18).

↳ Le point 2 implique que tous les séismes clairement identifiés en un site de la faille de Magnola, bien contraints par de belles discontinuités dans le profil des concentrations, doivent nécessairement se retrouver aux autres sites, exception faite des plus vieux dans la partie supérieure qui peuvent ne plus être décelables puisque dans une partie trop érodée et donc non échantillonnée. Leur déplacement peut néanmoins être plus faible en certains sites, notamment à ceux situés aux extrémités de la faille ou dans des zones d'inter-segment majeur. On commencera donc par reconstituer l'histoire sismique aux sites les plus éloignés des extrémités des failles (cas de MA4) et des inter-segments (cas de MA2). Ceci nous amène à nous baser d'abord sur le site MA3 qui se situe au cœur de la faille de Magnola, présente les discontinuités les mieux marquées, et des âges globalement consistants avec ceux des autres sites.

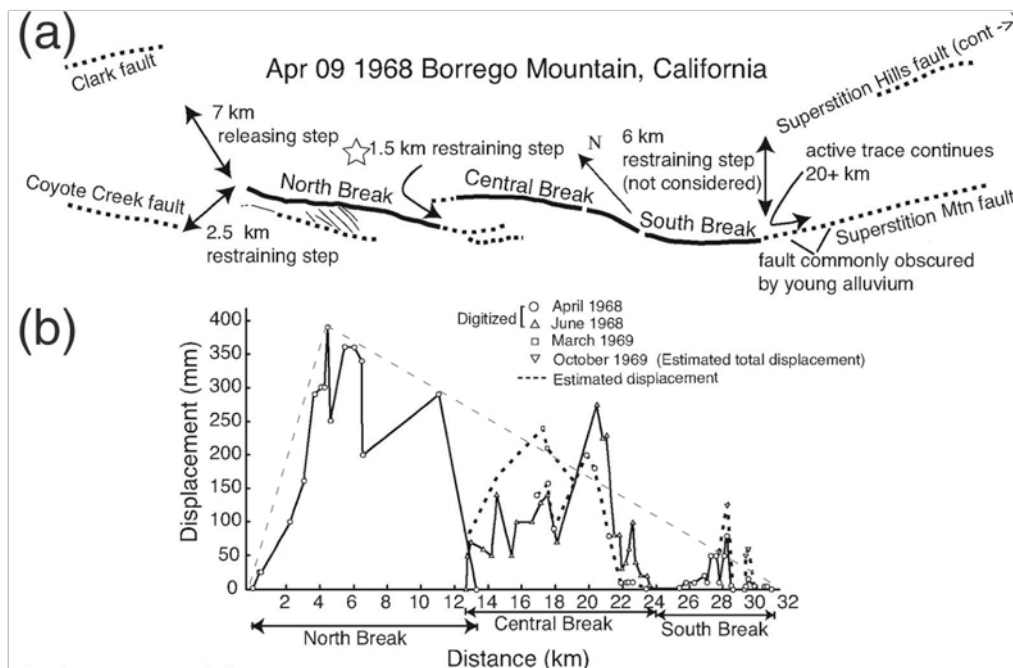


FIG. 5.18 : Exemple de déficit de déplacement en surface aux inter-segments (séisme de Borrego Mountain en 1968, modifié d'après Wesnousky 2008). a) La rupture des 3 segments est détaillée en carte (ligne pleine noire), b) et les déplacements co-sismiques mesurés en surface sont reportés le long de la direction moyenne de la faille. Les déplacements maxima sont relevés sur le segment nord, et le gradient de déplacement est très fort à sa terminaison nord (zone de relais avec les failles de Coyote Creek et de Clark qui n'ont pas rompu). Les profils de déplacement de chaque segment sont globalement triangulaires asymétriques, et l'enveloppe globale de déplacement des 3 segments rompus l'est aussi (ligne grise pointillée). Les zones d'inter-segment présentent de forts déficits de déplacement.

↳ Sur ce site MA3, l'évènement n°2 présente un déplacement fort (5 m) qui, bien que possible, est bien supérieur à tous les autres déplacements déterminés. De plus, il apparaît que sur les trois sites MA3, MA4 et VE, le deuxième évènement présente également un déplacement en moyenne deux fois plus important que celui de tous les autres évènements. Ceci nous amène à penser que l'évènement 2 est en réalité constitué de 2 évènements indissociés par la méthode. Au site MA3, une discontinuité claire existant vers $3.25 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche qui coïncide avec un pic de second ordre dans les Pdf cumulées (Fig. 5.13c), nous l'introduisons dans la modélisation. Le modèle optimal modèle_{opt} obtenu contient ainsi 5 évènements (Fig. 5.19 et planche en A3, Annexe III), ayant des âges approximatifs de 1.5 ka (évènement 1), 3.4 ka (évènement 2), 4.0 ka (évènement 3), 4.9 ka (évènement 4) et 7.2 ka (évènement 5), et produisant des déplacements de 2.0, 3.6, 1.6, 2.0 et 1.9 m respectivement (voir incertitudes Fig. 5.19 et planche en A3, Annexe III). Ces cinq évènements sont similaires aux cinq évènements par ailleurs identifiés au site MA1 (également au cœur de la faille de Magnola), confirmant le bien-fondé de notre démarche. Seul l'évènement le plus récent du site MA1 est légèrement plus ancien.

Nous faisons de même sur VE, en introduisant dans le modèle une discontinuité à la fois observée dans le profil de concentration et visible dans les Pdf cumulées (Fig. 5.13e), vers $3.75 \cdot 10^5$ at. g^{-1} de roche en concentration. Le modèle optimal obtenu ainsi pour VE révèle 4 évènements similaires en âges et déplacements aux 4 évènements les plus jeunes de MA3 et MA1. Ceci tend à nouveau à confirmer le bien-fondé de notre démarche.

Au site MA4, de petites discontinuités peu claires apparaissent dans la large section correspondant à l'évènement 2 (Fig. 5.13d) que nous modélisons comme évènements 3 et 4 identifiés aux sites MA1, MA3 et VE. A ce site, des lacunes d'échantillonnage ne permettent pas de valider l'existence de ces discontinuités. Cette 're-modélisation' du site MA4 conduit à identifier cinq évènements assez proche en âges et déplacements des 5 évènements reconnus aux sites MA3, MA1 et VE (Fig. 5.19 et planche en A3, Annexe III). Il est important de noter que les modèles_{opt} ainsi obtenus reproduisent les données de façon satisfaisante comme attesté par les paramètres d'ajustement (Fig. 5.14).

Le site MA2 est plus délicat à interpréter car situé dans une zone d'inter-segment majeure de la faille, où il est attendu que les déplacements soient moindres (exemple Fig. 5.18). Le profil de concentration du site MA2 présente 4 discontinuités majeures modélisées par 4 évènements dont seul l'évènement le plus jeune à la base présente un âge cohérent avec les autres sites (~ 1.5 ka ; modèles_{pref}, Fig. 5.16). Les évènements plus anciens sont beaucoup plus vieux globalement que ceux identifiés aux autres sites (autour de 5.7, 8.6 et 11.5 ka, avec un

temps de pré-exposition long de ~ 10 ka). Cela suggère que, entre 5.7 et 1.5 ka (événements 2 et 1), un certain nombre de séismes a pu avoir lieu, mais n'a conduit à exhumer que 2.10 m d'escarpement. En comparaison, sur les autres sites, dans le même laps de temps, au moins 4 événements ont eu lieu et ont exhumé 8-9 m d'escarpement. L'analyse des Pdf cumulées sur le site MA2 (Fig. 5.13b) indique la présence de pics secondaires vers $4.75 \cdot 10^5$, $6.25 \cdot 10^5$ et $7.75 \cdot 10^5$ at.gr⁻¹ de roche en concentration que nous essayons donc de modéliser en tenant compte des âges moyens des 5 événements identifiés sur les autres sites (Fig. 5.19). Nous obtenons un modèle_{opt} à 7 événements (Fig. 5.19 et planche en A3, Annexe III). Les cinq derniers événements identifiés à tous les autres sites sont détectés, avec l'enregistrement additionnel d'au moins deux événements plus anciens.

Les nouveaux modèles modèles_{opt} (Fig. 5.19 et planche en A3, Annexe III) provenant de la modélisation conjointe des données des 5 sites montrent ainsi que la prise en compte des discontinuités de second ordre identifiées visuellement et dans les Pdf cumulées sur certains sites, mais rejetées dans un premier temps car faiblement contraintes, permet l'identification d'événements communs sur tous les sites. Cette prise en compte semble donc nécessaire, importante et justifiée. Nos résultats montrent que 5 forts événements de glissement se sont produits au cours des derniers 7-8 ka, impliquant la faille de Magnola dans sa totalité, et la faille de Velino sur une partie au moins de sa longueur. Ces 5 événements ont les caractéristiques suivantes (Fig. 5.19) : l'événement noté (1) s'est produit vers 1.5 (+1.4 -0.7) ka, et a généré un déplacement de 1.1 à 2.2 m sur la faille; l'événement (2) s'est produit vers 3.0 (+0.7 -1.2) ka, et a généré entre 0.65 à 3.80 m de déplacement ; l'événement (3) s'est produit vers 4.0 (+0.7 -0.4) ka, et a généré entre 0.8 à 2.7 m de déplacement ; l'événement (4) s'est produit vers 4.9 (+0.7 -0.7) ka, et a généré entre 0.6 à 2.3 m de déplacement ; enfin, l'événement (5) s'est produit vers 7.6 (+1.6 -1.6) ka, et a généré entre 0.4 à 1.9 m de déplacement. Le site MA2 a enregistré au moins 2 événements plus anciens, dont les âges sont moins bien contraints puisque déterminés sur un seul site : vers 9.4 (+0.4 -0.7) ka, ayant produit environ $\sim 1.0 \pm 0.4$ m de déplacement ; et vers 11.4 (± 1.8) ka, ayant produit environ $\sim 2.1 \pm 0.4$ m de déplacement. Notons que les incertitudes indiquées ici, provenant de la modélisation des incertitudes sur les mesures, sont probablement trop faibles.

Il est important de noter que la fourchette haute de l'âge de l'événement 1 est exclusivement dictée par le site MA1, donc vraisemblablement peu contrainte. L'âge de l'événement 1 est ainsi sans doute plus proche de ~ 1.2 ka. La même remarque s'applique à l'événement 2 dont la fourchette basse d'âge est dictée par le seul site MA4. L'âge de l'événement 2 est donc

probablement plus proche de 3.3 ka. De même, l'évènement 5 voit sa fourchette d'âge haute dictée par le seul site MA2. L'âge de l'évènement 5 est ainsi sans doute plus proche de ~ 7.2 ka. L'absence de discontinuité claire dans la partie haute du profil des concentrations en ^{36}Cl du site VE (en partie due à une certaine dispersion des données) suggère que l'évènement n°5 n'est peut-être pas visible sur ce site, et se situerait dans la partie haute de l'escarpement non échantillonné.

5.3.4. Une étape de plus dans la modélisation (*modèles_{max}*)

L'histoire sismique enregistrée au site MA2 est beaucoup plus longue que celle déterminée aux autres sites. Cette longue séquence d'évènements confirme que la période antérieure aux 5 évènements identifiés aux autres sites a été une période sismique, marquée par l'occurrence d'évènements successifs. L'hypothèse d'une pré-exposition simple que nous avons faite jusqu'à présent dans nos modélisations semble donc peu réaliste. Nous choisissons donc ici d'utiliser la séquence déterminée au site MA2 comme base pour définir l'histoire de pré-exposition 'complexe' des sites analysés. Plusieurs remarques préalables nécessitent cependant d'être faites :

- Le modèle_{opt} obtenu au site MA2 ne semble pas tout à fait satisfaisant. En effet, alors que la plupart des évènements identifiés ont produit à ce site un déplacement vertical semblable, au maximum métrique, les évènements 5 et 7 sont associés à des déplacements deux fois plus importants (1.6 et 2.1 m respectivement). Or les sections du profil de concentration correspondant aux évènements 5 et 7 présentent chacune une discontinuité additionnelle, vers $7.2 \cdot 10^5$ et $9.5 \cdot 10^5$ at. de ^{36}Cl par g^{-1} de roche respectivement. La première discontinuité, à $7.2 \cdot 10^5$, est peu contrainte du fait d'une interruption d'échantillonnage dans cette zone du profil. Nous choisissons donc de ne pas la considérer. En revanche, nous notons que la position de la discontinuité entre les évènements 5 et 6 est également assez mal contrainte (Fig. 5.13b). Ceci suggère que les déplacements associés aux évènements 5 et 6 sont également assez mal contraints. Il est donc vraisemblable que l'évènement 5 ait en réalité un déplacement plus faible, et l'évènement 6 un déplacement plus important. Comme nous ne pouvons pas déterminer précisément ces déplacements respectifs, nous leur assignons une valeur moyenne identique égale à 1.3 m (la moyenne du déplacement total). Cette modification du modèle conduit à un meilleur ajustement des données, confirmant que le modèle initial n'était pas optimal.

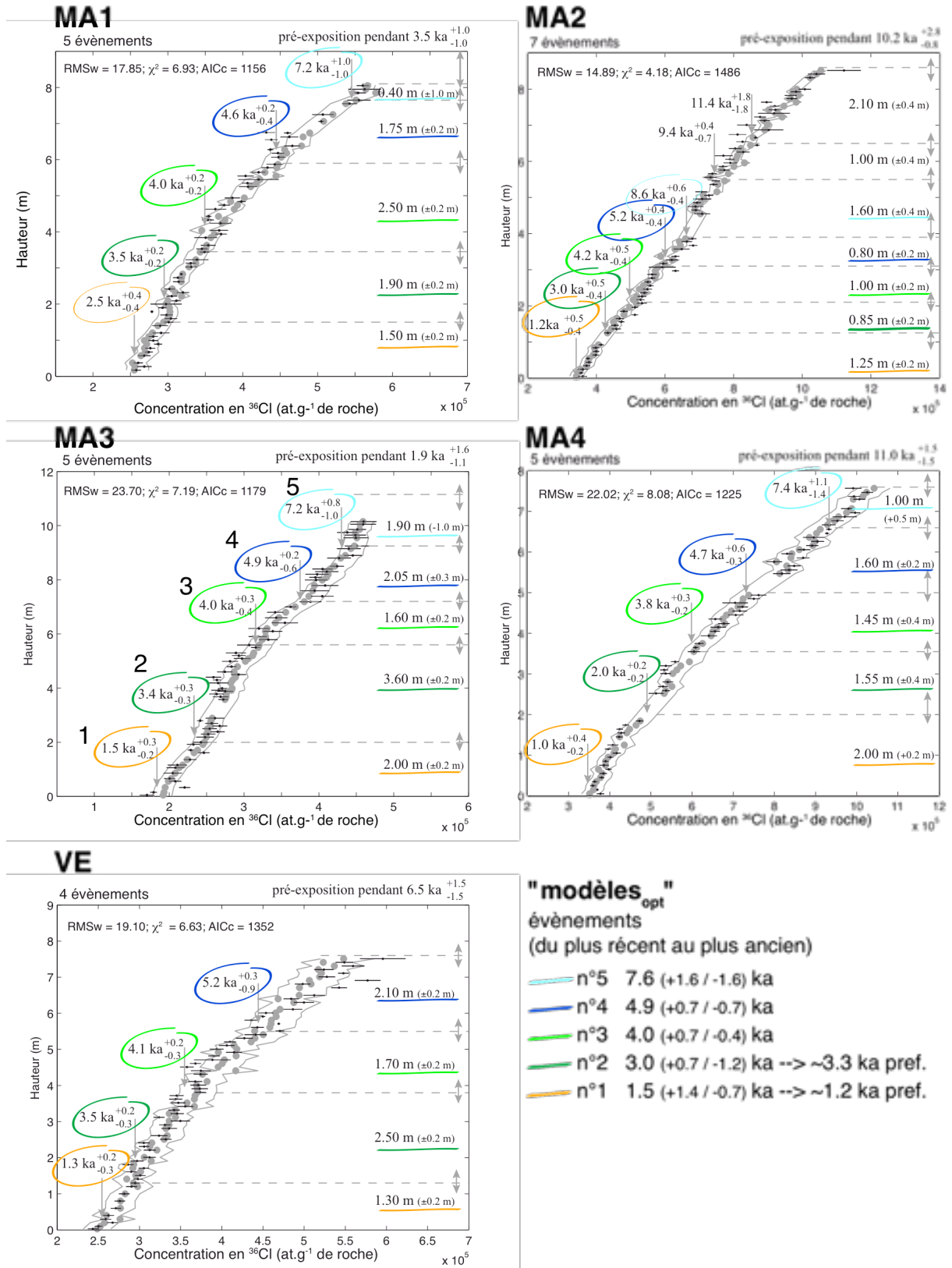


FIG. 5.19 : Synthèse des modèles_{opt} des sites sur la faille de la Magnola et du Velino. Les incertitudes indiquées proviennent de la modélisation des incertitudes sur les mesures des concentrations en ³⁶Cl. L'évènement n°1 sur MA1 et l'évènement n°2 sur MA4 présentent des âges plus vieux de ~1 ka par rapport aux autres sites pour leurs évènements respectifs (voir texte pour plus de détails).

Concernant l'événement 7, la discontinuité à $9.5 \cdot 10^5$ at. de ^{36}Cl par g^{-1} de roche étant relativement bien définie, nous l'introduisons dans le nouveau modèle. Nous aboutissons ainsi à un modèle final (modèle_{max} ; Fig. 5.20) incluant 8 événements. Nous pensons que ce modèle_{max} restitue mieux l'histoire sismique 'ancienne' de la faille dont nous avons besoin pour documenter la phase de pré-exposition sismique aux autres sites. En revanche nous voyons que ce modèle_{max} ne restitue plus que 4 des 5 derniers événements identifiés à tous les sites, y compris antérieurement au site MA2. Ceci montre les limites de l'exercice, et confirme que la méthode ne permet pas de déterminer tous les détails de l'histoire sismique. Dans ce qui suit, nous utilisons cependant la séquence des 4 événements anciens déterminée ci-dessus comme proxy de l'histoire de pré-exposition pour les autres sites. Ces 4 événements ont, au site MA2, un déplacement métrique (0.85 à 1.3 m), et des âges autour de 8.5 (+0.4 / - 0.3), 9.0 (+0.5 / -0.4), 10.0 (+0.4 / -0.4) et 13.7 (+0.3 / -0.5) ka.

- Le modèle_{max} au site MA2 est lui-même construit sur la base d'une pré-exposition 'simple', car nous ignorons quels ont pu être les événements avant ceux détectés sur l'escarpement préservé. Ce modèle_{max}, que nous allons utiliser comme référence pour l'histoire de pré-exposition 'complexe' des autres sites, n'est donc pas tout à fait correct et intègre vraisemblablement des âges légèrement surestimés.
- Pour établir l'histoire de pré-exposition, nous avons besoin de l'âge des séismes antérieurs aux événements détectés, mais aussi des déplacements qu'ils ont produits. En l'absence de cette information, nous ferons l'hypothèse que chacun des événements 'de pré-exposition' a rompu la faille d'une quantité égale au déplacement moyen estimé sur la base des 5 derniers événements détectés (au site considéré).
- Sur le site VE, les déplacements des événements 1 à 3, communs en termes d'âges aux autres sites de la Magnola, présentent des valeurs systématiquement inférieures aux maxima atteints sur la Magnola. En revanche, le 4^{ème} événement présente un déplacement nettement plus fort. Sachant que, au site de VE, le 5^{ème} événement identifié sur tous les sites de la Magnola n'est pas détecté tandis que l'évènement 4 présente un déplacement curieusement trop grand, il est probable que l'évènement noté 4 sur le modèle_{opt} de VE soit en réalité un événement composite incluant les événements 4 et 5 identifiés aux autres sites. Nous choisissons donc d'introduire l'évènement 5 là où une discontinuité secondaire est observée vers $5.5 \cdot 10^5$ at. de ^{36}Cl par g^{-1} de roche (Fig. 5.13e). Le modèle modèle_{max} résultant est présenté figure 5.20.

- Au site MA4, le temps de pré-exposition déduit est trop long en regard des déplacements déterminés, certes plus petits qu’au site voisin MA3, mais pas suffisamment faibles. Ce temps long de pré-exposition peut suggérer que la terminaison Est de la faille de Magnola n'a pas rompu dans la période précédant l'évènement le plus ancien détecté au site MA4 (6-8.5 ka). Nous choisissons donc de ne pas introduire de pré-exposition de type sismique à ce site.

Les nouveaux modèles (modèle_{max}) intègrent ainsi : 1) 8 évènements au site MA2, 2) 5 évènements au site VE, et pour tous les sites, sauf MA4, une pré-exposition complexe déduite de l’histoire sismique déterminée au site MA2. Ces nouveaux modèles sont présentés sur la figure 5.20 (et planche en A3, Annexe III). La prise en compte d’une pré-exposition de type « sismique » a pour effet de ‘faire remonter’ le plan de faille progressivement pendant la durée de pré-exposition. Les concentrations en ³⁶Cl augmentent ainsi plus rapidement. Par conséquent, les âges des évènements modélisés sont en moyenne rajeunis par rapport à ceux obtenus avec une pré-exposition ‘simple’, et ce, d’autant plus qu’ils sont vieux.

Les résultats montrent un rajeunissement moyen de ~1 ka pour l’évènement 5 le plus ancien, mais atteignant un maximum de 2.4 ka au site MA3, dont l’âge de l’évènement 5 passe de 7.2 à 4.8 ka. Le rajeunissement n’est en revanche que de quelques centaines d’années pour tous les évènements plus récents. Au site MA1, l’évènement le plus récent reste plus ancien par rapport aux autres sites sans raison apparente. Nous montrons donc que, en moyenne, la prise en compte d’une pré-exposition sismique conduit à rajeunir l’âge des séismes, et en particulier celui des évènements les plus anciens. Tous les évènements identifiés au terme de cette modélisation plus poussée des données restent communs aux 5 sites. Cependant, le site MA2, dont les particularités en termes de déplacement ont été discutées, ne permet pas la détection de l’un des deux évènements n°3 ou 4, probablement parce que son déplacement est trop faible pour être détecté.

Au terme de ce travail, nous avons donc en mains deux familles de modèles aussi ‘acceptables’ l’une que l’autre : d’un côté, les modèle_{opt} fournissent une histoire sismique très cohérente (en termes d’âges et de déplacements) entre les 5 sites. Outre cette cohérence, la force de ces modèles est d’être dans l’ensemble statistiquement supportés par les données. Leur faiblesse est d’être basés sur une histoire de pré-exposition ‘simple’, donc peu réaliste, aboutissant à des âges sans doute légèrement surestimés. D’un autre côté, les modèles_{max} ont la force d’intégrer une histoire de pré-exposition ‘sismique’ beaucoup plus réaliste, suggérant

que les âges des événements auxquels ils aboutissent sont plus robustes. Néanmoins, les déplacements associés à cette histoire de pré-exposition ne sont pas contraints. Ces modèles ont également la faiblesse, d'une part de ne pas être statistiquement supportés par les données, et d'autre part, de conduire à une histoire sismique moins cohérente entre les cinq sites (disparition de l'événement 3 (ou 4) au site MA2, plus grande variabilité des âges de l'événement 5). Il est donc probable que l'histoire sismique réelle du système Magnola-Velino soit bornée par ces deux familles de modèles. Nous les conservons et les discutons donc ensemble dans ce qui suit.

Dans un dernier temps, nous discutons les incertitudes totales et maximales sur les modèles modèle_{opt} et modèle_{max} obtenus. Nous rappelons que ces incertitudes sont calculées en 4 étapes :

Etape notée a : Les incertitudes calculées découlent de la modélisation des valeurs extrêmes (barres d'erreur minimum et maximum) des concentrations en ³⁶Cl (mesures AMS).

Etape notée b : Les incertitudes calculées découlent de la prise en compte des erreurs sur les mesures AMS (étape a) mais aussi des erreurs sur les mesures en [Cl] ($\pm 5\%$) et [Ca] ($\pm 2\%$), et des erreurs sur les paramètres décrivant la géométrie du site, la densité du colluvion et de la roche, et la position géographique du site :

* les âges minimums proviennent de la modélisation tenant compte des incertitudes qui conduisent à des taux de production plus importants ([Cl] + 5% ; [Ca] + 2% ; $\alpha + 3^\circ$; $\beta - 2^\circ$; $\gamma - 5^\circ$; $\rho_{\text{coll}} - 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$ et $\rho_{\text{rock}} - 0.01 \text{ g.cm}^{-3}$; $S_{\text{el,f}}$ et $S_{\text{el,u}}$ maximum) ;

* et les âges maximum proviennent de la modélisation tenant compte des incertitudes qui conduisent à des taux de production plus faibles ([Cl] - 5% ; [Ca] - 2% ; $\alpha - 3^\circ$; $\beta + 2^\circ$; $\gamma + 5^\circ$; $\rho_{\text{coll}} + 0.1 \text{ g.cm}^{-3}$ et $\rho_{\text{rock}} + 0.01 \text{ g.cm}^{-3}$; $S_{\text{el,f}}$ et $S_{\text{el,u}}$ minimum).

Etape notée c : Les incertitudes calculées découlent des étapes a et b précédentes, auxquelles s'ajoute la prise en compte d'une éventuelle érosion (cf section 5.2.3). L'érosion a pour effet d'augmenter les âges des événements. Elle vient donc s'ajouter aux autres paramètres dont l'effet est aussi d'augmenter l'âge des événements.

Etape notée d : Les incertitudes calculées découlent des étapes a et b et c précédentes, mais prennent aussi en compte les incertitudes sur les taux de production élémentaire. Faute de temps, nous n'avons calculé cette incertitude 'd' qu'au site MA3 et discutons de la réalité de telles incertitudes par la suite. (*Nota bene : nous n'avons faite de temps calculé cette incertitude que au site MA3*)

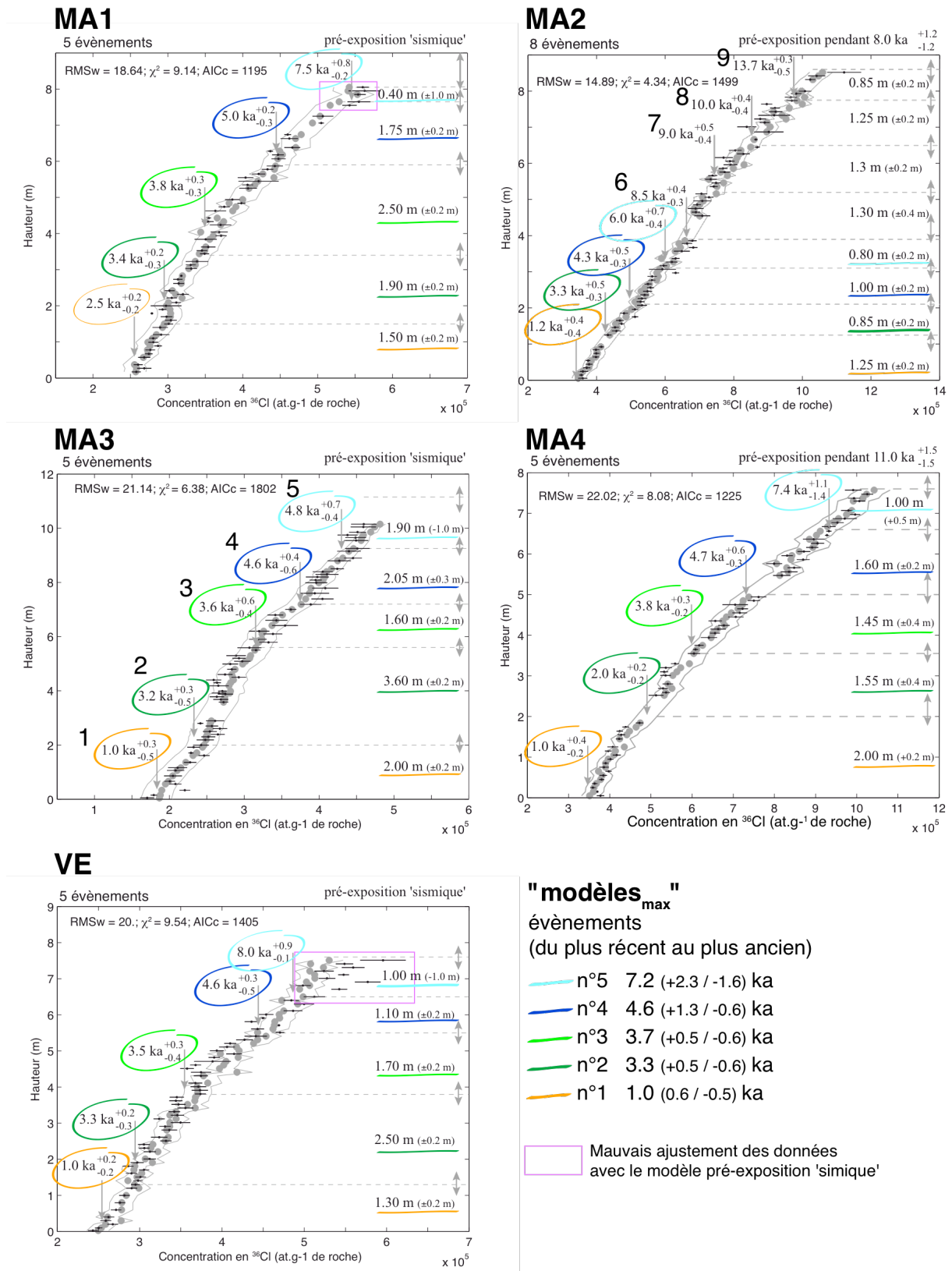


FIG. 5.20 : Synthèse des modèles_{max} des sites sur la faille de la Magnola et du Velino. Les incertitudes indiquées proviennent de la modélisation des incertitudes sur les mesures des concentrations en ³⁶Cl. Les événements n°1 sur MA1, n°2 sur MA4 et n°5 sur MA3 présentent des âges différents de ~1-2 ka par rapport aux autres sites pour leurs événements respectifs (voir texte pour plus de détails).

La Table 5.1 présente ainsi l'âge de chaque événement identifié, associé aux valeurs d'incertitude dérivées des étapes a, b, c et d. Les âges sont donnés pour les deux familles de modèles modèle_{opt} et modèle_{max} à chacun des sites analysés. Néanmoins, nous n'avons pas eu le temps de calculer toutes les incertitudes de *type d*. Elles ne sont données que pour le site MA3 dans le cas des modèles_{opt}.

Il est important de noter que notre cheminement à travers les étapes a à d nous conduit à sommer les incertitudes 'de même sens'. En d'autres termes, les incertitudes totales obtenues sont des valeurs extrêmes résultant de la contribution simultanée de tous les facteurs possibles susceptibles d'augmenter ou diminuer l'âge moyen calculé. Ces valeurs extrêmes sont donc peu réalistes car il est peu probable que les facteurs intervenant dans la production du ³⁶Cl aient des erreurs qui s'additionnent de la sorte dans la réalité. Nous pensons donc que les incertitudes estimées par l'étape a sont représentatives des incertitudes réelles sur les âges obtenus. La prise en compte de ces incertitudes 'a', ainsi que de la variabilité des âges obtenus par les modèles modèle_{opt} et modèle_{max}, nous conduit à définir les fourchettes d'âges suivantes pour les 5 derniers événements (dernière colonne de la Table 5.1) :

Événement 1 : L'âge de l'événement 1 au site MA1 étant statistiquement différent de l'âge de ce même événement à tous les autres sites, nous ne le considérons pas dans notre calcul. L'âge moyen de l'événement 1 défini par les modèle_{opt} et les modèle_{max} est ainsi de 1.25 ± 0.5 et 1.05 ± 0.5 ka, respectivement, suggérant un âge réel de **1.1 ± 0.6 ka**.

Événement 2 : L'âge de l'événement 2 au site MA4 étant statistiquement différent de l'âge de ce même événement à tous les autres sites, nous ne le considérons pas dans notre calcul. L'âge moyen de l'événement 2 défini par les modèle_{opt} et les modèle_{max} est ainsi de 3.35 ± 0.7 et 3.3 ± 0.6 ka, respectivement, suggérant un âge réel de **3.3 ± 0.7 ka**.

Événement 3 : L'âge moyen de l'événement 3 défini par les modèle_{opt} et les modèle_{max} est de 4.0 ± 0.7 et 3.7 ± 0.6 ka, respectivement, suggérant un âge réel de **3.8 ± 0.9 ka**.

Événement 4 : L'âge moyen de l'événement 4 défini par les modèle_{opt} et les modèle_{max} est de 4.9 ± 0.7 et 4.65 ± 0.7 ka, respectivement, suggérant un âge réel de **4.8 ± 0.8 ka**.

Événement 5 : L'âge de l'événement 5 au site MA3 étant statistiquement différent de l'âge de ce même événement à tous les autres sites (pour les modèle_{max} uniquement), nous ne le considérons pas dans notre calcul (pour les modèle_{max} uniquement). L'âge moyen de l'événement 5 défini par les modèle_{opt} et les modèle_{max} est ainsi de 7.6 ± 1.6 et 7.2 ± 1.7 ka, respectivement, suggérant un âge réel de **7.4 ± 1.8 ka**.

Quatre événements plus anciens semblent également avoir eu lieu (modèle_{max} uniquement, au site MA2 uniquement). Leurs âges sont assez mal contraints cependant puisque ces événements ne sont identifiés qu'en un site. Leurs incertitudes sont donc fortes sans que nous puissions les chiffrer correctement. Ces âges sont d'environ:

Événement 6 : ≈ 8.5 ka.

Événement 7 : ≈ 9.2 ka.

Événement 8 : ≈ 10.7 ka.

Événement 9 : ≈ 13.7 ka.

5.3.5. Synthèse des résultats majeurs

Les figures 5.21a et 5.21b récapitulent, pour les modèles_{opt}, la séquence temporelle d'évènements identifiés sur les 5 sites des failles de Magnola et Velino (5.21a), leurs déplacements cumulés (Fig. 5.21a), et les profils de déplacement cosismique incrémentaux de la séquence (Fig. 5.21b). Les figures 5.21c et 5.21d sont construites à l'identique pour les modèles_{max}.

Plusieurs points forts et certaines limitations ressortent de cette analyse conjointe des sites du système de failles Magnola – Velino. Nous les listons ci-dessous de la façon la plus objective possible, avant de les interpréter plus avant au chapitre 6.

1) Au moins 5 forts séismes ont rompu les failles de Magnola et Velino dans les derniers ~ 7 ka. Au moins 7 forts séismes, et vraisemblablement 9, ont rompu la faille de Magnola dans les derniers 14 ka. La méthode ne permet pas de déterminer si certains des événements identifiés sont composites et résultent de la somme de plusieurs séismes. Le nombre d'évènements identifiés est donc un nombre minimum.

2) Les 5 événements identifiés ont produit des déplacements verticaux de surface (sur la faille) du même ordre de grandeur, compris entre 1.10 et 3.8 m (hors site MA2). Ces amplitudes de déplacement sont des maxima, certaines pouvant être la somme de plusieurs événements plus petits.

VE		MA1	MA2	MA3	MA4
Evt 6	Modèle_opt				
	Modèle_max				
Evt 7	Modèle_opt				
	Modèle_max				
Evt 8	Modèle_opt				
	Modèle_max				
Evt 9	Modèle_opt				
	Modèle_max				
~8.5 ka					
8.5 ka			+0.4 (a) -0.3 (b) +1.5 (c) -3.0 (d)		
9.4 ka			+0.4 (a) +1.6 (b) -2.4 (c) -2.4 (d)		
9.0 ka			+0.5 (a) -0.4 (b) +1.5 (c) -2.0 (d)		
11.4 ka			+1.8 (a) +1.3 (b) -2.4 (c) -2.4 (d)		
10.0 ka			+0.4 (a) -0.4 (b) +0.8 (c) -1.5 (d)		
~10.7 ka					
~13.7 ka					
13.7 ka			+0.3 (a) +0.6 (b) -1.2 (c) +4.8 (d)		

Suite TABLE 5.1

3) L'identification de 5 événements de glissement communs à tous les sites de la faille de Magnola suggère que la faille a rompu sur toute sa longueur au cours de ces 5 épisodes. Les amplitudes des déplacements produits sont compatibles avec la rupture de la faille sur toute sa longueur (13 km). La méthode ne permet pas de déterminer si la faille a rompu en un seul séisme à chaque événement, ou en plusieurs séismes consécutifs rompant en cascade différentes sections de la faille jusqu'à sa rupture totale.

4) Le point précédent suggère que les 5 forts séismes identifiés n'ont pas été 'sensibles' (au premier ordre, car l'hypothèse d'une rupture en cascade ne peut pas être éliminée) à la segmentation de la faille de Magnola.

5) L'identification de 5 événements de glissement communs aux sites de Magnola et de Velino suggère que ces deux failles ont rompu 'de concert' au cours des ~7 derniers ka. Les amplitudes des déplacements produits sont compatibles avec la rupture de la zone de faille Magnola-Velino sur toute sa longueur (22 km). La méthode ne permet pas de déterminer si les deux failles ont rompu en un seul séisme à chaque événement, ou en plusieurs séismes consécutifs rompant en cascade différentes sections des deux failles jusqu'à leur rupture totale.

6) Le point précédent suggère que les 5 forts événements communs aux failles de Magnola et Velino n'ont pas été 'sensibles' (au premier ordre, car l'hypothèse d'une rupture en cascade ne peut pas être éliminée) à la segmentation des deux failles, ni à la 'complexité' de leur connexion.

7) Si l'on tient compte des incertitudes totales maximum sur les âges, les événements ne sont pas statistiquement différenciés. Si l'on considère les incertitudes intermédiaires (type 'a', Table 5.1), plus réalistes, il apparaît que les événements sont mieux différenciés. Les événements 2, 3 et 4 ont des âges particulièrement proches qui suggèrent que les failles de Magnola et Velino ont rompu par un essaim (cluster) de plusieurs forts séismes (au moins 3) entre ≈ 2.6 et 5.6 ka. Ce cluster a été précédé et suivi par une période d'activité plus calme (temps de récurrence de l'ordre de 2.4 ka).

8) L'amplitude des déplacements cosismiques cumulés sur les 5 événements identifiés à tous les sites est maximum au site MA3, au niveau duquel à la fois l'escarpement Holocène et l'escarpement cumulé présentent les rejets maxima.

9) L'amplitude des déplacements cosismiques cumulés sur les 5 événements identifiés à tous les sites (et sur tous les événements) est minimum au site MA2, qui est localisé dans un inter-segment majeur de la faille de Magnola où un déficit de glissement est attendu.

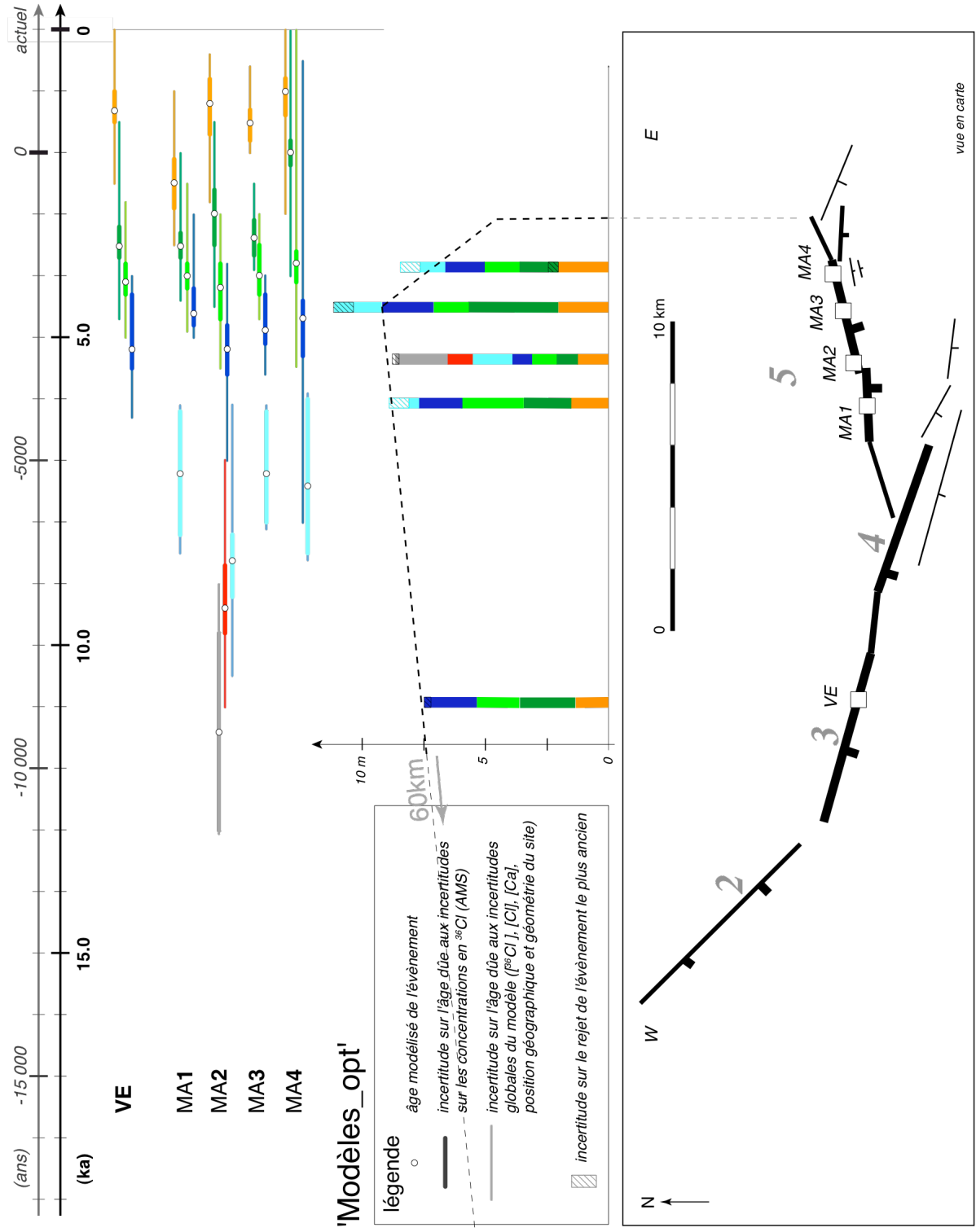


FIG. 5.21a : Synthèse des âges et déplacements cumulés des évènements modélisés au stade 'modèles_{opt}' (modèles avec pré-exposition 'simple'). La carte schématique reprend celle des figures 5.4b et 5.5b.

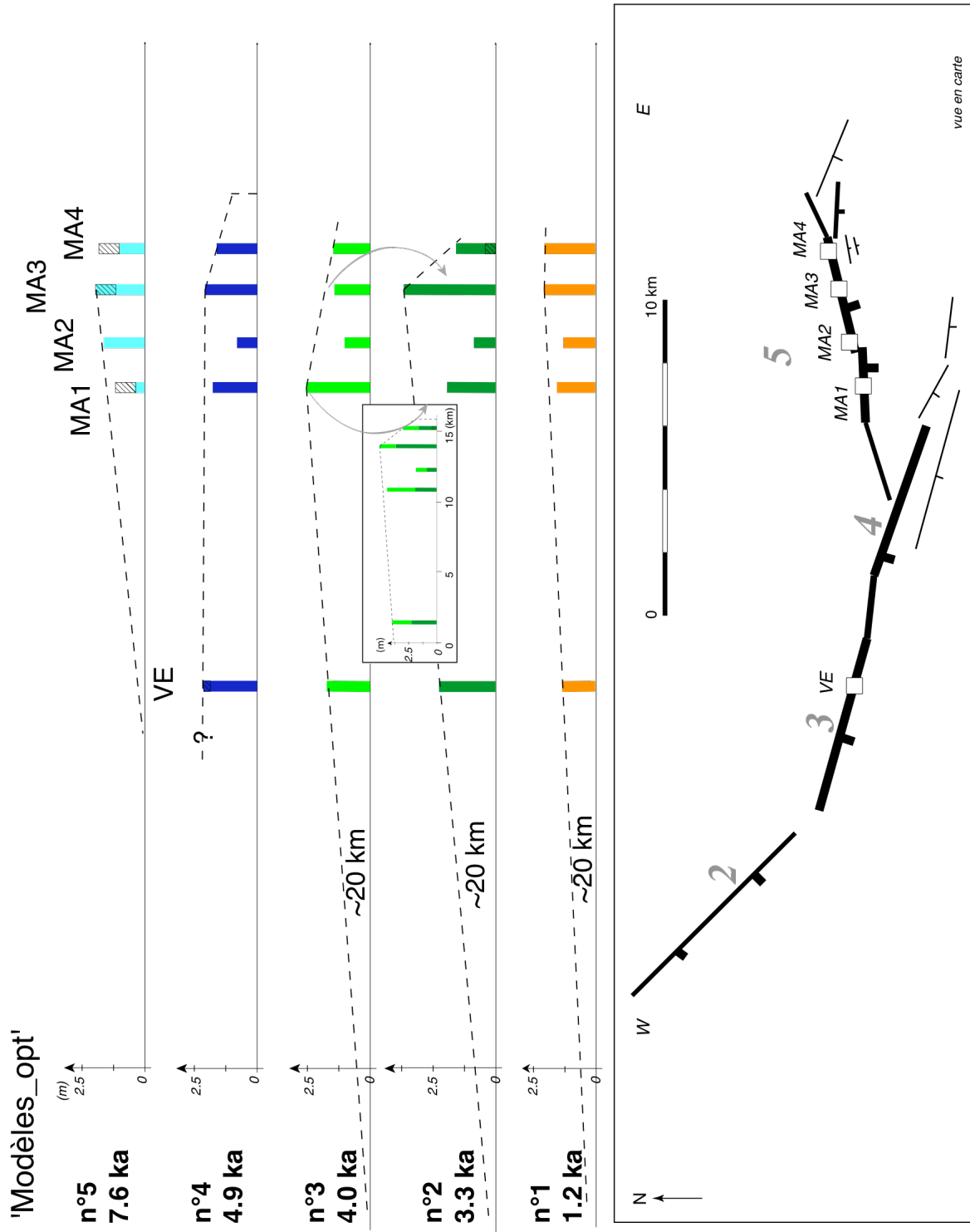


FIG. 5.21b : Profils incrémentaux des rejets des 5 évènements communs aux failles de la Magnola et du Velino pour le scénario 'modèles_opti'. Les lignes pointillés donnent la forme enveloppe moyenne des déplacements incrémentaux dont la forme triangulaire asymétrique est centrée avec un maximum au site MA3 en moyenne. Le site MA3 présente les déplacements maximum par évènement sauf pour l'évènement 3 où c'est MA1. A l'évènement suivant (n°2) cet effet s'inverse sur ces deux sites laissant supposer que le déficit de déplacement en MA3 à l'évènement 3 est comblé à l'évènement 2, et que l'excédent de déplacement sur MA1 à l'évènement 3 engendre une diminution du rejet à l'évènement 2 sur ce site (matérialisé par les flèches grises, et encart du cumulé de évènements 2 et 3). Les forts déplacements identifiés au site MA1 en terminaison ouest de la faille de la Magnola et donc dans la zone de relais avec la faille du Velino laissent supposer que ces deux failles rompent 'simultanément' (sur des temps courts).

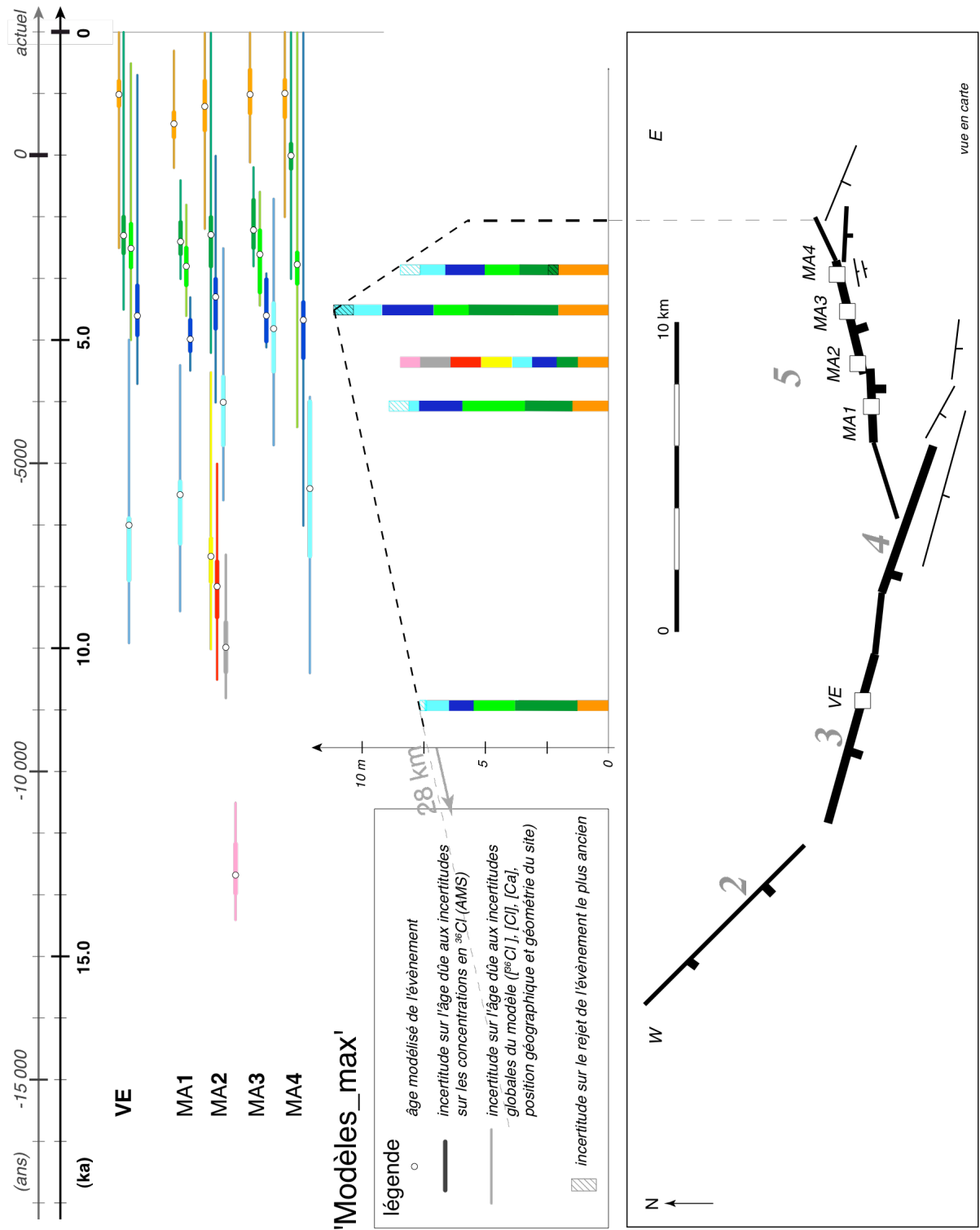


FIG. 5.21c : Synthèse des âges et déplacements cumulés des évènements modélisés au stade 'modèle_{max}' (modèles avec pré-exposition 'sismique'). La carte schématisée reprend celle des figures 5.4b et 5.5b.

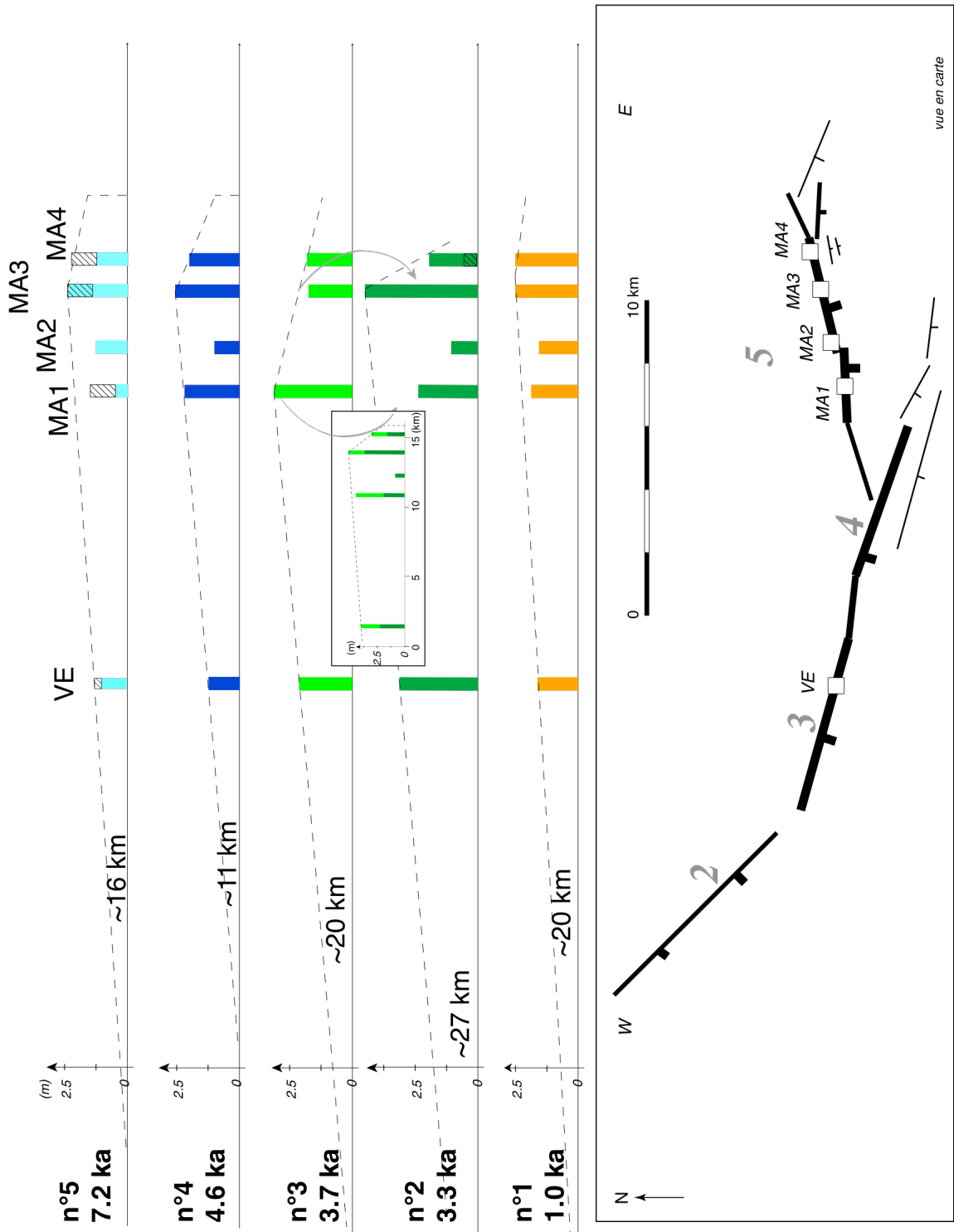


FIG. 5.21d : Profils incrémentaux des rejets des 5 évènements communs aux failles de la Magnola et du Velino pour le scénario 'modél_{max}'.

10) La forme du profil de déplacement le long du système Velino-Magnola au cours des événements 2 à 5 suggère une forte chute des déplacements à la terminaison Est de la faille de la Magnola, à quelques kilomètres à l'est du site MA4 (Figs. 5.21b et 5.21d).

11) La forte amplitude des déplacements cosismiques cumulés sur les 5 événements identifiés au site VE, suggère que le site VE se situe très loin de la terminaison ouest des 5 ruptures, qui doit donc se situer beaucoup plus loin vers le NW le long du système FNouest.

12) Les profils de déplacement co-sismique versus longueur de chacun des événements sont tous asymétriques, avec un maximum au site MA3, à l'exception de l'événement 3. Toutefois, les déplacements des événements 2 et 3 sont dans l'ensemble complémentaires, de sorte que le profil de déplacement cumulé des événements 2 et 3 présente bien aussi un maximum au niveau du site MA3. Ainsi, la forme globalement 'triangulaire' des 5 événements cumulés (traits pointillés figure 5.21a et 5.21c) n'est pas nécessairement construite par des profils de rejets incrémentaux ayant la même forme. Il semblerait que des « patchs » de glissement supérieurs à la moyenne puissent localement se développer lors d'un événement, mais aboutir à l'événement suivant à un déficit de glissement.

13) La persistance de déplacements systématiquement plus petits au site MA2 montre que cette zone de la faille a un fonctionnement particulier, et 'résiste' au glissement sans pour autant arrêter les ruptures.

14) L'histoire sismique enregistrée au site MA2 est beaucoup plus longue que celle des autres sites. Cela suggère que le facteur principal qui contrôle la préservation d'un escarpement de faille pourrait ne pas être le temps comme suggéré jusqu'à présent (Armijo et al., 1992 ; Benedetti et al., 2002), mais plutôt sa hauteur : quelque soit son âge d'exhumation (toutefois pas trop vieux), au delà d'une dizaine de mètres d'exhumation, le plan de faille est peut-être démantelé.

15) Au site MA4, le temps de pré-exposition déduit est clairement trop long en regard des déplacements déterminés, certes plus petits qu'au site voisin MA3, mais de peu. Ce long temps de pré-exposition peut suggérer que la terminaison est de la faille de Magnola n'a pas rompu dans la période précédant l'événement le plus ancien détecté au site MA4 (7-8 ka).

5.4. Faille de Trasacco

La faille de Trasacco, d'orientation NW-SE ($\sim N150^\circ$) et de pendage SW ($\sim 60-70^\circ$), appartient au système 'Fucino-Sud' et se situe au SW du bassin du Fucino, qu'elle recoupe en partie. Elle s'étend sur environ 30-32 km de long et est formée de 3 segments majeurs distincts (Fig. 5.22). On observe dans la partie centrale de la faille (notée 2 sur la figure) un escarpement cumulé bien exprimé dans la morphologie et la topographie, assez linéaire et continu, long d'environ 10 km et haut de $\sim 200-300$ m. L'escarpement ne présente cependant pas de facette triangulaire. A sa base, un escarpement calcaire est présent. Sa hauteur est variable le long du segment (≤ 5 m). Le tracé de la faille s'interrompt à la terminaison SE de ce segment, pour passer en relais au segment noté 3 sur la figure. Cette partie sud de la faille forme aussi un escarpement cumulé linéaire et continu, long d'environ 10-12 km, très imposant dans la topographie (rejet vertical estimé à $\sim 300-400$ m). Le déplacement cumulé est certainement supérieur mais ne peut être correctement évalué en l'absence de profils sismiques dans la vallée. Les coupes géologiques perpendiculaires à la faille de Trasacco indiquent un rejet cumulé maximum de l'ordre de 700 ± 200 m (Roberts et Michetti, 2004). Les segments 2 et 3 sont séparés par une zone de relais (en pas à gauche) découpée par une faille antithétique, et limitant un petit bassin. Plus au nord, l'escarpement cumulé du segment 2 s'interrompt brutalement à son intersection avec le bassin du Fucino. La faille se poursuit néanmoins vers le NW au sein du bassin du Fucino dont elle recoupe le remplissage sédimentaire, comme l'atteste sa trace subtile que l'on peut partiellement suivre, sur photographies aériennes, au travers des champs cultivés. L'existence de cette trace a été confirmée par sa rupture lors du séisme d'Avezzano en 1915 (déplacements variant de 0.15 à 0.7 m du NW au SE (Michetti et al., 1996, Galadini et Galli, 1999), par les profils sismiques réalisés dans le bassin (Cavinato et al., 2002) et par les tranchées paléosismologiques qui l'ont recoupée (Galadini et Galli, 1999). L'expression morphologique de la faille de Trasacco diffère donc beaucoup entre son segment 2 et sa trace subtile dans le bassin, justifiant que cette portion nord de la faille soit décrite comme un segment distinct, noté 1 sur la figure. Aucune rupture de surface n'a été reportée sur les segments 2 et 3 lors du séisme d'Avezzano (Chapitre 3, Fig. 3.16b-c).

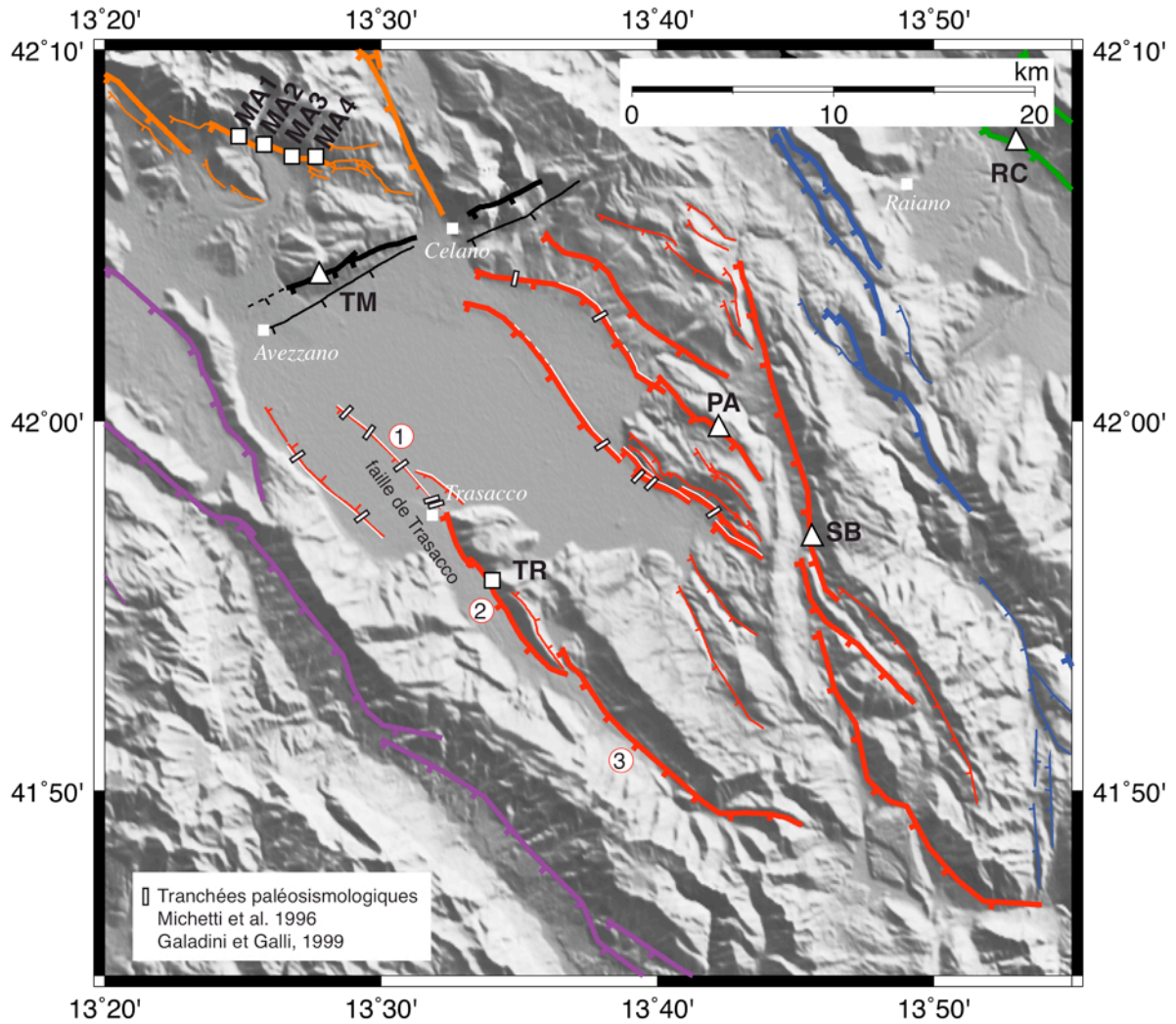


FIG. 5.22 : Extrait de notre carte des failles actives de la région Lazio-Abruzzo centré sur le système 'Fucino-sud' en rouge sur fond topographique SRTM ombré (faux soleil au NE). La faille de Trasacco d'orientation NW-SE est formée de 3 segments majeurs numérotés de 1 à 3 du NW au SE. Le site d'échantillonnage ^{36}Cl nommé TR se situe sur le segment central. Les ruptures de surface du séisme de 1915 (Avezzano) sont surlignées en blanc (Odone, 1915 ; Galadini et Galli, 1999).

5.4.1. Modélisation des données ^{36}Cl du site TR

Nous avons échantillonné la faille de Trasacco au centre du segment 2. La figure 5.23 montre des vues du site TR et liste les paramètres utilisés dans la modélisation des données ^{36}Cl . Au site d'échantillonnage, l'escarpement fait environ 4.5 m de hauteur (le long du plan) et a un pendage important de $65^\circ \pm 2^\circ$ SW. On observe par endroits des petits escarpements en avant du plan calcaire principal qui décalent le colluvion induré : d'une vingtaine de centimètres à une distance de 2 m en avant du site échantillonné ; et de 90 cm, 20 m plus loin vers l'Est du site. Il est ainsi probable que ce décalage vertical du colluvion résulte d'un séisme récent.

Soulignons que sur ce site, le pendage important du plan de faille ($65^\circ \pm 2^\circ$ SW), et le pendage faible du colluvion ($25^\circ \pm 3^\circ$) indiquent une épaisseur de colluvion importante. Cet épais colluvion a donc la capacité d'atténuer fortement les rayons cosmiques qui le traversent. Ainsi, le plan de faille enfoui sous le colluvion reçoit de moins en moins de rayons cosmiques à mesure que l'on se déplace vers la profondeur, et cela selon une atténuation plus rapide qu'aux sites précédemment étudiés de la faille du Velino et de la faille de Magnola. En terme de concentrations ^{36}Cl , on peut s'attendre à des profils présentant des portions d'exponentielles bien exprimées.

Les concentrations en ^{36}Cl au site TR varient entre $\sim 4.10^5$ à 14.10^5 at. de ^{36}Cl par gramme de roche (Fig. 5.24a) pour un site à une altitude de ~ 800 m, soit des valeurs presque 2-4 fois supérieures à celles mesurées sur les sites de la Magnola ($\sim 1200 - 1300$ m) suggérant que ce site a une histoire d'exposition plus ancienne.

Quatre discontinuités majeures (N_{disc}) sont visibles à la fois dans le profil de concentrations et dans la courbe cumulée de densité de probabilités (Pdf, figure 5.24b). Ces discontinuités ne sont pas corrélées avec les transects d'échantillonnage comme le montre l'encart sur la figure 5.24a. Nous modélisons donc les données par un, deux, etc... et jusqu'à N_{disc} séismes coïncidant avec ces discontinuités (pour les scénarios à 1 à 4 événements). Le modèle à 1 événement n'ajuste pas la partie centrale du profil (Fig. 5.24c) et les indicateurs d'ajustement des données permettent de rejeter ce modèle (Fig. 5.25). Les modèles suivants (2 à 4 événements) donnent un ajustement des données similaire. Alors que les données sont bien modélisées jusqu'à 2.2 m de hauteur, aucun des modèles ne permet de bien ajuster le profil au dessus. Nous introduisons donc une nouvelle discontinuité dans la partie haute du profil (à $9.4.10^5$ at. de ^{36}Cl . gr⁻¹ de roche, fig. 5.24g) qui permet de mieux modéliser les données avec des valeurs de RMSw, χ^2 et AICc meilleurs que pour le modèle à 4 événements (Fig. 5.25).

Statistiquement, le modèle à 2 événements (AICc, Fig. 5.25) est le plus satisfaisant. Quel que soit le modèle considéré (entre 2 et 5 événements), il permet de contraindre l'âge de l'évènement le plus récent entre ~ 5.5 et 8 ka (ayant produit ~ 1 m de déplacement). Cet âge est donc particulièrement ancien. En l'absence d'autre site ^{36}Cl sur cette faille il nous est à ce stade impossible de choisir entre les modèles 2 et 5 événements. Notons que nous avons poussé la modélisation jusqu'à 9 événements (déplacements ~ 50 cm, Fig. 5.25). Les modèles incluant entre 2 et 6 événements sont valides, tandis que l'introduction de plus de 6 événements conduit à une surinterprétation des données. Les âges des événements plus

anciens suggérés par le modèle à 5 événements seraient d'environ 7.8, 8.4, 12 et 14.5 ka environ, avec des déplacements compris entre 0.5 et 1.2 m.

Faille de Trasacco

Au sud-est du village de Trasacco

Mission Mai 2007

GPS : alt. 800 m \pm 5m ; N41.92805 - E013.56700

Ecrantage : seulement le plan de faille **110 S 65**

Nbre échantillons : **45** (TR-1 à TR-45)

+ 1 échantillon au dessus : **TR-TOP** (alt. 810 m \pm 5m ; $\gamma = 25^\circ$)

+ **9** échantillons du colluvion exhumé (à 20 m à l'est du site principal, 90cm exhumés, 50cm à l'avant du scarp principal : TR-C1 à TR-C9)

$\alpha = 25^\circ \pm 3^\circ$; $\beta = 65^\circ \pm 2^\circ$; $\gamma = 25^\circ \pm 5^\circ$

H = 4.7 m

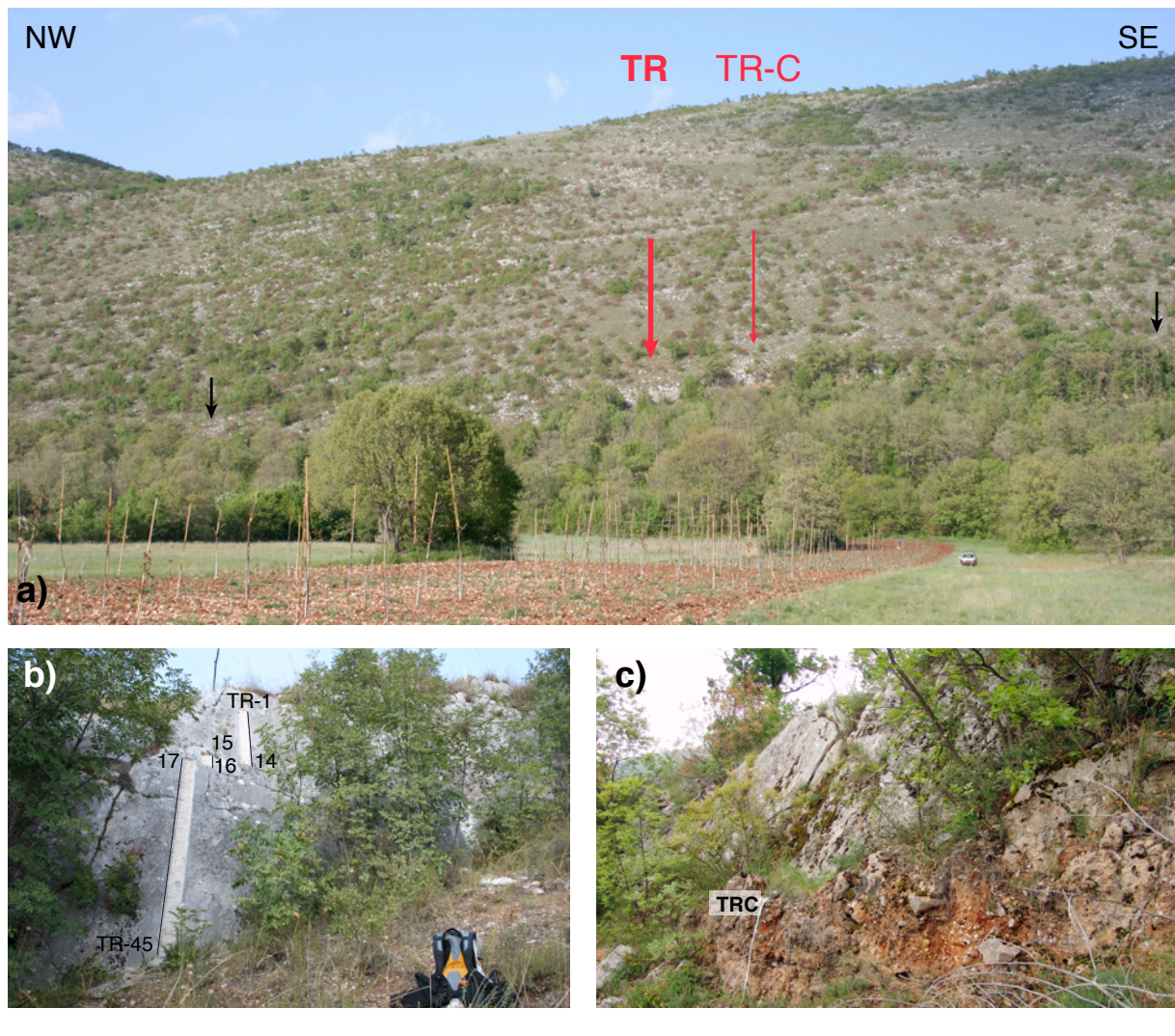


FIG. 5.23 : Site TR sur la faille de Trasacco. a) Vue du site depuis la vallée. b) vue des 4.50 m d'échantillonnage sur le plan principal. A cet endroit, le colluvion induré est décalé verticalement de 20cm, 2m devant le plan principal indiquant probablement un événement récent. c) 20 mètres à l'est du site principal, le colluvion est décalé verticalement de 90cm, 50cm devant le plan principal. Les échantillons du colluvion décalé sont nommés TRC, mais n'ont pu être mesurés pour le moment.

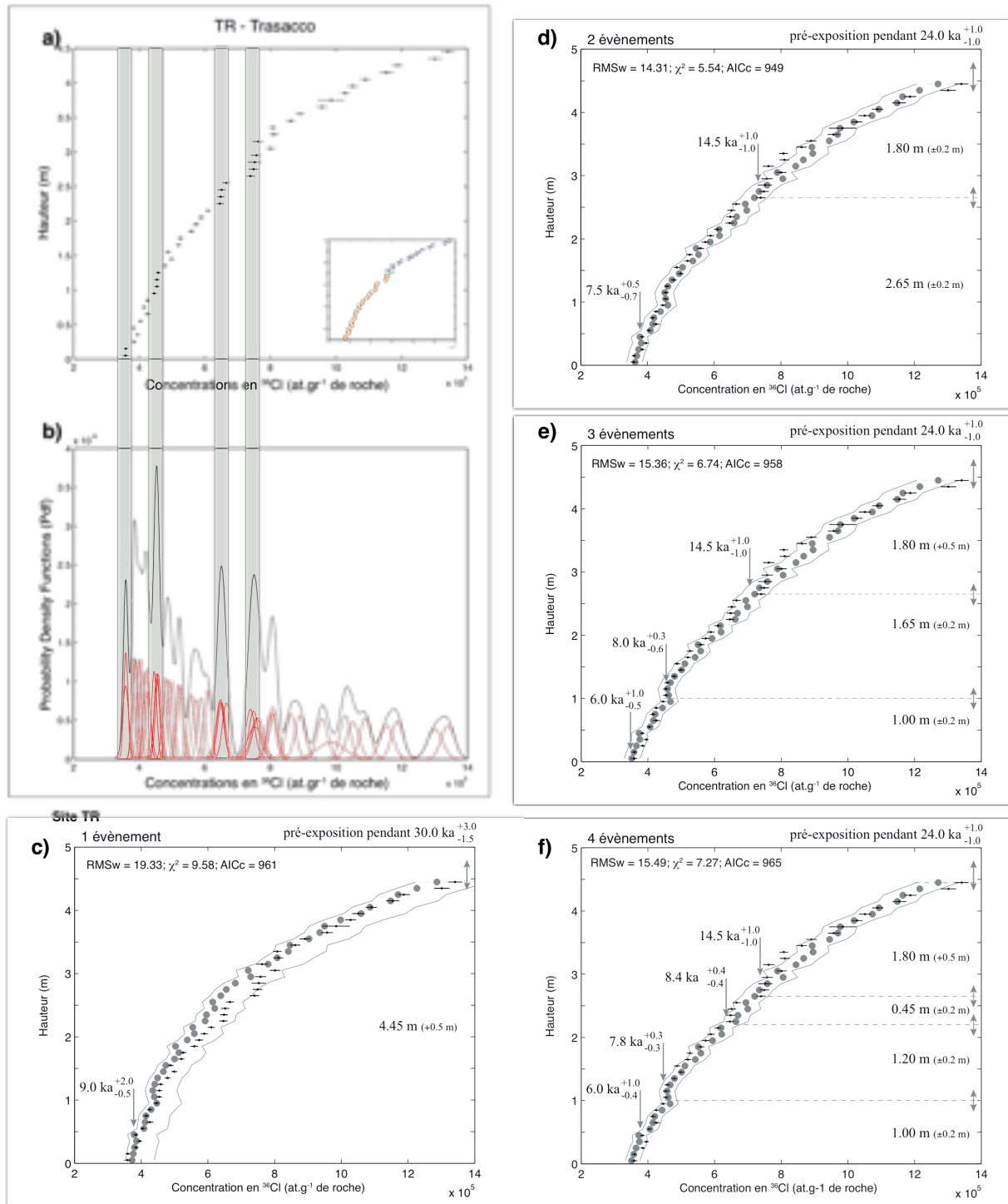


FIG. 5.24 : Données du site TR sur la faille de Trasacco. a) Profil des concentrations en ^{36}Cl . L'encart permet de visualiser la position des transects d'échantillonnage. b) Analyse des densités de probabilités (Pdf). Les barres verticales grises marquent les 4 discontinuités majeures. c-f) Modélisation par 1, 2, jusqu'à 4 événements. Les incertitudes indiquées sont celles provenant de la modélisation des barres d'erreurs sur les mesures AMS (courbe grises). Le modèle 1 événement n'ajuste pas les données dans la partie centrale. Les modèles 2, 3 et 4 événements ont des RMSw équivalents. Entre 3.05 et 3.65 m de hauteur, les données ne sont pas bien ajustées par aucun des modèles. Notons que la pré-exposition nécessaire pour modéliser les concentrations est très longue (> 24 ka).

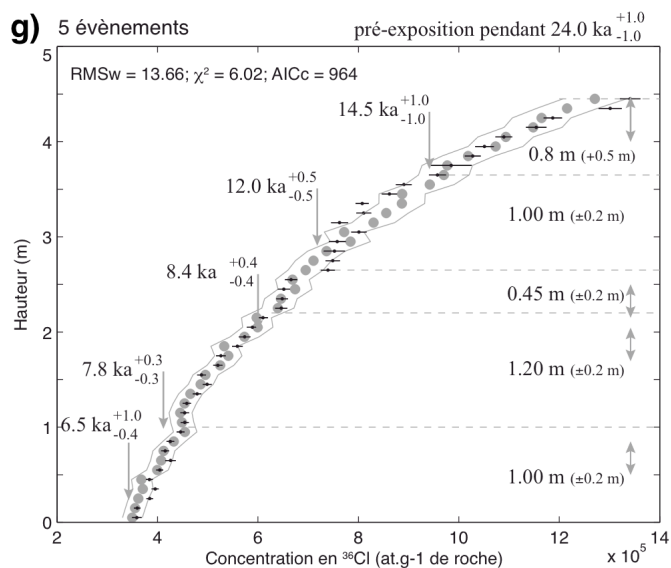


FIG. 5.24g (suite) : Modèle à 5 évènements sur le site TR de la faille de Trasacco.

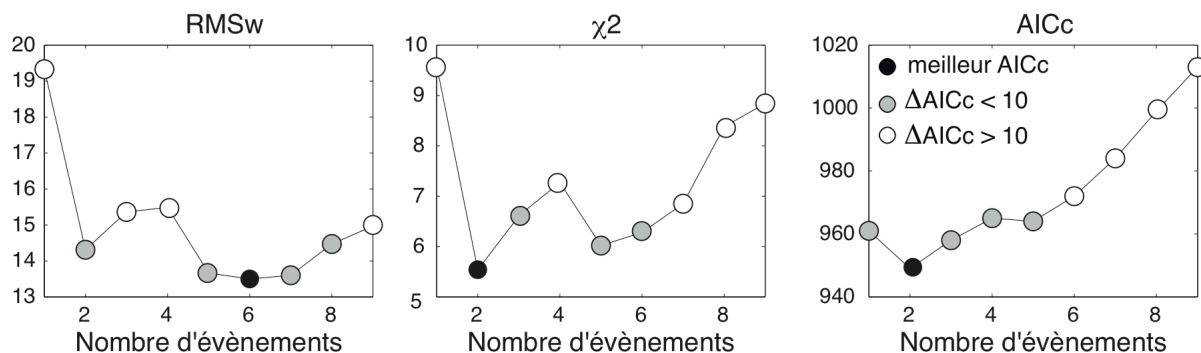


FIG. 5.25 : Critères d'ajustement des données pour le site TR en fonction du nombre de séismes introduits dans la modélisation. Le meilleur modèle statistiquement est celui à 2 évènements.

5.4.2. Comparaison avec les données des tranchées

Dans le bassin du Fucino, 5 tranchées recoupent la trace de la faille de Trasacco dans les sédiments lacustres (Galadini et Galli, 1999). Huit séismes sont reportés durant les derniers 18 ka sur cette faille. Les âges donnés ci-dessous sont soit après Jésus-Christ (AD), soit avant Jésus-Christ (BC), et entre parenthèse leur équivalent est indiqué en ^{36}Cl (avant aujourd'hui). Nous indiquons par xT le nombre de tranchées sur lesquelles un séisme est vu. En partant du plus jeune :

1) 1915 AD (~ 0.1 ka) : séisme d'Avezzano. Déplacement vertical variant entre 15 cm à la terminaison NW de la faille et 70 cm proche du village de Trasacco (4T). Ce séisme est bien

identifié en tranchée puisqu'il décale les niveaux lacustres récents déposés juste avant la fin du drainage du lac en 1875.

2) 400-500 AD (1.6-1.5 ka) : le déplacement vertical varie entre 20 cm à la terminaison NW de la faille et plus de 30 cm vers le village de Trasacco (4T). Cet événement pourrait correspondre au séisme en 508 AD ressenti à Rome.

Les séismes suivants sont vus sur plusieurs tranchées, mais leurs déplacements n'ont pu être évalués que sur le site à l'extrémité NW de la faille qui présente les déplacements les plus faibles lors du séisme d'Avezzano. A ce site :

3) 1500 – 1400 BC (3.4-3.5 ka) : déplacement non connu (2T).

4) 3950 – 3600 BC (6.0-5.6 ka) : déplacement cumulé de 60 cm avec tous les séismes plus jeunes (4T).

5) 10 700 – 5600 BC, tranche jeune de cet intervalle (~8.0-7.6 ka) : déplacement de 18 cm (4T).

6) 10 700 – 5600 BC, milieu de l'intervalle (~10 ka) : déplacement de 8 cm (2T).

7) Après 10 700 BC mais proche de cette date (~13.0 ka) : déplacement inconnu (séisme vu sur 1 tranchée, suspecté sur 2 autres).

8) 15 700 – 14 400 BC (17.7-16.4 ka) : déplacement inconnu.

Sur l'escarpement calcaire du site TR, le premier mètre depuis la base a un aspect plus lisse (encarts de la figure 5.26) qui pourrait être la marque d'un séisme récent : soit 1915 AD, soit 508 AD. Nous testons ces deux hypothèses en introduisant dans le modèle initial à 2 événements (statistiquement le meilleur), un événement supplémentaire ayant provoqué 1 m de déplacement, soit il y a ~100 ans (Fig. 5.26a), soit il y a 1500 ans (Fig. 5.26b). Les concentrations modélisées avec cet événement additionnel indiquent un déficit en ^{36}Cl par rapport aux concentrations mesurées, ce qui permet d'affirmer que le plan de faille échantillonné n'a pas rompu, ni en 1915 AD, ni en 508 AD. Par contre, la présence du colluvion décalé verticalement en avant du plan de faille calcaire laisse supposer que l'un de ces deux événements (508 AD ou 1915 AD) a bien rompu cette portion de la faille, mais en avant de son plan principal exhumé.

Le modèle à 5 événements (Fig. 5.24-g) présente une bonne cohérence avec les âges des séismes reportés d'après les tranchées si l'on omet les trois séismes les plus récents identifiés dans le bassin (Table 5.2).

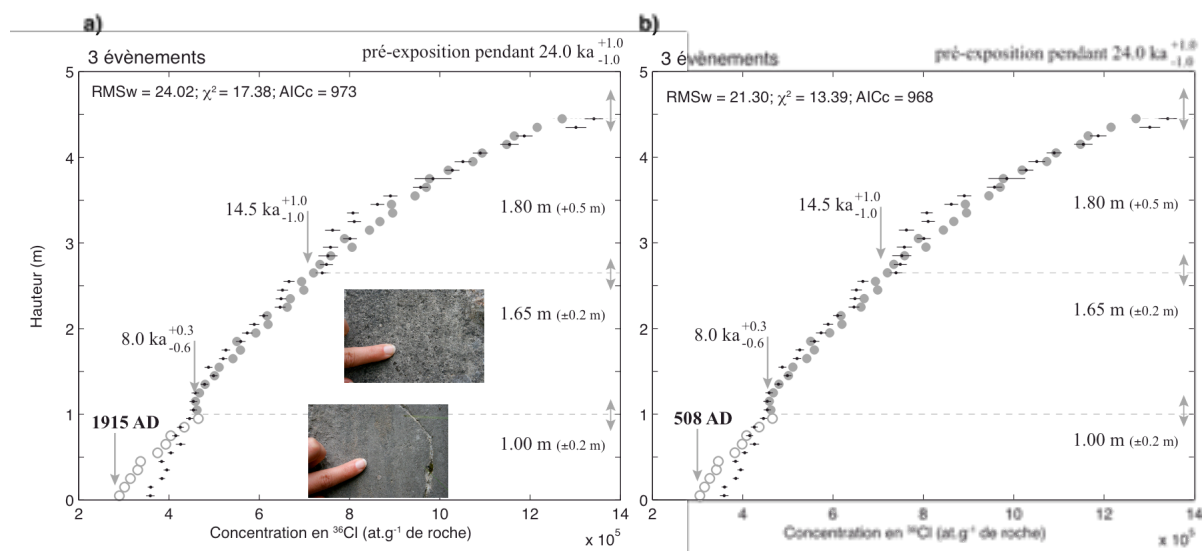


FIG. 5.26 : Modélisation du premier mètre d'escarpement ayant un aspect plus lisse (encarts photographiques) par un séisme historique (1915 AD ou 508 AD). Les concentrations modélisées (ronds gris vides) n'ajustent pas le profil des concentrations mesurées et permettent de rejeter l'hypothèse de l'exhumation de ce plan de faille par l'un de ces deux séismes historiques sur ce segment de la faille de Trasacco.

Le scénario à 5 évènements devient donc notre modèle_{opt} sur lequel nous calculons les incertitudes liées aux différents facteurs évoqués précédemment dans ce chapitre (étapes *a* à *d*). Les âges résultants et leurs incertitudes associées sont listés dans la Table 5.2. Ignorant la densité réelle du colluvion, nous conservons les âges issus du modèle_{opt} à 1.5 g.cm⁻³. Mais, ayant noté la présence d'un colluvion induré par de la calcite à l'avant du plan principal, nous testons l'effet d'une densité de 2.0 g.cm⁻³ sur notre modèle à 5 évènements avec les incertitudes de type 'a' (Table 5.2). Cette comparaison montre la forte influence de la densité du colluvion sur les âges modélisés comme nous l'avons souligné au chapitre 4 : jusqu'à 2.5 ka de vieillissement est constaté sur l'évènement le plus jeune.

Notons que sur ce site, la durée de pré-exposition nécessaire pour modéliser les fortes concentrations en ³⁶Cl mesurées dans la partie haute de l'escarpement est très longue, ~23-25 ka, bien que l'on prenne en compte le pendage faible de la partie supérieure au dessus de l'escarpement calcaire par l'introduction de γ dans la modélisation. Cette longue pré-exposition sous entendrait que la faille n'a pas rompu pendant toute cette durée. Des temps de quiescence aussi longs ne sont pas reportés dans la littérature, et semblent peu probables au vu des temps de récurrence de l'ordre de 2 ka des évènements identifiés sur l'escarpement et en tranchées.

Tranchées sur la faille de Trasacco - segment 1 (Bassin du Fucino, Galadini et Galli, 1999)							
n°1	n°2	n°3	n°4	n°5	n°6	n°7	n°8
1915 AD	508 AD	[3.4-3.5] ka	[5.6 - 6.0] ka	[7.6-12.7] ka	[7.6-12.7] ka	≥ 12.6 ka	[16.4-17.7] ka

SYNTHESE MODELES_{opt}					
N° événement					
	1	2	3	4	
âges (incert. 'a')	+1.0 -0.4 6.5 ka	+0.3 -0.3 7.8 ka	+0.4 -0.4 8.4 ka	+0.5 -0.5 12.0 ka	5 14.5 ka
âges (incert. 'b')	6.5 ka +1.0 -1.0	7.8 ka +0.8 -0.9	8.4 ka +1.1 -1.0	12.0 ka +0.8 -1.0	14.5 ka +1.0 -1.0
âges (incert. 'c')	6.5 ka +3.0 -1.0	7.8 ka +1.8 -0.9	8.4 ka +2.1 -1.0	12.0 ka +2.1 -1.0	14.5 ka +5.0 -1.0

âges $\rho_{coll} = 2.0$ (incert. 'a')	9.0 ka +1.0 -0.4	10.0 ka +0.3 -0.3	11.0 ka +0.4 -0.4	13.5 ka +0.5 -0.5	14.8 ka +1.0 -1.0
--	------------------------	-------------------------	-------------------------	-------------------------	-------------------------

TABLE 5.2 : Synthèse des âge des évènements pour le modèle_{opt} à 5 évènements du site TR, comparée avec les âges des séismes identifiés en tranchée (Galadini et Galli, 1999). La modification de la densité du colluvion entraine un vieillissement important des âges, de 0.3 à 2.5 ka, surtout sensible sur les évènements récents.

5.5. Faille de Roccapreturo

La faille de Roccapreturo d'orientation NW-SE ($\sim N135^\circ$) et de pendage SW ($\sim 50-60^\circ$), est l'une des structures majeures avant la terminaison nord (en deux branches) du système Aterno – Roccapreturo – Scanno (système 'bleu', Fig. 5.27a). Le 'sous-système' de Roccapreturo – Fagnano (Fig. 5.27a) dessine une queue de cheval extensive de grande amplitude, constituée de multiples failles (failles du Mont Aterno, Fig. 5.27a), suggérant que ce sous-système a un mouvement oblique sur sa direction moyenne NNW, à la fois normal et latéral sénestre. De par son orientation NW-SE oblique à la direction moyenne du système (NNW-SSE), on peut s'attendre à ce que la faille de Roccapreturo ait une composante normale dominante. Il est probable que cette faille ne rompe pas nécessairement à chacune des ruptures du système principal dans la mesure où la déformation est très distribuée d'après la présence des nombreuses petites failles du Mont Aterno (voir figure 5.27a).

La faille de Paganica qui a rompu en Avril 2009 lors du séisme de l'Aquila se situe dans la prolongation en pas à droite au NW de la faille de Roccapreturo - Fagnano.

La faille de Roccapreturo présente elle-même une géométrie en queue de cheval à plus petite échelle : la trace principale de la faille (longue d'environ 12 km, segment nommé '3', Fig. 5.27b) se divise en effet à sa terminaison NW en une branche secondaire oblique (longue d'environ 6 km, segment nommé '2', Fig. 5.27b). D'autres petites failles se connectent également à la branche principale. Le système s'interrompt vers le NW, où il passe en relais à la faille de Fagnano (segment '1'), disposée en pas à droite par rapport à la faille de Roccapreturo. La faille de Roccapreturo ne présente pas d'escarpement cumulé très clair. Le relief est en pente douce, aucune facette triangulaire n'est visible (Fig. 5.28). En revanche, ses deux branches montrent un escarpement calcaire basal particulièrement bien préservé, continu et haut d'une dizaine de mètres. Aucun séisme historique n'est connu sur cette faille (voir Chapitre 3).

Nous avons échantillonné trois sites au long de la faille, deux sur la branche principale (RP2 et RP3), et 1 sur la branche secondaire oblique (RP1). Seuls les échantillons du site RP2 ont pu être mesurés pendant cette thèse. La figure 5.28 montre donc une vue de terrain du site RP2 avec la trace des 10 m échantillonnés sur le plan de faille, en 2 transects séparés horizontalement de ~ 7 m. La figure 5.29a présente les données brutes des concentrations en ^{36}Cl du site RP2, et la figure 5.29b l'analyse des fonctions de densités de probabilités. Le profil de concentration ne présente pas de discontinuité claire. Les pics qui apparaissent dans la fonction de densité cumulée résultent essentiellement des faibles incertitudes sur les

mesures. En l'absence de contraintes claires, nous avons choisi de modéliser le profil par un nombre croissant d'évènements. Les figures 5.29c-h présentent les résultats pour 1 à 5 évènements, puis 10 évènements, tandis que la figure 5.30 montre les paramètres d'ajustement correspondants. Le scénario à 1 évènement (Fig. 5.29c) n'est clairement pas satisfaisant et permet de rejeter l'hypothèse de la formation de cet escarpement de 10 m par un unique séisme ou épisode de glissement. C'est le modèle à 3 évènements (Fig. 5.29e) qui est le plus satisfaisant en termes d'indicateurs d'ajustement des données (AICc minimum). Néanmoins la modélisation des données par plus de 3 évènements donne un ajustement quasi-équivalent (RMsw et χ^2 équivalents ; les AICc augmentent du fait de l'introduction d'un nombre croissant de paramètres) et correctement supporté par les données. Il est donc tout aussi plausible de conclure que la faille a rompu lors de 3 grands évènements de glissement, chacun produisant ~3-4 m de déplacement vertical, ou lors d'une multitude d'évènements plus petits, par exemple 10, ayant chacun produit un déplacement décimétrique à métrique. En attente de données complémentaires provenant des deux autres sites échantillonnés, il ne nous est pas encore possible de conclure.

Quelque soit le modèle considéré cependant, la période d'exhumation de l'escarpement semble comprise entre environ 2 et 6 ka. L'évènement le plus récent semble donc avoir eu lieu il y a ~2.0 - 3.0 ka et avoir produit un déplacement vertical pouvant être de quelques dizaines de cm à un maximum de 6 m.

Ces résultats confirment que la faille de Roccapreturo est sismiquement active, et que certaines de ses ruptures atteignent la surface, suggérant des magnitudes $M_w \geq 6$. Par ailleurs, l'absence de séismes sur cette faille depuis ~2.0 ka fait d'elle la source potentielle d'un fort séisme dans un futur peut-être proche.

L'ensemble des résultats obtenus dans ce chapitre est discuté au chapitre 6 suivant.

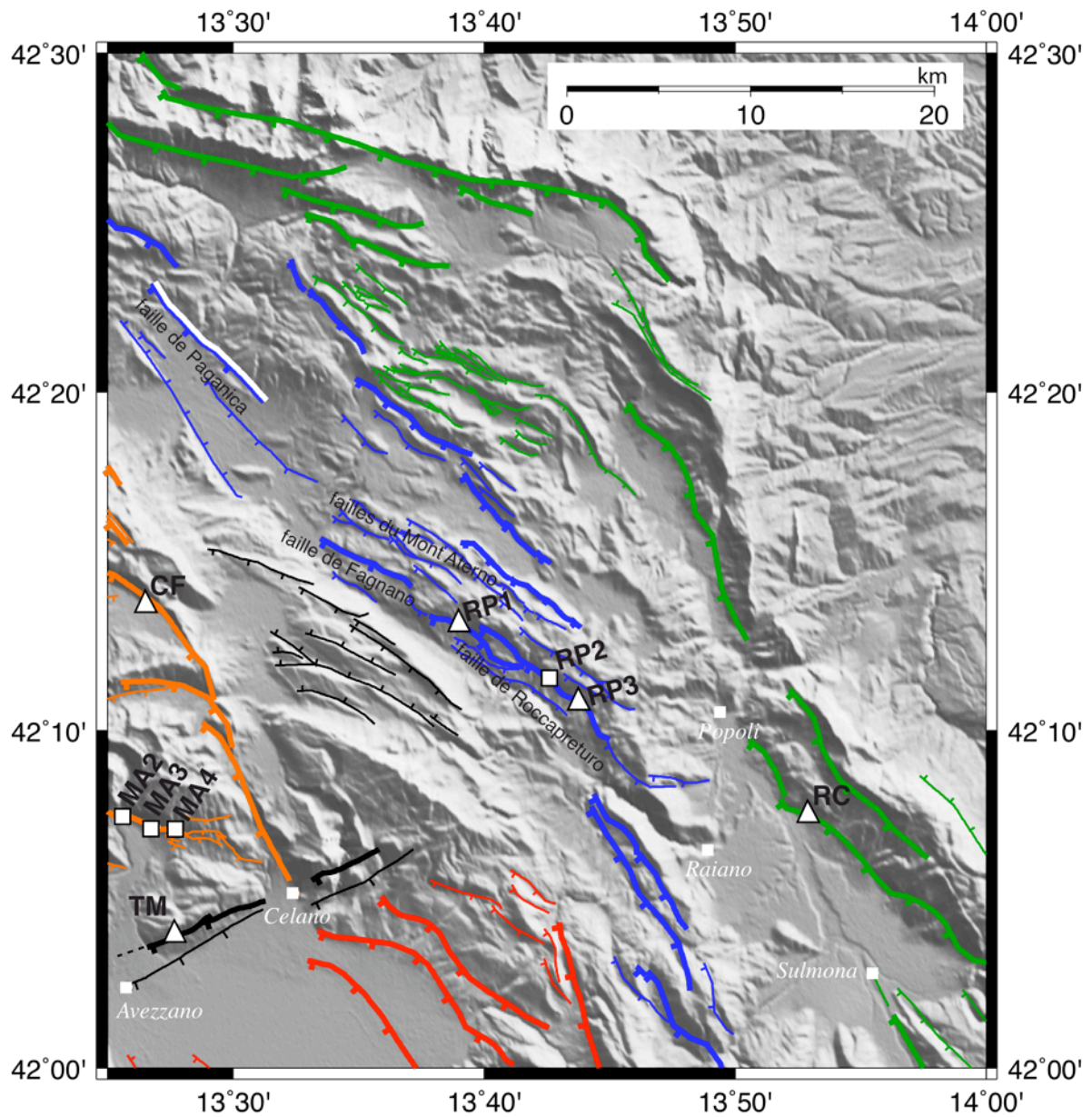


FIG. 5.27a : Détail de notre carte des failles actives de la région Lazio-Abruzzo sur fond topographique SRTM ombré (faux soleil au NE) centré sur le nord du système Aterno – Roccapreturo – Scanno (bleu). Les sites échantillonnés sont du NW au SE : RP1, RP2 et RP3. La faille de Paganica dont la trace est surlignée en blanc a rompu lors du séisme du 6 avril 2009 (séisme de l'Aquila).

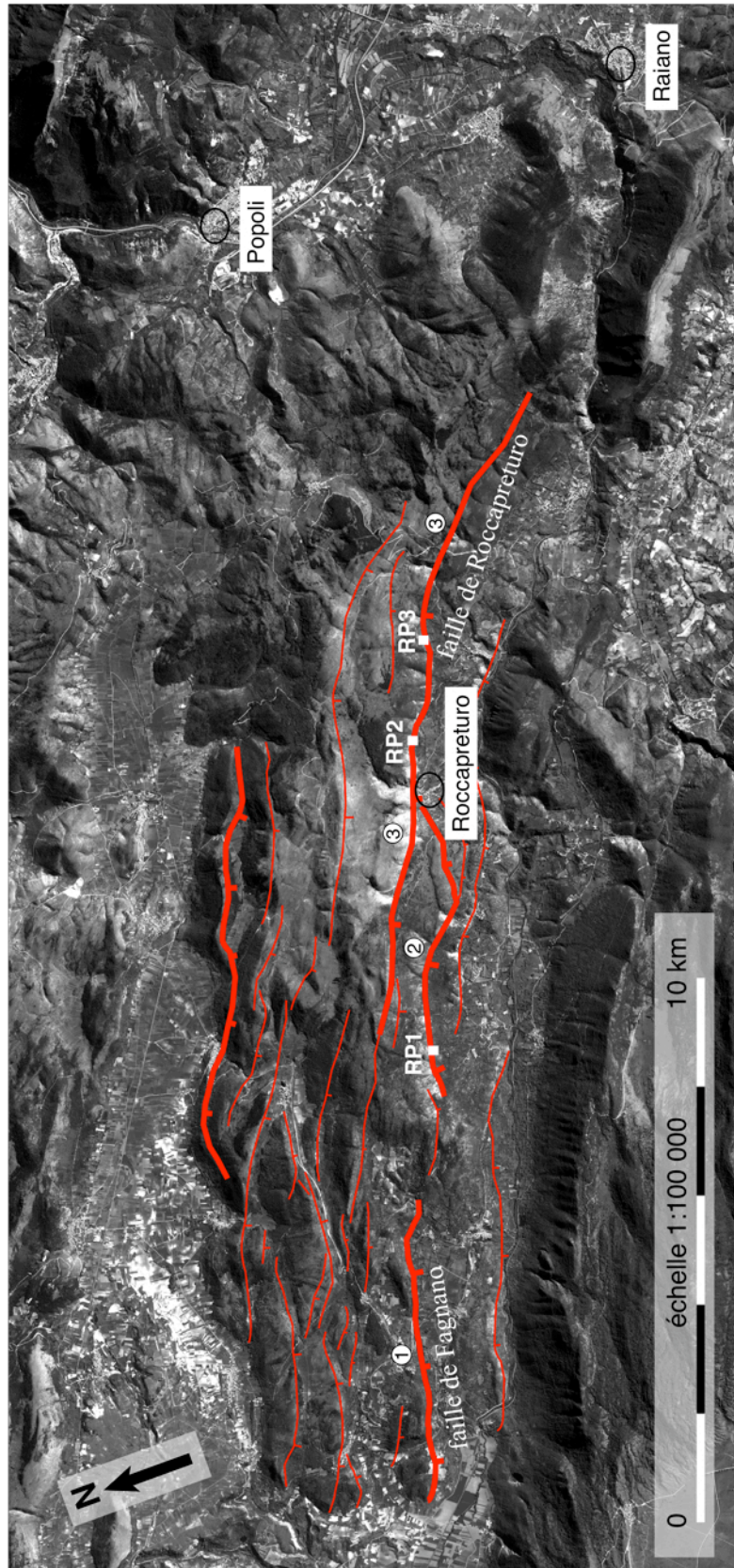


FIG. 5.27b : Détail d'image satellite SPOT haute résolution (pixel 2.5m) montrant le 'sous-système' Roccapreturo-Fagnano. Les segments majeurs sont numérotés de 1 à 3 : la faille de Fagnano, et les deux segments de la faille de Roccapreturo.

Faille de Roccapreturo - site RP2

Site à ~2km à l'est du village de Roccapreturo

Mission Avril 2006

GPS : alt. 805 m \pm 5m ; N42.19143 - E013.71244

Ecrantage : seulement le plan de faille **125 SW 55**

Nbre échantillons (deux verticales) : **75 à droite** (RP2-1 à RP2-75)
et **25 à gauche** (RP2-76 à RP2-100)

$\alpha = 25^\circ \pm 3^\circ$; $\beta = 55^\circ \pm 2^\circ$; $\gamma = 35^\circ \pm 5^\circ$

H = 10.2 m

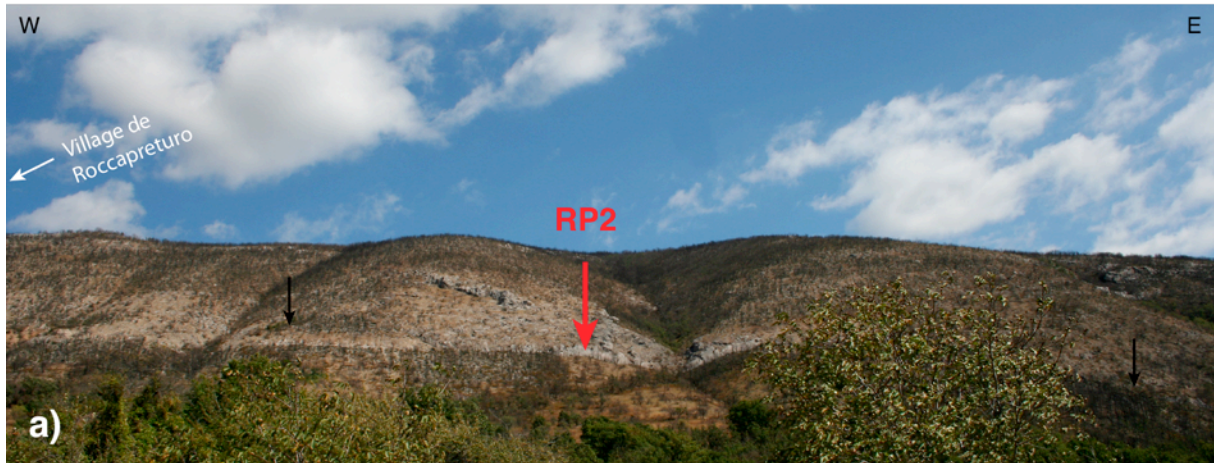


FIG. 5.28 : Site RP2 sur le segment '3' du système de Roccapreturo et paramètres pour la modélisation des données ^{36}Cl .

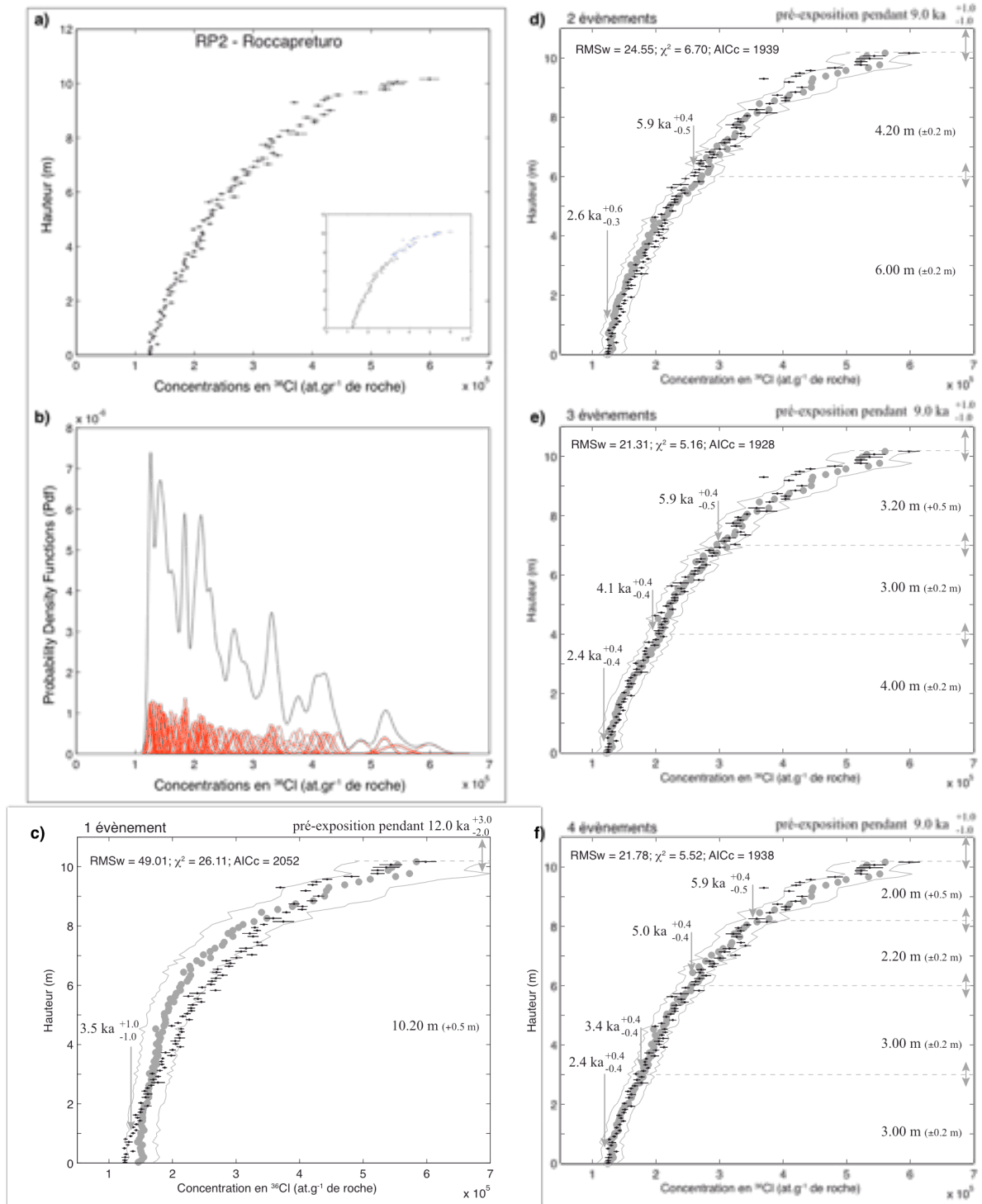


FIG. 5.29 : Données du site RP2 sur la faille de Roccapreturo. a) Profil des concentrations en ^{36}Cl . L'encart permet de visualiser la position des transects d'échantillonnage. b) Analyse des densités de probabilités (Pdf). c-h) Modélisation par 1, 2, 3, 4 5 et 10 évènements. Les incertitudes indiquées sont celles provenant de la modélisation des barres d'erreurs sur les mesures AMS (courbe grises). Le modèle 1 évènement n'ajuste pas les données dans la partie centrale. Les modèles 2 et plus d'évènements ajustent de manière satisfaisante les données.

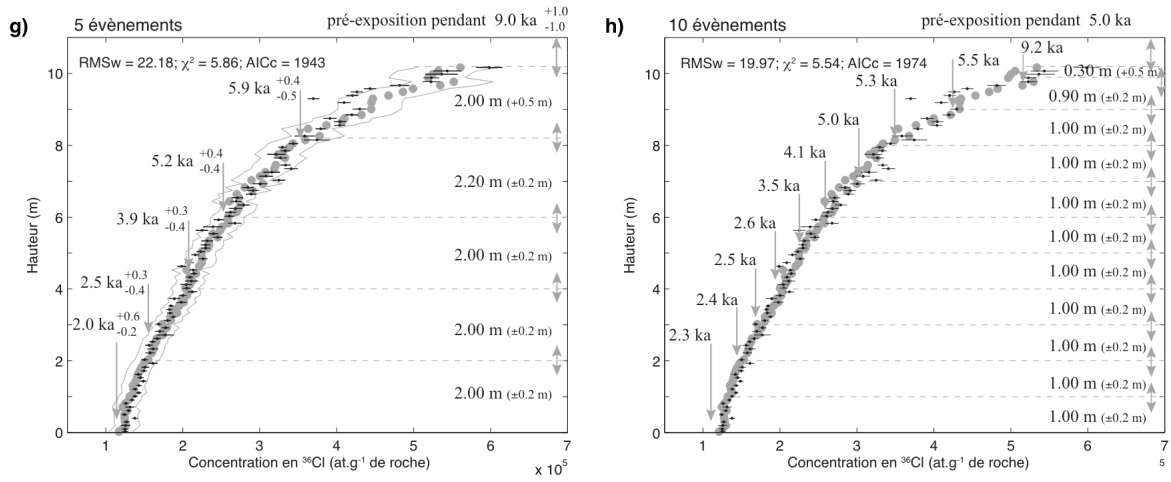


FIG. 5.29g-h (suite) : Modélisation par 5 ou 10 évènements du site RP2 sur la faille de Roccapreturo. Le meilleur RMSw est obtenu pour un modèle à beaucoup d'évènements ayant de faibles déplacements comme celui à 10 évènements de la figure h.

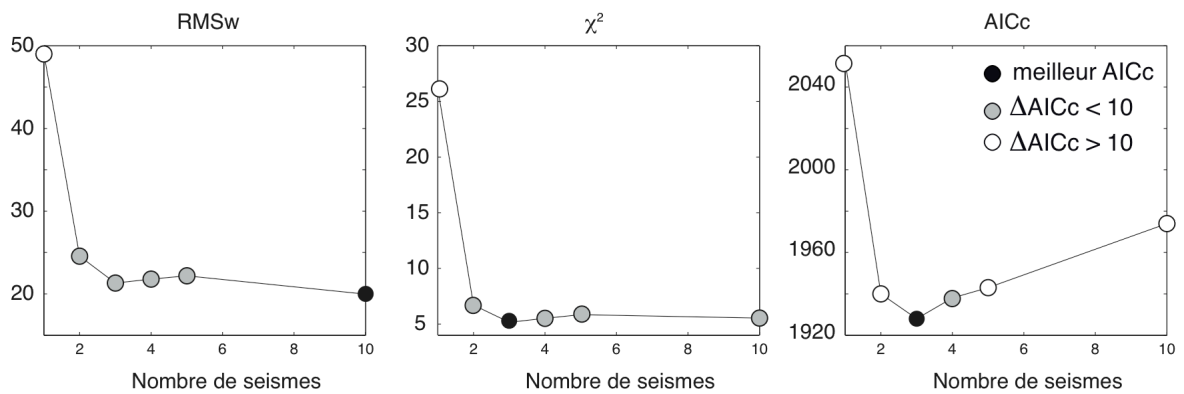


FIG. 5.30 : Critères d'ajustement des données pour le site RP2 en fonction du nombre de séismes introduits dans la modélisation. Le meilleur modèle statistiquement est celui à 2 évènements.

6

DISCUSSION ET IMPLICATIONS DE NOS RESULTATS

SOMMAIRE

6.1. Comment identifier les forts séismes passés ?	253
6.1.1. Remarques générales :.....	253
6.1.2. Résultats quantitatifs concernant la méthode ^{36}Cl dédiée à la datation des phases d'exhumation sismique: incertitudes et limitations.....	257
<i>Influence de la localisation et de la géométrie du site, et des mesures associées.....</i>	257
<i>Paramètres indépendants du site influençant la production de ^{36}Cl.....</i>	258
<i>Détermination des évènements sismiques sur un profil de concentrations en ^{36}Cl.....</i>	260
6.1.3. Autres méthodes en développement pour déterminer l'histoire sismique des failles	261
<i>Identification des forts séismes passés par les variations des teneurs en éléments traces du plan de faille normale.....</i>	261
<i>Evolution de la rugosité du plan de faille en fonction de son altération : méthodes scanner (Lidar) et moulage au silicone.....</i>	264
<i>Méthodes géophysiques d'investigation des marqueurs décalés par les failles.....</i>	266
6.2. Comment les forts séismes se succèdent-ils sur les failles ?	267
6.2.1. Successions sismiques le long d'une même faille ou d'une même zone de failles	268
<i>Variabilité des déplacements produits en surface ?</i>	270
<i>Variabilité de la localisation des zones rompues ?</i>	273
<i>Variabilité des temps de récurrence ?</i>	275
6.2.2. Successions sismiques entre différents systèmes de failles	277
<i>Variabilité de localisation des zones rompues ?</i>	278
<i>Variabilité des déplacements produits en surface ?</i>	280
6.3. Focus sur la région Lazio-Abruzzo: qu'avons-nous appris qui nous éclaire sur le risque sismique dans cette région ?	281

Nous avons posé en Introduction un certain nombre de questions, qui s'articulent autour de trois interrogations majeures :

1) Que peut-on faire à l'heure actuelle pour retrouver la trace des anciens forts séismes sur les failles actives qui nous menacent ? En d'autres termes, de quelles méthodes disposons-nous, aujourd'hui, pour identifier la trace des séismes anciens et restituer leurs paramètres majeurs (localisation, âge, déplacements produits en surface) ?

2) Comment les forts séismes se succèdent-ils sur les failles ? En d'autre termes, la façon dont les forts séismes se répètent sur une faille, ou au sein d'un système de failles, est-elle totalement aléatoire, ou suit-elle au contraire certaines 'règles' que nous serions susceptibles de déterminer ?

3) L'étude détaillée d'un système de failles donné, ici choisi en Italie centrale, peut-elle aider à répondre à ces questions, et par là même contribuer à une meilleure anticipation du risque sismique dans la région considérée ?

Dans ce chapitre, nous revenons sur chacune de ces questions et discutons comment nos résultats contribuent à leur apporter des éléments de réponse.

Nous rappelons que les dernières mesures ^{36}Cl nécessaires à cette discussion ayant été obtenues très tardivement (30 avril 2009), la discussion qui suit est nécessairement très préliminaire et nécessitera d'être amplement approfondie par la suite.

6.1. Comment identifier les forts séismes passés ?

6.1.1. Remarques générales :

Nous avons rappelé au chapitre 2 quelles sont les méthodes actuelles pour rechercher, détecter et 'mesurer' la trace des anciens forts séismes sur les failles. Nous avons tenté de mettre en exergue les points forts et les points faibles de ces méthodes.

Il est ressorti de ce chapitre que les tranchées paléosismologiques, qui constituent l'approche la plus utilisée à l'heure actuelle, ont comme points forts majeurs d'aboutir souvent à l'identification des quelques derniers grands séismes sur la faille considérée (quelque soit sa nature), et à la datation de ces événements parfois à quelques centaines d'années près, mais

plus généralement à quelques milliers d'années près. Un autre point majeur est que l'identification des séismes ne dépend d'aucun modèle, mais est exclusivement basée sur des observations, néanmoins 'transformées' à travers le filtre d'interprétations qui, comme toute interprétation, sont généralement discutables. Les points faibles majeurs de la méthode sont : 1) l'impossibilité de détecter des séismes n'ayant pas rompu la surface, comme c'est le cas généralement des fréquents séismes modérés ($M \leq 6$) et des séismes aveugles pouvant pourtant être forts (ex : Tottori 2001) ; 2) La faible profondeur des tranchées (quelques mètres) limite le nombre de forts séismes passés pouvant être détectés ; 3) une ambiguïté fréquente sur l'identification des événements ; 4) l'impossibilité fréquente de mesurer les déplacements produits en surface par les séismes identifiés ; 5) le caractère destructif de la méthode qui empêche son utilisation systématique tout au long de la trace d'une faille. Les mesures restent ainsi ponctuelles.

Une autre méthode développée et utilisée depuis une dizaine d'années est la méthode de 'datation des phases d'exhumation sismique par les isotopes cosmogéniques'. Il est à noter que, lorsqu'elle est dédiée à la reconstitution des successions sismiques passées, cette méthode ne s'applique qu'aux escarpements de faille préservés. Elle ne s'applique donc qu'aux failles normales, dont les escarpements sont en outre formés de roches calcaires (cf détails dans chapitre 2). Cette méthode a fait l'objet de cette thèse. Nous avons cherché à améliorer les protocoles de modélisation des mesures de concentrations ^{36}Cl , et définir aussi précisément que possible les incertitudes attachées à ces modèles. Nous avons effectué ce travail car ces points n'avaient pas été discutés jusqu'à présent, de sorte que la méthode était utilisée sans ou avec trop peu d'analyse critique de la validité des résultats obtenus. Au terme de notre travail méthodologique (chapitre 4), nous pouvons conclure que la méthode cosmogénique ^{36}Cl présente des points forts et des points faibles.

Ses points faibles majeurs sont :

1) de ne s'appliquer qu'aux failles normales ayant un escarpement exhumé bien préservé à la surface. Ceci ne concerne ainsi généralement que les failles à escarpement calcaire, dont la partie basale est généralement préservée sur une dizaine de mètres de hauteur ;

2) La faible hauteur des escarpements préservés limite donc le nombre de forts séismes passés pouvant être détectés ;

3) Les nombres, âges et déplacements des séismes obtenus par la méthode sont issus de modèles, donc dépendants d'un certain nombre d'hypothèses plus ou moins bien contraintes. Les solutions des modèles sont par ailleurs non-unique.

4) L'impossibilité de la méthode à identifier des séismes petits à modérés, générant des déplacements inférieurs à environ 50 cm, cette valeur pouvant être plus ou moins importante suivant l'altitude et la latitude des sites. Les séismes fréquents de magnitude autour de 6 ne peuvent donc généralement pas être détectés ;

5) L'impossibilité de la méthode à discriminer des séismes trop proches dans le temps. Ainsi, si plusieurs séismes se suivent sur une période de temps courte (cluster), la méthode ne permettra de 'voir' qu'un grand épisode de glissement dont le déplacement sera la somme de tous les déplacements produits, et l'âge la date approximative et moyenne du cluster ;

6) Les âges déterminés sont affectés d'incertitudes qui peuvent être grandes, jusqu'à 1-1.5 ka. Ceci est particulièrement vrai lorsqu'un seul site est étudié le long d'une faille.

7) d'être destructive et coûteuse.

Les points forts majeurs de la méthode sont :

1) de permettre l'identification sans ambiguïté des grands épisodes de glissement sismique ayant contribué à l'exhumation de l'escarpement analysé. Il est à noter à ce titre que, bien que les solutions des modèles soient non-unique, peu d'entre elles parviennent à rendre compte des données tout en étant compatibles avec un fonctionnement réaliste des failles. Ceci est particulièrement vrai quand plusieurs sites sont analysés au long d'une faille (voir plus loin);

2) de démontrer qu'un escarpement a ou non une origine sismique ;

3) de permettre la mesure claire et précise (à +/- 40 cm) des déplacements produits en surface par les grands événements de glissement identifiés ;

4) de permettre la datation de ces grands événements, avec des incertitudes variant de quelques centaines d'années à 1-1.5 ka ;

La majorité des points faibles listés pour la méthode ^{36}Cl sont communs à la méthode par tranchées. En particulier, bien que ce point soit rarement discuté par les auteurs, il est vraisemblable que la méthode par tranchées rencontre les mêmes difficultés à identifier les événements de magnitude et donc déplacements modérés, ainsi que les événements très proches dans le temps (clusters).

Les deux méthodes ont également en commun les trois points faibles suivants :

Elles ne permettent en général qu'une analyse ponctuelle de l'histoire sismique sur une faille (car destructives et nécessitant certaines conditions, -sédimentation significative pour les tranchées ; bonne préservation de l'escarpement pour le ^{36}Cl). Or il a été montré que les déplacements cosismiques varient beaucoup le long de la faille rompue (et plus généralement sur son plan), à la fois à 'grande échelle' (la forme enveloppe d'un profil déplacement-longueur cosismique est triangulaire et généralement asymétrique ce qui implique que le déplacement diminue dans l'ensemble progressivement depuis une valeur maximum près d'une extrémité de la faille, à zéro à l'autre extrémité de la faille ; voir plus loin ; et Fig. 6.1, Manighetti et al., 2005), et dans le détail (de forts gradients de déplacement sont notamment observés au niveau des discontinuités géométriques majeures de la faille, comme ses inter-segments principaux ; voir plus loin). Une mesure ponctuelle du déplacement co-sismique ne permet donc pas de déduire, ni le déplacement maximum, ni le déplacement moyen sur la faille, dont la connaissance est nécessaire au calcul de la magnitude du séisme.

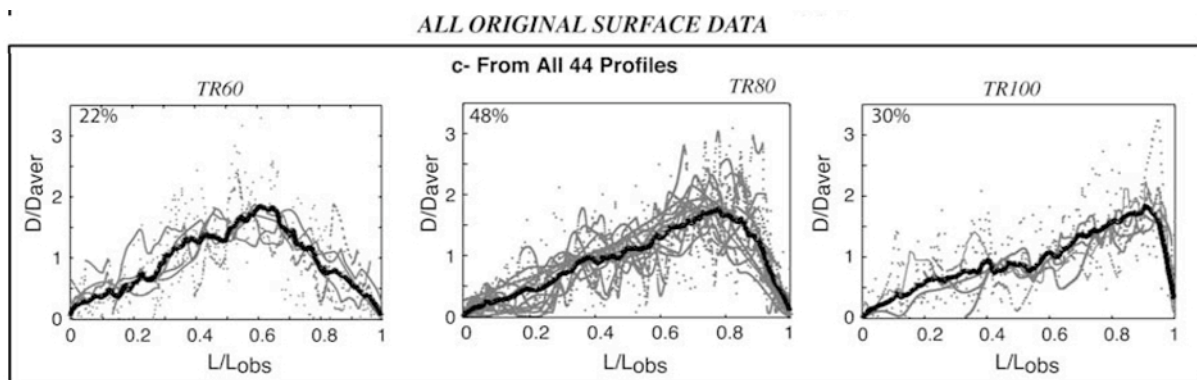


FIG. 6.1 : Profils cosismiques longueur-déplacement en surface. Les données sont en gris, et le profil moyen est indiqué en noir. Les 44 profils analysés présentent une forme triangulaire et sont classés en fonction de leur asymétrie : TR60, TR80, TR100 indique respectivement que le profil a son maximum positionné à 60, 80 ou 100% de la longueur de la rupture (Manighetti et al., 2005).

Elles ne permettent qu'une analyse des déplacements produits en surface par les séismes identifiés. Or il a été montré que les déplacements cosismiques varient beaucoup le long du plan de faille rompue, et notamment de la profondeur vers la surface, où les déplacements ne sont souvent qu'une fraction du déplacement maximum produit en profondeur aux alentours de la zone d'initiation du séisme (voir chapitre 2, Fig. 2.21). Or ce sont ces déplacements maxima (ou moyens) profonds dont on a besoin pour calculer la magnitude du séisme. Il a été suggéré que des facteurs correctifs puissent être appliqués (Fig. 2.21).

Les déplacements mesurés en surface intègrent probablement une part non négligeable de déplacement post-sismique (le déplacement post-sismique peut atteindre localement jusqu'à 100% du déplacement co-sismique ; e.g. Hsu et al., 2002 ; Miyazaki et al., 2004 ; Chlieh et al., 2007 ; Riva et al., 2007). Cette part de déformation post-sismique amène probablement à une surestimation des déplacements co-sismiques mesurés.

Malgré toutes ces limitations, les deux méthodes sont précieuses et relativement complémentaires. Par rapport aux analyses en tranchées, la méthode ^{36}Cl a clairement le potentiel de restituer de façon continue l'histoire des derniers grands épisodes sismiques (séismes majeurs ou clusters de séismes) sur une faille, et d'en restituer les paramètres majeurs à savoir les déplacements verticaux produits en surface et l'âge des événements.

6.1.2. Résultats quantitatifs concernant la méthode ^{36}Cl dédiée à la datation des phases d'exhumation sismique: incertitudes et limitations

Un des résultats les plus importants de notre travail est le nouveau protocole de modélisation que nous avons développé pour retrouver l'histoire sismique d'une faille à partir des profils de la concentration en ^{36}Cl mesurés de bas en haut de son escarpement. Ce modèle intègre tout types de géométrie de faille normale, et le calcul des facteurs liés à la localisation du site, aux variations du champ magnétique, et à l'érosion potentielle de l'escarpement. Il permet de tester tout type d'histoire d'exhumation (gravitaire, sismique, glissement continu). Il fait l'objet d'une publication (Schlagenhauf et al., soumis à *Geophysical Journal International*) et le code est accessible en Supplément Electronique.

Ce modèle est la base indispensable pour une approche rigoureuse de la détermination de l'histoire sismique d'une faille à partir des données ^{36}Cl .

Nous avons ainsi pu étudier l'impact des différents paramètres entrant dans la modélisation des données ^{36}Cl sur l'âge des séismes.

Influence de la localisation et de la géométrie du site, et des mesures associées

Les paramètres influençant le plus les résultats sont liés à la géométrie du site (écranage, pendage du plan de faille, pendage du colluvion) et à la densité du colluvion. Ces paramètres doivent donc être évalués de façon rigoureuse sur le terrain et intégrés ensuite dans le modèle

que nous proposons. Une erreur de 5° sur le pendage de la faille ou sur le pendage du colluvion entraîne une modification du taux de production qui peut aller jusqu'à 55%. La densité du colluvion a pour effet de modifier significativement la forme du profil de concentrations. Au site MA3 sur la faille de Magnola où nous avons échantillonné l'escarpement encore enfoui sous le colluvion à but méthodologique, il s'avère que les données ne peuvent pas être expliquées par un modèle incluant une densité de colluvion supérieure à 1.5 g.cm^{-3} . Palumbo et al. (2004) avaient utilisé une valeur de 2.7 g.cm^{-3} . Cette différence explique en partie le rajeunissement des âges des événements modélisés au site MA3 dans notre étude par rapport à Palumbo et al (2004).

Une autre des avancées importantes de ce modèle est de pouvoir intégrer l'érosion de l'escarpement de faille telle qu'elle pourrait se produire par dissolution de la roche par les eaux de ruissellement ou par le démantèlement progressif de l'escarpement. Par exemple, des valeurs d'érosion de 0.02 mm/an entraîneraient une différence de 15% sur les concentrations théoriques, ce qui aurait pour effet de faire varier l'âge du plus vieux séisme d'environ 1000 ans.

Une détermination rigoureuse de la composition chimique des échantillons est essentielle ; ceci est vrai pour toute détermination d'âge d'exposition avec les isotopes cosmogéniques et n'est pas nouveau.

Ce qui est plus inattendu est la faible influence des variations temporelles du champ magnétique qui, quelque soient les modèles de variations du champ choisis, ont un effet négligeable dans la région Lazio-Abruzzo, inférieur à 10% sur les concentrations. Ceci est certainement lié à l'échelle de temps courte considérée dans notre étude qui est inférieure à 20 ka et à la relative constance du champ magnétique à ces latitudes et longitudes. Il va sans dire qu'il est nécessaire de vérifier cette assertion pour des sites en d'autres positions du globe où des anomalies locales du champ magnétique ont pu exister pendant la durée d'exposition des échantillons.

Paramètres indépendants du site influençant la production de ^{36}Cl

Les principales sources de production de ^{36}Cl sont des réactions de spallation entre des neutrons de haute énergie et des éléments cibles tels que le Ca ou le K. Cette source de

production correspond à environ 90% de la production totale quand les échantillons contiennent peu de chlore naturel. Une bonne calibration des taux de production à partir du calcium, c'est-à-dire combien d'atomes de ^{36}Cl sont produits par gramme de calcium par an, est donc essentielle pour toute détermination d'âge d'exposition à partir de roches carbonatées. Plus précisément, dans notre étude, la validité de cette valeur détermine les âges absolus des séismes.

Nous avons utilisé dans cette étude le taux de production publié par Stone et al. (1996) qui a été déterminé à partir de trois échantillons de roches silicatées provenant d'un même site et datés de façon indépendante sur des feldspaths riches en Ca. Ce taux est de 48.8 ± 3.5 at. ^{36}Cl par gr. de Ca par an. Des taux de production de presque 50% plus importants sont proposés dans la littérature, basés sur des calibrations faites à partir de roches riches en Ca, K et chlore naturel (e.g Gosse et Phillips 2001). Nous avons choisi de travailler avec le taux de Stone et al. (1996) parce que la composition des roches utilisées pour la calibration est la plus proche de celle de nos échantillons. Très récemment, Schimmelfennig et al. (2009) ont proposé un nouveau taux de production de 42.2 ± 4.8 at. ^{36}Cl par gr^{-1} de Ca à partir d'une quinzaine d'échantillons datés indépendamment, répartis sur deux sites dont la composition est également proche de celles de nos échantillons. Si nous appliquons ce nouveau taux, les âges que nous obtenons pour les événements de glissement que nous avons identifiés sont de 0.5 à 1 ka plus vieux que ceux déterminés dans cette thèse avec le taux de Stone et al. (1996).

L'état actuel de nos connaissances sur ce sujet ne nous permet pas d'affirmer qu'un taux de production est plus valable qu'un autre. Cependant l'analyse des profils ^{36}Cl sur l'escarpement de la faille de Sparte qui a rompu en 464 BC (équivalent à -2460 ans), nous permet de discuter l'ordre de grandeur des valeurs des taux de production possibles. Nous avons repris les données publiées (Benedetti et al. 2002) et recalculé les âges des séismes en utilisant notre nouveau protocole de modélisation. Nous avons donc intégré tous les paramètres tels que la présence d'un colluvion et l'érosion, non introduits dans l'étude initiale (Benedetti et al. 2002). Les résultats suggèrent un âge d'exhumation pour la base de l'escarpement de 2500 ans et de 2800 ans selon qu'on utilise les taux de Schimmelfennig et al. (2009) ou de Stone et al. (1996), respectivement. Les taux de Schimmelfennig et al. (2009) aboutissent donc à un âge plus proche de la réalité, mais la différence est faible. D'ailleurs, lorsque nous comparons les âges des événements que nous obtenons au site de Trasacco avec ceux obtenus par ailleurs avec le ^{14}C dans les tranchées paléosismologiques (sur un autre segment de la

faille), nous constatons un bon accord avec les taux de Stone et al (1996). Tout ceci suggère que le taux de production que nous utilisons dans ce travail est approprié.

D'autres facteurs inhérents à la production de ^{36}Cl tels que la longueur d'atténuation des neutrons et le flux de neutrons et de muons sont certainement à mieux déterminer à l'avenir pour obtenir des âges de séismes encore mieux contraints.

Détermination des événements sismiques sur un profil de concentrations en ^{36}Cl

Nous avons essayé de déterminer de façon rigoureuse le meilleur scénario d'histoire sismique sur chaque site. Nous montrons que le facteur déterminant est le nombre de discontinuités que contient un profil. De nombreuses solutions sont en effet possibles et ajustent correctement les données au sens statistique du terme, mais la plupart ne reproduisent pas les discontinuités observées. Or ce sont ces discontinuités qui sont la signature subtile des séismes passés que nous recherchons. La restitution de l'histoire sismique requiert donc un compromis entre la recherche d'un ajustement satisfaisant des données au sens statistique du terme, et la prise en compte des discontinuités observées. Cette prise en compte dépend évidemment de notre capacité à identifier les discontinuités, et cette étape n'est pas simple, car elle n'est pas rigoureusement quantifiable. Néanmoins, lorsqu'on se limite aux discontinuités les plus claires, tout en recherchant le meilleur ajustement possible des données qui tiennent compte de ces discontinuités, on parvient à un nombre très limité de solutions possibles, dont nous pensons qu'elles encadrent correctement l'histoire sismique réelle de la faille.

Le facteur limitant le plus fort est le nombre de sites disponibles sur une faille donnée. Nous montrons en effet qu'un site unique ne permet pas de restituer correctement l'histoire sismique de la faille. De nombreuses solutions sont possibles et équivalentes en termes d'ajustement et de prise en compte des discontinuités. Seule l'analyse simultanée de plusieurs sites distants le long de la faille peut permettre de lever ces ambiguïtés. Cette analyse simultanée permet en effet : 1) de confronter les différentes histoires restituées et d'en identifier les aspects solides et les incohérences ; 2) de prendre en compte un certain nombre de critères inhérents au fonctionnement tectonique et sismique des failles.

Nous concluons donc que les études basées sur un site unique ont de fortes chances de conduire à des histoires sismiques erronées.

Nous avons tenté d'évaluer la portée des incertitudes inhérentes aux paramètres du modèle mais aussi à l'ensemble des solutions obtenues. Cette partie est encore non aboutie et sera

plus approfondie dans la suite du travail, notamment en essayant d'utiliser une approche bayésienne nous permettant d'intégrer, dans les entrées des modèles, les incertitudes. Notre approche s'est pour l'instant limitée à trouver les meilleurs modèles (comme décrit ci-dessus) et à décrire leurs incertitudes maximum résultant de la somme des toutes les incertitudes possibles. Quand plusieurs modèles s'avéraient satisfaisants, nous retenons les âges moyens produits par ces modèles. Ce travail a été long et c'est pourquoi nous n'avons pu l'approfondir. Mais nous sommes conscients que cette approche ne permet pas de tenir compte de toutes les incertitudes ensemble, et aboutit à des incertitudes peu réalistes car sommées. L'approche bayésienne nous permettra de nous affranchir de ces problèmes en balayant tout l'espace des solutions obtenues en intégrant simultanément toutes les incertitudes.

6.1.3. Autres méthodes en développement pour déterminer l'histoire sismique des failles

Ce travail montre à quel point il est important et urgent de tenter de développer de nouvelles approches et techniques pour inter calibrer les résultats obtenus sur une méthode et également permettre une plus longue et complète identification des forts séismes passés sur les failles.

Nous avons démarré ce travail dans le cadre du projet ANR QUAKonSCARPS, en développant deux pistes nouvelles que je décris brièvement ci-dessous. Bien que je n'ai pas pleinement développé moi-même ces nouveaux axes de recherche, j'ai participé à leur initiation, comme l'atteste la publication Carcaillet et al. (2008) jointe en Annexe IV du manuscrit.

Identification des forts séismes passés par les variations des teneurs en éléments traces du plan de faille normale

Notre idée en 2005 était la suivante : sur une faille normale, chaque séisme exhume une nouvelle portion de l'escarpement. Le plan exhumé est donc constitué de 'bandes' d'âges différents que nous identifions via leurs temps d'expositions respectifs avec le ^{36}Cl . Ces bandes distinctes ont passé des temps variables à l'air libre, et ont donc subi des quantités d'altération de leur surface qui augmentent avec l'âge du séisme, donc de bas en haut de l'escarpement. De plus, la partie supérieure du plan de faille encore enfoui avant un séisme passe un temps important au contact avec le 'sol', avec lequel il échange probablement des

éléments chimiques (Fierer et al., 2003). Si ces mécanismes 1) contact avec le sol pendant la période entre deux séismes, et 2) altération progressive du plan de faille exhumé, ont la capacité de laisser des traces dans la composition chimique du plan de faille, alors, nous devons être capables d'identifier les 'bandes' correspondant à chaque séisme.

Sur le site MA3 de la faille de la Magnola, nous avons prélevé une quinzaine de carottes en septembre 2005 réparties tous les mètres environ verticalement sur l'escarpement calcaire exhumé. Ce site a été choisi dans la mesure où il permettait une comparaison directe avec la méthode ^{36}Cl puisque précédemment étudié par Palumbo et al. (2004). Ces carottes ont été analysées afin de déterminer leur composition chimique précise en éléments majeurs et traces (post-doctorat CNRS, J. Carcaillet). Cette analyse a révélé qu'un signal de lessivage de certains éléments existe (Terres Rares et Yttrium), et que des pics de surconcentration de ces mêmes éléments se développent à la limite avec le sol pendant la phase inter-sismique. Ces pics marquent ainsi la position des paléosols et permettent de 'cartographier' les déplacements co-sismiques des séismes passés (Fig. 6.2a et Carcaillet et al., 2008, en Annexe IV). Le faible nombre de carottes ne permettant pas de valider cette approche prometteuse, nous avons prélevé en septembre 2008 des échantillons sur le même site à des hauteurs complémentaires des carottes précédentes : un échantillon tous les ~25 cm (à la disquette cette fois-ci). E. Boucher (étudiante en M2R) a exploité ces échantillons, ainsi que ceux provenant du plan de faille sous le colluvion (1 échantillon tous les 60 cm), et a montré la validité de la méthode (Fig. 6.2b, Boucher 2009, rapport de M2R). Les échantillons du plan de faille enfoui (Fig. 6.2b, entre -4 et 0 m) confirment l'existence de pics de surconcentrations à proximité du sol. La densification des mesures en surface permet de préciser la localisation des discontinuités qui sont en bon accord avec celles identifiées en ^{36}Cl . Elles permettent de confirmer l'existence de la discontinuité à 5.6 m de hauteur le long de l'escarpement marquée par la flèche jaune (séisme il y a 4 ka), discontinuité de second ordre que nous avons introduit pour les modèles_{opt}. Cette approche complémentaire du ^{36}Cl présente l'avantage d'être uniquement basée sur des mesures et de ne faire intervenir aucun modèle pour son analyse. Elle permet de mesurer les déplacements associés à chaque séisme. Néanmoins, elle ne permet pas actuellement de dater le temps d'altération et donc ne peut nous indiquer l'âge des séismes. Notons cependant que la présence d'un signal (pics de surconcentrations) datant, pour la partie la plus ancienne de l'escarpement de ~7.2 ka, indique que l'altération/érosion du plan de faille ne peut être très importante. Notre hypothèse d'une érosion atteignant au maximum 0.01 mm/an en est renforcée.

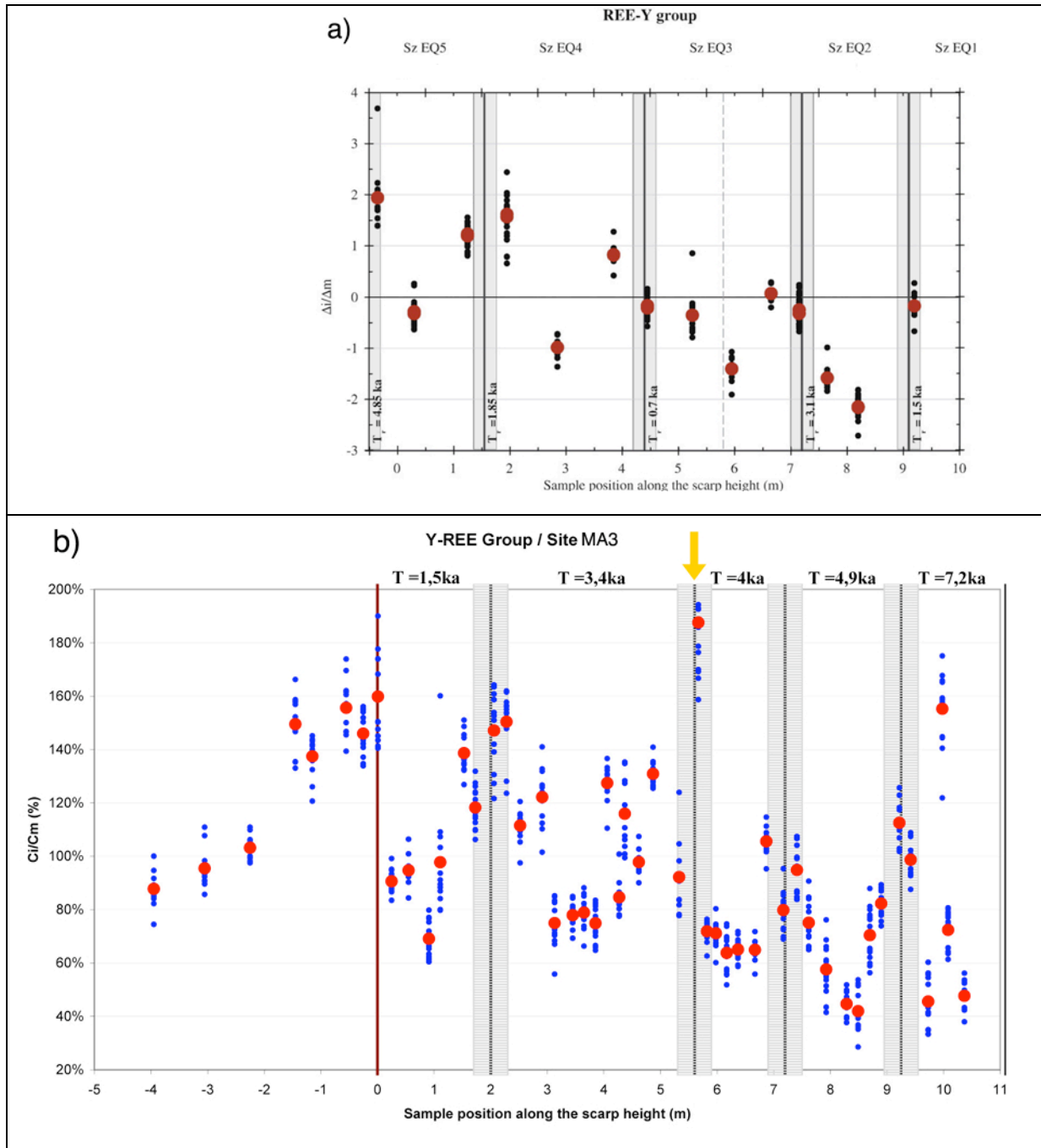


FIG. 6.2 : Evolution des concentrations en Terres-Rares et Yttrium en fonction de la hauteur de l'escarpement reportée en abscisses. a) Etude préliminaire des 14 carottes prélevées en septembre 2005 (voir Annexe IV, Carcaillet et al., 2008) montrant une décroissance des concentrations de la base vers le haut de l'escarpement et des surconcentrations au niveau des discontinuités identifiées en ^{36}Cl par Palumbo et al. (2004) marquées par les bandes grises. b) Etude complémentaire de E. Boucher (rapport de M2R, LGIT, Grenoble). Les mesures pour des hauteurs le long de l'escarpement entre -4 et 0 m sont celles provenant des échantillons de la tranchée. Les bandes grises indiquent les discontinuités identifiées en ^{36}Cl pendant cette thèse. Les âges indiqués sont ceux du modèle_{opt}.

Evolution de la rugosité du plan de faille en fonction de son altération : méthodes scanner (Lidar) et moulage au silicone

La même idée de cartographier les bandes correspondant à chaque séisme sur le plan de faille exhumé sismiquement nous a amené à nous intéresser à l'évolution de la rugosité (millimétrique) de bas en haut de l'escarpement (Giaccio et al., 2002 sur la faille de Campo Felice). Pour cela, nous avons au cours des deux premières missions de terrain pendant ma thèse (sept. 2005 et avril 2006), en complément du travail d'échantillonnage pour le ^{36}Cl , entrepris de scanner le plan de faille de la Magnola (Lidar, « Light and Detection Ranging »). Ce travail de scanner a été réalisé par A. Tamburini et son équipe (société CESI, Milan). Nous avons ainsi acquis des modèles numériques de terrain à différentes échelles et résolutions : 1) depuis la plaine, nous avons scanné la quasi-totalité de la faille avec une résolution pluricentimétrique, 2) les sites identifiés pour l'échantillonnage ^{36}Cl ont été scannés au préalable en se plaçant à une distance moyenne de 20 m, pour une résolution que nous espérions millimétrique. Les contraintes inhérentes au terrain ont compromis la qualité des mesures. En effet, les mesures depuis la plaine ne nous permettent pas de voir l'escarpement calcaire basal préservé (~5-10 m de hauteur) car caché derrière la forêt implantée sur le colluvion qui court au pied de l'escarpement. Les mesures sur les sites ^{36}Cl que nous espérions de résolution millimétrique se sont avérées plutôt centimétriques à la base de l'escarpement, et de l'ordre de 1 point tous les ~3cm dans la partie haute de l'escarpement. Cette baisse de résolution de bas en haut sur les ~5-10 m d'escarpement ne nous permet pas d'identifier une variation de la rugosité.

Pour palier à la résolution trop faible des données acquises en Lidar, nous avons tenté de développer une autre méthode. Ce travail s'est initié avec Y. Gaudemer et J. Malavieille lors de la mission de mai 2007 : nous avons entrepris le moulage du plan de faille grâce à du silicone sur une largeur de 50 cm au site MA3 de la faille de la Magnola (Fig. 6.3a,b). Lors de ce premier test, l'empreinte des premiers ~5m depuis la base a été réalisées. Le MNT haute résolution (0.5 mm en x, y, z, Fig. 6.3c,d) du moulage a été acquis à Géosciences Montpellier grâce à l'équipement laser développé pour les expériences analogiques (S. Dominguez et J. Malavieille). Des ondulations de la bande de silicone dues aux conditions non optimales de séchage ne nous ont pas permis d'analyser ces données en terme de variations de rugosité. Ce travail s'est poursuivi lors de la mission de septembre 2008, par le moulage des ~10 m de hauteur de l'escarpement calcaire toujours au site MA3. Les MNT seront acquis sous peu et

devraient nous permettre de savoir si nous pouvons établir une relation entre exhumation sismique du plan de faille et variation de sa rugosité.

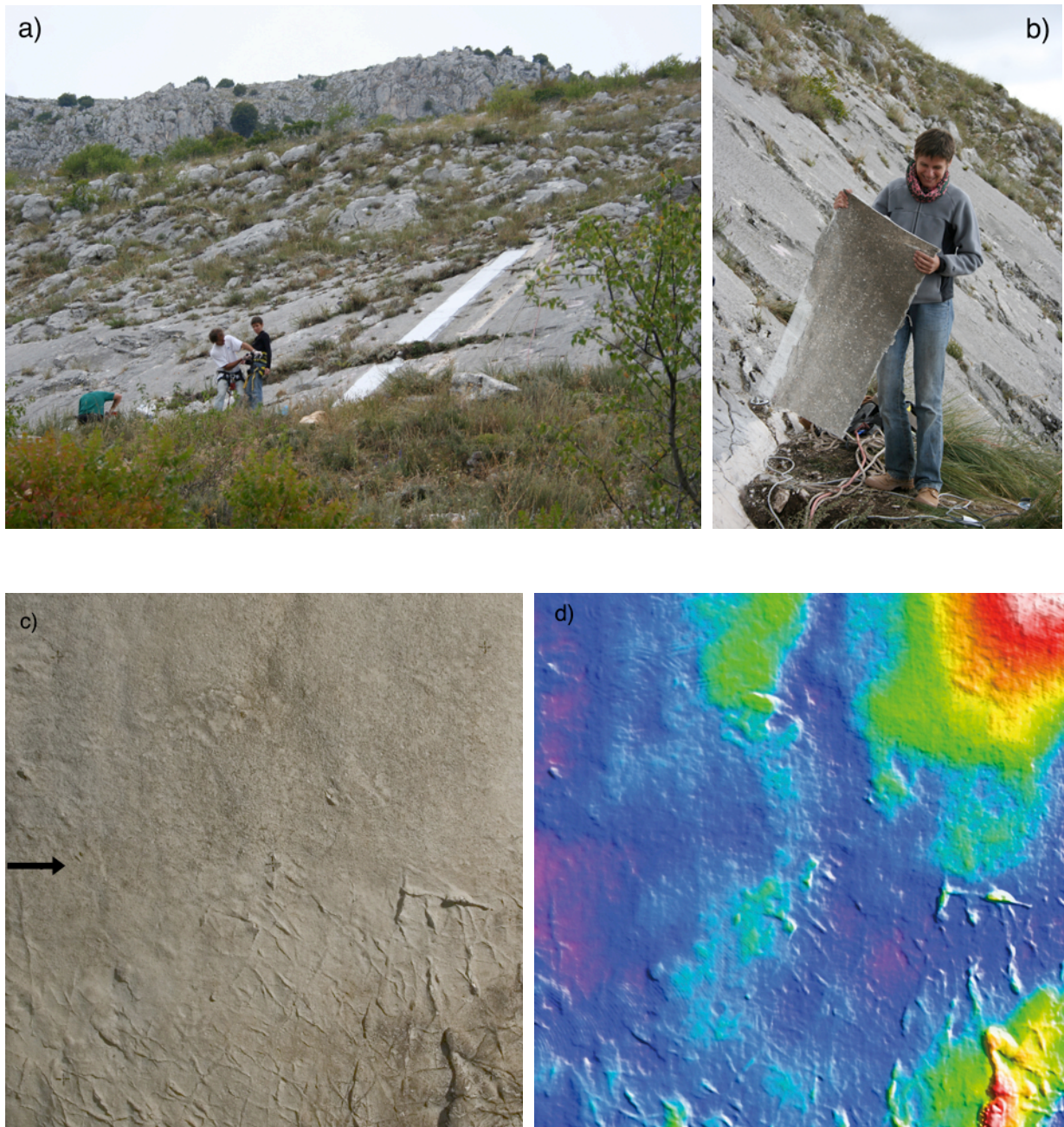


FIG. 6.3 : Moulage silicone de l'escarpement calcaire exhumé. a) vue de la bande de silicone (blanc) parallèle à l'échantillonnage de Palumbo et al. (2004 ; site MA3 sur la faille de Magnola). b) Portion de bande silicone. c) photographie en lumière naturelle de la base de la bande de silicone. La flèche matérialise la limite sol-air. d) MNT de la même zone basale (couleurs pour les altitudes relatives).

Méthodes géophysiques d'investigation des marqueurs décalés par les failles

Nous sommes actuellement en train de développer une autre nouvelle méthode, dans le cadre du projet ANR CENTURISK qui vient d'être accepté au programme RiskNat 2009, et auquel je participe. Nous avons vu au chapitre 2 que notre connaissance des séismes passés est essentiellement limitée par notre capacité à identifier des marqueurs clairs et datables de part et d'autre des failles, et par le caractère destructif et ponctuel des tranchées. Des méthodes géophysiques d'investigation non destructives sont en cours de développement, et ont parfois été utilisées pour des études préalables à l'ouverture d'une tranchée (e.g., Salvi et al., 2003). L'utilisation conjointe du « Ground Penetrating Radar » (GPR) en trois dimensions sensible aux propriétés électromagnétiques, de la tomographie électrique, sensible aux propriétés de conductivité, et de l'imagerie sismique haute résolution, sensible aux propriétés élastiques, devrait permettre de visualiser des marqueurs décalés par une faille active dans les premiers ~10 m depuis la surface. Des conditions de sédimentation rapides, propices à l'enfouissement des marqueurs sont nécessaires.

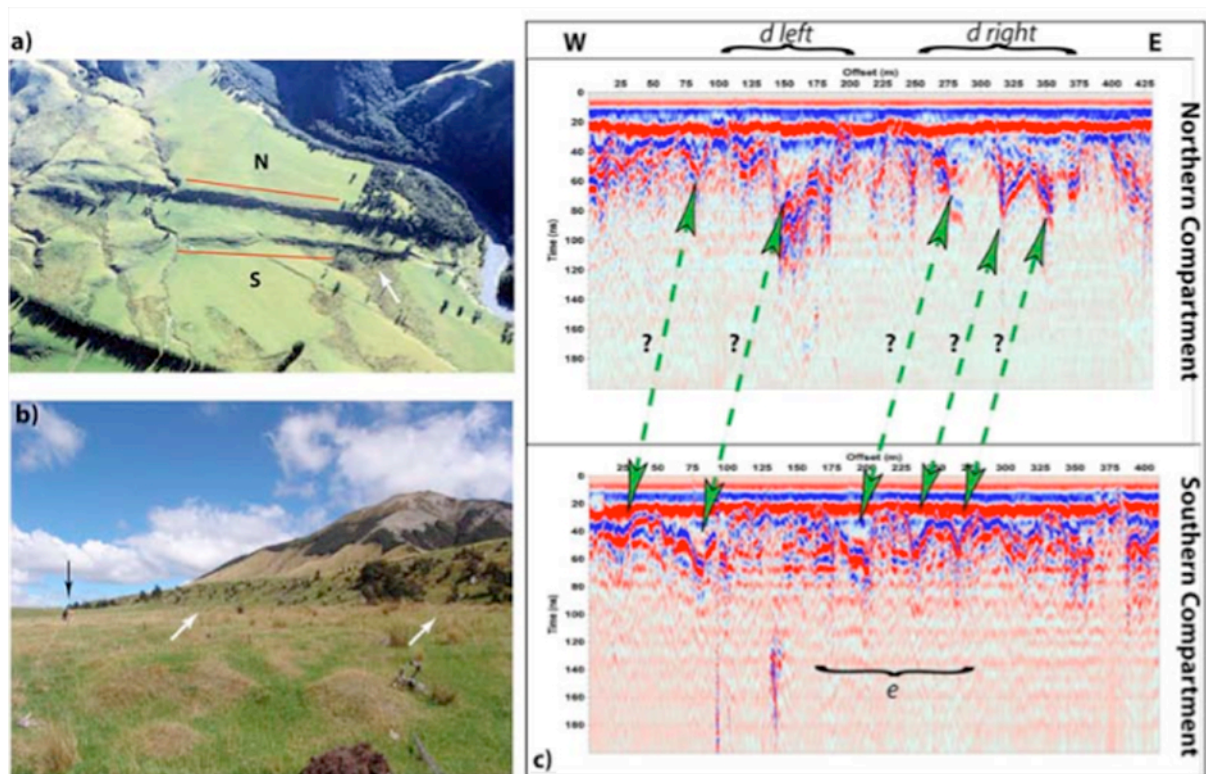


FIG. 6.4 : a,b) Faille de Hope (Ile du Sud, Nouvelle-Zélande) au site de Terako, et localisation des deux profils GPR notés Nord et Sud, réalisés en 2009 par une équipe LGIT/Géosciences Montpellier. c) Profils GPR bruts (non migrés, ordonnée en temps) Nord et Sud et interprétation préliminaire de corrélation des réflecteurs de part et d'autre de la faille (I. Manighetti, S. Garambois, J. Malavieille, 2009, communication personnelle.)

Les tests préliminaires réalisés en Février 2009 par une équipe LGIT/Géosciences Montpellier ont montré qu'il était possible d'identifier des chenaux décalés par les décrochements via les méthodes de la géophysique haute-résolution de sub-surface (Fig. 6.4).

Ces techniques seront dans un premier temps testées sur quelques failles normales de la région Lazio-Abruzzo (missions en septembre et octobre 2009 auxquelles je participe), tests qui seront plus facilement réalisables compte tenu de la proximité du terrain et de l'appui logistique dont nous disposons en Italie. Puis nous appliquerons cette approche aux grands décrochements continentaux de Nouvelle-Zélande où les forts taux de sédimentation, couplés aux forts taux de déplacements, en font une zone d'étude idéale pour les failles décrochantes.

6.2. Comment les forts séismes se succèdent-ils sur les failles ?

La discussion qui suit est basée à la fois sur les résultats que nous avons acquis sur les 4 failles analysées, sur les données de paléosismologie en tranchées acquises en Italie, et sur la synthèse que nous avons effectuée des données de séquences sismiques au monde et en Italie.

La question que nous nous posons est de savoir si l'ensemble de ces données permet de déterminer si la façon dont les forts séismes se répètent dans le temps et dans l'espace sur les failles et au sein des systèmes qu'elles forment, suit certaines 'propriétés' générales qui seraient plus ou moins systématiques.

Il est clair qu'un systématisme général n'existe probablement pas car de multiples ingrédients interviennent dans le processus sismique, et de façon complexe, de sorte qu'une certaine variabilité des séismes est attendue, et de fait observée (e.g. Goes, 1996 ; Sieh, 1996 ; Yeats et Prentice, 1996). Néanmoins, il a été récemment proposé que certaines propriétés majeures des séismes dépendent, au moins pour partie, de certaines des propriétés des failles long-terme sur lesquelles ils se produisent. La maturité structurale des failles, c'est-à-dire leur degré d'évolution géologique (qui dépend à la fois de leur âge d'initiation et de la fréquence des ruptures qu'elles ont produites jusqu'à présent, approximée par leur vitesse de glissement moyennée sur le long-terme ; Manighetti et al., 2007), a été proposée comme l'une des propriétés des failles long-terme ayant le plus d'influence sur certaines propriétés importantes des forts séismes comme l'amplitude des déplacements, la chute de contrainte et les mouvements forts qu'ils produisent au sol (Manighetti et al., 2007 ; Radiguet et al., 2009 ; voir plus loin). Une autre observation récente vient étayer l'hypothèse de l'existence de

relation(s) entre propriétés des failles long-terme et propriétés des forts séismes : de multiples observations concourent désormais à montrer que les profils de déplacement cumulé sur les failles long-terme ont une forme particulière, triangulaire et asymétrique, quelque soit le type et l'échelle des failles (Fig. 6.5 ; Manighetti et al., 2001 ; Scholz, 2002 ; Schlagenhauf et al., 2008 en Annexe IV). Cette forme triangulaire, en désaccord avec le modèle de crack élastique communément utilisé, est donc auto-similaire. Or il a été récemment montré que les profils de déplacement co-sismique le long des ruptures sismiques présentent exactement la même forme, triangulaire asymétrique, quelque soit le mode de glissement et la magnitude du séisme (Manighetti et al., 2005, Wesnousky, 2008 et Fig. 6.5). L'accommodation du déplacement le long des failles suit donc la même propriété intrinsèque, à l'échelle long-terme (quelques 10^4 - 10^6 ans) et à l'échelle instantanée (quelques s à mn). Il est donc vraisemblable qu'une relation existe entre 'réalisation long-terme' (la faille) et 'réalisation instantanée' (le séisme).

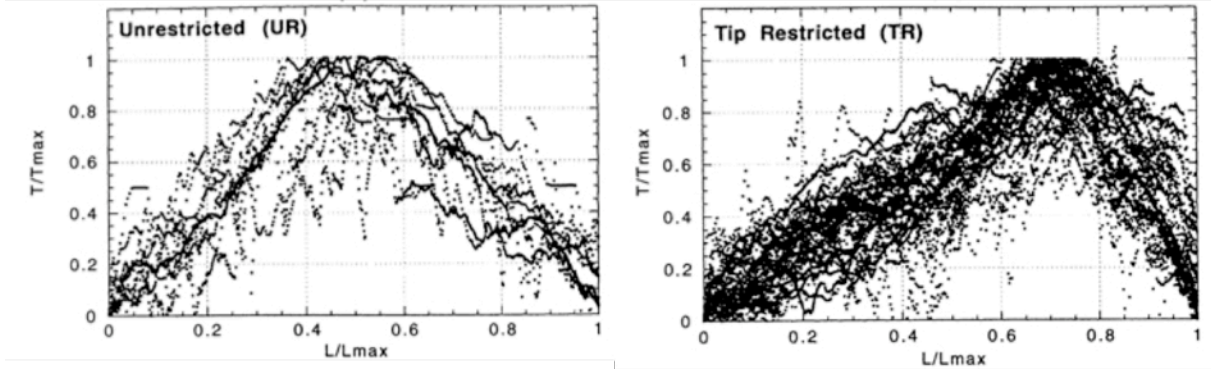
Nous sommes donc convaincus que les propriétés intrinsèques majeures des failles long-terme, -maturité structurale et autres-, ont un impact fort sur certaines des propriétés majeures des forts séismes qu'elles produisent. Nous nous attendons donc à ce que les forts séismes présentent des propriétés génériques identifiables, à la fois dans leur réalisation individuelle (un seul séisme) et dans leurs successions (séquences sismiques). Ce sont ces propriétés que nous recherchons ici. Si de telles propriétés génériques existent, les reconnaître et les comprendre pourra nous aider à mieux anticiper les caractéristiques des prochaines ruptures, donc à mieux anticiper le risque sismique dans une région donnée.

6.2.1. Successions sismiques le long d'une même faille ou d'une même zone de failles

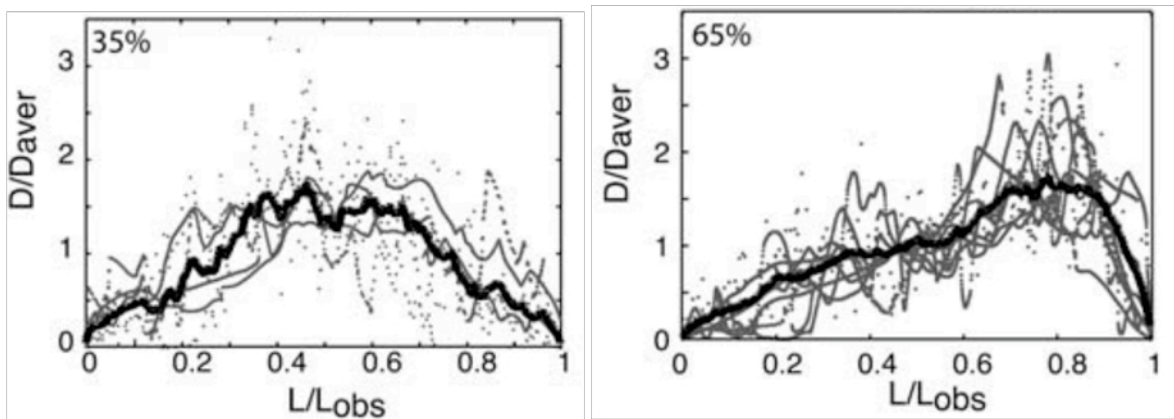
La question posée ici est de savoir si nous pouvons reconnaître des propriétés spécifiques dans la façon dont les forts séismes se succèdent au cours du temps et dans l'espace sur une même faille ou même zone de faille. Les zones rompues sont-elles similaires ou différentes, et dans ce cas, comment ? Les forts séismes se répètent-ils à intervalles de temps réguliers, et sinon, existe-il une régularité d'occurrence à une échelle de temps plus grande que celle d'un seul événement ? Les déplacements produits (en surface) par un fort séisme sont-ils variables le long de la zone rompue, et si oui, cette variabilité est-elle aléatoire ou 'organisée' ? Les forts séismes successifs produisent-ils les mêmes amplitudes de

déplacement (en surface), et sinon, la variabilité spatio-temporelle des déplacements est-elle quelconque ou ‘organisée’ ? Etc...

a) Profils de déplacement des failles long-terme



b) Profils de déplacements co-sismiques en surface



c) Profils de déplacements de failles en modélisation analogique

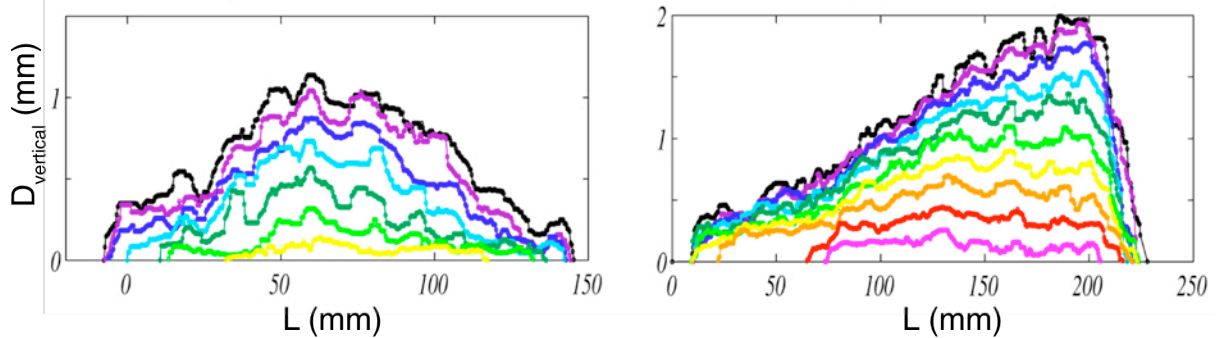


FIG. 6.5 : Comparaison des profils de déplacements à différentes échelles d'espace et de temps (profils triangulaires symétriques à gauche, et asymétriques à droite). a) profils de déplacements des failles long-terme (Manighetti et al., 2001). b) Profils de déplacements co-sismiques (Manighetti et al., 2005). Profils de déplacements de failles analogiques (Schlagenhauf et al., 2008 ; voir Annexe IV). Les couleurs représentent les incréments de temps entre les stades 5 (jaune) et 20 % d'extension (noir).

Variabilité des déplacements produits en surface ?

- Variabilité spatiale des déplacements produits (le long de la faille)

Seules les données acquises sur les failles de Magnola et Velino nous permettent d'examiner cette question. La variabilité spatiale des déplacements est forte. Elle est observée à deux échelles :

Lorsqu'on considère la zone rompue Magnola-Velino dans son ensemble, on voit que le déplacement cosismique de chacun des cinq événements communs identifiés, mais également le déplacement cumulé de ces 5 événements, varient 'à grande échelle' le long du système, selon une forme enveloppe globalement triangulaire et asymétrique (chapitre 5, lignes pointillées sur les figures 5.21a et 5.21c). Le déplacement, individuel et cumulé, est ainsi maximum en une zone bien définie de la faille, coïncidant avec le site MA3, puis diminue de part et d'autre. Il chute brutalement à l'est du site MA3, où il passe de sa valeur maximum à zéro (la faille se termine et n'a pas de connexion claire avec une autre faille plus à l'est) en moins de 2.5 km de distance. Un fort gradient de déplacement est ainsi observé pour tous les événements. A l'ouest de MA3 au contraire, le déplacement individuel de la plupart des événements, ainsi que le déplacement cumulé, diminuent progressivement et de façon quasi-linéaire. La pente de décroissance est similaire pour les 5 événements (sur modèle_{max}, chapitre 5, figure 5.21d), de l'ordre de $6-9 \cdot 10^{-5}$. La forme enveloppe des 5 profils de déplacement co-sismique est ainsi similaire à la forme générique observée pour les séismes en général (Manighetti et al., 2005 ; Fig. 6.5b). Ceci suggère que les résultats de nos modèles sont robustes. Cette forme générique implique deux choses : 1) La pérennité de la zone de déplacement maximum et de la zone adjacente à fort gradient de déplacement, montre que la terminaison est de la faille de Magnola a un comportement particulier, donc des propriétés mécaniques et/ou rhéologiques particulières. Nous reviendrons sur ce point dans la suite. 2) La régularité de la décroissance du déplacement co-sismique et cumulé depuis le site MA3 vers l'ouest et le nord du système de faille, nous donne un moyen d'estimer la longueur totale de la zone rompue par chacun des événements (extrapolation de la décroissance jusqu'à zéro). Ces longueurs sont reportées sur les figures 5.21b et 5.21d (chapitre 5), estimées à partir du site VE. Pour les modèle_{opt} et les modèle_{max}, respectivement, elles sont de l'ordre de 20 et 20 km pour l'événement 1, 20 et 27 km pour l'événement 2, 20 et 20 km pour l'événement 3, indéfinissable et 11 km pour l'événement 4, 0 et 16 km pour l'événement 5. Appliquée au profil de déplacement cumulé, l'extrapolation des pentes suggère une longueur totale de

rupture (à partir du site VE) de plus de 60 km pour le modèle_{opt} et de 28 km pour le modèle_{max} (chapitre 5, Figs 5.21a, 5.21c).

Ces résultats suggèrent que les modèle_{opt} ne sont pas corrects, car ils impliquent une longueur totale de rupture (60 km depuis VE) bien supérieure à la longueur totale réelle du système de faille, et conduisent à un profil de déplacement pour l'événement 4 non conforme à la forme générique observée pour tous les autres événements et pour les séismes en général. Les modèle_{max} conduisent en revanche à des résultats plausibles, et nous en concluons qu'ils sont plus robustes. Nous revenons dans la suite sur l'interprétation des longueurs de faille rompues.

De fortes variations du déplacement co-sismique sont également observées à plus petite échelle : alors que chaque profil de déplacement présente une forme enveloppe assez homogène, témoignant d'une variation régulière d'ensemble du déplacement le long de la zone rompue, de fortes variations locales sont également observées. C'est le cas au site MA2 au niveau duquel le déplacement mesuré est systématiquement très inférieur au déplacement mesuré aux autres sites, ainsi qu'au déplacement 'prédit' par la forme de la courbe enveloppe. Nous observons donc au site MA2 l'existence d'un fort gradient de déplacement local. MA2 étant situé dans l'une des zones d'inter-segment majeures de la faille de Magnola, nous attribuons ce gradient local au fonctionnement mécanique particulier de ce type de zone (voir plus loin).

- Variabilité temporelle des déplacements produits

Nous pouvons examiner cette question à la lumière des résultats acquis aux 7 sites analysés (Magnola-Velino, Trasacco et Roccapreturo).

Nos résultats montrent que les déplacements produits en surface par les événements successifs varient peu d'un événement à l'autre. Les amplitudes estimées en chaque site sont similaires d'un événement à l'autre au même site, au plus multipliées (cas de l'événement 2 du système Magnola-Velino) ou divisées (cas de l'événement 3 du site de Trasacco) par deux. Nous rappelons cependant que la méthode ³⁶Cl ne permet pas de discriminer correctement les déplacements, en ce sens que tous les déplacements mesurés sont des maxima, résultant peut-être de la somme d'un plus grand nombre d'événements ayant des déplacements moindres. La seule conclusion forte que nous pouvons tirer (des mesures Magnola-Velino) est donc que, en un site donné, si le déplacement produit peut varier d'un événement à l'autre, sa variation

relative par rapport aux déplacements mesurés aux autres sites reste similaire à celle observée pour les autres événements. Cette similarité relative est responsable du maintien de la forme enveloppe triangulaire des profils de déplacement au cours du temps, et de la constance des pentes de décroissance observées.

Dans le détail, nous observons que, lorsque les déplacements en un site donné varient beaucoup d'un événement à l'autre, une variation 'inverse' est observée dans une zone proche de la faille. En d'autres termes, si les déplacements diffèrent beaucoup d'un événement à l'autre, ils s'avèrent 'complémentaires' à l'échelle incluant les deux événements. Ce cas est illustré par les événements 2 et 3 identifiés aux sites MA3 et MA1, dont la somme 'gomme' les différences individuelles pourtant fortes (chapitre 5, figures 5.21b et 5.21d). L'existence d'hétérogénéités de glissement se sommant au cours du temps pour aboutir et maintenir un profil global de déplacement ayant une forme enveloppe régulière, a été suggérée par Schlagenhauf et al. (2008 ; voir Annexe IV et Fig. 6.6).

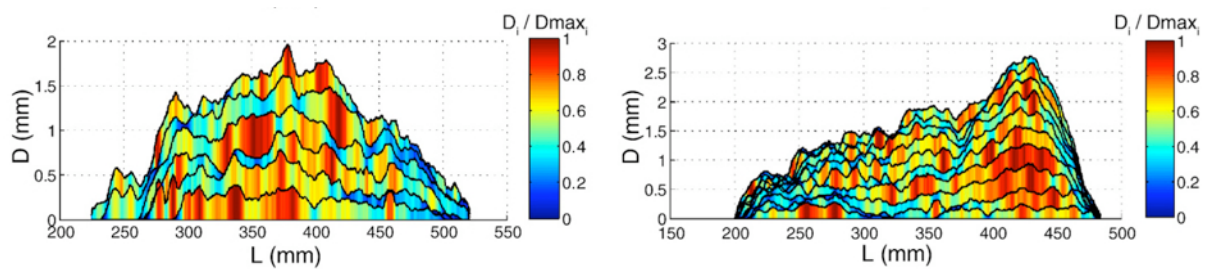


FIG. 6.6 : Profils de déplacements incrémentaux cumulés de deux failles en modélisation analogique (Schlagenhauf et al., 2008). Les couleurs indiquent les variations des déplacements pour chaque incrément normalisées par le déplacement maximum du profil incrémental.

La similarité temporelle d'ensemble des déplacements produits souligne l'existence de zones particulières le long des failles. Ainsi, la terminaison Est de la faille de Magnola (du site MA3 à sa terminaison orientale) accommode de façon pérenne les plus forts déplacements co-sismiques. Ceci suggère que la terminaison est de la faille de Magnola a des propriétés mécaniques et/ou rhéologiques particulières, puisqu'elle est capable d'accommoder de très fortes concentrations de contraintes (générées par les forts gradients de déplacement), sans pour autant casser (la faille n'existe pas plus à l'est). En ce sens, elle se comporte comme une barrière (e.g. Scholz, 2002 ; Manighetti et al., 2004, 2005). La possible nature de cette barrière est discutée plus loin. De la même façon, le site MA2 de la faille de Magnola accommode de façon pérenne les plus faibles déplacements co-sismiques 'intra-faille'. Ceci suggère que la zone de connexion entre les segments 2 et 3 de la faille (chapitre 5, Fig. 5.5b) a

des propriétés mécaniques et/ou rhéologiques particulières, puisqu'elle est capable de ne pas rompre ou de rompre très peu alors même que le reste de la faille rompt par de forts déplacements. Cette zone d'inter-segment ne répond donc pas de façon strictement élastique au chargement en contraintes qu'elle subit. De nombreux auteurs ont décrit les zones d'inter-segment des failles comme étant, dans leurs premiers stades de formation, le lieu d'une intense fracturation/fissuration (segments non-encore pleinement connectés ; e.g. Peacock et Sanderson, 1991 ; Childs et al., 1995 ; Soliva et Benedicto, 2004). Cette diffusion de la déformation au sein des inter-segments immatures pourrait induire une mécanique élasto-plastique à leur niveau, faisant de ces inter-segments des barrières 'molles' (au sens de Manighetti et al. 2004) résistant à la rupture. Ceci suggère que, dans la plupart des zones d'inter-segment majeures des failles, on peut s'attendre à mesurer de faibles déplacements. C'est ce qui est observé sur le long-terme : la plupart des zones d'inter-segment majeures sur les failles sont des zones à déficit de glissement long-terme prononcé (Fig. 5.18 au chapitre 5 ; e.g., Manighetti et al., 2001, 2009 ; Wesnousky 2008). Ces zones d'inter-segment ne sont donc pas des cibles idéales pour reconstituer les déplacements sismiques passés par la méthode ^{36}Cl . En revanche, ces zones peuvent être idéales pour accéder à un enregistrement plus long de l'histoire sismique, en termes d'âges des forts séismes passés. C'est ce que nous observons au site MA2. C'est également cette propriété que Weldon et al. (2004) ont utilisée pour identifier les 15 derniers forts séismes sur la faille de San Andreas (Figures 1.2 et 2.10). On notera que, si la description en temps de cette histoire apporte des contraintes robustes et précieuses, sa description en termes de déplacements est vraisemblablement inappropriée, les déplacements mesurés étant très certainement fortement sous-estimés par rapport aux déplacements maxima réels sur la faille de San Andreas.

Variabilité de la localisation des zones rompues ?

Les données historiques montrent que de nombreux 'séismes' en Italie ont en réalité été des séquences sismiques incluant plusieurs forts séismes se produisant en cascade en un temps court, généralement quelques semaines à années. La particularité de la plupart de ces séquences est d'avoir rompu, par morceaux successifs, la totalité d'une faille ou zone de faille donnée. Ces 'morceaux' rompus coïncidaient généralement avec les segments majeurs de la faille. La rupture de ces segments ne s'est en revanche pas toujours faite de façon unilatérale le long de la faille. La séquence de 10 séismes de magnitudes comprises entre Mw 5.0 et 6.0 qui a rompu la quasi-totalité du système d'Umbria-Marche sur ~80 km de longueur (système

5, chap. 3) entre 1979 et 1997 en est un exemple. La branche NE du système Molise-Campanie (système 3, chap. 3) semble également rompre sur une même zone de 100 km de long au cours de périodes répétées d'activité sismique intense (3-4 séismes de magnitude Mw 6-7 en 10-40 ans), alternant avec des périodes de quiescence d'environ 200-250 ans. De même, la totalité de la branche NE du système Calabro-Sicilien (système 1, chap. 3) a rompu en 1783 en une séquence de 3 séismes successifs de magnitudes Mw 6.6-6.9, s'étant échelonnés en moins de 2 mois.

Le système Magnola-Velino nous offre l'opportunité d'une observation plus fine de l'évolution spatio-temporelle des zones rompues le long d'une faille ou zone de faille. Dans ce qui suit, nous nous basons sur les résultats des modèle_{max}, que nous avons montrés être plus robustes que les modèle_{opt}. Au premier abord, l'identification de 5 événements de glissement communs aux sites des failles de Magnola et Velino suggère que ces deux failles ont rompu de concert lors de ces cinq événements. La zone rompue serait donc au moins partiellement identique d'un événement à l'autre. Nous devons alors rappeler que la méthode ³⁶Cl ne permet pas de discriminer des événements trop proches dans le temps. Il ne nous est donc pas possible de déterminer si chaque événement identifié est un unique séisme ayant rompu la totalité du système formé par les failles de Magnola et de Velino, ou un amas de séismes très proches dans le temps (sur une période totale < quelques 100 ans, sinon la méthode ³⁶Cl les discriminerait) ayant rompu, à différents moments mais en cascade, différents segments de ce système. Nous revenons sur ce point plus en détail par la suite. Nous ne pouvons donc pas affirmer que les événements successifs ont rompu les mêmes zones. Nous déduisons juste que les 5 événements de glissement identifiés ont tous rompu le système Magnola-Velino. L'extrapolation des pentes de décroissance globale du glissement co-sismique pour les cinq événements suggère des différences possibles dans les zones rompues. Il apparaît que les événements 1, 3 et 5 ont manifestement rompu environ 20 km additionnels de faille, ce qui suggère qu'ils ont rompu tout le système FN-ouest depuis son segment 5 le plus oriental (Magnola) jusqu'à son segment 1 le plus septentrional (Fig 5.4b). L'événement 4 semble en revanche n'avoir rompu qu'environ 11 km additionnels de faille, ce qui suggère qu'il n'a rompu que les segments 2, 3, 4 et 5 du système FN-ouest. Enfin, l'événement 2, plus fort en amplitude de déplacement, semble avoir rompu jusqu'à 27 km additionnels de faille, ce qui suggère qu'il a rompu la totalité du système FN-ouest, incluant les petites failles développées à sa terminaison nord (Fig.5.4b). Si ces déductions sont correctes, la localisation et la longueur des zones rompues ne sont donc pas nécessairement les mêmes d'un événement à l'autre.

Que les failles de Magnola et Velino aient rompu de concert ou par morceaux, il apparaît que leurs zones d'inter-segment majeurs (au sein d'une même faille) ou de connexion (d'une faille à l'autre), ont tout au plus joué le rôle de barrières temporaires à la propagation de la rupture. Si la zone de faille a rompu par un séisme unique, les inter-segments et zones de connexion n'ont pas été des barrières capables d'arrêter la rupture. Si la zone de faille a rompu en une série de séismes successifs et proches dans le temps, les inter-segments et zones de connexion ont sans doute été des barrières temporaires capables d'arrêter momentanément la rupture.

Variabilité des temps de récurrence ?

La figure 6.7 présente l'évolution du déplacement co-sismique cumulé au cours du temps, déduite de nos mesures. Les losanges imagent l'évolution du déplacement co-sismique *maximum* cumulé sur le système Magnola-Velino tel qu'on peut le mesurer au site MA3, tandis que les carrés et ronds présentent l'évolution du déplacement co-sismique local cumulé (donc pas du tout maximum) mesuré sur les failles de Trasacco et Roccapreturo, respectivement. Les temps de récurrence des grands événements de glissement sur les trois failles sont clairement variables au cours du temps, particulièrement sur les failles de Magnola-Velino et de Trasacco.

Le système Magnola-Velino présente des phases de forte activité sismique, au cours desquelles plusieurs forts événements de glissement se produisent en série en un temps court (séismes en clusters), séparées par des phases plus quiescentes. Deux phases de clusters sont révélées, la première entre environ 11 et 7.5 ka (durée de ≈ 3.5 ka) au cours de laquelle 4 événements se produisent tous les 1000 ans environ, et la seconde entre environ 5 et 3.5 ka (durée de ≈ 1.5 ka) au cours de laquelle 3 événements se produisent tous les 500 ans environ. Ces deux phases d'activité paroxysmale sont séparées par des périodes plus quiescentes, longues de 2.5-3 ka en moyenne et au cours desquelles aucun fort séisme ne se produit.

Le même comportement est observé sur la faille de Trasacco (segment 2), qui montre une période de forte activité entre environ 8.5 et 6.5 ka (durée : 2 ka) au cours de laquelle 3 forts événements se produisent tous les 500-1000 ans, tandis que la faille est quiescente avant et après cette phase paroxysmale. Elle est quiescente sur une durée de 4 à 6 ka avant la période de cluster, et depuis 6 ka. L'occurrence du séisme d'Avezzano qui a rompu la faille de Trasacco en 1915 (segment 1) et peut-être le segment 2 (colluvion décalé) suggère que cette période de quiescence est terminée, faisant place, peut-être, à une nouvelle phase paroxysmale (voir plus loin).

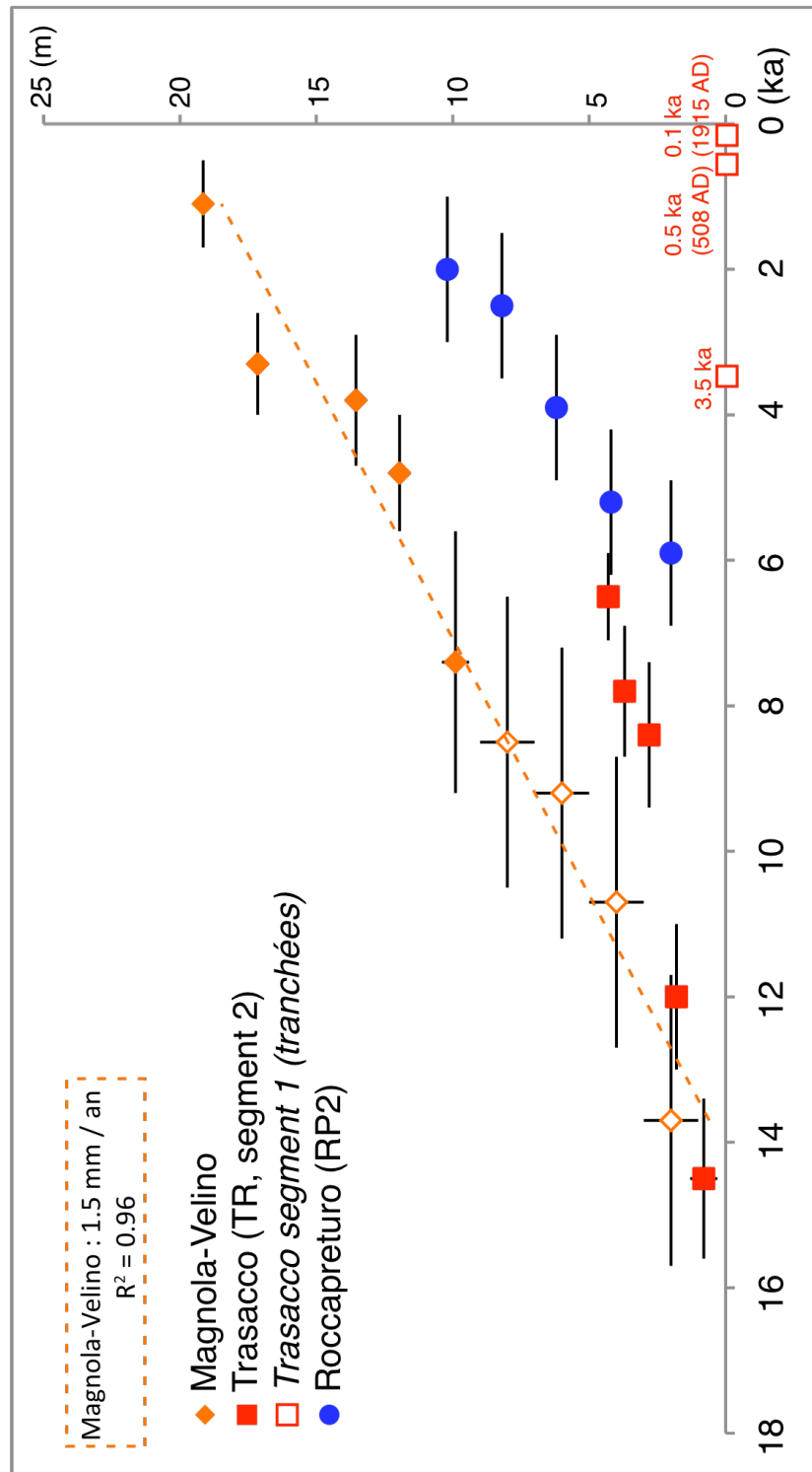


FIG. 6.7 : Déplacements cumulés au cours du temps. Pour le système Velino-Magnola, les âges modèle_{max} sont reportés. Les déplacements sont ceux au site MA3 pour les 5 événements récents et moyens pour les événements plus anciens ; Aux sites TR de la faille de Trasacco, et RP2 de la faille de Roccapreturo, les modèle_{max} sont reportés (5 événements, voir chapitre 5).

Il est intéressant de noter qu'un 'décalage' d'environ 1000 ans vers la gauche du graphe des mesures au site de Trasacco, placerait ces mesures en coïncidence avec celle de Magnola-Velino. Les deux failles présentent donc le même type de fonctionnement sismique, mais décalé dans le temps d'environ 1000 ans (voir plus loin). Par ailleurs, le deuxième cluster observé sur Magnola-Velino n'existe pas sur Trasacco (du moins sur son segment 2).

Ces observations d'activité oscillant entre périodes paroxysmales et périodes plus quiescentes sont similaires à celles faites sur la faille de San Andreas (Weldon et al., 2004 et Fig. 1.2) et sur quelques autres failles au monde (e.g., Kagan et Jackson, 1991 ; Goes, 1996 ; Marco et al., 1996 ; Daëron et al., 2005), suggérant que ce mode de fonctionnement alterné temporellement est caractéristique des failles.

Pour finir, il est important de rappeler que chacun des événements de glissement identifié peut lui-même résulter d'un cluster de séismes proches en temps. Si tel est le cas, la variabilité des temps de récurrence des forts séismes pourrait impliquer trois échelles de temps différentes :

- ° A grande échelle de temps, des phases de 'séismes en essaim' se répèteraient sur une faille à des intervalles de temps relativement longs (3-4 ka.) et possiblement réguliers. Chacune de ces phases correspondrait donc à une période d'activité paroxysmale sur la faille, tandis que, pendant les intervalles de temps entre ces phases paroxysmales, la faille serait quiescente.

- ° A l'échelle d'une phase paroxysmale, les séismes constituant cette phase se répèteraient à des intervalles de temps courts (0.5-1 ka) et réguliers.

- ° A une échelle de temps encore plus courte, chaque ou certains des événements se produisant en phase paroxysmale, pourrait en réalité être une séquence sismique et non un événement unique, impliquant l'occurrence de plusieurs séismes de magnitude plus modérée rompant en cascade et sur un temps très court (quelques jours à quelques dizaines d'années) la totalité de la faille.

6.2.2. Successions sismiques entre différents systèmes de failles

La question posée ici est de savoir comment les forts séismes se succèdent au sein d'une région active comprenant plusieurs systèmes de faille. C'est le cas de la région Lazio-Abbruzzo que nous avons étudiée. Les différentes failles de la région rompent-elles aux mêmes périodes, à tour de rôle, ou aléatoirement ? Les zones rompues sont-elles organisées spatialement au sein du système ? Etc... Pouvoir répondre à de telles questions aiderait à mieux comprendre les processus d'interaction (au sens large) entre les failles d'un même

système, et par là même les processus d'initiation, de déclenchement mais aussi de non-déclenchement, des ruptures sismiques.

Variabilité de localisation des zones rompues ?

Nous avons noté qu'à l'échelle de l'Italie Centre et Sud, les séquences sismiques historiques se sont toutes produites à des 'nœuds' géométriques des grands systèmes de failles, généralement à leur intersection, et plus précisément dans des zones où des failles de direction très oblique s'intersectent. Nous avons fait cette même observation à des échelles plus petites. Ainsi, le séisme de Barrea de 1984 (sud des Abruzzes) s'est produit à l'intersection entre une faille NNW principale et une faille presque perpendiculaire ; le séisme d'Avezzano de 1915 semble également s'être initié à l'intersection entre le grand système NNW de San Sebastiano et les failles obliques NW-SE de Serrone et Parasano qui se connectent à ce système ; le séisme d'avril dernier de l'Aquila s'est également produit près de l'intersection entre la terminaison nord du système de Aterno – Roccapreturo - Scanno (système bleu) et les failles quasi-perpendiculaires qui marquent la limite nord du système de Sulmona-Gran Sasso (vert). La même observation peut être faite sur le système Magnola-Velino dont nous avons montré que la zone de déplacement co-sismique maximum se situe de façon pérenne à la terminaison Est de la faille. Plusieurs études ayant montré que les zones de nucléation des séismes (hypocentres) sont souvent proches des zones de déplacement maximum produites (Somerville et al., 1999 ; Manighetti et al., 2005), il est probable que les séismes que nous documentons sur la faille de Magnola-Velino se soient initiés près de la terminaison Est de la faille de Magnola. Or, à cet endroit, la faille intersecte précisément une faille très oblique (chapite 5, Fig. 5.5b).

Nous notons aussi que, dans tous les cas cités précédemment, ce sont les failles NW-SE à composante normale plus forte, qui ont rompu (préférentiellement aux grandes failles NNW dont la composante normale est moindre).

Ainsi, même si les observations ci-dessus ne nous permettent pas de discuter véritablement de la variabilité de localisation des zones rompues, elles suggèrent que ces zones rompues ne sont pas localisées n'importe où au sein des systèmes de failles, mais préférentiellement dans des zones de complexités géométriques (intersection de deux systèmes obliques), et sur des failles à forte composante extensive.

L'analyse combinée des failles de Magnola-Velino et de Trasacco suggère par ailleurs que des failles proches peuvent rompre en alternance. Ainsi, il semble que chacun des 4 premiers événements identifiés sur Trasacco se soit produit environ 500 ans après qu'un événement comparable n'ait rompu le système adjacent de Magnola-Velino. A l'échelle de temps plus grande des 'clusters', il apparaît que la faille de Trasacco (du moins son segment central majeur) est restée parfaitement quiescente dans la période 5-3 ka alors même que sa faille voisine Magnola-Velino rompait en plusieurs forts événements en série. Des ruptures ont cependant été identifiées en tranchées sur le segment 1 le plus septentrional de la faille de Trasacco, dont l'âge coïncide approximativement avec celui des derniers événements de Magnola-Velino (Fig. 6.6). Ces ruptures du segment 1 indiquent soit que les segments 1 et 2 de la faille de Trasacco présentent une histoire sismique différente (i.e., ils ne rompent pas aux mêmes moments : le segment 1 rompant lors de séismes type « Avezzano 1915 » impliquant les failles de Serrone et Parasano), soit que les petites ruptures identifiées en tranchées sont la trace de petits séismes (répliques), et non de ruptures majeures sur la faille. D'autres évidences existent de fonctionnement alterné des failles, donc d'une variabilité 'organisée' des localisations des zones rompues. Il apparaît que les événements 1, 3 et 5 identifiés sur Magnola-Velino présentent des âges comparables aux séismes identifiés en tranchées sur la faille d'Ovindoli-Piano di Pezza appartenant au système FN-est (Pantosti et al., 1996 ; Galli et al., 2008). Les âges des événements que nous identifions sur le système FN-ouest sont en effet 900 AD (± 600 ans), 1300 BC (± 700 ans), 1800 BC (± 900 ans), 2800 BC (± 800 ans) et 5400 BC (± 1800 ans), tandis que ceux des âges des événements identifiés en tranchées sur le système FN-est qui lui fait face sont 960 AD (± 150 ans), 1900 BC (± 250 ans), 4300 BC (± 1300 ans). Deux, voire trois événements semblent ainsi communs aux deux grandes zones de failles bordières du système Fucino-nord (voir figure 6.8). Ceci suggère que ces deux zones de failles cassent parfois 'simultanément' (sur une échelle de temps de quelques centaines d'années).

La terminaison nord du système Calabro-Basilicate (système 2, chap. 3) montre également des évidences d'alternance spatiale (et temporelle) dans son activité sismique : les failles adjacentes du Mont Marzano (séisme d'Irpinia 1980) et du Val di Diano - Val d'Agri pourraient en effet rompre en alternance tous les $\sim 130 \pm 30$ ans.

Ces phénomènes d'alternance spatiale, et donc nécessairement également temporelle, dans l'activité de failles adjacentes ont été décrits sur d'autres failles au monde, en particulier le système de San Andreas (Dolan et al., 2007), sur les failles du système du Levant (Daëron et al., 2007) ou encore sur le système Anatolien (Hubert-Ferrari et al., 2003).

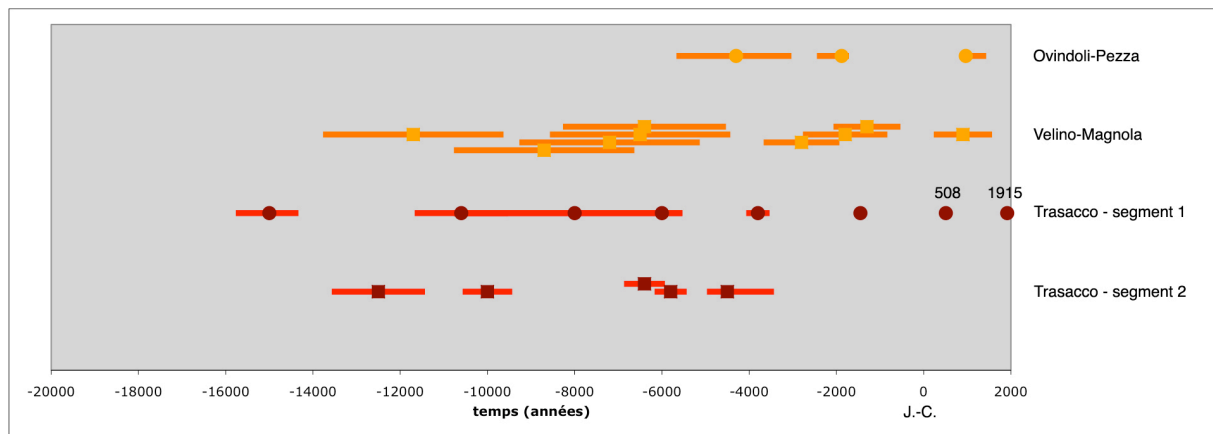


FIG. 6.8 : Synthèse des âges des séismes identifiés sur les systèmes Fucino-nord (orange) et Fucino-sud (rouge). Les données provenant des tranchées sont indiquées par les ronds (Pantosti et al., 1996 ; Galadini et Galli, 1999), et les données provenant de la méthode ^{36}Cl sur les escarpements calcaires de failles normales sont indiquées par les carrés.

Variabilité des déplacements produits en surface ?

Trop peu de mesures de déplacement existent sur les séismes anciens pour que nous puissions discuter ce point. La seule remarque que nous pouvons faire est que, les déplacements co-sismiques des séismes 'individuels' étant fortement variables le long d'une faille rompue, il est probable que, sur une certaine échelle de temps, les variations des déplacements sismiques sur les différentes failles d'un même système 'se compensent' pour que la somme des déplacements totaux soit compatible avec le champ de déformation imposé aux limites du système. Ceci est vrai à l'échelle long-terme, mais doit l'être aussi sur de courtes échelles de temps incluant plusieurs événements sismiques. C'est ce que nous avons montré dans l'article placé en Annexe IV (Schlagenhauf et al., 2008).

Une autre observation intéressante est la coïncidence entre la zone de déplacement co-sismique maximum sur la faille de Magnola (site MA3) et celle de son déplacement cumulé. Ceci suggère une certaine pérennité dans la façon dont le déplacement est accommodé au cours du temps. Nous n'avons cependant pas mesuré précisément le profil de déplacement cumulé sur la faille, ni sur les autres, de sorte que nous ne pouvons pas conclure. Il est probable, comme l'ont montré Schlagenhauf et al. (2008 ; voir Annexe IV), que la coïncidence des zones de déplacement maximum court- et long-terme ne soit pas systématique à l'échelle d'un seul événement sismique, mais le soit à l'échelle de quelques événements successifs.

6.3. Focus sur la région Lazio-Abruzzo: qu'avons-nous appris qui nous éclaire sur le risque sismique dans cette région ?

Un premier point important est que, à l'échelle de la région Lazio-Abruzzo comme à celle de toute l'Italie Centre et Sud, les systèmes de failles long-terme sont clairement organisés. Cinq grands systèmes distincts de 100 à 200 km de long sont ainsi définis du nord au sud de l'Italie (hors région nord), incluant celui de Lazio-Abruzzo. Tous ces systèmes ont un pendage ouest (sauf le système le plus méridional, structuré en graben), et sont eux-mêmes constitués de plusieurs systèmes de failles d'échelle inférieure. En particulier, le système Lazio-Abruzzo est structuré en 7 systèmes de failles distincts, longs de 50 à 100 km. Les séismes n'étant que l'image instantanée des failles long-terme qu'ils rompent, une telle organisation des failles long-terme implique nécessairement une certaine forme d'organisation des séismes en Italie Centre et Sud, et la région Lazio-Abruzzo en particulier. Un premier élément d'organisation des séismes est peut-être celui qui semble régir leur localisation : à toutes les échelles, il semble qu'un grand nombre de séismes s'initient à proximité d'une intersection entre deux failles ou deux systèmes de failles de direction très oblique. Cette observation, faite sur de nombreux autres séismes au monde (Manighetti et al., 2005 ; Wesnousky, 2008), est sans doute un guide précieux à suivre pour mieux anticiper la localisation des futures ruptures. Son explication mécanique n'est pas encore claire.

L'organisation et la géométrie des systèmes de failles décrits à toutes les échelles dans ce travail révèlent que les principaux d'entre eux, de direction moyenne NNW-SSE, ne sont pas de pures failles normales, mais ont au contraire un mouvement oblique, à la fois normal et décrochant sénestre. Nous n'avons pas quantifié la part respective de ces deux composantes de mouvement, car ça n'était pas l'objectif de la thèse, mais cette question mérite d'être approfondie. Quelque soit leur échelle, les systèmes NNW-SSE se terminent généralement par de vastes réseaux de failles secondaires obliques, de direction moyenne NW-SE à E-W, dessinant des queues de cheval extensives. Cette géométrie d'ensemble suggère que les séismes rompant les systèmes principaux NNW-SSE auront un mouvement composite, à la fois normal et décrochant sénestre, tandis que les séismes rompant les failles secondaires NW-SE à E-W auront une composante normale dominante (comme suggéré par Piccardi et al., 1999). Sachant que la rupture en tension est énergétiquement 'plus facile' que toute autre, il est peut-être raisonnable de suggérer que les failles normales secondaires seront celles à rompre préférentiellement dans le futur. Les séismes historiques semblent en accord avec ce point. Ceci pourrait expliquer pourquoi les mécanismes au foyer des séismes instrumentaux

de magnitudes supérieures à 5 dans les Apennins sont essentiellement normaux (Frepoli et Amato 1997).

Pris dans leur globalité, nos résultats ^{36}Cl nous permettent d'estimer une vitesse de glissement moyenne court-terme sur les failles analysées. Notez que la vitesse estimée est alors uniquement la vitesse de glissement vertical le long de la faille, puisque c'est la seule composante que nous mesurons. La faille de Magnola montre un déplacement vertical de 11 m construit en 7.4 ± 1.8 ka. Sa vitesse verticale moyenne court-terme est ainsi de 1.5 mm/an (+0.5/-0.3). La faille de Velino montre un déplacement vertical de 8 m construit en 7.4 ± 1.8 ka. Sa vitesse moyenne court-terme est ainsi de 1.1 mm/an (+0.3/-0.2). La faille de Trasacco montre un déplacement vertical de 4.5 m construit en 14.5 ± 1.0 ka. Sa vitesse moyenne court-terme est ainsi de 0.3 mm/an (± 0.1). Enfin, la faille de Roccapreturro montre un déplacement vertical de 10 m construit en 5.9 ± 1.0 ka. Sa vitesse moyenne court-terme est ainsi de 1.7 mm/an (± 0.3). Ces vitesses sont globalement en accord avec les vitesses long-terme estimées dans la littérature (ex : Magnola : 0.7 mm/an d'après Piccardi et al., 1999 ; 0.19 mm/an d'après Morewood et Roberts, 2000 ; 0.54 à 0.81 mm/an d'après Gori et al., 2007). Rapportées à la hauteur des escarpements cumulés des failles, elles suggèrent un âge d'initiation pour ces failles compris entre 0.2 (Roccapreturo) et 2-2.5 Ma (Velino et Trasacco). Nous sommes conscients que ce genre d'estimation n'est pas correct, mais il donne néanmoins une idée de premier ordre de la durée de fonctionnement des failles. Les âges obtenus sont en accord avec les estimations déjà faites dans la littérature (Piccardi et al., 1999 ; Ghisetti et Vezzani, 2002). Ces âges nous indiquent que les failles analysées sont jeunes, comme l'atteste leur signature morphologique. Selon les critères de maturité définis par Manighetti et al. (2007), ces failles sont donc immatures. Si l'on accepte l'hypothèse proposée par Manighetti et al. (2007 ; Chapitre 5, Fig. 5.12), on s'attend à ce que les forts séismes produits par ces failles soient très 'énergétiques', c'est-à-dire produisent de forts rapports déplacement-longueur et donc de fortes chutes de contraintes, mais également de fortes accélérations du sol (Radiguet et al., 2009).

La 'maturité' des failles est définies selon les critères suivants (Manighetti et al., 2007) :

Class 1, 'immature': $L < 300$ km and/or $I\text{-Age} < \text{few Ma}$ and/or $MR < 1$ cm/yr and/or $D_{\text{total}} < 10$ km

Class 2, 'intermediate': $300 < L < 1000$ km and/or $5 < I\text{-Age} < 10$ Ma and/or $MR \approx 1$ cm/yr and/or

$D_{\text{total}} = \text{few } 10$ km

Class 3, 'mature': $L > 1000$ km and/or $I\text{-Age} > 10$ Ma and/or $MR = \text{few cm/yr}$ and/or $D_{\text{total}} > 100$ km

Plus précisément, il est attendu que les rapports déplacement-longueur se positionnent sur l'une ou l'autre des deux courbes les plus hautes du modèle (Fig. 5.12, courbes violette ou bleue). Nous avons déduit précédemment que les événements 1, 3 et 5 identifiés sur le système Magnola-Velino ont rompu la quasi-totalité du système FN-ouest (segments 1 à 5 de la Fig 5.4b), soit une quarantaine de km. L'événement 4 n'aurait rompu que les segments 2 à 5 du système FN-ouest, soit une longueur totale de 30 km. Enfin, l'événement 2 aurait rompu la totalité du système FN-ouest, soit 45 km. La combinaison de ces indications suggèrent que les déplacements attendus pour les événements 1, 3 et 5 sont entre 4 et 10 m, ceux attendus pour l'événement 2 sont entre 5 et 11 m, et ceux attendus pour l'événement 4 sont entre 3 et 7 m. Ces fourchettes sont très supérieures, même dans leur partie basse, aux déplacements mesurés. Ceci suggère que les événements identifiés ne sont pas des séismes uniques. Sur les failles immatures (courbes violette ou bleue), un déplacement de 2 à 3 m comme ceux que nous mesurons en moyenne est produit par la rupture d'une faille de ≈ 10 (courbe violette) à 25 (courbe bleue) km de long. Ceci nous amène à suggérer que les événements identifiés ne sont pas des séismes uniques qui auraient rompu la totalité du système de faille en une seule fois, mais des séquences sismiques qui ont impliqué l'occurrence de plusieurs séismes se produisant en série en un temps court (<quelques 100 ans) et rompant progressivement, segment par segment (ou groupes de segments), la totalité de la zone de failles. Une telle hypothèse de séquences est en bon accord avec le fonctionnement des séismes historiques en Italie Centre et Sud. Le fait que les grands segments du système FN-ouest ne cassent pas simultanément en un séisme unique est en accord avec l'immaturation des failles rompues. En effet, les segments majeurs d'une faille immature sont encore peu connectés, de sorte que les zones qui les séparent, les inter-segments, sont des zones de déformation diffuse qui agissent comme des barrières fortes à la propagation de la rupture (Manighetti et al., 2007). Lorsqu'un premier segment rompt, sa rupture est rapidement arrêtée au niveau du premier grand inter-segment rencontré. Le segment adjacent pourra néanmoins casser, mais ultérieurement et indépendamment, si les contraintes (dynamiques, statiques, de relaxation) transférées par l'événement précédent sont suffisantes pour le placer en condition de rupture. Compte tenu des déplacements mesurés sur le système immature de Magnola-Velino (2-3 m), il est vraisemblable que les 'séismes en séquence' des cinq épisodes identifiés aient chacun rompu des longueurs de 10-15 km, ce qui coïncide avec la taille des segments majeurs du système FN-ouest. La plupart des séismes 'intra-séquence' rompraient donc un seul des grands segments du système de faille. Nous remarquons que la taille (largeur et/ou longueur) des

zones de relais qui séparent ces grands segments (les inter-segments) est importante, d'environ 2 km. Cette observation rejoint celle faite pour d'autres séismes au monde, pour lesquels il semble que la taille critique des zones de relais capables d'arrêter une rupture soit précisément de 2 km (e.g., Wesnousky, 2006). Enfin, nous avons montré au chapitre 5 que les données ^{36}Cl sur la faille de Trasacco montrent clairement que le segment central et principal de la faille n'a pas rompu lors du séisme d'Avezzano en 1915, alors même que son segment 1 le plus occidental a rompu, avec un déplacement maximum mesuré de 70 cm environ. Nous expliquons cette observation de la même façon que précédemment : la faille de Trasacco est également immature, de sorte que les zones de relais entre ses 3 segments majeurs sont des barrières fortes à la rupture. Nous pensons que le séisme d'Avezzano n'a pas 'réussi' à rompre plus d'un segment majeur de la faille (son segment 1), car la zone de relais entre les segments 1 et 2 de la faille a résisté à la propagation de la rupture jusqu'au segment 2. La longueur du segment 1 rompu (≈ 7 km) est compatible avec le déplacement mesuré d'environ 1 m (courbes violette ou bleue, Fig. 5.12). L'absence, sur le segment 2, des deux ruptures identifiées en tranchées sur le segment 1 dans la période 0 – 3.5 ka, peut probablement s'expliquer de la même façon.

Il semble au final que les séismes qui rompent le système FN-ouest se succèdent selon une certaine forme de régularité :

- ° Le système rompt lors de séquences sismiques qui impliquent manifestement plusieurs forts séismes se produisant sur une période de temps courte (< quelques 100 ans ; sinon, la méthode ^{36}Cl les discriminerait) et cassant en cascade les différents segments majeurs du système de faille. Les temps de récurrence de ces 'séismes de séquence' doivent donc être très courts (<qq 10 ans ?), et assez réguliers. Bien que l'exercice soit difficile, les magnitudes estimées à partir de nos estimations de déplacements de surface (2-3 m) et de longueur rompue (10-25 km) sont comprises entre 6.5-6.9.

- ° Ces séquences sismiques se répètent de façon quasi-identique au cours du temps (en termes de longueurs totales rompues et déplacements produits). En revanche, leur rythme de répétition change au cours du temps : il existe des périodes, comme celle entre 5 et 3 ka, où elles se répètent à un rythme très soutenu, avec des temps de récurrence courts de 500 à 1000 ans tout au plus ; et des périodes où elles se répètent à un rythme moins soutenu, tous les 3-4 ka semble-t-il.

- ° Ces périodes à rythme soutenu (phases paroxysmales) et moins soutenu (phases de quiescence) semblent alterner de façon régulière. Au vu de la figure 6.7, le système de faille

vient d'entrer dans une nouvelle période paroxysmale où des séquences sismiques similaires à celles que nous avons documentées sont attendues se produire tous les 500-1000 ans. La dernière forte séquence identifiée étant datée à 1.1 ± 0.6 ka, il est à craindre que la prochaine ne se produise dans un futur extrêmement proche. Elle impliquerait une séquence de forts séismes en cascade rompant la totalité du système de failles FN-ouest en moins de quelques dizaines à quelques centaines d'années.

La courbe de relâchement des déformations au cours du temps le long du système Magnola-Velino nous offre cependant la possibilité d'être un peu plus optimiste. Cette courbe a été construite au site MA3, où les déplacements enregistrés sont maxima (Fig. 6.9a). Le chargement inter-sismique est considéré linéaire et calculé sur la base de la vitesse de glissement moyenne de la faille estimée sur les derniers 14 ka d'après nos résultats ^{36}Cl . Le premier cluster ne peut guère être interprété car les déplacements ne sont pas mesurés (sauf pour le dernier événement) mais estimés (voir chapitre 5). On voit tout de même qu'il a contribué à relâcher rapidement une quantité de déformation qui avait atteint un maximum juste avant le premier événement du cluster c'est-à-dire l'événement 8. Le deuxième cluster est mieux contraint et montre qu'il a fonctionné comme le premier, et a de fait contribué à relâcher rapidement une grande quantité de déformation, qui avait également atteint un niveau maximum juste avant l'occurrence du premier événement du cluster c'est-à-dire l'événement 4. L'observation rassurante est que le système de faille n'a manifestement pas encore atteint le niveau de chargement maximum à partir duquel un troisième cluster serait susceptible de se 'déclencher'.

Il nous est difficile de faire le même exercice pour les failles de Trasacco et Roccapreturo car les déplacements mesurés ne sont pas les valeurs maxima. Le graphe néanmoins réalisé pour le site de Trasacco (Fig. 6.9b) suggère que la faille est en phase de chargement dominant depuis plus de 6 ka (si elle en accumule véritablement, à la vitesse constante indiquée, ce qui est loin d'être démontré). C'est une situation inquiétante, car il est clair que la faille de Trasacco devra relâcher les contraintes qu'elle accumule, si elle en accumule véritablement.

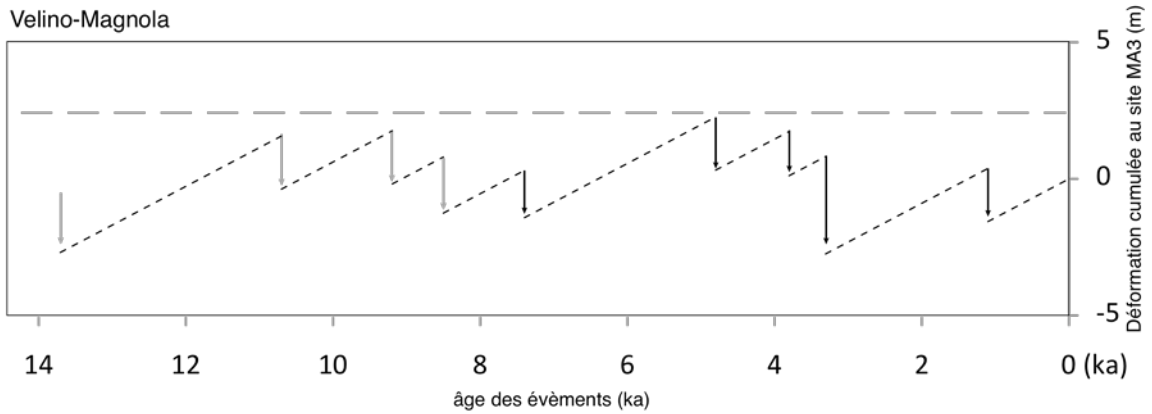


FIG. 6.9a : Courbe de relâchement des déformations d'après l'hypothèse d'un chargement constant (1.5 mm/an) sur le système Magnola-Velino.

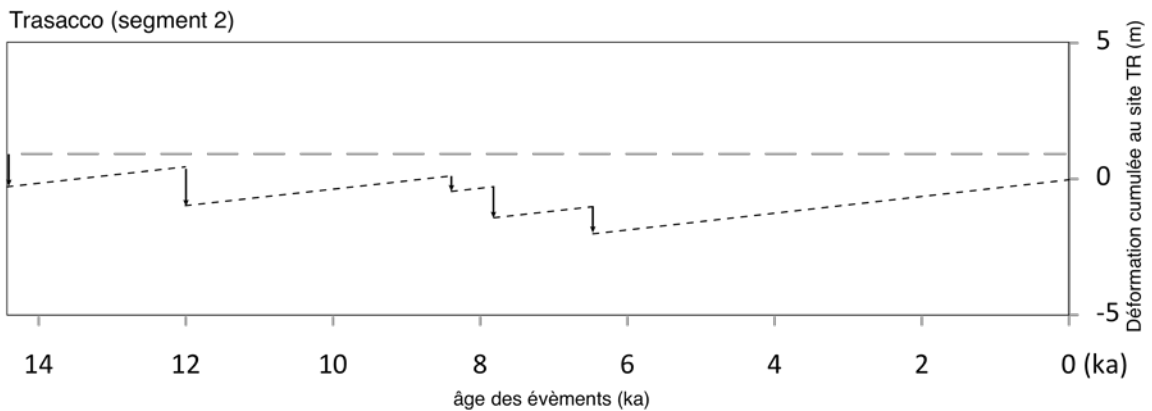


FIG. 6.9b : Courbe de relâchement des déformations d'après l'hypothèse d'un chargement constant (0.3 mm/an) sur le segment 2 de la faille de Trasacco.

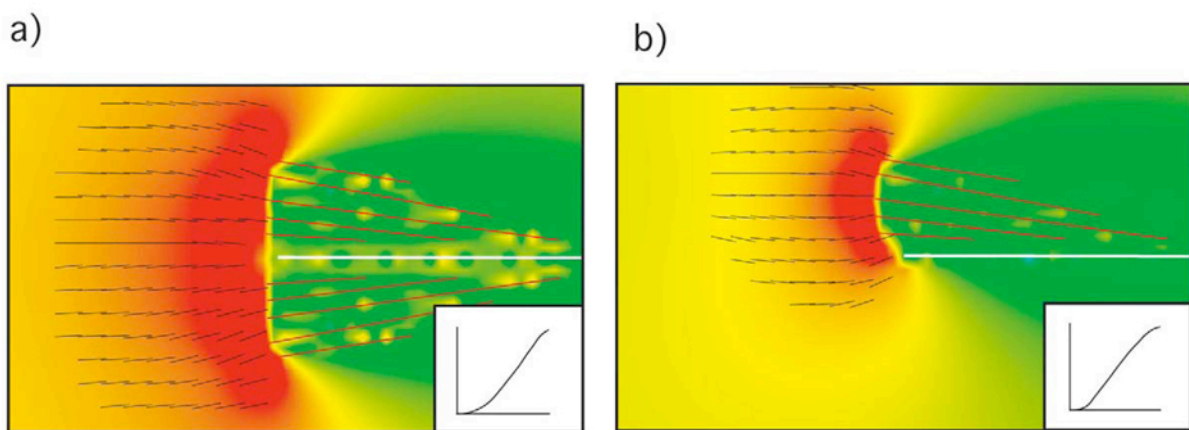


FIG. 6.10 : Zone d'endommagement triangulaire composée de failles secondaires obliques à la faille principale (Manighetti et al., 2004). Les encarts représentent le profil de déplacement résultant de la faille principale. Zone d'endommagement se développant a) des deux côtés, b) uniquement d'un côté de la faille principale.

Comme nous l'avons dit plus haut, la faille de Rocapreturro montre un comportement complètement différent, puisqu'elle semble rompre par des événements de taille modérée ($M \approx 6$?) se produisant relativement régulièrement.

Nous avons noté que le système de faille de Tre Monti est particulier, puisqu'il est le seul à présenter une direction NE-SW dans toute la région. A grande échelle (chapitre 3, figure 3.15), on remarque que, dans les secteurs situés à l'ouest et à l'est de cette zone de faille, les grands systèmes de failles identifiés (Liri, Aterno–Roccapreturo–Scanno, Sulmona–Gran Sasso) ont une géométrie similaire et relativement simple : ils sont continus et étroits sur de grandes longueurs (≈ 100 km), constitués de failles en échelon sénestre, et se terminant vers le nord par des queues de cheval plus ou moins exprimées. En revanche, de part et d'autre de la zone de failles de Tre Monti, c'est-à-dire au nord et au sud de cette zone, les systèmes de failles identifiés (Fucino-nord et Fucino-sud) sont très différents des autres, beaucoup plus courts (≈ 50 km) et larges (≈ 40 km), présentant une géométrie d'ensemble plus complexe et un nombre beaucoup plus important de failles. La déformation est ainsi très diffuse de part et d'autre de Tre Monti, et plus localisée dans les régions adjacentes. Ceci suggère que le système de Tre Monti joue un rôle important dans la distribution des déformations dans la région. Ceci est confirmé à plus petite échelle d'espace et de temps. On voit en effet que l'histoire sismique reconstituée sur les systèmes Fucino-nord et Fucino-sud de part et d'autre de Tre Monti est différente en termes d'âges au moins. Les ruptures sismiques qui se produisent au sud 'ne passent pas' la faille de Tre Monti, et réciproquement pour les ruptures produites au nord. Ceci est particulièrement clair pour le séisme d'Avezzano en 1915, qui n'a rompu aucune des failles situées au nord de Tre Monti, pourtant proches. La faille de Tre Monti ne semble pas non plus avoir rompu. Puisque nous avons échantillonné la faille de Tre-Monti (site TM, Fig. 5.1), nous serons bientôt en mesure de vérifier ces hypothèses. Le système de Tre Monti semble donc agir comme une barrière forte à la propagation vers le NW ou le SE de ruptures qui s'initieraient au sud ou au nord de ce système, respectivement. La raison d'être de l'alternance observée entre les séismes sur le système Fucino-nord (FN-ouest) et ceux sur le système Fucino-sud (faille de Trasacco), est peut-être à rechercher dans l'existence et les propriétés particulières de la zone ancienne de Tre Monti.

Enfin, nous avons montré que les profils de déplacement co-sismique sur le système FN-ouest incluant les failles de Magnola et Velino et d'autres plus au nord, ont une forme enveloppe similaire à la forme générique typique des réalisations sismiques, mais aussi des failles long-

terme (Fig. 6.5). Or cette forme triangulaire asymétrique n'est pas conforme aux prédictions de la théorie du crack élastique communément utilisée pour décrire les failles et les séismes ; selon cette théorie, les profils de déplacement sur les failles et sur les séismes devraient avoir une forme elliptique ou en cloche (e.g., Manighetti et al., 2001 ; Scholz, 2002). Sans entrer dans les détails, une décroissance linéaire du déplacement implique une distribution hétérogène des contraintes sur le plan de faille, incompatible avec l'auto-similarité d'un certain nombre de propriétés des failles et des séismes (voir discussion dans Manighetti et al., 2001, 2004, 2005).

Une façon de réconcilier ces deux faits est d'envisager une certaine diffusion de la déformation et des contraintes autour des sections linéaires (Manighetti et al., 2004, 2005, Schlagenhauf et al., 2008 en Annexe IV). Cette diffusion se produirait donc à l'échelle instantanée, mais aussi à l'échelle long-terme (Dalguer et al., 2003 ; Andrews, 2005). Dans les deux cas, elle est fréquemment décrite sous le terme 'd'endommagement du milieu'. Manighetti et al. (2004) ont montré que cet endommagement pouvait être de grande échelle spatiale et impliquer le développement et le jeu de failles secondaires obliques à la faille principale sur laquelle le profil de déplacement triangulaire est observé (Fig. 6.10). Si l'on applique ces remarques au système FN-ouest, on constate que les sections linéaires de décroissance du déplacement co-sismique coïncident précisément à la partie du système de failles au droit de laquelle un dense réseau de failles obliques s'est développé. Ce réseau comprend les failles de Fiamignano, de Calata, de Piano Rascino (Fig 5.4b). Si ce réseau oblique participe bien à l'accommodation des déformations et contraintes résiduelles issues de la variabilité spatiale des déplacements co-sismiques et long-terme sur le système FN-ouest, alors cela suggère que les grands épisodes sismiques identifiés sur le système FN-ouest devraient 'se retrouver' sur la faille de Fiamignano. Comme nous avons échantillonné cette faille, nous pourrions tester ce point à l'avenir. Cette même idée nous suggère que le séisme d'Avezzano, dont les ruptures de surface ont été décrites sur les failles secondaires obliques connectées au système principal NNW de San Sebastiano (système Fucino-sud), a sans doute rompu, en profondeur, ce système principal de San Sebastiano. Là encore, ayant échantillonné ce système, nous pourrions tester ce point à l'avenir.

Références bibliographiques

- Akaike, H., 1974. A new look at statistical model identification. *IEEE transactions on automatic control* 19(6), 716-723.
- Akyüz, H., R. Hartleb, A. Barka, E. Altunel, G. Sunal, B. Meyer and R. Armijo, 2002. Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *BSSA* 92(1), 61-66.
- Amato, A., De Franco R., Malagnini, L., 1990. Local source tomography: Application to Italian areas. *Terra Nova* 2, 596-607.
- Anzideai, M., Baldi, P., Serpelloni, E., 2008. The coseismic ground deformations of the 1997 Umbria-Marche earthquakes: a lesson for the development of the new GPS networks. *Annals of Geophysics* 51(2/3), 343-359.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology* 20, 491-494.
- Arnold, J.R., Libby, W.F., 1951. Radiocarbon dates. *Science* 2, 111-120.
- Bakun, W.H., Lindh, A.G., 1985. The Parkfield, California, earthquake prediction experiment. *Science* 229 (4714), 619-624.
- Balco, G., Stone, J.O., 2003. Measuring the density of rock, sand, till, etc. UW Cosmogenic Nuclide Laboratory, methods and procedures, <http://depts.washington.edu/cosmolab/chem.html>.
- Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, C. & Ghelardoni, R., 1988. Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 257-310.
- Baratta M., 1910. La catastrofe sismica calabro messinese (28 dicembre 1908). *Società Geografica Italiana*, Roma, 2.
- Barka, A.A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull. seism. Soc. Am.* 86, 1238-1254.
- Barka, A., H. S. Akyüz, E. Altunel, G. Sunal, Z. Çakir, A. Dikbas, B. Yerli, R. Armijo, B. Meyer, J. B. de Chabaliér, T. Rockwell, J. R. Dolan, R. Hartleb, T. Dawson, S. Christofferson, A. Tucker, T. Fumal, R. Langridge, H. Stenner, W. Lettis, J. Bachhuber and W. Page, 2002. The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 Izmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *BSSA* 92(1), 43-60.
- Basili, R., Meghraoui, M., Coseismic and postseismic displacements related with the 1997 earthquake sequence in Umbria-Marche (central Italy). *Geophys. Res. Lett.* 28(14), 2695-2698.
- Beck, C., Mercier de Lépinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Ménot-Combes, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Labeyrie, L., Cortijo, E., Turon, J.-L., Malavielle, J., Dominguez, S., Gutscher, M.-A., 2001. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. In: F.G. Bourrouilh-Le Jan, C. Beck and D. Gorsline, Editors, *Sedimentary Records of Catastrophic Events. Special Issue, Sedimentary Geology* 199 (1/2), 65-89.
- Benedetti, L., 1999. Sismotectonique de l'Italie et des régions adjacentes: fragmentation du promontoire adriatique. These, Laboratoire de Tectonique, IGP, Université Paris 7.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F., Farber, D., Flerit, F., 2002. Post-glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: evidence for non-periodic earthquakes. *Geophysical Research Letters* 29 (8), 87_1 – 87_4.
- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F.J., Flerit, F., Farber, D., Stavrakakis, G., 2003a. Motion of the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ³⁶Cl cosmogenic dating. *Terra Nova* 15(2), 118-124.
- Benedetti, L., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Manighetti, I., Van der Woerd, J., 2003b. Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain: The BroniStradella fault. *J. Geophys. Res.* 108(B5), 2238, doi:10.1029/2001JB001546.
- Benedetti, L., Nocquet, J.M., Tapponnier, P., 2005. Active kinematics of Italy and adjacent regions: fragmentation of the Africa-Adria plate. *EGU Vienna*.
- Benson, L., Madole, R., Phillips, W., Landis, G., Thomas, T., Kubik, P., 2004. The probable importance of snow and sediment shielding on cosmogenic ages of north-central Colorado Pinedale and pre-Pinedale moraines. *Quaternary Science Reviews* 23, 193-206.
- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *BSSA* 89, 120-139.
- Blumetti, A.M., 1995. Neotectonic investigation and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, central Italy, earthquakes. In: Serva, L., Slemmons, B. (Eds.), *Perspectives in Paleoseismology*, vol. 6. Special Publication-Association of Engineering Geologists, pp. 83-100.
- Bonilla, M.G., 1988. Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, 25. 17-29.

- Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smriglio, G., Valensise, G., 1005. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. Istituto Nazionale di Geofisica.
- Brune, J., 2003. Precarious rock evidence for low near-source accelerations for trans-tensional strike-slip earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 137, 229-239.
- Burbank, D., Anderson, R., 2001. *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, pp 255.
- Burnham, K.P., Anderson, D.R., 2002. *Model selection and Multi-Model Inference: A practical Information-Theoretical Approach*. New-York, Springer Verlag.
- Carcaillet, J., Manighetti, I., Chauvel, C., Schlagenhauf, A., Nicole, J-M., 2008. Identifying past earthquakes on an active normal fault (Magnola, Italy) from the chemical analysis of its exhumed carbonate fault plane. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1-4), 145-158.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards and Geoanalytical Research* 25(2-3), 185-478.
- Carminati, E., Corda, L., Mariotti, G., Brandano, M., 2007. Tectonic control on the architecture of a Miocene carbonate ramp in the Central Apennines (Italy): Insights from facies and backstripping analyses. *Sedimentary Geology* 198, 233-253.
- Cavinato, G.P., Carusi, C., Dall'Asta, M., Miccadei, E., Piacentini, T., 2002. Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (Central Italy). *Sedimentary Geology* 148, 29-59.
- Cello, G., Mazzoli, S., Tondi, E., 1998. The 1703 seismic sequence of central Italy: a major evidence of a crustal seismogenic zone in the Umbria-Marche, Abruzzi Apennines. *J. Geodyn.* 26, 443-460.
- Cello, G., Deiana, G., Ferelli, L., Marchegiani, L., Maschio, L., Mazzoli, S., Michetti, A., Serva, L., Tondi, E., Vittori, T., 2000. Geological constraints for earthquake faulting studies in the Colfiorito area (central Italy). *Journal of Seismology* 4, 357-364.
- Champion, D.E., 1980. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States: implication for global geomagnetic field. *Open-File Rep. (U.S. Geol. Surv.)* 80-824, 314.
- Chevalier, L-L., Ryerson, F., Tapponnier, P., Finkel, R., Van der Woerd, J., Haibing, L., Qing, L., 2005. Slip-Rate Measurements on the Karakorum Fault May Imply Secular Variations in Fault Motion. *Science* 307, 411-414.
- Chiarabba, C., Jovane, L., DiStefano, R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics* 395, 251-268.
- Chlieh, M., Avouac, J-P., Hjorleifsdottir, V., Song T-R., Ji, C., Sieh, K., Sladen, A., Hebert, H., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., Galetzka, J., 2007. Coseismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra-Andaman Earthquake of 2004. *BSSA* 97(1A), S152-S173.
- Cinti, F.R., Cucci, L., Mara, F., Montone, P., The 1997 Umbria-Marche earthquakes (Italy): relation between the surface tectonic breaks and the area of deformation.
- CNR, 1985. Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes. *Quaderni de la Ricerca Scientifica* 114, 2a.
- Collettini, C., Chiaraluce, L., Pucci, S., Barchi, M., Cocco, M., 2005. Looking at fault reactivation matching structural geology and seismological data. *J. of Struct. Geol.* 27, 937-942.
- Cotte, N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti, and M. Campillo, 2009. Anticipating the Next Large Silent Earthquake in Mexico. *Eos*, 90(21), 181-182.
- Cowie, P.A., Roberts, G.P., 2001. Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology* 23, 1901 - 1915.
- CPTI04 : Gruppo di lavoro CPTI (2004). P. Gasperini, R. Camassi, C. Mirto e M. Stucchi, R. Azzaro, F. Bernardini, C. Chiarabba, E. Ercolani, I. Leschiutta, C. Meletti, G. Selvaggi e della società SGA. *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004*, INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>
- Cucchi, F., Forti, F., Marinetti, E., 1995. Surface degradation of carbonate rocks in the Karst of Trieste (Classical Karst, Italy). In: Formos, J.J., Ginés, A. (Eds.), *Karren Landforms*, Palma, 41-51.
- Culler, T., Becker, T.A., Muller, R.A., Rene, P.R., 2000. Lunar impact history from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of glasse spherules. *Science* 287, 1785-1788.
- D'Addezio, G., Masana, E. Pantosti, D., 2001. The Holocene paleoseismicity of the Aremogna-Cinque Miglia fault (Central Italy). *Journal of seismology* 5, 181-205.
- Daëron, M., Benedetti, L., Tapponnier, P., Sursock, A., Finkel, R., 2004. Constraints on the post ~25-ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic ³⁶Cl dating of offset limestone-clast fans. *EPSL* 227, 105-119.
- Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., Sursock, A., 2005. Sources of the large A.D. 1202 and 1759 Near East earthquakes. *Geology* 33(7), 529-532.
- Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., Sursock, A., 2007. 12,000-Year_long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh fault, Levant fault system, Lebanon. *BSSA* 97(3), 749-771.

- D'Agostino, N., Jackson, J.A., Dramis, F., Funiciello, R., 2001. Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). *Geophys. J. Int.* 147, 457–497.
- D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *J. Geophys. Res.* 109(B11402), 1-16.
- Dalguer L.A., K. Irikura, and J.D. Riera, 2003. Simulation of tensile crack generation by three dimensional dynamic shear rupture propagation during an earthquake. *J. Geophys. Res.*, 108, B3(2144), doi: 10.1029/2001JB001738.
- Deng, Q., Zhang, P., 2000. Colluvial wedges associated with pre-historical reverse faulting paleoearthquakes. *Chinese Science Bulletin* 45(7), 1598-1604.
- Deschamps, A., King, G.C.P., 1984. Aftershocks of the Campania-Lucania (Italy) earthquake of 23 November 1980. *Seismological Society of America Bulletin* 76, 2683-2517.
- Deschamps, A., F. Courboux, S. Gaffet, A. Lomax, J. Virieux, A. Amato, A. Azzara, B. Castello, C. Chiarabba, G.B. Cimini, M. Cocco, M. Di Bona, L. Margheriti, F. Mele, G. Selvaggi, L. Chiaraluca, D. Piccinini and M. Ripepe, 2000. Spatio-temporal distribution of seismic activity during the Umbria-Marche crisis, 1997. *J. of Seismology* 4, 377-386.
- Desilets, D., Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 21-42.
- Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P.F., Elmore, D., 2006a. Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. *Chemical Geology* 233, 185-195.
- Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006b. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: new measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 265-276.
- DMBI04: M. Stucchi, R. Camassi, A. Rovida, M. Locati, E. Ercolani, C. Meletti, P. Migliavacca, F. Bernardini, R. Azzaro, P. Albini, V. Castelli, S. D'Amico, C. Gasparini, L. Gulia, I. Leschiutta, F. Meroni, C. Mirto, A. Moroni, T. Tuvè. Il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>
- Dolan, J., Bowman, D., Sammis, C., 2007. Long-range and long-term fault interactions in Southern California. *Geology* 35(9), 855-858.
- Dragert, H., K. Wang and T.S. James, 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, 292, 1525-1528.
- Dunai, T.J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 197-212.
- 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.
- Elias, A., Taponnier, P., Singh, S., King, G., Briais, A., Daëron, M., Cartn, H., Sursoc, A., Jacques, E., Jomaa, R., Klinger, Y., 2007. Active thrusting offshore Mount Lebanon: Source of the tsunamigenic A.D. 551 Beirut-Tripoli earthquake. *GSA* 35(8), 755-758.
- Ellsworth, W. L., 1995. Characteristic earthquakes and long-term earthquake forecasts: implications of central California seismicity. In *Urban Disaster Mitigation: the Role of Science and Technology*, Cheng, F.Y., and Sheu, M.S., Eds., Elsevier Science Ltd., p. 1-14.
- Elmore, D., Ma, X., Miller, T., Mueller, K., Perry, M., Rickey, F., Sharma, P., Simms, P., 1997. Status and plans for the PRIME Lab AMS facility. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. Section B, Beam interactions with material and atoms* 123, 69-72.
- Elsasser, W., Ney, E.P., Winckler, J.R., 1956. Cosmic-ray intensity and geomagnetism. *Nature*, 178, 1226-1227.
- Farber, D., Meriaux, A-S., Finkel, R., 2008. Attenuation length for fast nucleon production of ^{10}Be derived from near-surface production profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 274, 295-300.
- Fierer, N., Allen, A.S., Schimel, J.P., holden, P.A., 2003. Controls on microbial CO₂ production: a comparison of surface and subsurface soil horizons. *Glob. Chang. Biol.* 9, 1322-1332.
- Finkel, R.C., Suter, M., 1993. AMS in the Earth Sciences: techniques and applications. *Advances in Analytical Geochemistry* 1, 1-114.
- Frepoli, A., and A. Amato (1997), Contemporaneous extension and compression in the northern Apennines from earthquake fault plane solutions, *Geophys. J. Int.*, 125, 879 – 891.
- Furlany, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A., 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). *Geomorphology* 104, 73-81.
- Galadini, F., 1999. Pleistocene changes in the central Apennine fault kinematics: a key to decipher active tectonics in central Italy. *Tectonics* 18(B5), 877-894.
- Galadini, F., Messina, P., 1994. Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surroundings area (central Italy). *Giornale di Geologia* 56/2, 73-99.

- Galadini, F., Galli, P., 1999. The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy): implications for active tectonics in the central Apennines. *Tectonophysics* 308, 143-170.
- Galadini, F., Galli, P., 2000. Active tectonics in the Central Apennines (Italy) – Input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards* 22, 225-270.
- Galadini, F., Galli, P., 2003. Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the M. Vettore and L'Aga Mts. Faults. *Annals of Geophysics* 46(5), 815-829.
- Galadini, F., Galli, P., Moro, M., 2003. Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Campo Imperatore fault (Gran Sasso range fault system). *Annals of geophysics* 46(5), 793-813.
- Galli, P., Galadini, F., 2001. Surface faulting of archeological relics. A review of case histories from the Dead Sea to the Alps. *Tectonophysics* 335, 291-312.
- Galli, P., Bosi, V., Piscitelli, S., Giocoli, A., Scionti, V., 2006. Late Holocene earthquakes in southern Apennine: paleoseismology of the Caggiano fault. *Int. J. Earth Sci.* 95, 855-870.
- Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews* 88, 89-117.
- Childs, C., Watterson, K., Walsh, J., 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society* 152(3), 535-549.
- Ghisetti, F., Kirschner, D.L., Vezzani, L., Agosta, F., 2001. Stable isotope evidence for contrasting paleofluid circulation in thrust faults and normal faults of the central Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.* 106(B5), 8811-8825.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 2002. Normal faulting, extension and uplift in the outer thrust belt of the central Apennines (Italy): role of the Caramanico fault. *Basin Research* 14, 225-236.
- Giaccio, B., Galadini, F., Sposato, A., Messina, P., Moro, M., Zreda, M., Cittadini, A., Salvi, S., Todero, A., 2002. Image processing and roughness analysis of exposed bedrock fault planes as a tool for paleoseismological analysis: results from the Campo Felice fault (central Apennines, Italy). *Geomorphology* 49, 281-301.
- Giraudi, C., Frezzotti, M. 1995. Paleoseismicity in the Gran Sasso Massif (Abruzzo, Central Italy). *Quaternary Int.* 25, 81-93.
- Giraudi, C., 1998. The late Quaternary geologic evolution of Campo Felice (Abruzzo, central Italy). *Giornale di Geologia* 60, 67-82.
- Goes, S., 1996. Irregular recurrence of large earthquakes: an analysis of historic and paleoseismic catalogs. *J. Geophys. Res.* 101(B3), 5739-5749.
- Gori, S., Dramis, F., Galadini, F., Messina, P., 2007. The use of geomorphological markers in the footwall of active faults for kinematic evaluations: examples from the central Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.* 126(2), 365-374.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M, 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter* 18, 1-158.
- Granger, D., Muzikar, P., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides : theory, techniques, and limitations. *EPSL* 188, 269-281.
- Grant, L.B., K. Sieh, 1994. Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas fault in the Carrizo Plain, California. *J. Geophys. Res.*, 99(B4), 6819–6841.
- Guccione M.J., 2005. Late Pleistocene and Holocene paleoseismology of an intraplate seismic zone in a large alluvial valley, the New Madrid seismic zone, Central USA. *Tectonophysics* 408, 237– 264.
- 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.
- Haibing, L., Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Xuexiang, Q., Jingsui, Y., Yintang, Z., 2005. Slip rate on the Kunlun fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw~7.9 Kokoxili earthquake. *EPSL* 237, 285-299.
- Hasegawa, S., Finn, W.D.L., 2002. Seismic hazard in Takamatsu Japan from fault trenching and paleo-liquefaction studies. *Soil Dyn. and Earthquake Eng.* 22, 901-909.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *EPSL* 200, 357-369.
- Hirose, H., K. Hirakara, F. Kimata, N. Fujii, S. Miyazaki, 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3237–3240.
- Hobbs, W.H., 1909. The Messina earthquake. *Bull. Am. Geogr. Soc.* 41(7), 409-422.
- Hsu, Y.-J., Bechor, N., Segall, P., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Ma, K.-F., 2002. Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 29(16), doi: 10.1029/2002GL014967

- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., Barka, A., 2002. Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *J. Geophys. Res.* 107(10.1029), 1-32.
- Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B., Tapponnier, P., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophys. J. Int.* 153, 111-132.
- Hunstad, I., England, P., 1999. An upper bound on the rate of strain in the Central Apennines, Italy, from triangulation measurements between 1869 and 1963. *EPSL* 169, 261-267.
- Hunstad, I., Selvaggi, G., D'Agostino, N., England, P., Clarke, P., Pierozzi, M.M., 2003. Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001. *Geophysical Research Letters* 30 (4).
- Huntley, D., Clague, J., Optical dating of tsunami-laid sands. *Quaternary Research* 46, 127-140.
- Ide, S., Beroza, G., Shelly, D., Ushide, T., 2007. A scaling law for slow earthquakes. *Nature* 447, 76-79.
- Jackson, D., Kagan, Y., 2006. The 2004 Parkfield Earthquake, the 1985 Prediction, and Characteristic Earthquakes: Lessons for the Future. *BSSA* 96(4B), S397-S409.
- Jacques, E., Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., Winter, T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.* 147, 499-516.
- Kagan, Y. Y., and D. D. Jackson, 1991. Seismic gap hypothesis: ten years after, *J. Geophys. Res.* 96, 21,419–21,431.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Dawson, T., Gonzalez, T., Meltzner, A., Rockwell, T., 2003. Paleoseismic Evidence of Characteristic Slip on the Western Segment of the North Anatolian Fault, Turkey. *BSSA* 93(6), 2317-2332.
- Korte, M., Constable, C.G., 2005a. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 6, DOI:10.1029/2004GC000801.
- Korte, M., Constable, C.G., 2005b. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years - new results form a global model. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 348-358.
- Langbein, J., Murray, J., Snyder, H., 2006. Coseismic and Initial Postseismic Deformation from the 2004 Parkfield, California, Earthquake, Observed by Global Positioning System, Electronic Distance Meter, Creepmeters, and Borehole Strainmeters. *BSSA* 96(4B), 304-320.
- Lawson, A. (1908), The California earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission, technical report, Carnegie Inst. of Washington, Washington, D.C.
- Lifton, N.A., Bieber, J.W., Clem, J.M., Duldig, M.L., Evenson, P., Humble, J.E., Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 140-161.
- Lifton, N.A., Smart, D.F., Shea, M.A., 2008. Scaling time-integrated in situ cosmogenic nuclide production rates using a continuous geomagnetic model. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 190-201.
- Lin, A., Ren, Z., Wu, X., 2009. Co-seismic thrusting rupture and slip distribution produced by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Tectonophysics* 471, 203-215.
- Liu-Zeng, J., Heaton, T., DiCaprio, C., 2005. The effect of slip variability on earthquake slip-length scaling. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02679.x
- Liu-Zheng, J., Klinger, Y., Xu, X., Lasserre, C., Chen, G., Chen, W., Tapponnier, P., Zhang, B., 2007. Millennial recurrence of large earthquakes on the Haiyuan fault near Songshan, Gansu province, China. *BSSA* 97(1B), 14-34.
- Lowell, T.V., 1995. The application of radiocarbon age estimates to the dating of glacial sequences: an example from the Miami sublobe, Ohio, USA. *Quaternary Science Reviews* 14, 85-99.
- Lyon, S., Sandwell, D., 2003. Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking. *J. Geophys. Res.* 108(B1), 2047, doi:10.1029/2002JB001831
- Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002), A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2308, doi:10.1029/2001JB000588.
- Manighetti, I., 1993. Dynamique des systèmes extensifs en Afar. These de Doctorat, Univ. P.M. Curie, Paris.
- Manighetti, I., G. C. P. King, Y. Gaudemer, C. Scholz, and C. Doubre, 2001. Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar, *J. Geophys. Res.*, 106, 13,667 – 13,696.
- Manighetti, I., G. King, and C. Sammis, 2004. The role of off-fault damage in the evolution of normal faults, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 399 – 408.
- Manighetti, I., Campillo, M., Sammis, C., Mai, P.M., King, G., 2005. Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics. *J. Geophys. Res.* 110, B05302, doi:10.1029/2004JB003174.
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., Cotton, F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 429-438.
- Mann, G.M., Meyer, C.E., 1993. Late Cenozoic structure and correlations to seismicity along the Olympic-Wallowa lineament, northwestern United States. *Geol. Soc. Ame. Bull.* 105, 853-871.

- Marco, S., Stein, M., Agnon, A., 1996. Long-term earthquake clustering: a 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *J. Geophys. Res.* 101(B3), 6179-6191.
- Matmon, A., Schwartz, D.P., Finkel, R., Clemmens, S., Hanks, T., 2005. Dating offset fans along the Mojave section of the San Andreas fault using cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . *GSA Bull.* 117 (5/6), 795-807.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M., Yonekura, N., 1978. Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1610-1618.
- Matthews, M., Ellsworth, W., Reasenber, P., 2002. A Brownian model for recurrence earthquakes. *BSSA* 92(6), 2233-2250.
- McCalpin, J., 1996. *Paleoseismology*. Academic Press.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1997. Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International* 131, 240-252.
- Meltzner, A., Sieh, K., Abrams, M., Agnew, D., Hudnut, K., Avouac, J-P., Natawidjaja, D., 2006. Uplift and subsidence associated with the great Aceh-Andaman earthquake of 2004. *J. Geophys. Res.* 111 (B02407), 1-8.
- Mériaux, A-S., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, R. C. Finkel, X. Xu, Z. Xu, and M. W. Caffee, 2004. Rapid slip along the moraines. *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2192, doi:10.1029/2000JB000100.
- Mériaux, A-S., Tapponnier, P., Ryerson, F., Xiwei, X., King, G., Van der Woerd, J., Finkel, R., Haibing, L., Caffee, M., Zhiqin, X., Wenbin, C., 2005. The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *J. Geophys. Res.* 110(B04404), 1-32.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's magnetic field: Its history, origin and planetary perspective*. Academic Press, London, 401.
- Michetti, A.M., Brunamonte, F., Serva, L., Vittori, E., 1996. Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault (Abruzzo, central Italy): Geological evidence of large historical events. *Journal of Geophysical Research* 101, 5921-5936.
- Mitchell, S.G., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl . *J. Geophys. Res.* 106(B3), 4247-4264.
- Mirabella, F., Ciaccio, M.G., Barchi, M.R., Merlini, S., 2004. The Gubbio normal fault (Central Italy): geometry, displacement distribution and tectonic evolution. *Journal of Structural Geology* 26, 2233-2249
- Moernaut, J., De Batist, M., Charlet, F., Heirman, K., Chapron, E., Pino, M., Brümmer, R., Urrutia, R., 2007. Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. *Sedimentary Geology* 195, 239-256.
- Monachesi, G., Stucchi, M., 1997. Un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di anno, GNDT, Milan.
- Morewood, N., Roberts, G., 2000. The geometry, kinematics and rates of deformation within an en echelon normal fault segment boundary, central Italy. *J. Struc. Geol.* 22, 1027-1047.
- Morton, R., Gelfenbaum, G., Jaffe, B., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184-207.
- Murray, J., Segall, P., 2002. Testing time-predictable earthquake recurrence by direct measurement of strain accumulation and release. *Nature* 419, 287- 291.
- Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J., Kato, T., 2004. Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophys. Res. Lett.* 31 (L06623), doi:10.1029/2003GL019410
- Natawidjaja, D., Sieh, K., Ward, S., Ward, S., Cheng, H., Edwards, R.L., Galetzka, J., Suwargadi, B. 2004. Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia. *J. Geophys. Res.* 109(B04306), 1-34.
- Natawidjaja, D. H., K. Sieh, M. Chlieh, J. Galetzka, B. W. Suwargadi, H. Cheng, R. L. Edwards, J.-P. Avouac, and S. N. Ward, 2006. Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *J. Geophys. Res.*, 111, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.
- Natawidjaja, D., Sieh, K., Galetzka, J., Suwargadi, B., Cheng, H., Edwards, R.L., Chlieh, M., 2007. Interseismic deformation above the Sunda Megathrust recorded in coral microatolls of the Mentawai islands, West Sumatra. *J. Geophys. Res.* 112(B02404), 1-27.
- Nishenko, S.P., Bulland, R., 1987. A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77, 1382-1399.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Appl. Geophys.* 161, 661-681.
- Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J-L., Arnaud, F., Lignier, V., 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17, 350-357.
- Odone, E., 1915. Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915. *Boll. Soc. Sismol Ital.* 19, 71-216.

- Ohno, M., Hamano, Y., 1993. Global analysis of the geomagnetic field: time variation of the dipole moment and the geomagnetic pole in the Holocene. *J. Geomag. Geoelectr.* 45, 1455-1466.
- Pace, B., Boncio, P., Lavecchia, G., 2002. The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently oriented synkinematic faults. *Tectonophysics* 350, 237-254.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourles, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquake over the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 163-176.
- Pantosti, D., Schwartz, D., Valensise, G. 1993. Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: Implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.* 98, 6561-6577.
- Pantosti, D., D'Adezzio, G., Cinti, F.R., 1996. Paleoseismicity of the Ovindo-Pezza fault, central Apennines, Italy: A history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.). *Journal Geophys. Res.* 101(B3), 5937-5959.
- Patacca, E., Scandone, P., Di Luzio, E., Cavinato, G.P., Parotto, M., 2008. Structural architecture of the central Apennines: Interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics* 27(TC3006), 1-36.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13 (6), 721-733.
- Piccardi, L., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Boccaletti, M., 1999. Active oblique extension in the central Apennines (Italy): evidence from the Fucino region. *Geophys. J. Int.* 139, 499-530.
- Pigati, S., Lifton, N.A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters* 226, 193-205.
- Pingue, F., De Natale, G., Briole, P., 1993. Modeling of the 1980 Irpinia earthquake source: constraints from geodetic data. *Annali di Geofisica* 36(1), 27-40.
- Pizzi, A., Pugliese, G., 2004. InSAR-DEM analyses integrated with geologic field methods for the study of long-term seismogenic fault behavior: Applications in the axial zone of the central Apennines (Italy). *J. of Seismol.* 8, 313-329.
- Prentice, C.S., Kendrick, K., Berryman, Bayasgalan, A., Ritz, J. F., Spencer, Joel Q., 2002. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 107(B12), DOI 10.1029/2001JB000803.
- Radiguet, M., Cotton, F., Manighetti, I., Campillo, M., Douglas, J., 2009. Dependency of near-field ground motions on the structural maturity of the ruptured faults. *Bull. Seismol. Soc. Ame.* 99(4), doi:10.1785/0120080340.
- Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R.L., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C., 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3), 1029-1058.
- Riva, R., Borghi, A., Aoudia, A., Barzaghi, R., Sabadini, R., Panza, G., 2007. Viscoelastic relaxation and long-lasting after-slip following the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes. *Geophys. J. Int.* 169, 534-546.
- Roberts, G., Michetti, A., 2004. Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio – Abruzzo Apennines, central Italy. *J. Struct. Geol.* 26, 339-376.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S., Thorup, K., 2001. Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. *Journal of Seismology* 5, 433-448.
- Salvi, S., Nardi, A., 1995. The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault zone in central Abruzzi, Italy. In *Perspectives in Paleoseismology* 6, Eds Serva and Slemmons, DB, Bull. Assoc. Eng. Geol., 101-113.
- Salvi, S., Cinti, F.R., Colini, L., D'Adezzio, G., Doumaz, F., Pettinelli, E., 2003. Investigation of the active Celano-L'Aquila fault system, Abruzzi (Central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and paleoseismic trenching. *Geophys. J. Int.* 155, 805-818.
- Sarna-Wojcicki, A., 2000. Tephrochronology. In *Quaternary Geochronology: methods and applications*, Noller, Sowers, Lettis Eds., AGU, pp 582.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M., Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67-85.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P-H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009 (submitted to *Quaternary Geochronology*). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates.

- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2009. Cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation. Goldschmidt conference.
- Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Malavieille, J., Dominguez, S., 2008. Incremental growth of normal faults: insights from a laser-equipped analog experiment. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 299-311.
- Schwartz, D., Coppersmith, K., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophys. Res.* 89(B7), 5681-5698.
- Selvaggi, G., Amato, A., 1992. Subcrustal earthquakes in the northern Apennines (Italy): Evidence for a still active subduction? *Geophys. Res. Lett.* 19(21), 2127-2130.
- Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Second Ed. Cambridge.
- Sharma, P., Kubik, P.W., Fehn, U., Gove, H.E., Nishiizumi, K., Elmore, D., 1990. Development of ^{36}Cl standards for AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, 52, 410-415.
- Shishikura, M., Echigo, T., Kaneda, H., 2007. Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes. *Quaternary research* 67, 286-291.
- Shimazaki, K., Nakata, T., 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 7(4), 279-282.
- Sieh, K., M. Stuiver and D. Brillinger, 1989. A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in southern California. *J. Geophys. Res.* 94, 603-623.
- Sieh, K., M. Stuiver and D. Brillinger, 1992. Implications of the precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault at Palmett Creek. *Engineering Geology Practice in Southern California: Assoc. Engineering Geologists Special Publication 4*, 195-198.
- Sieh, K., 1996. The repetition of large-earthquake ruptures. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 93, 3764-3771.
- Sieh, K., S. N. Ward, D. H. Natawidjaja, and B. W. Suwargadi, 1999. Crustal deformation at the Sumatran subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3141 – 3144.
- Simpson, R., Lienkaemper, J., Galehouse, J., 2001. Variations in Creep Rate along the Hayward Fault, California, Interpreted as Changes in Depth of Creep. *Geophys. Res. Lett.* 28(11), 2269-2272.
- Smith, D.I., Greenaway, M.A., Moses, C., Spate, A.P., 1995. Limestone weathering in eastern Australia. Part I: Erosion rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 451-463.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schussler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084-1087.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults. *J. Struct. Geol.* 26, 2251-2267.
- Somerville P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.* 70(1) 59-80.
- Stein, R., Barka, A., Dietrich, J., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int* 128, 594-604.
- Stokes, S., 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology* 29, 153-171.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(4), 679-692.
- Stone, J.O., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(3), 433-454.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.*, 105(B10), 23,753-23,759.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, W., Burr, G., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40(3), 1014-1083.
- Tallarico, A., Santini, S., Dragoni, M., 2005. Stress Changes due to Recent Seismic Events in the Central Apennines (Italy). *Pure and Appl. Geophys.* 162, 2273-2298.
- Tapponnier, P., Ryerson, F., Van der Woerd, J., Meriaux, A-S., Lasserre, C., 2001. Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *CRAS* 333, 483-494.
- Tarantola, A., 2005. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for industrial and applied mathematics, Philadelphia.
- Tozer, R., Butler, R., Corrado, S., 2002. Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy. *EGU Special Publications series 1*, 181-194.
- Valensise, G., Amato, A., Beranzoli, L., Boschi, E., Cocco, M., Giardini, D., Pantosti, D., 1989. Un modello di sintesi del terremoto campano-lucano del 23 novembre 1980. *Atti VIII Convegno GNGTS, Esagrafica, Roma*, 151-172.
- Valensise, G., Pantosti, D., 2001. The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review. *Journal of seismology* 5, 287-306.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F., 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(8), 695-698.

- Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F., Meriaux, A-S., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R., Caffee, M., Guoguang, Z., Zhiqin, X., 2002. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from ²⁶Al, ¹⁰Be, and ¹⁴C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophys. J. Int.* 148, 356-388.
- Van der Woerd, J., Klinger, Y., Sieh, K., Tapponnier, P., Ryerson, F., Meriaux A-S., 2006. Long-term slip rate of the southern San Andreas Fault from ¹⁰Be-²⁶Al surface exposure dating of an offset alluvial fan. *J. Geophys. Res.* 111, B04407, 1-17.
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco, 2009. Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11-year GPS observations, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Verosub, K.L., 2000. Paleomagnetic dating. In *Quaternary Geochronology: methods and applications*, Noller, Sowers, Lettis Eds., AGU, pp 582.
- Vezzani, L., Ghisetti, F., 1998. Carta Geologica dell'Abruzzo. Regione Abruzzo, Scala 1:100000.
- Vittori, E., Cavinato, G.P., Miccadei, E., 1995. Active faulting along the northern edge of the Sulmona basin, Central Apennines, Italy. In *Perspectives in Paleoseismology 6*, Eds Serva and Slemmons, DB, Bull. Assoc. Eng. Geol., 115-126.
- Voisin, C., Campillo, M., Ionescu, I., Cotton, F., Scotti, O., 2000. Dynamic versus static stress triggering and friction parameters: inferences from the November 23, 1980, Irpinia earthquake. *J. Geophys. Res.* 105(B9), 21,647-21,659.
- Wallace, R.E., 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *GSA Bulletin* 88(9), 1267-1281.
- Wallace, R., 1987. Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province. *BSSA* 77(3), 868-876.
- Weldon, R., Fumal, T., Powers, T., Pezzopane, S., Scharer, K., Hamilton, J., 2002. Structure and Earthquake Offsets on the San Andreas Fault at the Wrightwood, California, Paleoseismic Site. *BSSA* 92(7), 2704-2725.
- Weldon, R., Fumal, T., Biasi, G., 2004. Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA Today* 14(9), 4-10.
- Wells, D., Coppersmith, K., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *BSSA* 84(4), 974-1002.
- Wesnousky, S., 1994. The Gutenberg-Richter or Characteristic Earthquake Distribution, Which Is It? *BSSA* 84(6), 1940-1959.
- Wesnousky, S., 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature* 444, 358-360.
- Wesnousky, S., 2008. Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. *BSSA* 98(4), 1609-1632.
- Westaway, R., 1993a. Quaternary Uplift of Southern Italy. *J. Geophys. Res.*, 98(B12), 21,741-21,772.
- Westaway, R., 1993b. Fault rupture geometry for the 1980 Irpinia earthquake: a working hypothesis. *Annali di Geofisica* 36(1), 51-69.
- Yang, S., Odah, H., Shaw, J., 2000. Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12 000 years. *Geophys. J. Int.* 140, 158-162.
- Yeats, R., Prentice, C., 1996. Introduction to special section: Paleoseismology. *J. Geophys. Res.* 101(B3), 5847-5853.
- Yeats, R., 2007. Paleoseismology: Why can't earthquakes keep on schedule? *Geology* 35(9), 863-864, doi: 10.1130/focus092007.1.
- Yonekura, H., 1975. Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformation. *N. Bull. Dept Geogr. Univ. Tokyo* 7, 19-71.
- Zilberman, E., Amit, R., Heimann, A., Porat, N., 2000. Changes in Holocene Paleoseismic activity in the Hula pull-apart basin, Dead Sea Rift, northern Israel. *Tectonophysics* 321, 237-252.
- Zreda, M., Noller, J.S., 1998. Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic Chlorine-36 in a Bedrock fault scarp at Hebgan Lake. *Science* 282, 1097-1099.