

THESE

présentée par

Mickael Rabin

pour obtenir le titre de docteur de
l'université de Franche-Comté

**Caractérisation de la déformation récente dans une chaîne
orogénique lente : l'arc du Jura.**

**Approches combinées morphotectonique, géodésique et
géophysique.**

Soutenue le 02/03/2016 devant :

François Jouanne (Rapporteur)	Professeur – Université de Chambéry
Jon Mosar (Rapporteur)	Professeur – Université de Fribourg
Jean-Pierre Gratier (Examineur)	Physicien – ISTerre de Grenoble
Stefan Schmid (Examineur)	Professeur – ETH de Zurich
Christian Sue (directeur de thèse)	Professeur – Université de Besançon
Urs Eichenberger (invité)	Chargé de recherche – ISSKA de Chaux-de-Fonds
Andréa Walpersdorf (invitée)	Physicienne – OSU de Grenoble

Avant-propos

Ce manuscrit retrace le travail effectué au cours de trois ans de thèse s'intéressant à la déformation récente de l'arc du Jura. Nous y décrivons les différentes approches abordées qui combinent l'observation et la quantification des indices géomorphologiques et structuraux à travers des investigations sur et sous le terrain (spéléologie) ainsi que le traitement des données géophysiques et géodésiques. Les tentatives menées au cours de ce travail n'ont malheureusement pas toutes abouties, elles sont néanmoins décrites dans ce manuscrit afin que les futures études ne réempruntent pas les mêmes chemins chronophages et sans issue. Les résultats obtenus ont ensuite été comparés aux données préexistantes et intégrés dans une discussion sur la dynamique actuelle des Alpes occidentales et de son avant-pays.

Résumé

L'objectif de cette thèse était de caractériser la déformation récente, tant dans son style que dans son partitionnement, d'un arc orogénique lent à travers une approche pluridisciplinaire à grande échelle.

La déformation récente et actuelle de l'arc du Jura a été caractérisée par l'analyse des indices géomorphologiques le long des profils de rivières ainsi qu'à travers le traitement des données sismiques et géodésiques. Les essais de caractérisation et de datation des événements tectoniques et sismiques à travers l'analyse des failles décrochantes tardives et des enregistrements spéléologiques n'ont pas permis d'apporter de nouvelles données sur la néotectonique du Jura. Cependant la combinaison des données et observations géomorphologiques, géophysiques et géodésiques confrontée aux données des précédentes études nous permet de proposer un modèle de répartition de la déformation dans le système orogénique Alpes occidentales – Jura.

La déformation actuelle du Jura est caractérisée par un raccourcissement horizontal NW-SE associé à un régime décrochant sur l'ensemble de l'arc ainsi qu'à un soulèvement décroissant de l'intrados à l'extrados de l'arc affectant l'ensemble de l'avant-pays alpin. Cette déformation affecte le socle et la couverture dans la plus grande partie de l'arc du Jura, réactivant en transpression les structures affectant le socle dans la zone de transition Rhin-Bresse (RBTZ) en avant de la chaîne. Cependant, si des indices de couplage socle-couverture ont été relevés en avant du Jura plissé, il semble que la couverture sédimentaire soit découplée au moins dans toute la partie Est de l'arc et du bassin molassique Suisse. Cette répartition de la déformation nous amène à proposer un modèle basé sur ceux précédemment décrits dans les Alpes occidentales expliquant, à la fois, l'extension et l'uplift mesurés dans les Alpes internes, la compression et l'uplift enregistrés dans le Jura ainsi que les vitesses et mouvements actuels des plaques lithosphériques en jeu. Ainsi, ce modèle propose que les mécanismes lithosphériques profonds et la dynamique érosive en surface engendrent des mouvements isostatiques responsables de l'extension et de l'uplift dans les Alpes. Cette extension pourrait alors induire une déformation compressive à l'avant de la chaîne alpine, affectant la couverture sédimentaire découplée dans le bassin molassique et le Jura plissé (au moins dans la partie Est) tandis que les mouvements des plaques lithosphériques impliqueraient une déformation transpressive transférée, au moins en partie, en avant de l'arc du Jura et affectant à la fois le socle et la couverture.

De nombreuses inconnues subsistent encore quant à la dynamique et la répartition de la déformation dans la partie centrale de l'arc du Jura. Des stations GPS récemment implantées dans le centre de l'arc et d'éventuelles futures stations sismologiques qui seraient implantées au nord et à l'ouest du Jura permettront de mieux caractériser la répartition de la déformation dans un système orogénique, peut-être tardi à post-collisionnel, mais certainement pas inactif !

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de juger ce travail.

Je remercie mon directeur de thèse, Christian Sue, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse évidemment mais aussi pour sa sympathie et sa patience. Je le remercie également de m'avoir fait confiance et laissé explorer toutes les voies que je désirais.

Je pense évidemment à tous ceux avec qui j'ai collaboré et qui se reconnaîtront à travers ce travail, avec une pensée particulière pour Anamaria Häuselmann et son incroyable gentillesse. Je remercie également particulièrement Andréa Walpersdorf pour sa disponibilité et son efficacité qui m'ont été d'un grand secours en cette fin de thèse.

Je tiens également à remercier deux personnes pour m'avoir guidé sur la voie de la recherche et qui, après un stage inoubliable à Alès, sont devenus plus que des collègues, des amis. La personne qui m'aura sans conteste le plus aidé au cours de ces trois années, sans compter mes deux années de master, Nicolas Carry, que je remercie pour son temps, sa pertinence, sa culture et sa capacité à sans cesse me faire réfléchir à tout ce qui nous entoure. Et, Pierre Trap pour m'avoir formé pendant mes deux années de master, offert des moments de terrain inoubliables et m'avoir transmis sa passion pour la géologie structurale.

Je dédie enfin ce travail à celle sans qui je n'aurais ni commencé, ni terminé cette thèse, qui m'a accompagné dans le froid et la difficulté, tantôt creusant pelle-pioche à la main, tantôt échantillonnant à la carroteuse thermique ...

Anne F

Sommaire

1.	Introduction.....	1
1.1.	Problématique et approche	1
1.2.	Contexte géodynamique	2
1.3.	Contexte géologique et tectonique.....	6
1.3.1.	Structure de l'arc.	6
1.3.2.	Déformation récente du Jura	13
1.4.	Contexte morphologique	14
1.4.1.	Héritage glaciaire.....	14
1.4.2.	Organisation hydrique.....	17
1.4.3.	Contexte karstique	17
1.5.	Approche générale	21
2.	Géomorphologie quantitative.....	26
2.1.	Morphologie de l'arc à petite échelle : détermination de cibles morphotectoniques	27
2.1.1.	Méthodes de datation des dépôts Quaternaires	27
2.1.2.	Cas particulier du méandre abandonné de Mouthe : (Haut Jura)	28
2.2.	Analyse des profils de rivières (article Swiss Journal of Geoscience).....	33
2.2.1.	Résumé étendu de l'article.....	33
2.2.2.	Caractérisation néotectonique à partir des profils de rivières en domaine karstique : cas du Jura (Alpes occidentales).....	40
2.3.	Données et interprétations complémentaires.....	81
2.3.1.	Analyse hypsométrique.....	81
2.3.2.	Discussion complémentaire	83
2.4.	Conclusions géomorphologiques	85
3.	Approche géochronologique : essais de datation des déformations en domaine calcaire.	81
3.1.	Méthodologie : datation U/Th sur calcite et limitations.....	89
3.1.1.	Limitations de la datation ^{230}Th - ^{234}U - ^{238}U	92
3.2.	Datation des failles décrochantes tardives	94
3.2.1.	Méthodologie	95
3.2.2.	Échantillonnage	98
3.2.3.	Résultats et discussions.....	104

3.3.	Spéléothèmes et tectonique	106
3.3.1.	Paléosismicité et spéléothèmes	106
3.3.2.	Néotectonique et spéléothèmes.....	108
3.3.3.	Conclusions morpho-structurales	118
4.	Déformation active du Jura vue par la géophysique.....	121
4.1.	Champ de déformation (géodésique) et de contraintes (géophysique) de l'arc du Jura (article en préparation).	121
4.1.1.	Résumé étendu de l'article.....	121
4.1.2.	Déformation récente de l'arc du Jura à travers les enregistrements GPS et les mécanismes au foyer des évènements sismiques (in prep).....	121
4.2.	Conclusions sur les champs de contrainte et de déformation.....	160
5.	Discussion et implications	125
5.1.	Néotectonique dans le Jura.....	163
5.1.1.	Synthèse des données.....	163
5.1.2.	Modèle néotectonique.....	169
5.2.	Implications dans la géodynamique alpine	172
5.2.1.	Synthèse des données néotectoniques dans les Alpes occidentales.....	172
5.2.2.	Modèles géodynamiques	175
6.	Conclusions et perspectives	181
7.	Bibliographie	187
8.	Liste des tables et des figures	207
9.	Annexes	211
9.1.	Supplementary Material for " Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (Northern Alpine Foreland)" by Rabin et al.....	211
9.2.	Données supplémentaires concernant les résultats de l'analyse MC- ICP-MS pour la datation des failles décrochantes du Jura.....	235

INTRODUCTION

Problématique et contexte

1 Introduction

Les paysages que nous observons tous les jours sont le reflet de l'histoire de notre planète. Bien que remodelés par l'homme au cours de son existence, ces paysages résultent avant tout des interactions entre les forces tectoniques et les processus de surface dont l'implication dans l'évolution des chaînes de montagne ne cesse d'être revue à la hausse. En effet, les interactions entre les processus de surface et les phénomènes profonds sont aujourd'hui invoqués dans la mise en charge des systèmes sismiques (Steer et al., 2014), dans les variations topographiques (topographie dynamique) (Braun et al., 2013) ou encore dans l'uplift des chaînes de montagne (Vernant et al., 2013). Les chaînes de montagne sont le siège de nombreux phénomènes lithosphériques et tectoniques et ont été soumises, de par leur relief, à de nombreuses variations climatiques. À l'heure actuelle, nous possédons une bonne connaissance des variations climatiques de ces 100 000 à 200 000 dernières années et leurs impacts sont assez bien contraints tant d'un point de vue spatial que temporel pour nombre de chaînes orogéniques (Champagnac et al., 2012). Les connaissances acquises sur leur évolution géodynamique et leur structuration, ainsi que les données géodésiques et géophysiques accumulées rendent possible l'étude de leur évolution récente. La caractérisation et la compréhension de la déformation actuelle et de son partitionnement affectant les chaînes de montagne est un point clé dans la compréhension des interactions entre les processus en jeu.

1.1 Problématique et approche

La caractérisation de la déformation est un point clé dans la compréhension de la dynamique globale d'une chaîne orogénique ainsi que des interactions entre les différents processus en jeu, que se soit pendant sa formation ou lors de sa déstabilisation post-orogénique. L'apport des méthodes de mesure de la déformation actuelle telles que la géomorphologie, la géodésie ou la géophysique permettent de mieux contraindre cette déformation.

Cette étude s'intéresse à l'évolution tectonique récente de l'arc du Jura à travers une approche multidisciplinaire à grande échelle. La philosophie appliquée au cours de cette thèse a été de considérer le Jura dans son ensemble (Franco-Suisse) et de l'étudier soit d'une façon globale (étude sur base de MNT), soit en combinant un grand nombre d'observations idéalement réparties sur l'arc. Pour cela, nous avons combiné la géomorphologie quantitative, la géochronologie appliquée à la fracturation et aux indices spéléologiques ainsi que la sismotectonique et la géodésie.

L'arc du Jura, situé en avant du front nord-ouest des Alpes occidentales, entre la France et la Suisse, est l'une des chaînes de montagne les plus étudiées, et l'arc orogénique le mieux renseigné au monde.

Le Jura est un arc orogénique qui s'est formé sous l'effet de la poussée Alpine. Il représente une fine couverture (3 km d'épaisseur au maximum dans la Haute Chaîne), déformée sur une couche savon d'évaporites à l'avant du front Alpin (Laubscher, 1977, 1992; Sommaruga, 1999). Sa position et son style de déformation font du Jura un arc très sensible aux variations du champ de contraintes global dans le système Alpes-Jura.

La déformation actuelle des Alpes est un sujet qui fait débat dans le milieu scientifique depuis de nombreuses années. En 1990, l'article de Molnar et England pose la question des interactions entre les phénomènes de surface (érosion) et les phénomènes tectoniques (uplift). Cette question va guider grand nombre d'études dans les Alpes alliant la géomorphologie et la géodésie afin de caractériser ces interactions (e.g. Molnar et England, 1990; Molnar, 2009; Whipple, 2009; Champagnac et al., 2012; Valla et al., 2012; Fox et al., 2015). A travers cette approche néotectonique, les différentes études ont proposé que la partie occidentale des Alpes était en régime post-collisionnel caractérisé par une extension perpendiculaire à la chaîne Alpine (Champagnac et al., 2009; Sue et al., 2007b; Nocquet, 2012; Valla et al., 2012). Le Jura étant la plus récente expression de l'orogénèse Alpine, son étude néotectonique peut apporter des éléments de réponse supplémentaires sur l'état actuel de la déformation du système Alpes-Jura.

1.2 Contexte géodynamique

L'arc du Jura fait partie de l'ensemble orogénique alpin, il en est l'expression la plus externe et la plus récente. Les Alpes sont une chaîne de collision qui s'étend d'ouest en est sur 1 000 km, entre Gènes (Vallée du Rhône, France) et Vienne (Autriche) avec une largeur variant de 100 km à 400 km (Figure 1).

Dans cette partie, nous ne retracerons pas l'évolution tectonique, paléogéographique ou encore géodynamique des Alpes de façon exhaustive, mais nous en dégagerons simplement les grandes lignes afin de se replacer dans le contexte géodynamique global de la mise en place du Jura. De nombreux travaux portant sur l'évolution alpine ont été menés depuis le début du XX^{ème} siècle (Argand, 1911, 1916; Trümpy, 1960; Barfety et al., 1968; Tricart, 1984; Choukroune et al., 1986; Escher et Beaumont, 1997; Lemoine et al., 2000; Schmid et Kissling, 2000; Dal Piaz, 2001; Marthaler et al., 2001).

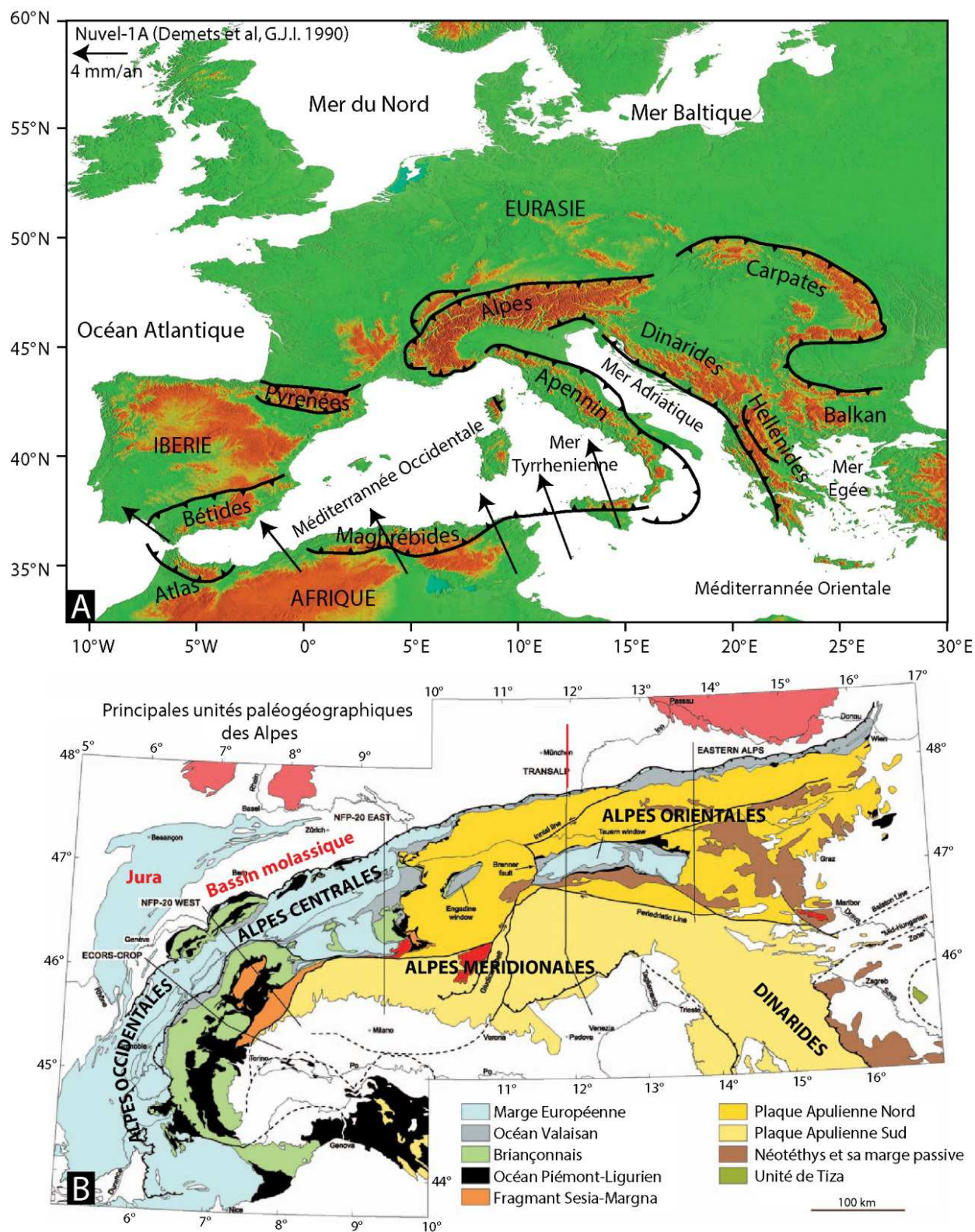


Figure 1 : A : Localisation des chaînes alpines péri-méditerranéennes dans leur contexte Européen (d'après (Champagnac, 2005)). B : Principales unités tectono-géographiques des Alpes (d'après (Maury, 2013)).

Les Alpes peuvent être subdivisées en quatre segments tectono-géographiques : i) les Alpes orientales, ensellées dans le bassin Pannonien à l'ouest des Carpates ; ii) les Alpes méridionales ; iii) les Alpes centrales, en Suisse et ; iv) les Alpes occidentales, qui forment un arc convexe vers le nord-ouest, s'étendant du Valais (Suisse) à la Méditerranée (Figure 1b). C'est à ces deux dernières parties que le Jura se rattache directement.

La formation des Alpes résulte de la fermeture d'un domaine océanique ouvert après l'orogénèse Hercynienne entre la plaque Eurasienne, au nord, et la plaque Apulienne, au sud : la Téthys alpine (Lemoine et al., 1986 et références incluses).

Le continent pangéen, résultant de l'orogénèse Hercynienne, a subi un découpage selon des directions NE-SO lors de l'amincissement crustal qui a contribué à la disparition de la Chaîne Hercynienne à la fin du Paléozoïque (Ménard et Molnar, 1988) (Figure 2a). Cet héritage hercynien a contribué à localiser la déformation au cours de l'extension jurassique et de la compression alpine qui vont suivre (Lemoine et al., 1986)

A partir du Trias, la Pangée se morcèle en plusieurs sous-continentes séparés par des domaines océaniques, la Téthys s'ouvre alors le long d'un accident NE-SO à l'emplacement de la future chaîne alpine, séparant l'Apulie (au sud) de l'Eurasie (au nord) (Lemoine et al., 1986) (Figure 2b). Cette période extensive voit aussi l'ouverture de l'Atlantique sud, à partir du Jurassique moyen ainsi que d'un sous domaine océanique qui s'ouvre au nord de la Téthys à partir du Crétacé : l'océan Valaisan qui sépare alors la marge Européenne (au nord) du continent nouvellement formé, le Briançonnais (au sud) (Jeanbourquin et Burri, 1991; Stampfli et al., 1998) (Figure 2c).

À l'Éocène (52Ma), l'ouverture de l'Atlantique Nord se fait au détriment de l'ouverture téthysienne. Les continents Eurasie et Apulie convergent avec la mise en place d'une subduction à vergence sud-ouest de la Téthys sous l'Apulie (Stampfli et al., 2002).

Au cours du Paléocène puis de l'Éocène (70Ma à 35Ma environ), la majeure partie des domaines compris entre la plaque apulienne et eurasiatique vont être subduits. La subduction alternée de domaines océaniques et continentaux conduit à la formation de l'empilement des unités cristallines de Haute à Ultra-Haute-Pression des Alpes internes (Stampfli et al., 1998; Schmid et al., 2004; Carry, 2007) (Figure 2d).

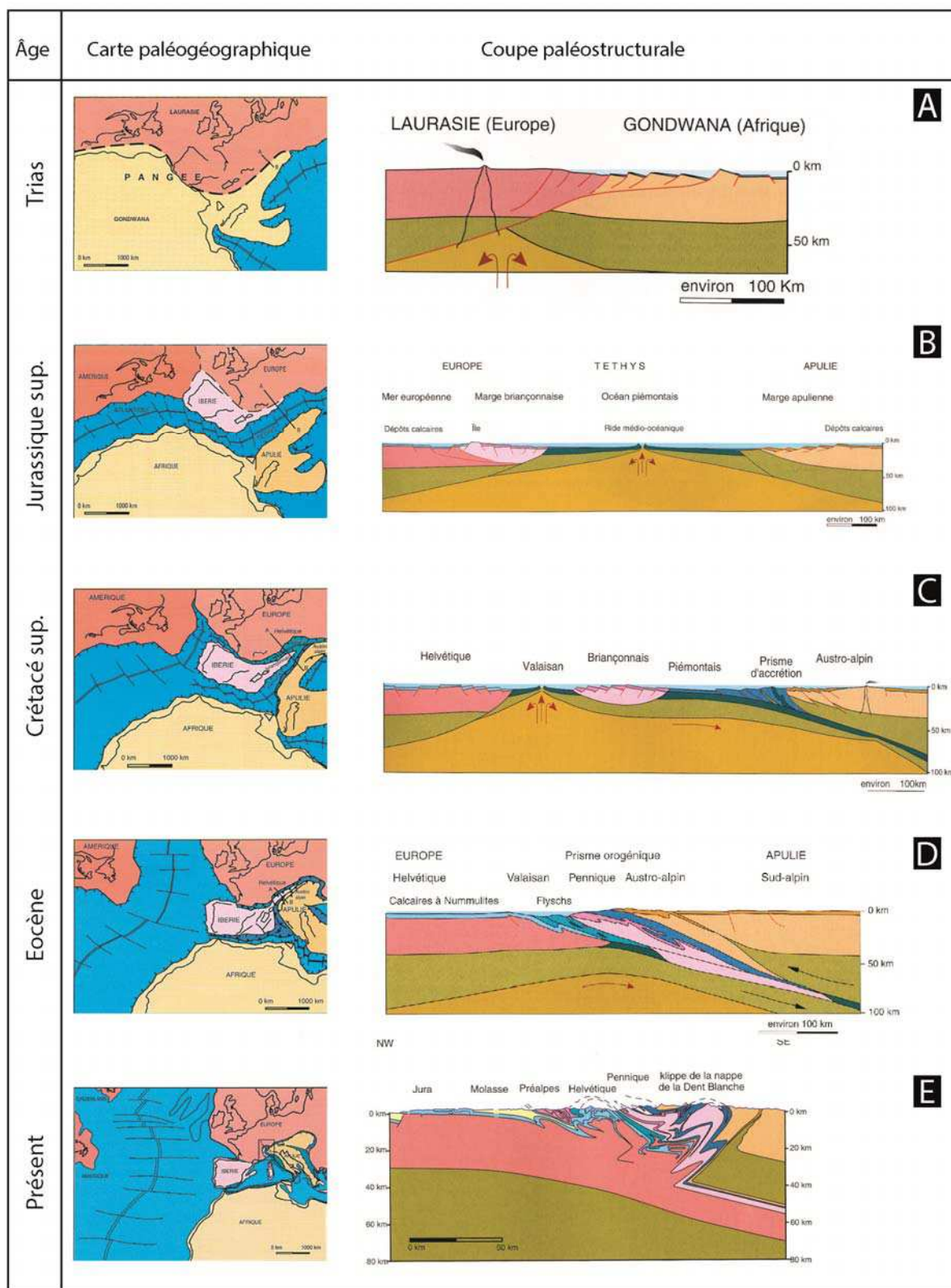


Figure 2 : Évolution tectonique et paléogéographique de la chaîne alpine, du Trias à l'actuel (Marthaler et al., 2001).

À l'Oligocène, la convergence des deux plaques qui se poursuit après la disparition des domaines amincis (microcontinents et domaines océaniques) aboutit à la collision *s.s.* des deux continents (Goffé and Velde, 1984; Platt and Lister, 1985; Lemoine et al., 1993) (Figure 2e). La collision se traduit par la formation d'une structure en pop-up avec des chevauchements de vergences opposées (e.g. Trümpy, 1960; Tricart, 1980; Schmid et Kissling, 2000). Les pro-chevauchements, continuité de l'enfouissement de la plaque Europe sous la plaque Apulie, donneront naissance aux massifs cristallins externes tandis que les rétro-chevauchements tendent à remettre à l'horizontal l'empilement du domaine interne et forment le domaine Sud-Alpin (Sesia, Ivrea). La surrection des massifs cristallins externes affectent les nappes de couverture (nappes Helvétiques) (Burkhard, 1986, 1988; Dietrich et Casey, 1989; Seward et Mancktelow, 1994) tandis que les massifs subalpins, en avant des massifs cristallins externes, continuent de se déformer tout au long du Miocène. Au cours de cet épisode compressif, un bassin d'avant-pays se met en place en avant du front alpin : le bassin molassique. Ce bassin subsident va collecter les sédiments de l'Oligocène au Miocène, le transfert de la déformation en avant du bassin au Miocène supérieur va amener au soulèvement de l'arc jurassien et à l'arrêt de la sédimentation molassique (Sommaruga, 1999) (Figure 2e).

1.3 Contexte géologique et tectonique

L'arc du Jura se situe au nord-ouest du front Alpin, à la frontière entre la France et la Suisse (Figure 3). Il se présente sous la forme d'un arc convexe en direction du nord-ouest, dans sa partie Sud, il rejoint les Chaînes subalpines (i.e. massif de la Chartreuse), tandis qu'ils sont séparés au nord par le bassin Molassique (Figure 1 et Figure 2). Il est bordé au nord et à l'ouest par les bassins Tertiaires (Merle et Michon, 2001; Dèzes et al., 2004); le bassin Bressan, à l'ouest et le bassin Rhénan, au nord, tous deux orientés N-S (Figure 3).

1.3.1 Structure de l'arc.

Le Jura est une chaîne de couverture mince structurée en plis et chevauchements (Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard et Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Affolter et Gratier, 2004). Cet arc orogénique résulte d'un raccourcissement horizontal SSE-NNO et se forme à la suite de l'orogénèse Alpine, au Mio-Pliocène, entre 14 et 3.3 Ma (Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Affolter et Gratier, 2004).

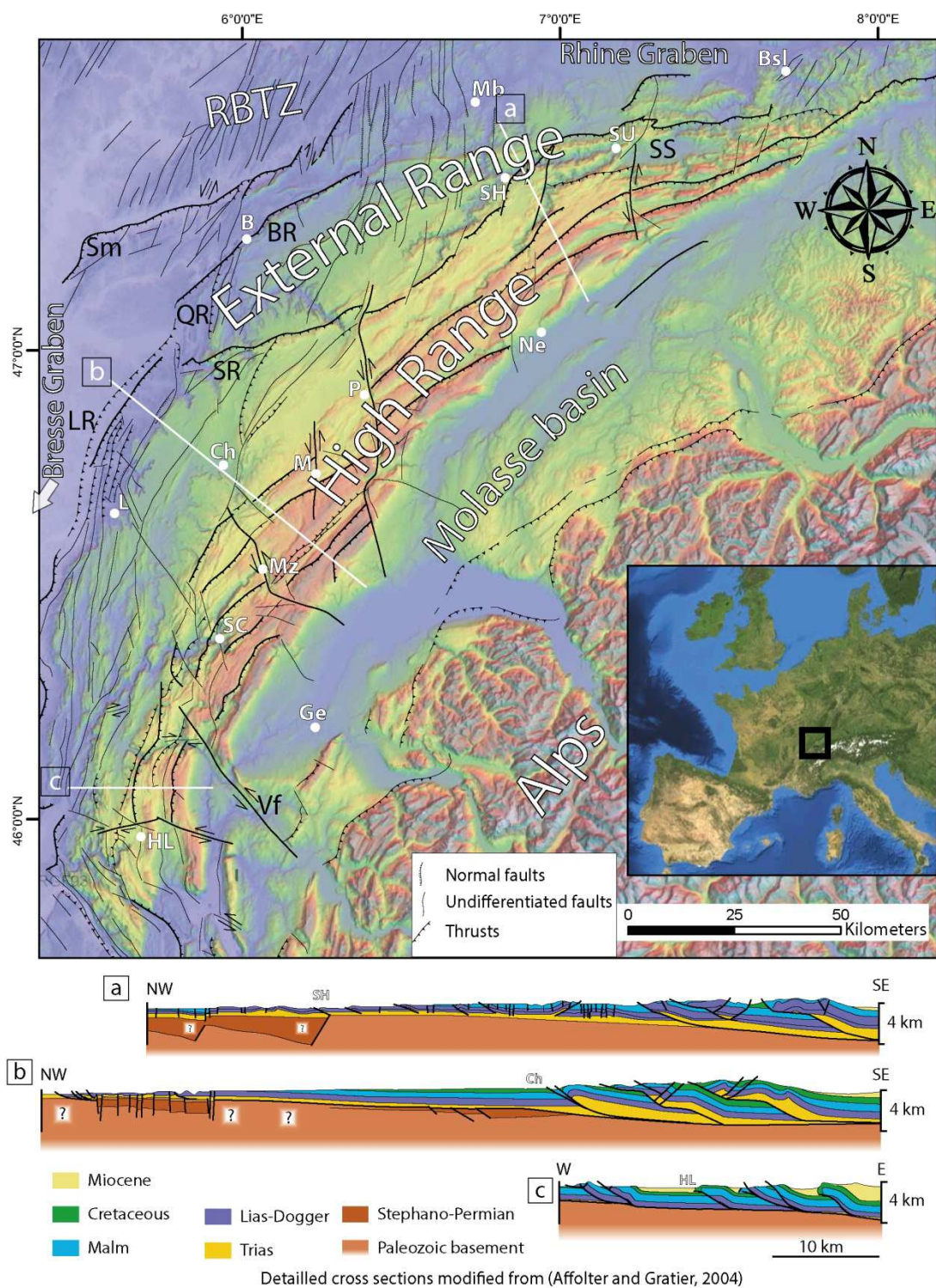


Figure 3: Carte structurale du Jura basée sur la carte géologique du BRGM au 1/1000000. Les villes et les régions structurales sont localisées par les lettres blanches et noires, respectivement (Bsl: Bâle, B: Besançon, Ch: Champagnole, Ge: Genève, HL: Hauteville-Lompnes, L: Lons-le-Saunier, Mb: Montbéliard, Mz: Morez, M: Mouthe, Ne: Neuchâtel, P: Pontarlier, SC: Saint-Claude, SH: Saint-Hippolyte, Su: Saint-Ursanne; Sm: massif de la Serre BR: faisceaux de Besançon, LR: faisceaux de Lons, QR: faisceaux de Quingey, SR: faisceaux de Salins, SS: synclinal de la Sorne, Vf: faille du Vuache). L'insert montre la localisation du Jura dans l'Europe Occidentale. a, b et c: Coupes structurales schématisées (modifiées d'après Affolter et Gratier, 2004) relocalisées approximativement sur la carte (traits blancs). Les points d'interrogation représentent les incertitudes structurales du socle Paléozoïque.

Le Jura est composé de terrains Mésozoïques et Cénozoïques déformés et plissés sur un socle Paléozoïque. La structure générale du Jura peut être décrite en trois grands ensembles : i) la Haute Chaîne dans la partie interne de l'arc, qui est séparée de ; ii) la Chaîne Externe par ; iii) les plateaux non déformés dans la partie centrale (Figure 3). L'arc à proprement parlé présente une structure en plis et chevauchements organisés en minces faisceaux très déformés et séparés par des plateaux dont l'altitude décroît vers l'extérieur de l'arc. Les sédiments dans l'arc jurassien sont d'âges Jurassique à Crétacé et sont principalement représentés par des marnes et des calcaires déformés sur un niveau de décollement basal d'évaporites Triasiques. Le socle Paléozoïque n'affleure que dans la partie Nord du Jura (massif de la Serre, Figure 3), il est composé de roches métamorphiques de haut à moyen grade ainsi que de roches plutoniques déformées durant l'orogénèse Varisque (Rollier, 1903; Lyon-Caen et Molnar, 1989; Mosar, 1999; Laubscher, 2010). Cette structure en plis et chevauchements est recoupée par des failles N-S à NW-SE, décrochantes transpressives et perpendiculaires aux faisceaux plissés (e.g. Vuache, Morez, et Pontarlier faults) (Figure 3). Elles délimitent des blocs structuraux individuels et amortissent une partie du raccourcissement (Laubscher, 1992; Homberg et al., 1997; Becker, 2000; Affolter et Gratier, 2004). Les parties nord et est du Jura sont caractérisées par des plis à axes E-O à NE-SO recoupés par des failles décrochantes sénestres N-S, tandis que, dans la partie Sud-ouest, les axes de plis ont une orientation N-S et sont recoupés par des failles décrochantes (sénestres et dextres) NO-SE donnant à l'ensemble des failles sénestres une distribution en éventail à travers l'arc (Figure 3).

Le bassin molassique, séparant le Jura et les Alpes, correspond à un bassin d'avant-pays développé à l'Oligo-Miocène au nord du front Alpin (Rollier, 1903; Heim, 1919; Aubert, 1949; Lebeau, 1951; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Burkhard, 1990; Henry et al., 1997; Schlunegger et al., 1997; Mosar, 1999; Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Laubscher, 2010; Vouillamoz, 2015). Les sédiments présents dans ce bassin sont peu déformés et proviennent de l'érosion de la chaîne alpine.

Le nord du Jura est affecté par des failles normales orientées NNE-SSO associées au rift Tertiaire. Cette zone est appelée la zone de transition Rhin-Bresse (RBTZ, Figure 3) (Lacombe et al., 1993 et références incluses) et correspond à une zone de relais entre les deux grabens.

Le Jura s'est formé en trois étapes majeures : i) une extension Oligocène dont résultent les grabens de la Bresse et du Rhin (Affolter et Gratier, 2004 et références incluses). L'implication du socle sous jurassien lors de cette phase reste discutée (Hindle, 1997; Affolter et Gratier, 2004) ; ii) un raccourcissement horizontal N-S à NO-SE à la fin du Miocène, amenant à la structure en plis et chevauchements connue actuellement (Hindle, 1997; Affolter et Gratier, 2004). La géométrie de la structure actuelle a été en partie contrôlée par les structures héritées de la déformation Varisque dans le socle et de l'extension Oligocène dans la couverture (Hindle, 1997; Affolter et Gratier, 2004 et références incluses; Ustaszewski et Schmid, 2006) ; iii) une propagation du raccourcissement vers le

NO au cours du Plio-Pléistocène impliquant potentiellement le socle Paléozoïque. Cette dernière phase reste cependant encore débattue (Nivière et Winter, 2000; Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski et Schmid, 2006).

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la structure en arc du Jura qui diffèrent tant du point de vue des déplacements horizontaux en surface que de la géométrie de sa structure profonde (Hindle, 1997; Hindle and Burkhard, 1999; Affolter and Gratier, 2004; Affolter et al., 2008). Affolter et Gratier (2004) ont proposé une carte des vecteurs de déplacement ainsi que les déplacements cumulés dans tout l'arc en se basant sur la rétro-déformation d'un modèle en trois dimensions. Ils proposent un modèle de formation mixte entre un modèle de déplacement unidirectionnel avec une déformation continue dans la partie interne de l'arc et un modèle divergent dans la chaîne externe (Figure 4).

Bien que l'existence et la profondeur d'un niveau de décollement sous le Jura soient relativement bien contraintes, son extension sous les unités alpines reste un sujet de débat ouvert (Affolter et al., 2008, Figure 5a). La profondeur et la géométrie du niveau de décollement sous la partie centrale de la Haute Chaîne et sous le bassin Molassique ont été interprétées à partir des profils sismiques, mettant en évidence un décollement horizontal à une profondeur d'un peu plus de 2 km sous la Haute Chaîne (Sommaruga, 1999, Figure 5b). Affolter et Gratier (2004) ont proposé une carte de l'épaisseur du Keuper dont les évaporites servent de niveau de décollement sous le Jura et le bassin Molassique basée sur l'interpolation des données de près de 70 sondages (Figure 6a). Cette carte montre certaines hétérogénéités dans la partie Sud-ouest du Jura que les auteurs interprètent comme étant la cause du brusque changement de direction des axes de plis dans ce secteur ainsi que de l'initiation du chevauchement d'Oyonnax. Il est intéressant de noter que cette même zone correspond à la province affectée par la dynamique du bassin Bressan mise en évidence à partir des données de contraintes de surface actuelles (Becker, 2000, Figure 6b).

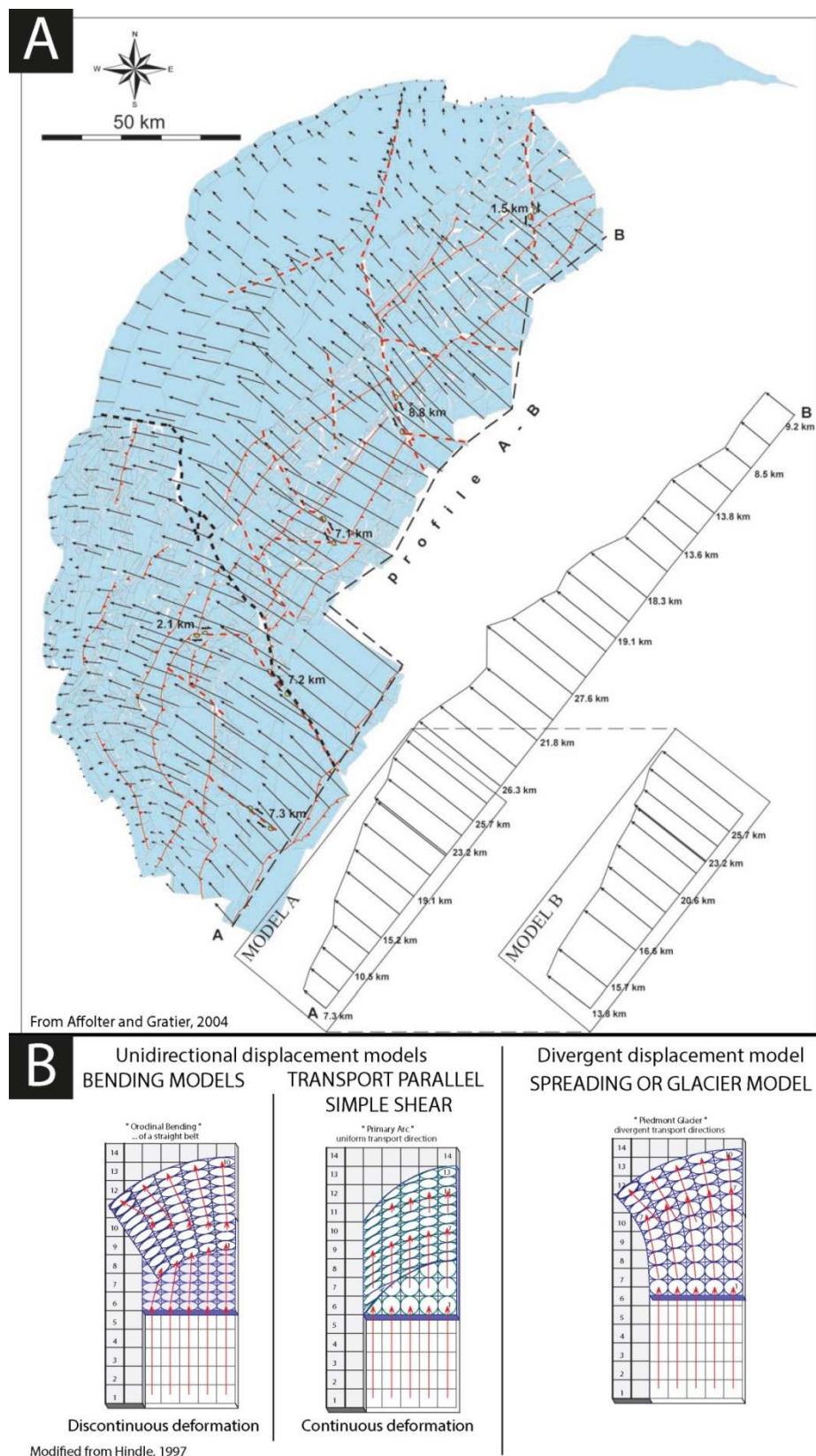


Figure 4: A) Carte des vecteurs de déplacement dans l'arc du Jura d'après le modèle 3D de Affolter et Gratier (2004) et déplacements cumulés à partir du profil A-B. Deux modèles ont été considérés en fonction de la valeur de déplacement au niveau du chevauchement frontal des Bauges qui fait débat (voir l'article de Affolter et Gratier (2004) pour plus de détail). B) Modèles de formation de structures en arc d'après Hindle (1997). Les modèles sont basés sur l'hétérogénéité et la divergence des vecteurs de déplacements (flèches rouges sur la figure).

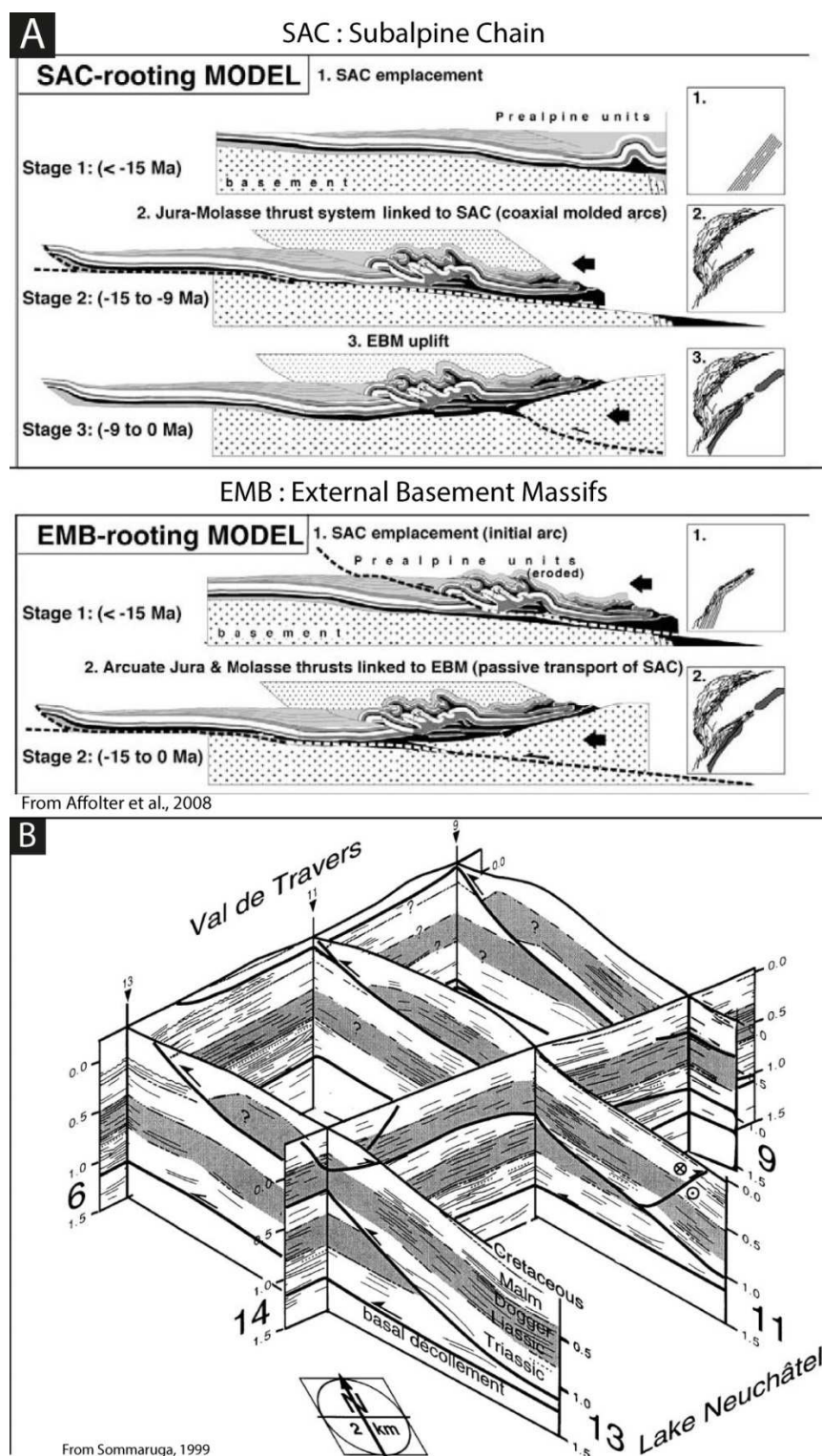


Figure 5: A) Deux modèles de formations de l'arc du Jura basés sur la position de l'enracinement du niveau de décollement du Jura sous les unités alpines (Affolter et al., 2008). SAC-rooting model correspond à un enracinement sous la chaîne subalpine tandis que le EMB-rooting model correspond à un enracinement sous les massifs cristallins externes. Les deux modèles impliquent des différences dans la succession géochronologique des événements ainsi que des modifications du champ de déformation résultant. Bien que ces auteurs concluent que les données géochronologiques actuelles ne permettent pas de discriminer l'un ou l'autre des modèles, il suggèrent que le modèle SAC correspond mieux aux résultats obtenus par rétro-déformation du modèle 3D de Affolter et Gratier (2004). B) Coupes schématiques de la géométrie du niveau de décollement sous la partie interne de l'arc du Jura dans la région de Neuchâtel d'après les interprétations des profils sismiques (Sommaruga, 1999).

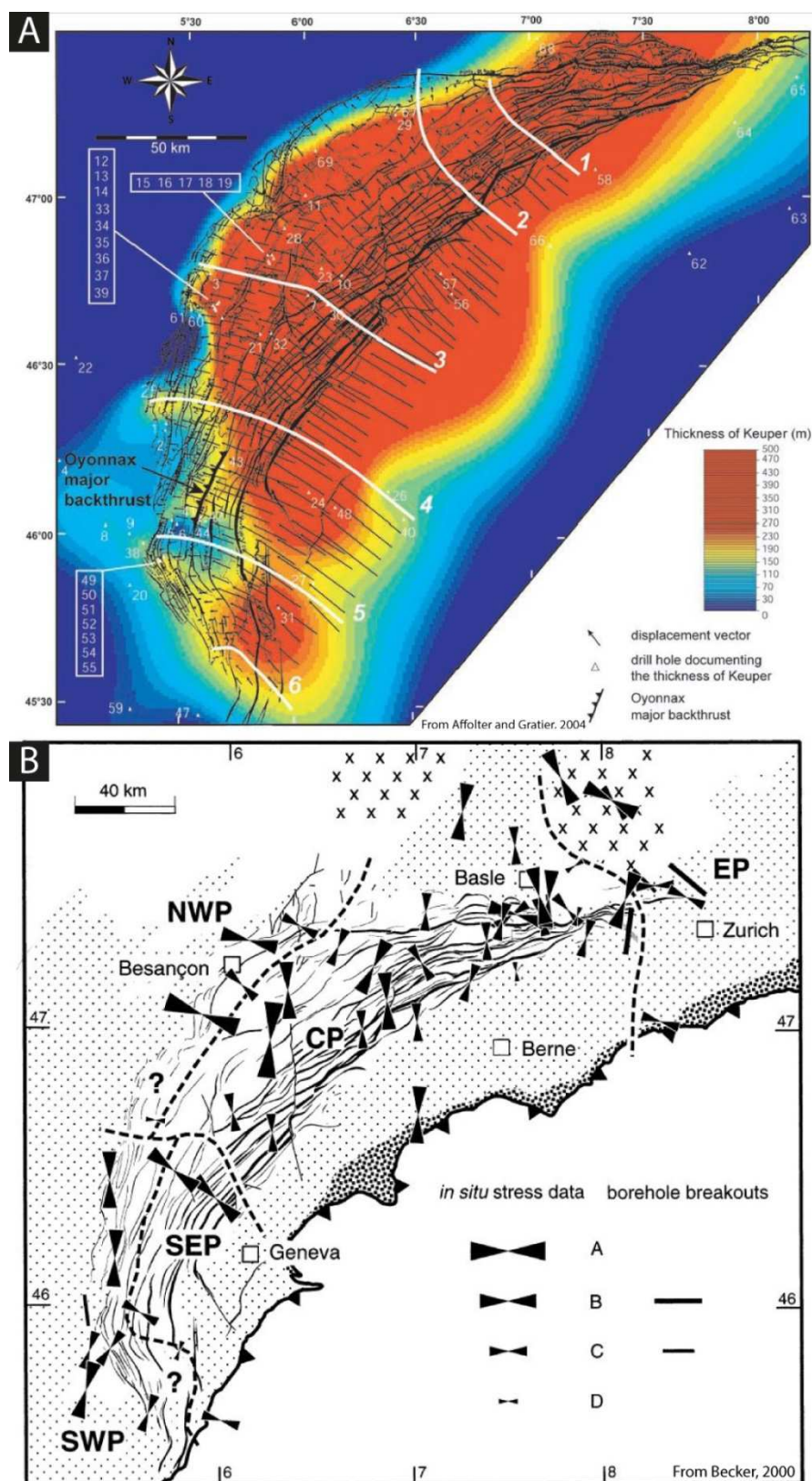


Figure 6: A) Carte des variations d'épaisseur des évaporites du Keuper interpolée à partir des données de sondages (triangles blancs sur la carte) (voir l'article de Affolter et Gratier (2004) dont la figure est extraite pour plus de détails). B) Carte des directions de contraintes horizontales maximales d'après des mesures de surface *in-situ* (Becker, 2000). L'auteur propose un découpage en 5 provinces montrant un champ de contraintes cohérent ; SWP : SoutWest Province ; SEP : SouthEast Province ; CP : Central Province ; NWP : NorthWest Province and EP : East Province.

1.3.2 Déformation récente du Jura

La structure de l'arc du Jura a longtemps été étudiée (Rollier, 1903; Aubert, 1949; Illies and Greiner, 1978; Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard and Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Nivière and Winter, 2000; Affolter and Gratier, 2004), mais son activité récente et actuelle reste un sujet de débat (Becker, 2000; Walpersdorf et al., 2006; Ustaszewski and Schmid, 2007; De La Taille, 2015).

Des évidences stratigraphiques et paléontologiques montrent que la mise en place des plis et chevauchements a eu lieu entre 9 Ma et 3.3 Ma (Becker, 2000 et références incluses). Cependant, des études géomorphologiques ont montré des indices de déformation plus récente au front du Jura (Pléistocène à Holocène) (Nivière et Winter, 2000; Giamboni et al., 2004b; Carretier et al., 2006; Nivière et al., 2006; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011); ces auteurs montrent un raccourcissement horizontal affectant la Chaîne Externe jusqu'au Plio-Pléistocène associé à un uplift d'environ 0.05 mm/a.

L'activité néotectonique du Jura a été étudiée à travers différentes méthodes géophysiques et géomorphologiques (Jouanne et al., 1995, 1998; Nivière et Winter, 2000; Nocquet et Calais, 2003; Giamboni et al., 2004b; Walpersdorf et al., 2006; Madritsch et al., 2010a). Jouanne et al. (1995, 1998) et Nivière et Winter (2000) ont montré une propagation de la déformation vers le NO associée à des vitesses d'uplift d'environ 0.7 mm/a dans la Haute Chaîne à l'extrême sud du Jura (Jouanne et al., 1998) et d'environ 0.3 mm/a dans la partie Nord du chevauchement frontal (Nivière et al., 2006). Cependant, de récentes études menées à partir des données GPS montrent des déplacements horizontaux inférieurs à 1 mm/a et des vitesses d'uplift ne sortant pas des barres d'erreurs (Nocquet et Calais, 2003; Walpersdorf et al., 2006). De plus, les observations géomorphologiques effectuées à l'avant de la Chaîne Externe suggèrent des vitesses verticales d'environ 0.05 mm/a (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011).

Les différentes études traitant les données GPS disponibles sur le Jura s'opposent sur plusieurs points (Jouanne et al., 1998; Schlatter et al., 2005; Walpersdorf et al., 2006): les interprétations varient d'une chaîne en uplift (Jouanne et al., 1998) à une extension parallèle à l'arc avec des mouvements horizontaux extrêmement faibles (Walpersdorf et al., 2006).

Parmi les auteurs proposant une compression encore active dans le Jura, les avis divergent en ce qui concerne l'implication du socle ou non. Les modèles peuvent être regroupés en deux modes de déformation; 1) une déformation de la couverture sédimentaire désolidarisée du socle Paléozoïque par le niveau de décollement Triasique (thin-skinned fold and thrust belt), 2) une déformation de l'ensemble de la croûte supérieure en incluant le socle (thick-skinned thrust belt). Le premier modèle (thin-skinned) a été défini comme une région déformée sur un niveau de décollement basal plat avec une zone interne plus épaisse à partir de laquelle se propage les chevauchements qui absorbent la

compression (Chapple, 1978; Coward, 1983), tandis que le second modèle est caractérisé par des chevauchements fortement pentés en profondeur affectant l'ensemble de la croûte fragile (Coward, 1983). Dans la suite de ce manuscrit, nous ferons la différence entre le modèle thick-skinned impliquant un ensemble couplé socle-couverture affecté par des chevauchements et une simple implication du socle, découplé ou non de la couverture, dans la déformation régionale.

Cependant, l'hypothèse traditionnellement acceptée d'un contexte actif en collision dans le Jura, faisant partie du système tectonique Alpin, pose la question de son origine géodynamique. Les Alpes occidentales étant elles-mêmes en régime post-collisionnel (Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Champagnac et al., 2009; Sue et al., 2007b; Nocquet, 2012; Valla et al., 2012; Singer et al., 2014), caractérisé par une extension associée à une relaxation isostatique et à un uplift dû aux interactions entre les processus lithosphériques et les dynamiques érosives (Sue et al., 1999; Champagnac et al., 2007; Sue et al., 2007b; Delacou et al., 2008; Vernant et al., 2013; Baran et al., 2014; Serpelloni et al., 2013).

1.4 Contexte morphologique

1.4.1 Héritage glaciaire

1.4.1.1 Histoire glaciaire

Tout comme les Alpes occidentales, le Jura a été recouvert de glace lors des glaciations Quaternaires (e.g. Campy, 1992; Buoncristiani and Campy, 2004a, 2004b), les deux derniers maximums glaciaires ont laissé des traces de leur passage qui ont déjà été décrites (e.g. Campy, 1982). La première de ces périodes glaciaires est connue sous le nom de Riss et a été datée à environ 130 ka (Ostermann et al., 2006). Au cours de cette période, la partie centrale du Jura était complètement recouverte de glace (jusqu'à plus de 600 m d'épaisseur dans le Haute Chaîne), cette calotte glaciaire était indépendante des glaciers alpins et a laissé des cordons morainiques dépourvus de quartz ou de tout autre matériel alpin (Campy, 1992; Buoncristiani et Campy, 2004a; Coutterand, 2010) (Figure 7a). La partie Sud du Jura était également englacée par le débordement du glacier du Rhône qui s'étendait à l'ouest jusqu'à Lyon. Le glacier associé à l'Aar recouvrait la partie Est de la Haute Chaîne ainsi qu'une partie du plateau d'Ornans (partie amont de la Loue, Figure 7a). Cet événement a effacé toutes traces d'événements glaciaires précédents, moins étendus.

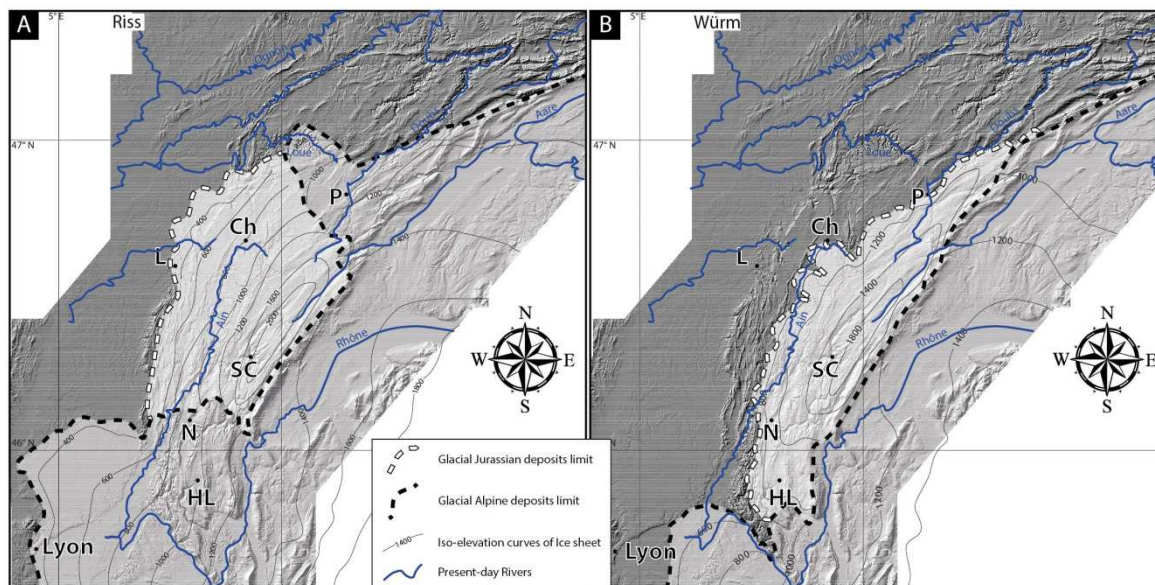


Figure 7: Extension glaciaire dans le massif du Jura lors des deux derniers maximum glaciaires (Riss (130 ka) et Würm (25 à 17 ka), modifié d'après Campy, 1992; Buoncristiani et Campy, 2004a). La calotte glaciaire jurassienne est représentée en blanc transparent tandis que les glaciers alpins sont représentés en gris transparent. Les limites frontales des glaciers alpins et jurassiens sont représentées en lignes discontinues noires et blanches, respectivement. A : étendue glaciaire au cours du Riss (~ 130 ka). Le Jura était alors recouvert d'une calotte glaciaire indépendante de la dynamique alpine. Il s'agit du plus grand des derniers évènements glaciaires recouvrant la majeure partie de l'arc. B : étendue glaciaire au cours du Würm (25 à 17 ka) montrant une extension glaciaire moins importante que durant le Riss. Les lettres en noir représentent l'emplacement des villes avec la même légende que la Figure 3.

Le Jura a également été recouvert de glace durant le Würm (Dernier Maximum Glaciaire, 25 à 17 ka) (Buoncristiani et Campy, 2004b; Coutterand, 2010)) (Figure 7b). La calotte glaciaire était alors moins étendue que durant le Riss et également moins épaisse (~ 400m d'épaisseur dans la Haute Chaîne) mais le matériel dans les cordons morainiques indiquent que, comme pendant le Riss, sa dynamique était également déconnectée de celle des Alpes (Campy, 1992).

1.4.1.2 Érosion glaciaire

La première chose frappante lorsque l'on étudie le Jura, c'est que le modelé glaciaire est très peu présent dans le paysage, considérant que le Jura a été affecté par les mêmes évènements glaciaires que les Alpes, les larges vallées en 'U' sont très peu développées et les reliefs structuraux dans la Haute Chaîne, bien que recouverts de plus de 600 m de glace au cours du Riss et encore environ 400 m pendant le Würm, sont encore bien préservés. Pourtant, l'accumulation de dépôts glaciaires dans la combe d'Ain témoigne d'un transport de matériel conséquent, alors que son bassin versant actuel ne correspond qu'à une partie de l'apport sédimentaire du glacier dans sa configuration au Würm (Buoncristiani et Campy, 2001).

L'érosion glaciaire dans le Jura est encore mal contrainte et, bien que plusieurs essais de quantification aient été réalisés, il existe encore un certain nombre d'incertitudes quant aux taux de dénudation glaciaire dans le Jura. Le sujet de ce travail n'étant pas de trancher en faveur d'une

hypothèse particulière ni de lever ces incertitudes, j'exposerai dans la suite les données connues sur le sujet et essaierai d'en tirer les informations pertinentes pour mener cette étude.

Le Jura représente une surface totale d'environ 15 400 km². Au cours des glaciations, le Jura n'était que partiellement recouvert de glace et les glaciers du Jura étaient déconnectés des glaciers alpins (Buoncristiani et Campy, 2004a), ce qui fait que la dynamique érosive de la calotte jurassienne était limitée aux vallées transversales et aux plateaux de la partie centrale de l'arc (Campy, 1985, 1992). Une calotte glaciaire recouvrant une surface inférieure à 50 000 km² et ayant une forme en dôme, comme celle décrite par Campy (1985, 1992) pour le Jura, est référencée par le Centre de Données National des Neiges et Glaces (National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org>)) comme un "icecap". Ces icecap sont connus pour avoir une dynamique érosive particulière qui est localisée aux bordures de la calotte (Kleman, 1994; Golledge et al., 2009; Thomson et al., 2010), où l'eau de fonte coule sous la glace et est limitée à une couronne relativement fine en arrière des moraines frontales. Cependant, au moins pour le dernier maximum glaciaire dans le Jura (Würm), la calotte glaciaire jurassienne est interprétée comme étant un icecap tempéré qui a une dynamique érosive supérieure aux icecap froids (Buoncristiani et Campy, 2001). En se basant sur l'accumulation de sédiments glaciaires au front de la calotte (combe d'Ain), ces auteurs proposent un taux de dénudation d'environ 1.6 mm/a pour la période du Würm. En estimant une vingtaine d'évènements glaciaires au cours des 2 derniers millions d'années, ils proposent une dénudation totale d'environ 115 m dans le Jura depuis 2 Ma. Cette estimation repose bien sûr sur un certain nombre d'hypothèses aujourd'hui discutables et on pourrait probablement affiner ces estimations en prenant un nombre d'évènements glaciaires plus réaliste et en tenant compte de leurs durées respectives, et en tenant compte également du taux d'érosion chimique sur carbonates dans le Jura ainsi que de l'éventuelle participation de la glaciation du Riss dans le remplissage sédimentaire de la combe d'Ain.

On retiendra pour la suite que la partie centrale du Jura qui a été englacée au cours des deux derniers maximums glaciaires a potentiellement connu un reset, au moins partiel, de son réseau hydrographique et a subi une érosion modérée potentiellement concentrée au front de la calotte glaciaire.

La partie Sud du Jura ainsi qu'une partie du plateau d'Ornans, ayant été affectées par les glaciers alpins (Campy, 1992; Buoncristiani et Campy, 2004a; Coutterand, 2010) (Figure 7) ont certainement également subi une érosion glaciaire. Cependant, les indices morainiques et autres traces glaciaires sont très mal préservées dans ces secteurs, il est donc difficile de quantifier le volume de matériel érodé.

La partie Nord du Jura, quant à elle, est restée hors glace au cours du Quaternaire (Campy, 1992; Buoncristiani et Campy, 2004a), et les études menées dans cette partie montrent que le réseau

hydrique actuel était déjà en place avant les glaciations Tardi-Pleistocène (Campy, 1985; Campy et al., 1994; Bichet et al., 1999; Buoncristiani et Campy, 2004b; Giamboni et al., 2004a; Ziegler et Fraefel, 2009). De plus, une étude récente menée dans le nord-est du Jura sur les profils de rivières a montré que les variations climatiques au cours du Quaternaire n'avaient pas eu d'impact significatif sur l'enregistrement des événements tectoniques par les profils de rivières (Carretier et al., 2006).

1.4.2 Organisation hydrique

Le Jura est un arc orogénique d'environ 15 000 km² composé de plateaux calcaires séparés par des faisceaux plissés et déformés. Cette structure particulière en marche d'escalier ainsi que l'alternance entre des niveaux calcaires épais de 50 à 300 m et des planchers marneux font du Jura le siège d'une importante karstification. Cette région est sous l'influence d'un climat semi-continental avec des précipitations annuelles moyennes de 1000 à 2000 mm/a relativement homogènes sur toute la chaîne (Frei et Schar, 1998; Calmels et al., 2014).

Le réseau hydrographique du Jura peut être résumé en 6 bassins hydrologiques principaux : Doubs, Loue, Ain, Rhin, Aare et Rhône (Figure 8). Le Doubs, la Loue et l'Ain drainent à eux seuls plus de 75% de la surface de l'arc et coulent exclusivement dans le Jura alors que ce dernier ne représente qu'une partie du bassin hydrographique des trois autres.

L'organisation hydrique du Jura résulte des interactions complexes entre les événements tectoniques et les processus karstiques. Au Miocène (~ 13.5 à 10 Ma), avant la mise en place du Jura proprement dit, le réseau hydrique se résumait en un drainage des Vosges et de tout l'avant-pays alpin vers le sud-ouest (Giamboni et al., 2004; Ziegler et Fraefel, 2009) (Figure 9a). Lors de la première phase de plissement, fin Miocène, seule la partie interne du Jura se soulève séparant le réseau précédent en deux régions hydrographiques : i) le Bassin Molassique, dont les rivières de la partie Nord ont été déviées vers le nord-est tandis que le Rhône drainait probablement déjà la partie Sud vers le sud ouest (Denizot, 1952; Mocochain et al., 2006) et ; ii) un réseau nouvellement formé dans la Haute Chaîne (e.g. le Doubs) rejoignant le système de drainage des Vosges coulant vers le sud-ouest (Figure 9b).

La partie interne du Jura nouvellement soulevée est drainée vers le nord-est, ce réseau correspond alors à la partie amont du Doubs actuel (entre Mouthe et Saint-Ursanne, Figures 3 et 9). Le Doubs dans cette partie Est est une rivière subséquente (i.e. adaptée aux structures), elle suit en effet les axes de synclinaux recoupant les anticlinaux à la faveur de failles transversales pour rejoindre un synclinal topographiquement plus bas (Fournier, 1900; Gibert, 1945; Ziegler et Fraefel, 2009). Fournier (1900) et Gibert (1945) proposent que, durant le Messinien (~ 6 - 7 Ma), le Doubs continuait vers l'est depuis Saint-Ursanne via le synclinal de la Sorne et rejoignait le fossé rhénan (Figure 3). L'actuelle rivière de la Sorne serait un vestige de cet ancien réseau.

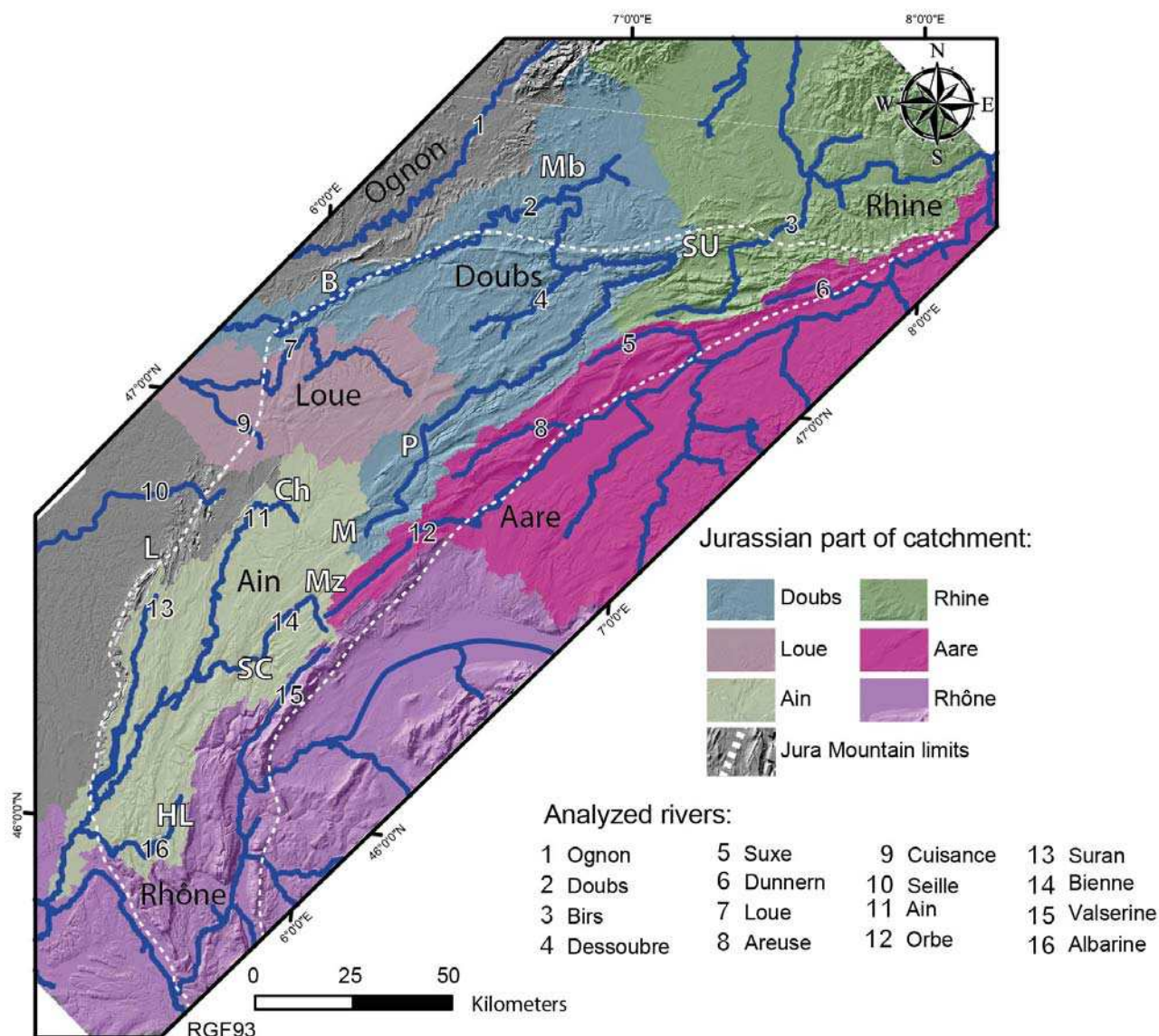


Figure 8: Carte des principaux bassins hydrographiques (topographiques) du Jura. Les limites du Jura plissé sont représentées par les lignes blanches discontinues. Carte extraite de la base de données géoréférencées.

Au cours la propagation de la déformation vers le nord (Plio-Pléistocène) (Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011), l'ancien réseau, coulant vers le sud-ouest, a maintenu son tracé, faisant de la partie aval de l'actuel Doubs une rivière antécédente à la Chaîne Externe (de Montbéliard à sa résurgence, Figures 3 et 9c). Dans cette partie, le Doubs est séparé du réseau vosgien (e.g. l'Ognon, Figure 9c) par le plissement frontal tardi Pliocène : les Avant-Monts (Giamboni et al., 2004a; Ziegler et Fraefel, 2009) (Figures 9 et 8). Cependant, les indices sédimentaires semblent indiquer que les deux rivières étaient déjà déconnectées avant le développement du Proto-Doubs (tardi Miocène à début Pliocène, Madritsch et al., 2012).

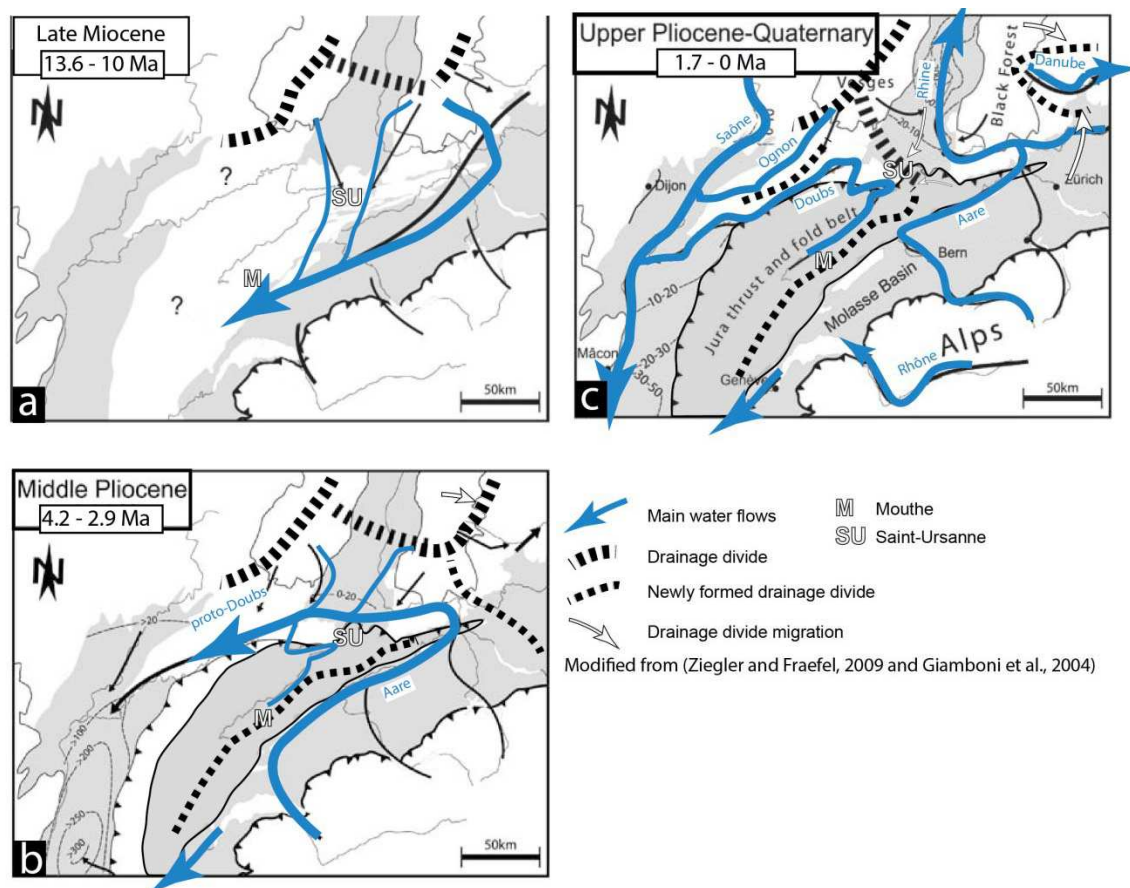


Figure 9: Cartes schématiques de la partie Nord des Alpes occidentales représentant l'évolution du réseau hydrique entre le Miocène (13.6 to 10 Ma) et aujourd'hui, modifié depuis Ziegler et Fraefel (2009) et Giamboni et al. (2004); a : tout l'avant-pays alpin est drainé vers le sud-ouest au Miocène; b : déviation du réseau hydrique du Bassin Molassique vers le nord-est en réponse au soulèvement de la partie interne du Jura; c : capture d'une partie du Doubs, du Danube et du Rhin en réponse à la subsidence du fossé rhénan et aux interactions karstiques.

La liaison entre la partie amont du Doubs (en amont de Saint-Ursanne), contemporaine aux premiers plissements dans la Haute Chaîne, et sa partie aval (à partir de Montbéliard), correspondant à un ancien réseau antécédent aux structures, a pu avoir lieu lors du plissement de la Chaîne Externe, associé à la subsidence du fossé rhénan (Ziegler et Fraefel, 2009). Fournier (1900) et Gibert (1945) proposent que la section entre Saint-Ursanne et Montbéliard fût une connexion karstique entre le Doubs, lorsqu'il coulait encore via le synclinal de la Sorne, et le réseau vosgien coulant alors vers le sud-ouest. Cette connexion karstique était alors similaire à ce que nous observons actuellement entre le Doubs et la Loue dans la Haute Chaîne et aurait causé, avec ou sans la participation du soulèvement de la Chaîne Externe, la capture de la partie amont du Doubs. Cette hypothèse expliquerait l'actuel demi-tour du Doubs que nous observons à Saint-Ursanne (Figure 9c).

Dans la partie centrale du Jura (plateau d'Ornans, au nord de Pontarlier et plateau de Champagnole, Figure 3), le réseau hydrique est principalement karstique et organisé en un complexe réseau sous-terrain. La partie Sud de ces plateaux est drainée par l'Ain, alimentée par une source karstique mais également par un réseau de surface. Cette rivière incise dans sa partie amont des dépôts

glaciaires Würmien (25 à 17 ka) et est subséquente aux structures lorsqu'elle traverse le faisceau externe. La Loue, plus au nord, draine la partie Nord du plateau et est principalement alimentée par une des résurgences karstiques du Doubs (Figure 9).

1.4.3 Contexte karstique

Le Jura est connu pour être un domaine hautement karstifié, il fait le bonheur des spéléologues et passionne les hydrogéologues. Au cours de cette étude nous avons commencé à réaliser une base de données géoréférencées sur SIG des entrées de cavités dans tout le massif du Jura. À l'heure actuelle environ 5 000 entrées ont été localisées pour les départements de l'Ain, du Jura, de la Haute-Saône et de territoire de Belfort (Figure 10). Le GIPEK (Groupe pour l'Inventaire, la Protection et l'Etude du Karst) a publié dans les 5 tomes de l'Inventaire Spéléologique du Doubs plus 5 000 références justes pour ce département, ce qui porte à plus de 10 000 le nombre de cavités répertoriées à ce jour et plusieurs nouvelles explorations sont découvertes chaque année. La majeure partie du réseau hydrique du Jura est souterrain et 70% des captages du massif sont d'origine karstique et permettent d'alimenter en eau un tiers de la population.

Le plus grand réseau explorable de Franche Comté est le réseau du Verneau, situé sur le plateau d'Ornans, il représente un réseau actif de 33 km de long. Avec trois ou quatre autres réseaux de plus de 15 km de développement dans le Jura, ces réseaux récoltent la plus grande partie des eaux de pluie arrosant les plateaux jurassien et perturbent localement la répartition des eaux entre les différents bassins versants topographiques (Mudry et Rosenthal, 1977).

Dans le Jura, les relations entre reliefs et structures contrôlent la géométrie du karst ; ainsi les lapiez (surfaces structurales ou sédimentaires karstifiées, souvent peu végétalisées) ainsi que les versants en amont-pendage (versants dont la pente est inverse au sens de pendage des couches) constituent des zones d'infiltrations préférentielles tandis que les versants en aval-pendage et les pieds de falaises (fond des reculées...) constituent des points de résurgences karstiques (Aubert, 1969; Chauve et al., 1986). Les intercalations marneuses forment des planchers imperméables qui limitent l'expansion des aquifères. L'organisation des réseaux est principalement contrôlée par l'orientation des failles, les pendages des chevauchements et les flexures des axes de plis (Chauve et al., 1986; Sbai, 1988; Perrin et Luetscher, 2008), mais les hétérogénéités d'infiltrations peuvent localement perturber les réseaux.

Une grande partie des réseaux est organisée sur plusieurs étages avec des réseaux supérieurs fossiles (secs) et des réseaux inférieurs actifs, signe d'un abaissement du niveau de base au cours de la karstification. La part qu'aurait joué un éventuel uplift dans cet abaissement reste encore à discuter, malgré qu'il n'y ait pas d'indice de réseau basculé ou déformé dans le Jura, la possibilité que ces réseaux aient connu une importante réorganisation (*i.e.* phase érosive majeure) au cours des épisodes glaciaires ne peut être écartée.

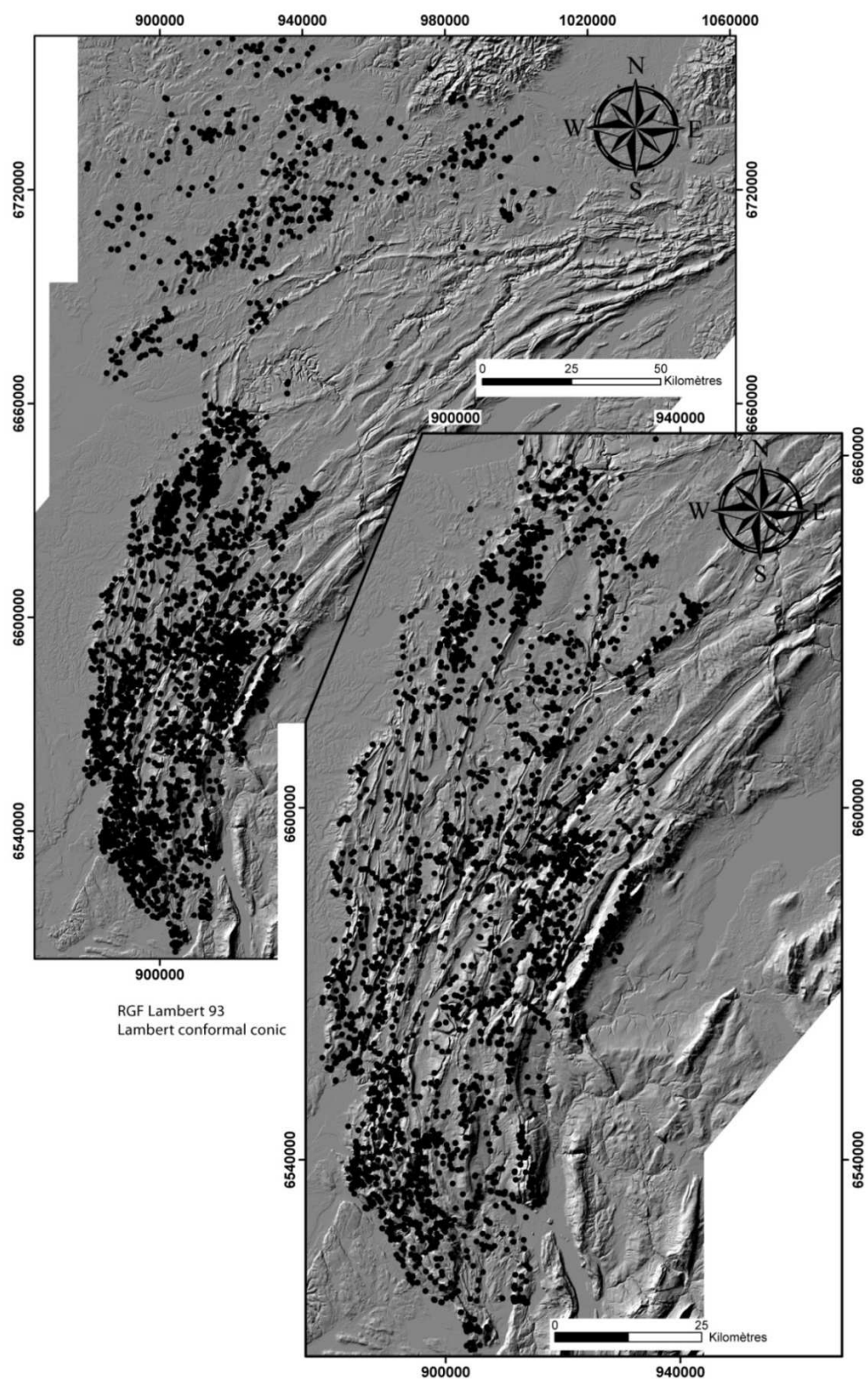


Figure 10 : Localisation des entrées de grottes dans les départements de l'Ain, Jura, territoire de Belfort et Haute-Saône. Données obtenues via les CDS (Comité Départemental de Spéléologie) de ces différents départements. Carte extraite de la base de données géoréférencées.

1.5 Approche générale

L'objectif de cette étude est de caractériser les déformations Plio-Quaternaire de l'arc du Jura. Pour cela, une étude structurale globale combinée à une approche quantitative, géomorphologique et géochronologique, a été menée sur l'ensemble du massif du Jura. Cette approche a été appliquée à travers trois volets :

- Une étude géomorphologique afin de caractériser les mouvements récents affectant les dépôts de surface (Quaternaire).
- Une approche géochronologique à travers une investigation spéléologique afin de déterminer des événements tectoniques ou sismiques enregistrés par les spéléothèmes et les plans de faille préservés.
- Une analyse sismologique et géodésique afin de caractériser le champ de contrainte actuel appliqué sur le Jura.

Le premier travail au cours de cette étude a été de réaliser une base de données géoréférencées sur SIG (Système d'Information Géographique). Cette base de données renseigne à la fois les données :

- Altimétriques : compilation du MNT à 25 m de résolution de l'IGN et de l'ATER 30 m sur la partie suisse. Une compilation des différents LIDAR français disponibles sur le massif du Jura a également été implémentée.
- Topographiques : compilation des cartes topographiques au 1 / 25 000 de l'IGN.
- Géologiques : compilation des cartes géologiques de la France (BRGM) et de la Suisse (SwissTopo) au 1 / 50 000.
- Hydrogéologiques : compilation des données de tracés hydrologiques publiées par la DRÉAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement). Les bassins versants et le cours des rivières ont également été modélisés numériquement.
- Spéléologiques : compilation des données extraites des bases de données des CDS (Comité Départemental de Spéléologie), complétée par des observations réalisées au cours de cette thèse.
- Sismiques : compilation des bases de données issues des réseaux de surveillance sismique français et suisse (RENASS, SISMALP et SSS).
- Géodésique : compilation des stations GPS permanentes mise en place dans le Jura.

Cette base de données a servi de support tout au long de cette étude : l'analyse des données géologiques couplées aux données hydrologiques ainsi que l'étude des MNT et LIDAR ont permis de définir un certain nombre de cibles géomorphologiques et spéléologiques (Figure 11). Ces cibles ont

fait l'objet d'une étude de terrain particulière, n'ayant pas toutes abouties à des résultats concrets, dans la suite de ce manuscrit seule l'étude de certaines cibles sera détaillée.

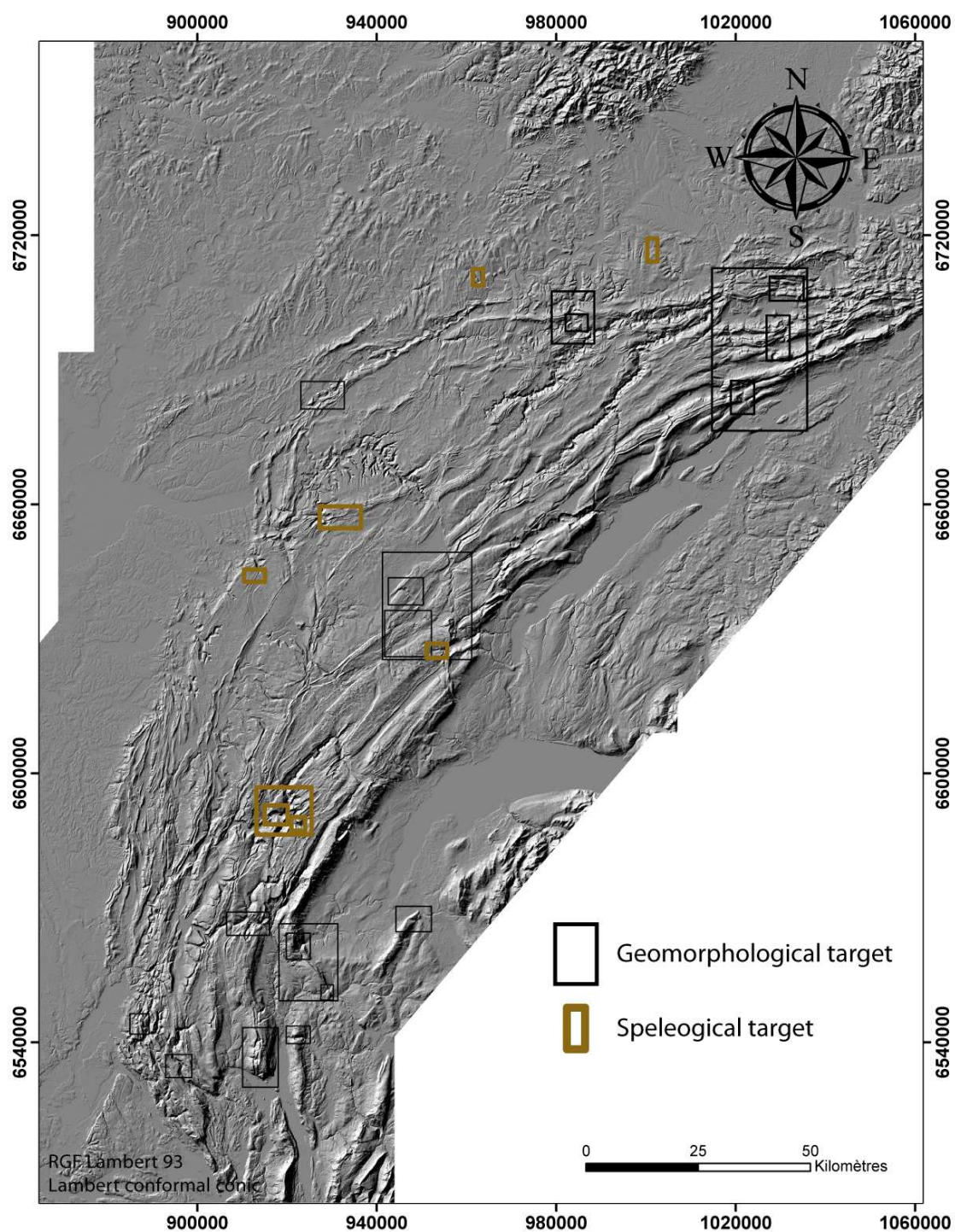


Figure 11: Localisation de quelques cibles géomorphologiques (en noir) et spéléologiques (en vert) déterminées à partir de l'étude de la base de données géoréférencées.

GÉOMORPHOLOGIE

Analyse des rivières

2 Géomorphologie quantitative

La géomorphologie est l'étude des reliefs et des processus qui les façonnent. Dans les régions fortement anthropisées, le relief a très souvent été grandement affecté par l'aménagement des hommes, que ce soit pour les cultures, le logement ou encore le transport, les travaux d'aménagement ont parfois façonné des versants entiers. Cependant, le relief général de nos chaînes de montagnes reste l'œuvre des forces tectoniques et érosives. Une chaîne de montagne est un relief en déséquilibre, un épaissement crustal qui tend à retourner à son état d'équilibre gravitaire. Ce retour à l'équilibre est possible grâce aux forces gravitaires et érosives qui vont permettre de libérer la surcharge de matériel par le transport sur de plus ou moins longues distances. Les phénomènes de réajustement lithosphérique vont également participer à l'exposition du relief à l'érosion. Ces phénomènes, érosifs et lithosphériques, sont liés et se contrôlent l'un l'autre et les relations entre ces phénomènes font débat depuis les années 1990, (Ruddiman et al., 1988; Molnar and England, 1990; LeMasurier and Landis, 1996; Kühni and Pfiffner, 2001; Schlunegger and Hinderer, 2003; Whipple and Meade, 2006; Champagnac et al., 2007; Molnar, 2009; Valla et al., 2011; Champagnac et al., 2012; Valla et al., 2012; Vernant et al., 2013; Steer et al., 2014; Baran et al., 2014; Singer et al., 2014).

Quoi qu'il en soit les reliefs des chaînes de montagne connaissent une évolution lente mais continue de leur mise en place jusqu'à leur complète pénéplanation. En géomorphologie, le réseau de drainage est souvent utilisé comme indicateur de cette évolution : en effet, le régime hydrique est très sensible aux changements de climats et aux variations locales des pentes. Ces variations vont forcer le réseau à être en constant réajustement et les variations de pentes du cours d'eau et/ou les abandons de certaines parties du réseau sont autant d'indices de l'évolution du relief (e.g. Burbank and Anderson, 2011).

Dans un premier temps, cette étude s'est concentrée sur l'analyse géomorphologique de l'arc, s'intéressant plus particulièrement à l'organisation du réseau de drainage et à l'identification des empreintes géomorphologiques dues aux modifications récentes de ce réseau. Une attention particulière a été portée sur les cluses et méandres abandonnés, ainsi, un certain nombre de cibles a pu être identifié (Figure 11).

2.1 Morphologie de l'arc à petite échelle : détermination de cibles morphotectoniques

Les cibles ont été identifiées via l'observation et l'analyse du MNT ainsi que des différentes données référencées dans la base de données géoréférencées.

Un certain nombre de cluses abandonnées a été identifié (cadres noirs sur Figure 11). Une cluse est une vallée creusée perpendiculairement au relief, elle peut être formée par surimposition du cours d'eau sur un relief déjà existant (Lugeon, 1901; Douxami, 1902), cas d'un réseau sous-glaciaire lors d'un évènement d'englacement général par exemple, ou par antécédence du cours d'eau sur le relief (Mouchet, 1940 et références incluses), impliquant une vitesse d'uplift inférieure à la capacité érosive du cours d'eau.

Le style de formation des cluses identifiées dans le Jura reste un sujet de discussion ouvert, bon nombre d'entre elles empreintent le passage de failles transversales décrochantes, principalement dans la Haute Chaîne, impliquant une probable formation par surimposition tandis que, dans la Chaîne Externe, les cluses formées, notamment par le Doubs, semblent s'être formées par antécédence. L'abandon de certaines de ces cluses marque une évolution flagrante du réseau hydrique qui a dû se réajuster suite à une modification du relief dû à une propagation latérale de plis ou à une surrection continue par exemple. La datation de tels abandons est essentielle dans la compréhension de la dynamique actuelle de la chaîne.

2.1.1 Méthodes de datation des dépôts Quaternaires

Les méthodes de datation pouvant être appliquées à des abandons fluviaux sont nombreuses. Il est possible d'aborder le problème sous deux aspects : i) en datant l'incision de la cluse ou du méandre considéré, en utilisant par exemple les éléments cosmogéniques qui permettront de dater le temps d'exposition aux rayons cosmiques (i.e. temps depuis l'exhumation) (Gosse and Phillips, 2001; Blard, 2006) ou ii) en datant l'enfouissement de la sédimentation via les méthodes de datation par luminescence (e.g. OSL, TL...) (Bøtter-Jensen and Murray, 2001; Bøtter-Jensen et al., 2010; Pagonis et al., 2013).

Dater l'incision du méandre ou de la cluse en utilisant les cosmogéniques aurait nécessité un protocole d'échantillonnage relativement lourd : parce que l'on date un temps d'exposition il faut considérer une surface où la roche est à nue, dans notre cas une falaise et réaliser des prélèvements d'échantillons systématiques le long d'un profil sur la hauteur de la falaise afin de pouvoir obtenir des vitesses d'incisions. Les cosmonucléides tels que le ^{36}Cl ou le ^{10}Be pourraient être utilisés mais leur haute solubilité réduit les chances d'obtenir des âges corrects dans un contexte aussi humide que le Jura (Zerathe et al., 2013). De plus, dans le cas présent, l'âge d'incision n'est pas aussi intéressant que

l'âge d'abandon, c'est pourquoi nous avons préféré tenter de dater l'enfouissement des derniers sédiments par OSL.

L'OSL (Optically Stimulated Luminescence) fait partie des méthodes de datation par luminescence. Elle a d'abord été décrite par (Huntley et al., 1985). Le principe est basé sur le fait que lorsqu'un cristal est enfoui dans un matériel contenant naturellement des éléments radioactif, il va être exposé à des radiations et va pouvoir piéger les électrons libérés sous l'effet de ces radiations dans des défauts cristallins. Stimuler optiquement (OSL) ou par chauffage (TL) le cristal permet de libérer les électrons ainsi piégés, cette libération s'accompagne alors d'une émission lumineuse dont l'intensité est proportionnelle au nombre d'électrons libérés. Plus le temps d'enfouissement est long, plus le nombre d'électrons piégés est important (Walker and Walker, 2005 et références incluses).

Cette méthode s'applique principalement sur grain de quartz et sur feldspath, bien qu'un certain nombre d'erreurs apparaissent encore lors de l'application sur feldspath (Aitken, 1998; Huntley and Lamothe, 2001). La gamme d'âge identifiable avec cette méthode est comprise entre 200 ans et 150 ka (Walker and Walker, 2005 et références incluses; Zander and Hilgers, 2013), cette gamme d'âge peut cependant être étendue jusqu'à environ 700 ka en utilisant la méthode décrite par (Wang et al., 2006) : Thermally Transferred OSL (TT-OSL).

Bien qu'il n'y ait pas de quartz dans les séries diagénétiques du Jura, on en retrouve dans les sédiments fluviaux lessivant les dépôts glaciaires alpins ou encore dans les sédiments lacustres piégeant les particules éoliennes. Les méandres ayant été rapidement abandonnés sont des cibles toutes désignées pour ce genre d'investigations : en effet, il n'est pas rare qu'un lac temporaire en forme de croissant se forme dans le méandre (oxbow lake) qui va pouvoir ainsi piéger des sédiments éoliens. Madritsch et al. (2010b) a appliqué cette méthode à un méandre abandonné du Doubs au front du Jura et propose un abandon assisté par un plissement Pléistocène induisant un uplift d'environ 0.17 mm/a.

Nous avons tenté de réaliser le même type d'approche avec un méandre abandonné dans la Haute Chaîne du Jura.

2.1.2 Cas particulier du méandre abandonné de Mouthe : (Haut Jura)

2.1.2.1 Contexte hydro-géomorphologique

Parmi les principales rivières drainant le massif du Jura, le Doubs possède le cours le plus long (450 km) et traverse la totalité des structures de l'arc. Il prend sa source dans la Haute Chaîne, près de Mouthe, suit les structures de la Haute Chaîne vers le nord-est avant de bifurquer brusquement pour longer et recouper les structures de la Chaîne Externe vers le sud-ouest. À partir de sa source, le Doubs suit un axe synclinal vers le nord-est avant de bifurquer vers le nord-ouest et rejoindre un nouvel axe synclinal où il forme le lac Saint-Point (Figure 12). La connexion entre ces deux synclinaux se fait à la faveur d'une cluse située en terminaison périclinale à l'est d'un anticlinal orienté ENE-OSO. Le MNT

à 25 m de ce secteur montre que cette cluse se continue vers le NNO à travers un anticlinal avant de rejoindre l'actuel cours du Dugeon (Figure 12).

Le Dugeon est aujourd'hui déconnecté du Doubs par un relief d'environ 5 m : l'anticlinal du Malpas (Figure 12). Il coule vers le nord/nord-ouest dans une cluse située en terminaison périclinale au sud-ouest d'un anticlinal à axe NE-SO : la cluse de Bonnevaux. Le régime hydrique de cette rivière ne peut expliquer la formation de cette cluse et il est fortement probable que cette série de cluses NNO ait été creusée par le Doubs alors qu'il empruntait le lit actuel du Dugeon. Il est également possible que ce creusement ait eu lieu en période glaciaire, le Dugeon étant actuellement alimenté par une zone marécageuse sur un ancien lac glaciaire.

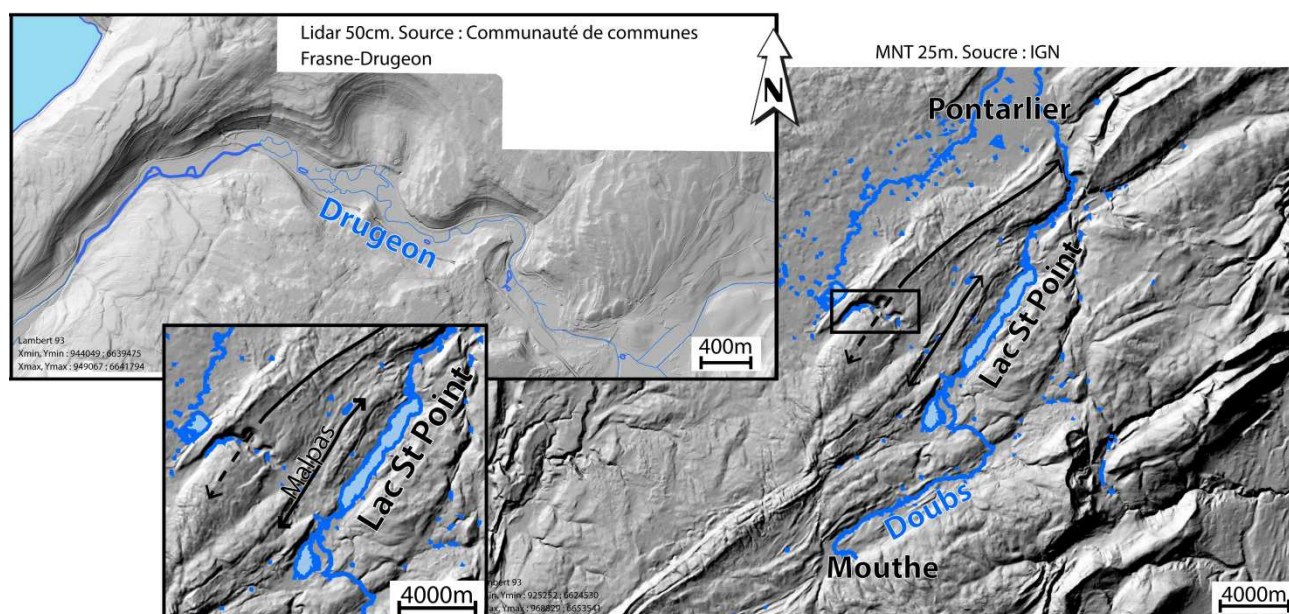


Figure 12: MNT à 25 m de résolution (à droite) et LIDAR à 0.5 m de résolution (en haut, à gauche) d'un méandre abandonné le long de l'ancien lit du Doubs. La double flèche noire souligne un axe de plis anticlinal. Ces cartes sont extraites de la base de données géoréférencées.

Le LIDAR met en évidence, en rive droite de l'actuel Dugeon, un méandre abandonné situé à environ 20m au-dessus du lit actuel (Figure 12). En considérant les données GPS, Jouanne et al. (1995) proposent des vitesses de surrections d'environ 1 mm/a pour la partie Sud de la Haute Chaîne tandis que des vitesses allant de 0.05 mm/a à 0.17 mm/a sont proposées au front du Jura (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011). Considérant des vitesses de surrection comprises entre 0.1 mm/a et 1 mm/a et continues jusqu'à aujourd'hui, l'uplift et l'abandon de ce méandre pourraient être compris entre 20 ka et 200 ka, tombant ainsi dans la gamme d'âge explorable par OSL.

2.1.2.2 Approche détaillée

Après avoir déterminé et caractérisé le secteur via les données altimétriques, topographiques et géologiques de la base de données géoréférencées, une série de sondages a été réalisée dans le méandre (Figure 13).

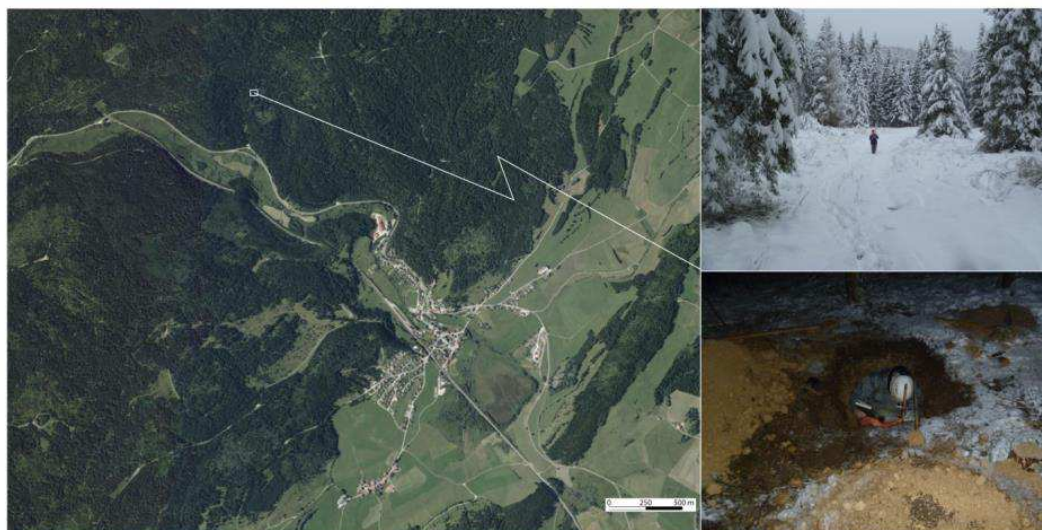


Figure 13 : Orthophotographie (à gauche) et photographies de terrain (à droite) de la zone prélevée.

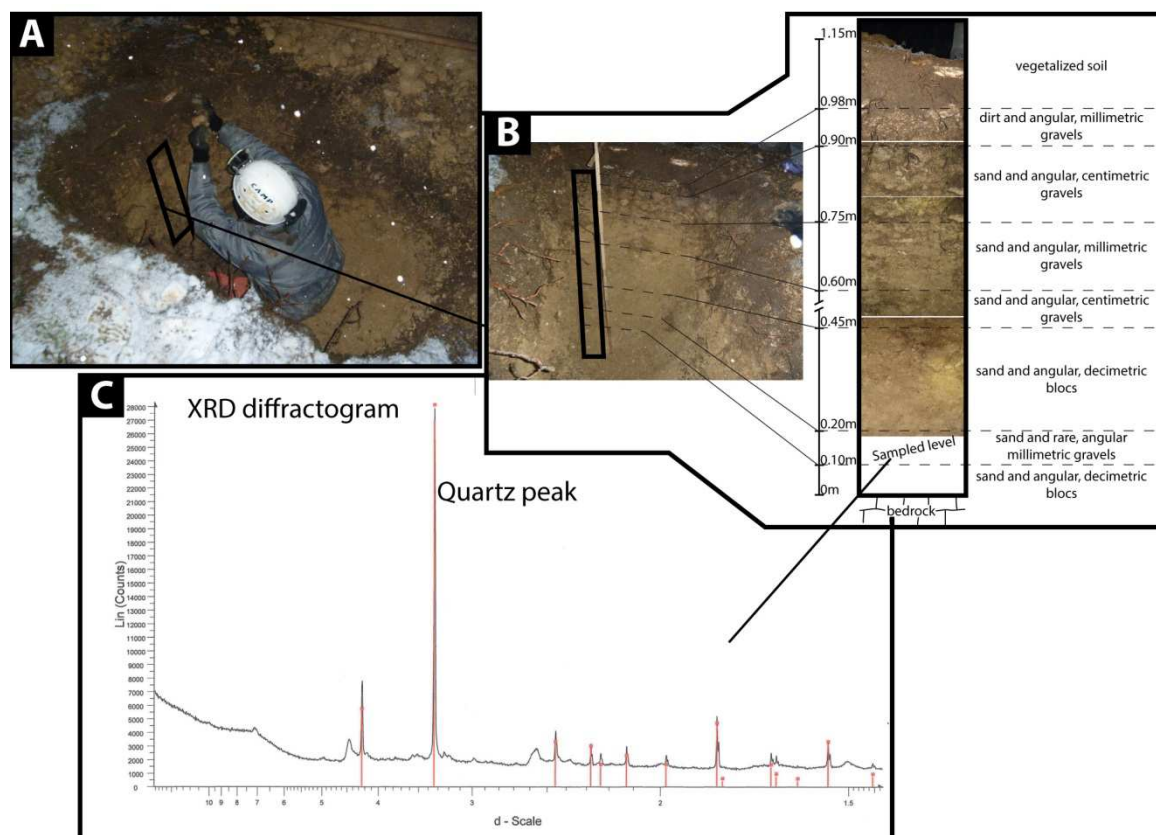


Figure 14: Profil stratigraphique de la zone prélevée et diagramme de diffraction (XRD) de l'échantillon.

Ces prospections ont montré que très peu de sédiments avaient été préservés dans le méandre, le sol végétal se développe donc au contact d'un socle calcaire karstifié (lapiez). Il a été cependant possible de prélever un échantillon dans un niveau de remplissage du méandre (Figure 14).

L'échantillon a été analysé par diffraction de rayon X après que la fraction carbonatée ait été supprimée par traitement à l'acide chlorhydrique (37% vol.), mettant ainsi en évidence la présence de quartz dans les dépôts (Figure 14).

2.1.2.3 Interprétations et perspectives

Les seuls sédiments quaternaires trouvés dans le méandre correspondent à des dépôts colluviaux issus de l'effondrement partiel de la falaise surplombant le site, leur datation ne permettrait donc pas de discuter de l'abandon de ce méandre. Cependant, la présence de quartz dans certains niveaux pose la question de son origine et l'absence d'autres sédiments fluviaux ou lacustres suggère une ablation sédimentaire postérieure à l'abandon du méandre. L'étude approfondie du LIDAR montre des structures d'érosion particulières sur la partie Est du méandre (Figure 15) faisant penser à la mise en place d'un lac bloqué par un verrou lors de la surrection du méandre.

On distingue également des traces d'érosion fluviale au sud de ce paléo-lac qui pourraient résulter de l'épisode de vidange de ce lac.

La présence d'un lapiez généralisé sous le couvert végétal actuel, les structures érosives observées et l'absence quasi-totale de sédiments quaternaire suggèrent que ce méandre a pu être occupé par une langue glaciaire après que la rivière qui coulait dans cette cluse l'ait abandonnée. Les cluses décrites précédemment se trouvent toutes deux en terminaison périclinale d'un anticlinal, il est probable qu'elles se soient formées par antécédence lors de la propagation latérale de ces plis (Fournier, 1900). Cette même propagation pourrait expliquer l'abandon du méandre situé en rive droite de la cluse de Bonnevaux. La glace lors du dernier maximum glaciaire (Würm, ~ -20 ka) pourrait avoir occupé ce méandre expliquant ainsi l'ablation des sédiments antérieurs (voir section 1.4.1 pour de plus amples détails) et la mise en place d'un lac temporaire lors du retrait glaciaire.

Il ne s'agit évidemment que d'une proposition et les indices mis en évidence ici ne permettent pas de discuter plus avant de l'évolution quaternaire de ce méandre. L'origine du quartz reste également discutable, il est probable qu'il ait une origine éolienne et qu'il ait été piégé lors de l'épisode glaciaire, les dépôts colluviaux présents dans le méandre sont alors peut-être le résultat du remaniement des rares sédiments glaciaires subsistants. Il est également possible que ce glacier ait transporté des sédiments alpins, ou remanié des sédiments glaciaires alpins antérieurs, expliquant la présence de quartz, ce qui remettrait en question les limites de l'extension des glaciers alpins dans le Jura, certains cordons morainiques contenant du quartz ayant déjà été retrouvés non loin de l'embouchure de cette cluse, sur le plateau de Frasné (Bichet, communication personnelle).

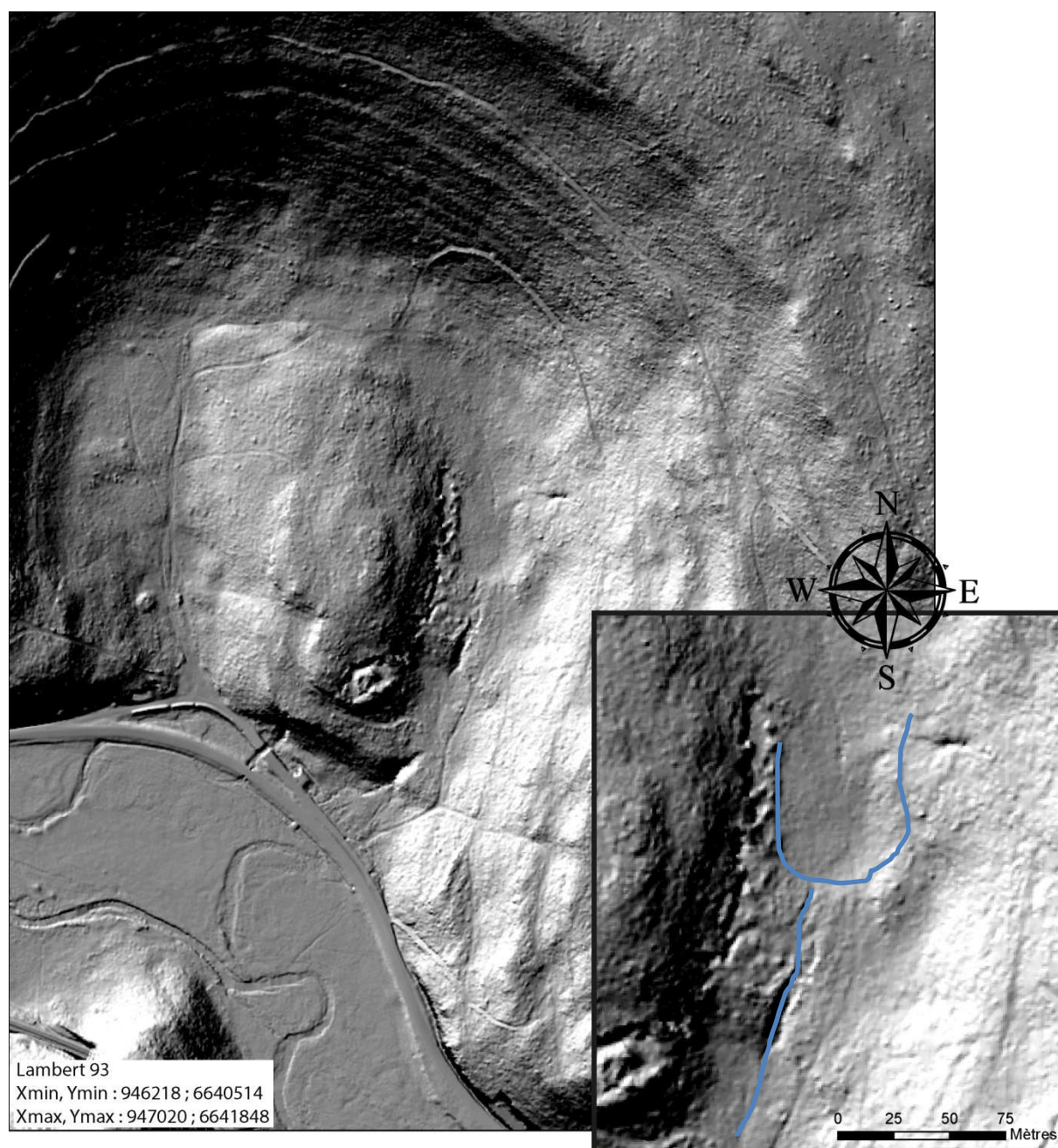


Figure 15 : LIDAR du méandre de Bonnevaux représenté en ombrage sous une luminosité placée à 90°. Le relief semble marquer la présence d'un ancien lac et de ses traces de vidange par le sud (tous deux tracés en bleu dans l'encart).

Dans tous les cas, il est fort probable que la surrection et l'abandon du méandre soient antérieurs à la dernière glaciation, soit plus de 20 ka, il n'est malheureusement pas possible ici de déterminer une borne antérieure.

Bien que la problématique glaciaire soit au-delà du but de cette étude, une étude géophysique et pétrographique du remplissage de la cluse permettrait de mieux contraindre la dynamique quaternaire de ce secteur et apporterait des éléments de réponses soit sur l'étendue des glaciers alpins dans la Haute Chaîne, soit sur la vitesse de retrait et la morphologie du glacier jurassien.

2.2 Analyse des profils de rivières (article Swiss Journal of Geoscience)

2.2.1 Résumé étendu de l'article

2.2.1.1 Introduction

Dans le cadre de cette étude, l'analyse des données altimétriques et hydrologique a amené à s'intéresser à la morphologie du lit des rivières. En effet, le réseau hydrique d'une chaîne de montagne est en perpétuel réajustement et la morphologie du profil longitudinal des rivières est un excellent marqueur des perturbations enregistrées par les rivières (e.g. Jackson et al., 1996; Demoulin, 1998; Snyder et al., 2000; Kirby and Whipple, 2001; Whipple, 2004; Wobus et al., 2006; Sougniez and Vanacker, 2010; Castelltort et al., 2012; Walsh et al., 2012).

Nous considérons ici l'ensemble du massif du Jura dans le but de mettre en évidence les déformations néotectoniques enregistrées par les profils de rivières. Le but est d'identifier et de caractériser les perturbations liées aux structures le long des rivières sur l'ensemble de l'arc, en combinant la morphométrie aux observations de terrains, et de les interpréter en termes d'activité néotectonique. Cette étude montre également la complexité de mise en œuvre d'un tel outil en domaine karstique et sur une chaîne à déformation lente.

2.2.1.2 Méthodologie

Théorie

La géomorphologie quantitative est utilisée pour caractériser les interactions entre les processus de surface et les processus profonds participant à l'évolution de la topographie (e.g. Ruddiman et al., 1988; Molnar and England, 1990). Comparer le profil théorique d'une rivière à l'état d'équilibre avec son profil réel permet de mettre en évidence des anomalies de pentes appelées des knickpoints. Ces knickpoints (ruptures de pente) peuvent être dues à différents facteurs tels que les contrastes lithologiques, les changements locaux du régime hydrique de la rivière et/ou les variations spatio-temporelles des vitesses de surrection ou des conditions climatiques (Willgoose et al., 1991a, 1991b; Howard, 1994; Whipple and Tucker, 1999).

En se basant sur le modèle de "stream-power" et en estimant une rivière à l'état d'équilibre (i.e. la vitesse d'érosion est égale à celle de surrection), la pente d'une rivière (S) peut s'écrire sous la forme (Whipple and Tucker, 1999):

$$(1) \quad S = k_s \cdot A^{-\theta}$$

Avec k_s : le paramètre de pente ; A : l'aire drainée et ; θ : la concavité intrinsèque

D'après cette équation la pente peut être expliquée soit par l'aire drainée A , soit par le paramètre de pente k_s . En conditions érosives uniformes, les variations du paramètre k_s sont principalement dues aux variations spatio-temporelles des vitesses de surrections (i.e. contrôlées par forçage tectonique) (Whipple and Tucker, 1999). Le climat tempéré et la distribution uniforme de la pluviosité sur l'ensemble de l'arc jurassien permettent de considérer l'érosion comme uniforme sur l'ensemble de la chaîne. Cependant, les contrastes lithologiques et les perturbations karstiques et anthropiques le long des rivières peuvent également induire des knickpoints (e.g. Sternai et al., 2012; Walsh et al., 2012).

Application

Seize rivières ont été analysées à travers tout l'arc du Jura (Figure 8). Leurs bassins versants topographiques ont été estimés en utilisant les outils du logiciel ArcGIS 10.1© (via archydrotools) à partir du MNT à 25 m de l'IGN (*Institut de Géographie National*) et de l'ASTER 30 m de la NASA. Les profils de rivières et les calculs de paramètres ont été effectués avec l'outil stream profiler toolbar (addon s'intégrant dans ArcGIS) et le code Stream profiler (utilisable sur MATLAB ©) développés par (Whipple et al., 2007).

L'utilisation d'un paramètre de pente normalisé (k_{sn}) a été nécessaire afin d'obtenir des résultats comparables (en termes d'intensité de variation de k_{sn}) entre les rivières ayant des contextes hydrogéologiques différents (Kirby and Whipple, 2012 et références incluses). Les variations de ce paramètre ont alors été traitées individuellement afin de les rattacher aux structures qui sont, par ailleurs, parfaitement contraintes spatialement.

L'interprétation de l'origine de chacun des knickpoints a été réalisée en comparant leur localisation avec celle des barrages anthropiques (à partir des cartes topographiques et cadastrales de l'IGN et de Swisstopo), des pertes et résurgences karstiques (à partir des cartes de tracés hydrologiques de la DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) et de l'OFEV (Office Fédéral de l'Environnement)) ainsi que des données structurales et lithologiques (issues des cartes géologiques au 1 / 50 000 du BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) et au 1 / 25 000 de Swisstopo).

2.2.1.3 Résultats

Parmi les seize rivières analysées, les résultats obtenus sur les trois principales du massif jurassien sont présentés dans l'article : le Doubs, la Loue et l'Ain.

Le Doubs

Les résultats obtenus sur le Doubs sont présentés dans la figure 22. Cette rivière coule le long des structures de la Haute Chaîne avant de rejoindre la Chaîne Externe qu'elle suit et recoupe à maintes reprises.

La majorité des knickpoints mis en évidence le long de ce profil est rattachable soit à un pli, à une faille ou un chevauchement. Ces signaux, contrôlés par la structure, sont présents tant dans la Haute Chaîne que dans la Chaîne Externe et les signaux les plus forts se situent à la jonction des deux chaînes, où le cours du Doubs est contraint d'effectuer un demi-tour sous l'influence sans doute combinée des mouvements tectoniques et des circulations karstiques. L'analyse de cette rivière a également permis de mettre en évidence un facteur supplémentaire pouvant créer des knickpoints le long du profil : les éboulements et les mouvements de terrain (Figure 23).

L'Ain

L'Ain est une rivière qui est alimentée par un réseau karstique complexe (Figure 24). Ces perturbations karstiques induisent de fortes variations de son régime hydrique ainsi qu'une erreur d'estimation de l'aire drainée. En effet, le modèle prenant le bassin topographique défini à partir du MNT comme base de calcul pour estimer l'aire drainée, l'apport de certaines zones topographiquement séparées connectées par les réseaux karstiques ne peut être pris en compte dans le calcul. De plus, la complexité des réseaux karstiques et l'état de connaissance actuel de ces circulations ne permettent pas de modéliser convenablement les réels bassins d'alimentations.

Les knickpoints mis en évidence dans la première partie de cette rivière sont donc principalement contrôlés par ces perturbations karstiques. Dans sa partie centrale, la rivière traverse un plateau peu déformé et les knickpoints identifiés sont contrôlés soit par les contrastes lithologiques soit par les perturbations anthropiques. L'Ain rejoint la Chaîne Externe dans sa partie la plus aval où elle recoupe les structures du faisceau de Lons-le-Saunier (Figure 24). Les knickpoints dans cette partie sont alors concordant avec la présence de plis et de chevauchements, indiquant un forçage principalement tectonique.

La Loue

La loue est le parfait exemple de l'expression d'un réseau karstique à ciel ouvert. Elle est uniquement alimentée par une perte karstique drainant une partie du Doubs et coule au fond d'un canyon incisant le plateau d'Ornans (Figure 16). Il a d'ailleurs été évoqué que cette rivière pourrait correspondre à un ancien collecteur karstique dont le "toit" se serait effondré (Fournier, 1900). Cependant, ni la morphologie profonde et étroite du canyon, ni les remplissages sédimentaires ou encore la capacité de transport de la rivière ne corroborent cette hypothèse. Il est plus fortement probable que la vallée de la Loue résulte d'une genèse proche de celle des reculées, en domaine sous-glaciaire (Bailly et al., 1975; Frachon, 2004; André, 2014).

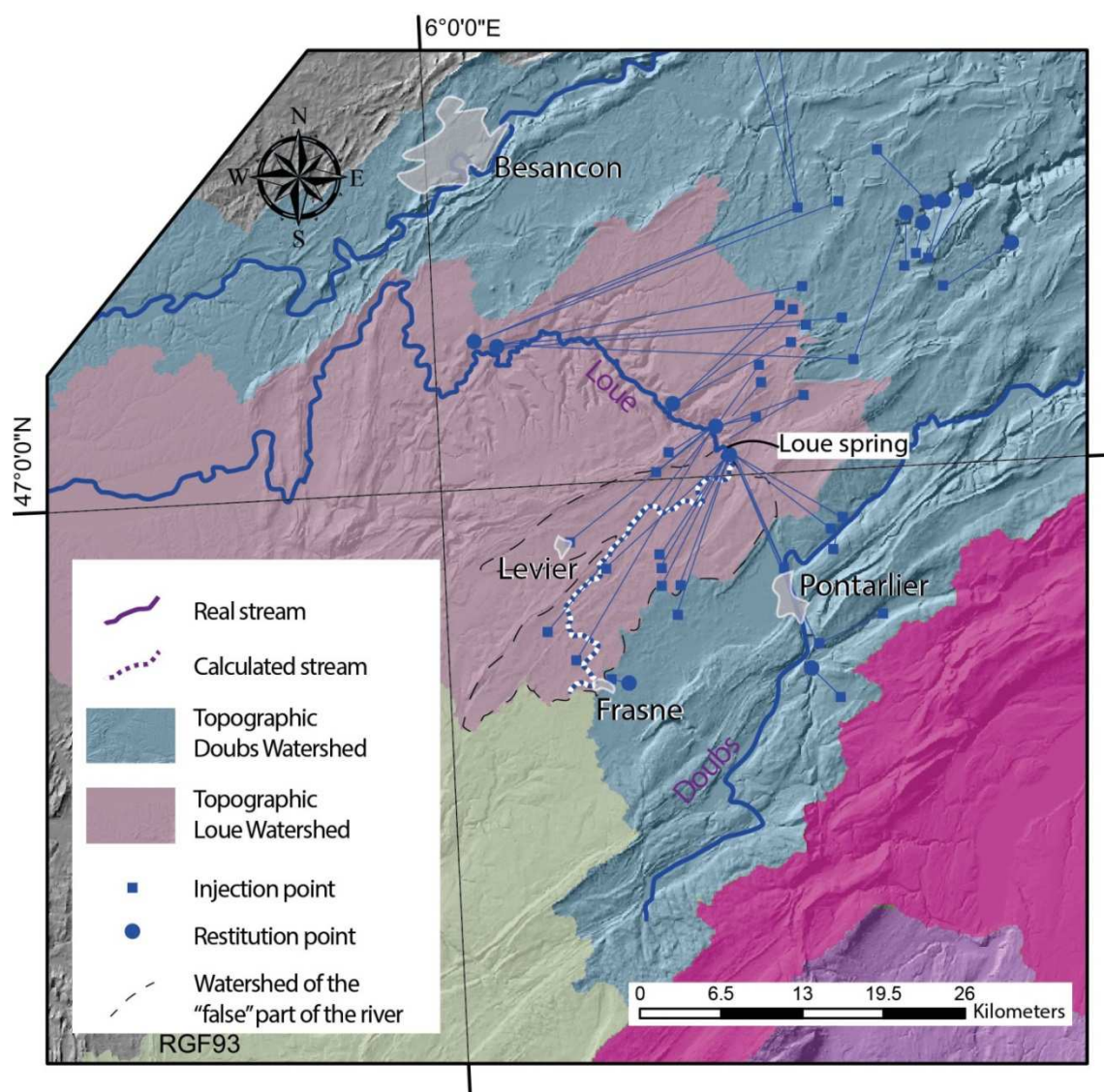


Figure 16 : Limites des bassins versants topographiques et connexions karstiques du Doubs et de la Loue. Le trait en pointillé bleu et blanc indique un cours d'eau fictif modélisé par le calcul, le plateau sur lequel ce cours d'eau est estimé correspond à un lapiez (surface karstifiée), l'écoulement s'effectue donc en réalité en profondeur. Cette partie du cours d'eau n'ayant aucune réalité en surface permet tout de même d'estimer une partie de l'aire drainée par le réseau sous-terrain.

Les knickpoints identifiés le long du profil de la Loue sont principalement contrôlés par les perturbations karstiques, excepté dans la partie la plus avale où les aménagements anthropiques créent la quasi-totalité des signaux observés (Figure 25). En plusieurs endroits, les knickpoints sont localisés à la fois sur des failles recoupant le cours de la rivière et au niveau de résurgences karstiques, il est alors possible que les perturbations karstiques créent des signaux morphologiques qui inhibent d'éventuels knickpoints contrôlés tectoniquement. Malgré cela, il est possible d'identifier quelques knickpoints tectoniques (i.e. contrôlés par des mouvements tectoniques) lorsque la Loue recoupe des failles et/ou des plis, notamment dans le faisceau de Quingey (Chaîne Externe).

Carte générale

Après avoir analysé les seize profils de rivières, 409 knickpoints ayant un contrôle structural ont pu être identifiés à travers tout le Jura (Figure 26). Le paramètre de pente (k_{sn}) varie entre 0 et 1240 mais 97% des valeurs sont inférieures 500 et 80% sont inférieures à 150. Les signaux ont donc majoritairement des valeurs moyennes (i.e. 50 à 150) réparties sur toute la chaîne du Jura, les signaux ayant des valeurs comprises entre 150 et 500 sont principalement localisés dans la Haute Chaîne (68%) ainsi que la totalité des valeurs extrêmes (> 500).

Leur répartition montre qu'il n'y a pas de relation entre l'amplitude du signal et la pente locale ou l'aire drainée de la rivière (Figure 26 c). Cette répartition montre également une activité néotectonique plus importante dans la Haute Chaîne que dans la Chaîne Externe. Les bordures Ouest et Nord du Jura, affectées respectivement par les grabens Bressans et Rhénans (e.g. Becker, 2000), présentent également des anomalies morphologiques le long des failles normales.

2.2.1.4 Discussion

Facteurs de contrôle des knickpoints

Cette étude met en évidence différents facteurs pouvant perturber le cours des rivières et ainsi induire des knickpoints. Ces signaux peuvent être classés en termes d'intensité : i) les perturbations anthropiques (forte amplitude), ii) l'influence karstique (moyenne amplitude) et iii) les contrastes lithologiques, glissements de terrain et néotectonique qui partagent la même gamme d'amplitude.

Ces différents signaux peuvent coexister à certains endroits et, ainsi, les signaux les plus forts (barrages, karst) peuvent inhiber les signaux plus faibles (tectonique, lithologie...). Il est donc important d'avoir une bonne connaissance du réseau hydrique souterrain et des aménagements anthropiques en surface pour pouvoir interpréter correctement les différents signaux géomorphologiques. Il est également important de noter que la présence de signaux anthropiques ou karstiques ne signifie pas une absence de signaux tectoniques ; ils peuvent être, dans ce cas, inhibés par les signaux plus forts.

Style déformation du Jura

L'analyse des profils de rivières met en évidence des mouvements verticaux, traduisant un uplift actif dans tout l'arc du Jura, plus important dans la Haute Chaîne que dans la Chaîne Externe. Ce résultat est corroboré par les résultats des précédentes études ; les rares données géodésiques dans la Haute Chaîne montrent une surrection d'environ 1 mm/a (Jouanne et al., 1995, 1998) tandis que les études géomorphologiques menées au front du Jura montrent un uplift variant de 0.05 mm/a à 0.17 mm/a (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a, 2010b; Molliex et al., 2011).

Cette surrection active dans l'arc du Jura peut être due soit à une dynamique actuelle compressive dans laquelle les plis et les chevauchements accommoderaient l'uplift, soit à un uplift général de toute la structure Alpes-Jura avec un gradient depuis le cœur de la chaîne à ses épontes (Champagnac et al., 2007; Walpersdorf et al., 2015).

Dynamique compressive active dans le Jura

Les modèles de déformation analogiques et numériques montrent que le style de déformation des chaînes de type "folds and thrusts" est principalement contrôlé par le coefficient de friction basal (Burbidge and Braun, 2002; Smit, 2005). Dans le cas du Jura, ce coefficient est très faible car assuré par le niveau d'évaporites triasiques. Les modèles montrent alors que, dans ce cas, la déformation générale est de type "pop-up" avec une accrétion de sédiment au front de l'arc et très peu de déformation accommodée par les rétro-chevauchements de la Haute Chaîne.

Les observations géomorphologiques effectuées à l'avant de la Chaîne Externe (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a, 2010b; Molliex et al., 2011) seraient en accord avec un tel mode de déformation. L'activité plus importante dans la Haute Chaîne pourrait être expliquée par une variation spatio-temporelle d'un coefficient de friction basal hétérogène induisant une réactivation des rétro-chevauchements (e.g. Burbidge and Braun, 2002). Cependant, les résultats obtenus au front du Jura par les précédentes études attestent d'un uplift affectant des terrains pléistocènes pour les plus récents, et aucun indice de déformation plus récente n'a été relevé. De plus, l'analyse des rivières ne montre pas de localisation particulière des signaux le long des rétro-chevauchements (Figure 26).

Rebond isostatique de l'ensemble Alpes-Jura

La surrection générale actuellement observée dans les Alpes occidentales est en partie expliquée par un rebond isostatique contrôlé par l'érosion quaternaire (Schlunegger and Hinderer, 2003; Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007, 2009; van der Beek and Bourbon, 2008; Valla et al., 2011). Serpelloni et al. (2013) montrent une corrélation positive entre les taux d'uplift et la

topographie des Alpes et du Jura, impliquant une relation de causalité possible entre les taux de surrection, les forces isostatiques dans la racine lithosphérique des Alpes et l'exposition à l'érosion en surface. Champagnac et al. (2007) présentent un modèle numérique expliquant jusqu'à 0.2 mm/a d'uplift dans le Jura (0.5 mm/a dans les Alpes) induit par un rebond isostatique contrôlé par l'érosion quaternaire. Une autre partie de ce rebond peut être expliquée par les phénomènes tectoniques profonds (type slab break-off) (Lippitsch et al., 2003; Sue et al., 2007b; Baran et al., 2014; Fox et al., 2015).

Nos observations dans le Jura, en faveur d'un uplift hétérogène actif présentant un gradient de la Haute Chaîne vers la Chaîne Externe, sont cohérentes avec un rebond isostatique généralisé du système Alpes-Jura et centré sur les Alpes internes occidentales.

2.2.1.5 Conclusions

Les observations géomorphologiques, les analyses des données géodésiques et les différents modèles numériques et analogiques sont en accord avec un raccourcissement horizontal affectant le Jura au moins jusqu'au Pléistocène suivi d'une surrection générale de l'arc encore actuellement active. Le style de déformation du Jura fait que ce raccourcissement est principalement exprimé au front du Jura. La déformation actuelle de l'arc semble cependant contrôlée par un rebond isostatique induit par l'érosion quaternaire et les phénomènes tectoniques profonds. Ce rebond induit une surrection présentant un gradient décroissant depuis le cœur des Alpes occidentales jusqu'à la Chaîne Externe du Jura. L'influence de l'érosion quaternaire, en particulier l'érosion glaciaire, sur l'uplift actuellement observé reste encore un sujet de débat ouvert.

2.2.2 Caractérisation néotectonique à partir des profils de rivières en domaine karstique : cas du Jura (Alpes occidentales)

Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (Northern Alpine Foreland)

Mickael Rabin^{a,*}, Christian Sue^a, Pierre G. Valla^b, Jean-Daniel Champagnac^c, Nicolas Carry^a, Vincent Bichet^a, Urs Eichenberger^d, Jacques Mudry^a

* mickael.rabin@univ-fcomte.fr

^a CNRS-UMR 6249 chrono-environnement, University of Franche-Comté, 25030 Besançon, France

^b Institute of Earth Surface Dynamics. University of Lausanne, CH-1015 Lausanne Switzerland

^c Institute of Geology, ETH Zürich, CH-8092 Zürich Switzerland

^d ISSKA, CH-2301 La-Chaux-de-Fonds, Switzerland

Citation: Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss J. Geosci.* 1–24. doi:10.1007/s00015-015-0200-5

Keywords: Neotectonics, geomorphology, river profile, knickpoints, karst, structural patterns, Jura Mountains, Alps.

Abstract

The study of the neotectonic activity in the Jura Mountain (northwestern most belt of the European Alps) represents a challenge in the application of quantitative geomorphology to extract landscape metrics and discuss potential coupling between tectonic, climatic and lithospheric mechanisms during the evolution of this mountain belt. The Jura Mountains are characterized by a karst calcareous bedrock, slightly affected by Quaternary glaciations, and by moderated uplift rates (< 1 mm/yr). In this study, we performed river profile analyses to decipher comparable geomorphological signals along tectonic structures within the entire Jura arc. Our results suggest higher tectonic activity in the High Range of the belt (internal part) than in the External Range, which is discussed in terms of deformation mechanisms. Integration of our results with previous geomorphological, neotectonic and geodetic studies from the literature leads us to propose new potential lithospheric and tectonic mechanism(s) driving the Plio-Quaternary deformation of the Jura Mountains. Our study finally

reveals a regional-scale correlation between neotectonic deformations recorded by the Jura drainage network and the predicted isostatic rebound in response to Alpine Quaternary erosion. However, the correlation between our geomorphic signals and compressive structures suggests that the Jura Mountain could be still in horizontal shortening in both the High Range and the External Range.

1. Introduction

Quantifying the deformation and uplift rates of active mountain belts represents a major challenge in our understanding of the existing coupling between lithospheric mechanisms, tectonic activity and landscape evolution (Ruddiman et al., 1988; Molnar and England, 1990; Molnar, 2009; Whipple, 2009; Champagnac et al., 2012). Moreover, quantification of the recent tectonic activity in slowly deforming mountainous environments remains challenging because deformation markers have been potentially modified or erased by climatically-driven surface processes over the Quaternary period (Whipple, 2001; Carretier et al., 2006).

Mountainous landscapes are the complex result of interactions between tectonics, climatically driven erosion processes, geodynamic and lithospheric processes mechanisms, and, to a minor extent, anthropogenic activities. Since the end of the 1980s, geoscientists have been increasingly interested in the understanding, quantification, and modeling of the complex interactions between exhumation, tectonic and erosion processes (Ruddiman and Kutzbach, 1989; Molnar and England, 1990; Le Masurier and Landis, 1996; Schlunegger and Hinderer, 2003; Valla et al., 2012; Fox et al., 2015). In this framework, numerous studies focused on river morphology to quantify the interplay between tectonics and fluvial erosion (e.g. Jackson et al., 1996; Demoulin, 1998; Snyder et al., 2000; Kirby and Whipple, 2001; Whipple, 2004; Wobus et al., 2006; Sougniez and Vanacker, 2010; Castelltort et al., 2012; Walsh et al., 2012). Indeed, river profiles are quantitative markers of endogenous/exogenous processes and may reveal neotectonic activity by changes induced in parameters such as concavity, steepness or hypsometric integral. Here, we consider the Jura belt in order to highlight potential neotectonic-related deformations using river profile analysis. The Jura Mountains, which is the most recent tectonic expression of the Alpine orogeny (Figure 17) and has been less impacted than the Alps by the last glacial events, appears as a suitable setting for assessing neotectonic activity in the Alpine orogen.

The aim of this study is to identify and characterize neotectonically controlled disturbances along river profiles of the Jura Mountains. Thereby we combine morphometric and field observations in order to identify landscape markers pointing towards potential neotectonic activity. We also highlight potential methodological problems and complexity when using river profiles in limestone-bedrock settings, where karst groundwater flow is an important component of the hydrological system.

2. Overall framework

2.1. Geological and tectonic setting

2.1.1. Structure and tectonic evolution of the Jura

The Jura mountain belt is the most external and one of the most recent tectonic expressions of the Alpine orogeny (Figure 17). Its southern tip merges with the front of the subalpine belt (Chaînes Subalpines, i.e. the Chartreuse Massif), while its northeastern part is separated from the Alps by the Molasse Basin. This basin is an Oligo-Miocene foredeep basin developed at the northern front of the European Alps (Rollier, 1903; Heim, 1919; Aubert, 1949; Lebeau, 1951; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Burkhard, 1990; Pfiffner, 1990; Henry et al., 1997; Schlunegger et al., 1997; Sommaruga, 1999;

Becker, 2000; Laubscher, 2010).

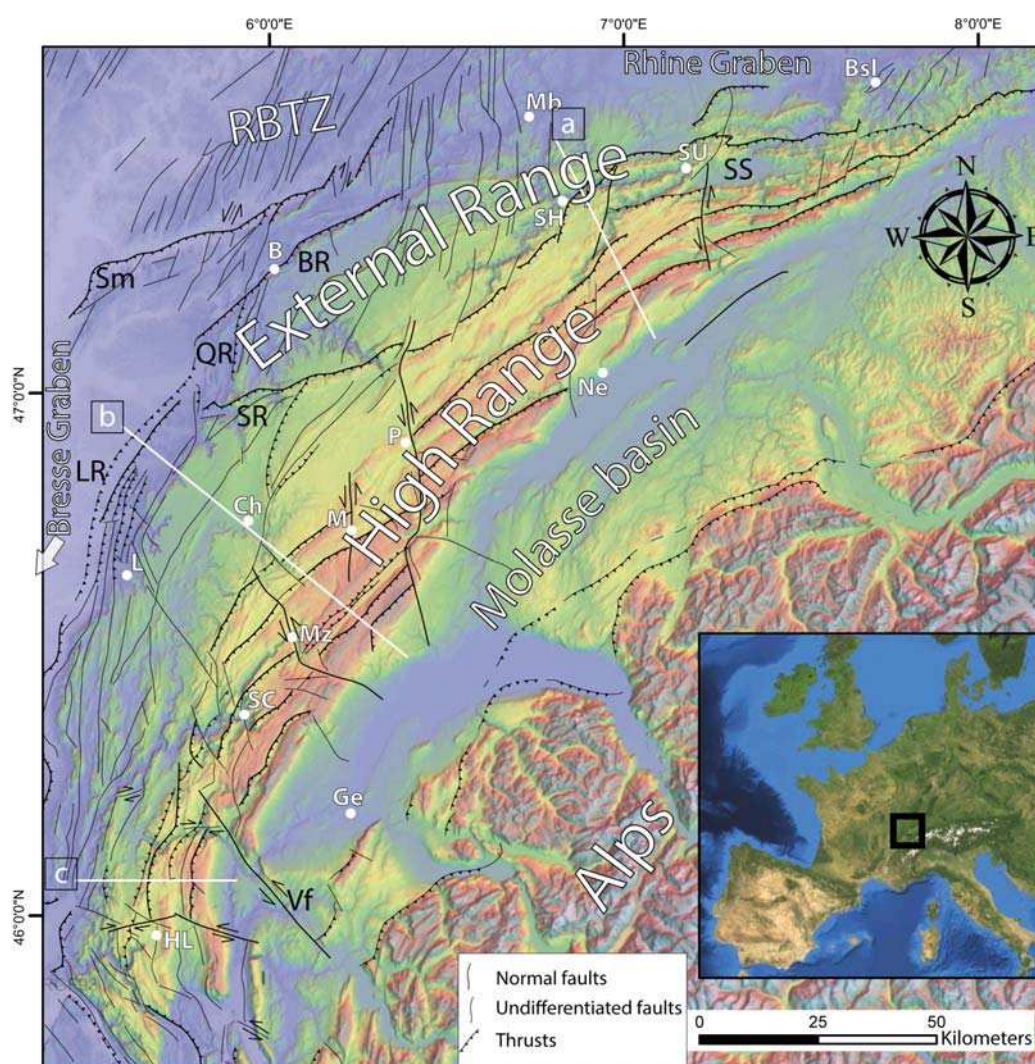


Figure 17. Simplified structural map of the Jura Mountains based on the BRGM geological map. City locations and structural regions are represented by white and black letters, respectively (Bsl: Basel, B: Besançon, Ch: Champagnole, Ge: Geneva, HL: Hauteville-Lompnes, L: Lons-le-Saunier, Mb: Montbéliard, Mz: Morez, M: Mouthe, Ne: Neuchatel, P: Pontarlier, SC: Saint-Claude, SH: Saint-Hippolyte, Su: Saint-Ursanne, Sm: Serre massif, BR: Besançon Range, LR: Lons Range, QR: Quingey Range, SR: Salins Range, SS: Sorne Syncline, Vf: Vuache fault). Inset shows location of the study

area within western Europe.

The Jura is surrounded to the west and the north by peri-alpine N-S oriented Tertiary rifts (Merle and Michon, 2001; Dèzes et al., 2004); namely the Bresse Graben and the Rhine Graben, respectively (Figure 17). Its northern boundary is affected by NNE-SSW to ENE-WSW normal faults associated to Tertiary rifting and corresponding to the Rhine-Bresse Transfer Zone (Figure 17) (Lacombe et al., 1993 and references therein; Madritsch et al., 2009). The Jura Mountains consist of Mesozoic and Cenozoic deformed sediments that were detached from the underlying Paleozoic basement (Figure 18). These sediments are hardly deformed in the Molasse Basin whereas they acquired a typical fold-and-thrust structure westward in the Jura arc. They consist of Jurassic and Cretaceous marls and limestones detached along a basal décollement of Triassic evaporites. The Paleozoic basement is exposed beyond the northern front of the Jura (Serre massif, Figure 17), and is composed of medium to high grade metamorphic and plutonic rocks deformed during the Variscan orogeny covered by Stephano-Permian sediments (Rollier, 1903; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Mosar, 1999; Coromina and Fabbri, 2004; Laubscher, 2010, Figure 18).

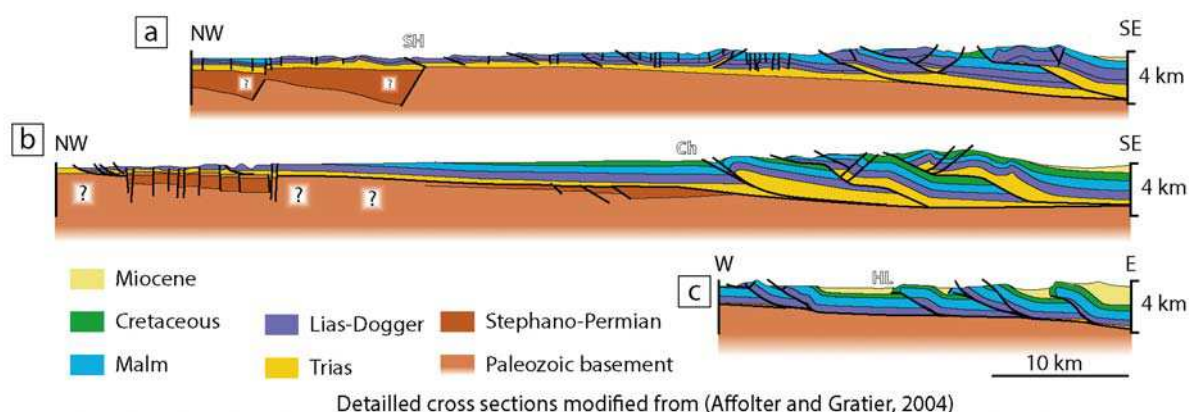


Figure 18: Schematic cross sections (modified after Affolter and Gratier, 2004) approximately relocated in Figure 17 (white lines, see section 2.1 for further details). Question marks on cross sections represent uncertainties on the deep geometry of the basement.

The Jura belt is a typical thin-skinned fold-and-thrust belt (Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard and Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004, Figure 18). Large parts of it correspond to an orogenic arc composed of narrow strained zones separated by hardly deformed plateaus. These deformed zones, the so-called “Jura Faisceaux”, are affected by arc-parallel folds and thrusts corresponding to a horizontal, SSE-NNW directed shortening. Its overall structure can be resumed in three main regions: i) the High Range in the internal part (eastward), which is separated from; ii) the External Range to the west by; iii) barely deformed plateaus in the central part (Figure 17).

This structure is crosscut by coeval left-lateral transpressive faults (e.g. Vuache, Morez, and Pontarlier faults) (Figure 17), which delineate individual tectonic blocks and damped part of the

shortening (Laubscher, 1992; Homberg et al., 1997; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004). The northern and eastern parts of Jura are characterized by E-W to NE-SW directed fold axes and thrusts, and N-S trending left-lateral strike-slip faults; whereas in the southwestern part thrusts and fold axes have a main N-S orientation and strike-slip faults are NW-SE oriented (Figure 17).

The typical stair-step shape of the Jura structure has been acquired during the latest stage of the Alpine orogeny, in Late Miocene and Early Pliocene times (Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004). Folding and thrusting took place between about 14 Ma and 3.3 Ma according to stratigraphic and paleontological evidences (Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007 and references therein). However, geomorphological evidence suggest that more recent deformations (i.e. Pleistocene to Holocene) occurred along the northernmost frontal thrusts of the Jura (Nivière and Winter, 2000; Giamboni et al., 2004b; Carretier et al., 2006; Nivière et al., 2006; Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007; Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011). These authors highlight a Plio-Pleistocene N-S horizontal shortening in the external part of the Jura with an average uplift velocity of ~ 0.05 mm/yr at the front.

In summary, the Jura structure results from the succession of three main periods: i) an Oligocene extension which results in the Bresse and Rhine Grabens and in few minor offset normal faults in the Jura Faisceaux (Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein), while the implication of the Paleozoic basement in this phase is still discussed (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004); ii) a N-S to NW-SE oriented shortening during the Late Miocene, resulting in the present fold and thrust structures (Hindle, 1997; Affolter and Gratier, 2004). Inherited structures from both the Variscan basement deformation and Oligocene cover extension could have, at least partly, controlled the geometry and the distribution of thrusts during this shortening phase (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein; Ustaszewski and Schmid, 2006); and iii) a Plio-Pleistocene northward propagation of shortening, which remains debated at present (Nivière and Winter, 2000; Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2006). Based on surface *in situ* stress data (Becker, 2000), deep seismicity distribution (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002) and evidence of frontal basement-rooted fault reactivation (Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007; Madritsch et al., 2009), several authors have suggested a change deformation style within the Jura during the Pliocene from a thin-skinned belt towards a thick-skinned belt. This could explain the northward propagation of shortening beyond the presence of the Triassic evaporites forming the main detachment of the thin-skinned Jura Mountains (e.g. Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2009).

2.1.2. Recent deformation in the Jura Mountains

The structure of the Jura has long been studied (Rollier, 1903; Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard and Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Nivière and Winter, 2000;

Affolter and Gratier, 2004), but its recent to modern tectonic activity still remains a matter of debate. Neotectonic activity and recent uplift history of the Jura have been studied using different geophysical and geomorphological approaches (Jouanne et al., 1995, 1998; Nivière and Winter, 2000; Nocquet and Calais, 2003; Giamboni et al., 2004b; Walpersdorf et al., 2006; Madritsch et al., 2010a, 2010b). Jouanne et al. (1995, 1998) and Nivière et al. (2000, 2006) have shown a northward propagation of thin-skinned deformation style with uplift rates of ~ 0.7 mm/yr from leveling data in the internal part of the southern Jura (Jouanne et al., 1998) and a long-term mean uplift velocity of ~ 0.3 mm/yr along the northernmost frontal thrust (Nivière et al., 2006). This propagation of shortening is estimated with horizontal velocities of 3 to 4 mm/yr using GPS data (Jouanne et al., 1998). However, recent geodetic studies based on GPS network analysis reveal horizontal velocities lower than 1 mm/yr (Nocquet and Calais, 2003; Walpersdorf et al., 2006) associated with a main strain feature in favor of an arc-parallel extension. Moreover, geomorphological evidence of fold growth suggests a long-term mean uplift velocity of only ~ 0.05 mm/yr along the External Range, associated with a thick-skinned deformation mode (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011).

It thus appears that GPS data available in the Jura Mountains bear witness of disagreement between different studies (Jouanne et al., 1998; Schlatter et al., 2005; Walpersdorf et al., 2006), interpretations varying from ongoing uplifting belt (Jouanne et al., 1998) to arc-parallel extension with very slow horizontal movements (Walpersdorf et al., 2006). Considering the hypothesis of ongoing horizontal shortening, there is a debate about both the actual deformation style (thin- vs thick-skinned) and the long-term mean uplift rates (from 0.05 to 0.3 mm/yr, e.g. Nivière et al., 2006; Madritsch et al., 2010a).

Moreover, the neotectonic activity in the Jura Mountains is also discussed in terms of deformation style, based on the seismic data and focal mechanisms. Indeed, Lacombe and Mouthereau (2002) noted that the majority of earthquakes recorded in the Jura Mountains are distributed throughout the entire crust (down to 30 km depth, with a higher density around 15-20 km depth), that is to say under the brittle-ductile transition. These crustal earthquakes have been associated to the presence of high-pressure fluids which allow brittle failure to occur at such important depths (Deichmann, 1992). This argues for a present-day activity in the basement under the Jura cover and has been interpreted as evidence for ongoing shortening in a thick-skinned mode (Lacombe and Mouthereau, 2002). Nevertheless, the general synthesis of earthquakes occurring in the Jura and the northern Alps proposed by Kastrup et al. (2004) has shown that most earthquakes in the Jura belt have strike-slip focal mechanisms. Moreover, the majority of recorded earthquakes are located in the northwestern Jura with focal mechanisms associated with WNW-SSE steep faults (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002; Kastrup et al., 2004) which is not in agreement with the orientations of the inherited Variscan

faults (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein; Ustaszewski and Schmid, 2006). However, the relatively poor resolution on focal depth, together with the absence of lower crustal events in the southwestern Jura, does not allow providing a clear interpretation towards an ongoing thick-skinned activity within the overall Jura Mountains.

Beyond the mode of deformation in the Jura arc, the traditionally accepted model of an active collisional activity for the Jura, in dynamic continuity with the Alps, rises the issue of its geodynamic origin. The European Alps are in a post-collisional regime (Champagnac et al., 2009; Sue et al., 2007b; Nocquet, 2012; Valla et al., 2012), and are characterized by isostatic-related extension and uplift, due to the interaction between buoyancy forces and erosional dynamics (Sue et al., 1999; Champagnac et al., 2007; Sue et al., 2007b; Delacou et al., 2008; Serpelloni et al., 2013; Vernant et al., 2013; Baran et al., 2014).

2.2. Hydrogeological setting

The arc shaped area of the Jura Mountains of about 15 000 km² is characterized by a strong karst imprint. Currently, this region is under semi-continental climate influence with mean annual precipitations rates of 1000-2000 mm/yr with no significant spatial patterns across the belt (Frei and Schar, 1998; Calmels et al., 2014).

The present-day Jura drainage network is complex and results from a multi-step evolution controlled by tectonic events and karst processes. Prior to the Jura shortening and uplift, the regional drainage network was flowing over the entire Alpine foreland (i.e. south of the Vosges, Figure 19a) and drained southwestward during the Miocene times (~13.5 Ma to 10 Ma; Giamboni et al., 2004a; Ziegler and Fraefel, 2009). This palaeodrainage network is important for understanding both the growth of the Jura arc and the present-day drainage network. First folds appeared in the Late Miocene during a first shortening phase and were restricted to the internal part. The newly formed internal massif separated the former drainage network in two distinct parts: i) the Molasse Basin rivers, which have been partly deflected to the northeast (the Aare-Doubs River, Figure 19b); and ii) new rivers in the High Range (e.g. the Doubs River). The southwestern part of the internal area (between the first Jura folds and the Alpine front), was most probably already drained by the Rhône River towards the southwest (Denizot, 1952; Mocochain et al., 2006).

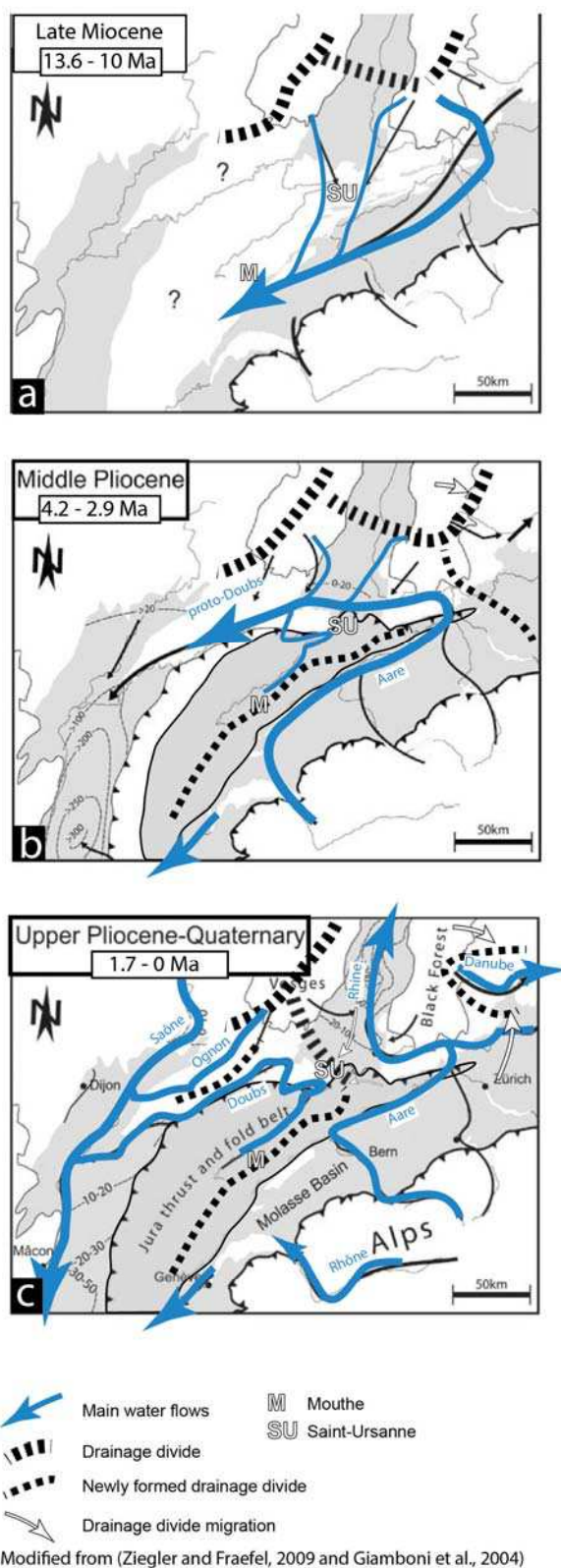


Figure 19. Schematic map of the northern Alpine river network organization from the Late Miocene (13.6 to 10 Ma) to present-day, modified from Ziegler and Fraefel (2009) and Giamboni et al. (2004). a: the entire Alpine foreland drained southwestward during the Late Miocene; b: northeast deflection of the Swiss Molasse river network in response to the incipient Jura folding; c: capture of a part of the Doubs, Danube and Rhine rivers in response of Upper Rhine Graben subsidence, and karst interactions.

The northern side of the proto-Jura was drained by a new river network flowing northeastward, corresponding to the present-day Doubs River in its upstream part (from Mouthe to Saint-Ursanne, Figure 17 and Figure 19). The Doubs River in this region is a subsequent river (i.e. adapted to the structural patterns), following synclines axes and cross-cutting anticlines using transverse faults or low points along the anticline axis in order to join a lower syncline westward (Fournier, 1900; Gibert, 1945; Ziegler and Fraefel, 2009).

During the northwestward propagation of the Jura deformation in the Plio-Pleistocene (Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011), the former southwestward-flowing network maintained its initial course, corresponding to the present-day downstream part of the Doubs River (from Montbéliard to its outlet, see Figure 17 and Figure 19c). In this region, the Doubs River is antecedent to the late frontal folds (Giamboni et al., 2004a; Ziegler and Fraefel, 2009) but sedimentary analysis had revealed that the Ognon and the Doubs Rivers were never connected (Figure 19b), suggesting that a previous topographic high existed before the proto-Doubs River development (Late Miocene to Early Pliocene, Madritsch et al., 2012).

The link between the upper Doubs River (upstream of Saint-Ursanne, corresponding to a subsequent network coeval with the beginning of folding), and its downstream part (from Montbéliard to its mouth, which corresponds to an antecedent southwestward network), could result from the Rhine Graben subsidence (Ziegler and Fraefel, 2009) associated with the folding of the frontal range and/or from a karst capture of the upstream part by a tributary of the northernmost network (Fournier, 1900; Gibert, 1945). This would explain the present-day half-turn of the Doubs River observed near Saint-Ursanne (Figure 19c).

In the intermediate Jura plateaus (WNW of Pontarlier and Champagnole area, Figure 17), the drainage network is mainly karstic and organized in a complex underground system. The southern part of these plateaus is drained by the Ain River which is fed by both karst springs and surface drainage networks. This river flows southwestward and seems acting like a subsequent river. The Loue River, farther north, drains the northern part of the plateau and is mainly fed by the uppermost part of the Doubs River via a karst spring (Figure 20).

The present-day rivers flow mainly parallel to structural axes in the folded areas (Figure 20). This river network consists in six main rivers: the Doubs, Ain, Loue, Aare, Rhine and Rhône rivers (Figure 20). Aare, Rhine and Rhône rivers mainly flow through the Alpine area before flowing in the Jura and carry alpine sediments, which modifies their erosive power (Golterman, 1982; Kühni and Pfiffner, 2001; Preusser and Schlüchter, 2004). For this reason, these rivers cannot be easily compared with Jura rivers *sensu stricto*, neither regarding erosivity nor water regime. In the following we will focus only on rivers having their sources in the Jura Mountains.

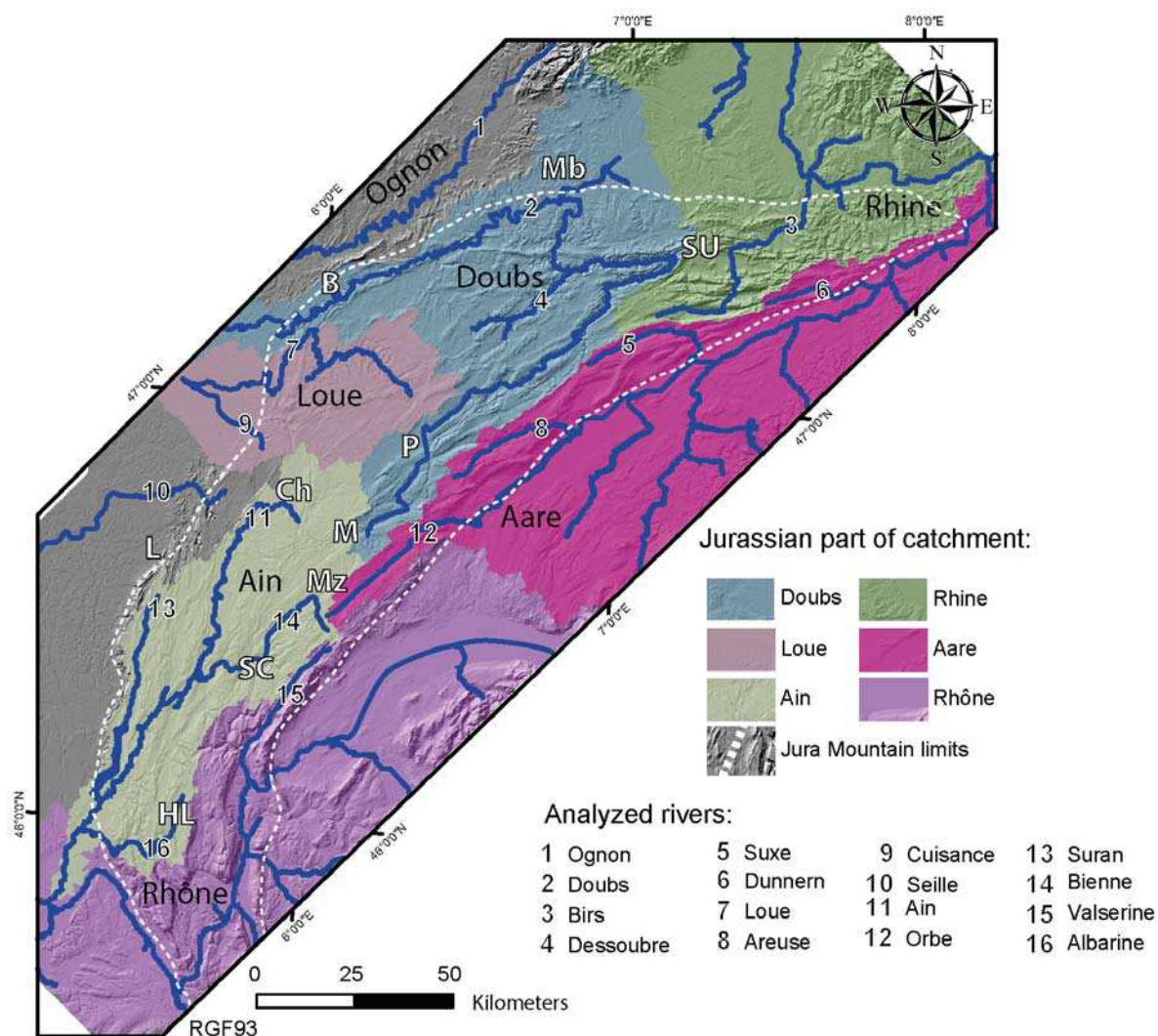


Figure 20. Map of main river catchments in the Jura Mountains (Doubs, Ain, Loue, Aare, Rhine, Rhône). The sixteen analyzed rivers are also indicated (numbers 1 to 16), and the morphological limits of the Jura Mountains are represented by the white dotted line.

2.3. Glacial setting

Similar to the European Alps, the Jura Mountains have been affected by Quaternary glaciations (Campy, 1992; Buoncristiani and Campy, 2004a, 2004b). In the Jura, evidence of the two last glacial maxima have already been described (Campy, 1982). The older maximum is known as the Riss period and dated at around 130 ka (Ostermann et al., 2006). During this period, the central part of the Jura Mountains was completely covered by ice (up to ~600-m thick in the High Range), distinct from the Alpine glaciers (Campy, 1992; Buoncristiani and Campy, 2004a; Coutterand, 2010) (Figure 21a). The Jura Mountains have also been glaciated during the Würm period (i.e. Last Glacial Maximum from ~21 ka to 17 ka (Buoncristiani and Campy, 2004b; Coutterand, 2010)) (Figure 21b) although the ice-

cap was ~200 m thinner and less extended toward the NW than during the Riss glaciation (Campy, 1992).

During these glacial periods, the Jura glacier was partly disconnected from Alpine glaciers (Buoncrisiani and Campy, 2004a), thus erosion and sediment transport was limited into transversal valleys and on the Jura plateaus (Campy, 1985, 1992). The Jura Mountains represent a total surface of about 15,400 km², a glacier covering a surface inferior to 50,000 km² (like in the Jura case) and having a dome shape (Campy, 1985, 1992) (Figure 21) is called an ice-cap after the National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org>). Ice caps, such as the Jura one, have particular erosion dynamics localized at ice margins (Kleman, 1994; Golledge et al., 2009; Thomson et al., 2010), where melt-water flows under the ice and is limited to a relatively thin corona behind the frontal moraines. Moreover, based on peripheral glacial sediment accumulation, Buoncrisiani and Campy (2001) estimated a relatively high erosion rate of ~1.6 mm/yr between ~21 and 17 ka.

Within formerly glaciated areas, rivers of the more internal and southern parts of the present-day Jura Mountains partly flow in glacial sediments (e.g. Ain River, Figure 20) and have been impacted by glacial erosion with potential erasing of geomorphological markers along their profile. As a consequence, we can assume that the present-day longitudinal profiles of the Jura rivers in these parts have recorded potential tectonic activity only since ~17 ka, *i.e.* since the last ice retreat (Campy, 1992; Buoncrisiani and Campy, 2004a, 2004b)).

During Quaternary times, the northern half of the Jura Mountains stayed outside the ice cap (Campy, 1992; Buoncrisiani and Campy, 2004a), and studies carried out on glacial and alluvial deposits in these areas indicate that the main part of the present-day river network was already organized before late-Pleistocene glaciations (Campy, 1985; Campy et al., 1994; Bichet et al., 1999; Buoncrisiani and Campy, 2004b; Giamboni et al., 2004a; Ziegler and Fraefel, 2009). Recent evidence from the northeastern part of the Jura Mountains shows that Quaternary climate changes had no significant effect on the tectonic imprint recorded by river profiles in the Jura context (Carretier et al., 2006). This implies spatially-uniform erosion processes in this region, which we assumed to be similar in the formerly-glaciated parts of the Jura since deglaciation. Under these conditions, modern rivers are expected to preserve topographic anomalies caused by uplift variations over about tens of thousands of years (e.g. Whipple and Tucker, 1999; Carretier et al., 2006). In turn, the river profile analysis could help us to constrain neotectonic activity in the Jura arc since the late glacial period.

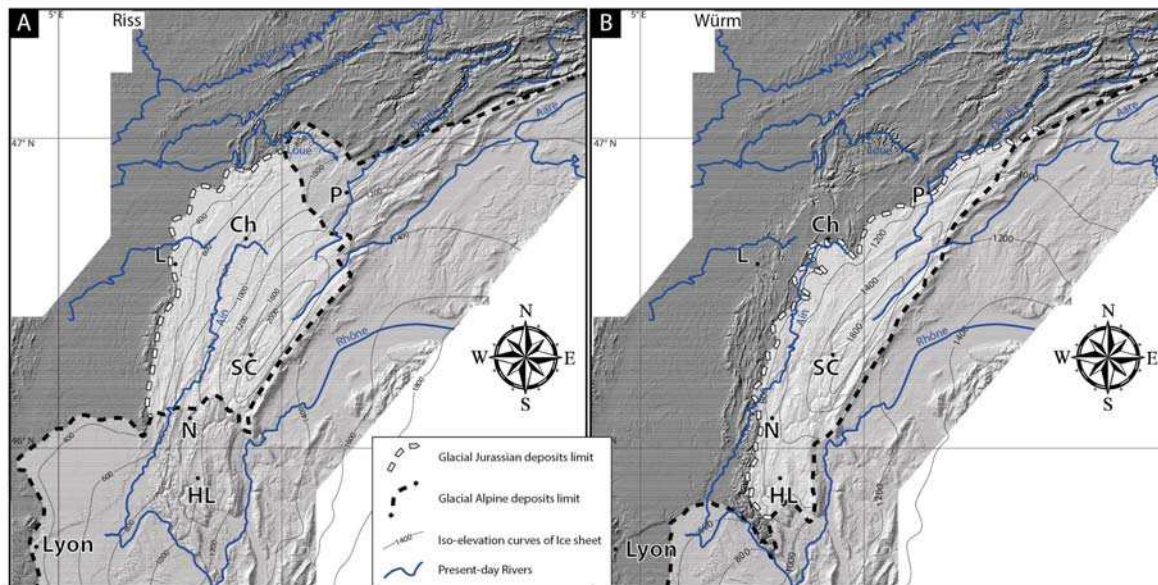


Figure 21. Ice extent over the Jura Mountains during the two last glacial periods (Riss and Würm, modified from Campy, 1992; Buoncristiani and Campy, 2004a). The Jura ice cap is represented by the white shaded area, and the Alpine glaciers by the light grey shaded area. **A:** Ice extent during the Riss glacial period (~130 ka). The Jura has developed its own ice cap, disconnected from Alpine glaciers. This period is the most extensive glacial event in the Jura Mountains. **B:** Ice extent during the late Würm (25 to 17 ka), showing a significantly smaller Jura ice cap than during the Riss (see section 2.3 for further details). Black letters represent the city locations with the same legend as in Figure 17.

3. Methodology

3.1. Theoretical framework

Quantitative morphotectonic approaches have been increasingly used to infer the interactions between climate and tectonics in landscape evolution (Kühni and Pfiffner, 2001; van der Beek and Bourbon, 2008; Champagnac et al., 2012; Vernant et al., 2013; Steer et al., 2014). Amongst those river profile analyses following the stream power model have been widely used to quantify the degree and the nature of potential disequilibrium between the tectonic forcing and the fluvial erosional agent (e.g. Campbell, 1964; Snyder et al., 2000; Kirby and Whipple, 2001; Goldrick and Bishop, 2007; Shahzad et al., 2007; Robl et al., 2008; Rantitsch et al., 2009; DiBiase et al., 2010; Phillips et al., 2010; Singh and Awasthi, 2010; Walsh et al., 2012). . Based on the stream power model and under steady-state conditions (i.e. bedrock erosion equals uplift rate), river slope profiles (S) can be theoretically derived following the equation (Whipple and Tucker, 1999, for more details, see the Appendix 1 in the supplementary material).

$$(1) \quad S = k_s \cdot A^{-\theta}$$

where k_s sets the channel steepness, A is the drained area and θ is the intrinsic channel concavity (Whipple and Tucker, 1999; Kirby and Whipple, 2001; Whipple, 2004; Wobus et al., 2006; Croissant and Braun, 2014).

Comparison between this theoretical profile under steady-state conditions and the observed longitudinal profile can highlight potential anomalies along the river. These anomalies may depend on either lithological contrasts, local changes in the water regime and/or spatio-temporal changes in uplift rates or climatic forcing (Willgoose et al., 1991a, 1991b; Howard, 1994; Whipple and Tucker, 1999).

In this framework, the comparison of an observed river profile with the theoretical prediction (Equation 1) can highlight potential local slope variations called hereafter knickpoint(s) or knickzone(s) (Whipple and Tucker, 1999). These can be explained either by spatial variations in the drainage area A or in the channel steepness k_s . A knickzone has been defined as “a convex up and steep segment of the river consisting of an increasing steepness transition, steepness maximum, and decreasing steepness transition” (e.g. Whipple and Tucker, 1999; Walsh et al., 2012). In the present study, we localized the knickpoint at the maximum steepness locus (see for instance graphs shown in Appendix 4 of the supplementary material).

Under uniform erosion processes, variations in k_s could evidence spatial or temporal variations in the rock uplift (tectonic) forcing (Whipple and Tucker, 1999). The temperate climate and uniform distribution of rainfall in the Jura Mountains allows us to assume rather spatially-uniform erosion processes since the LGM. However, lithological, karstic and anthropogenic perturbations along the river profile may also induce local slope variations, resulting in spatial variations in the channel steepness k_s (e.g. Sternai et al., 2012; Walsh et al., 2012).

3.2. River profile analysis

3.2.1. River profile extraction and knickpoint identification

Longitudinal profiles of 16 rivers have been analyzed within the Jura Mountains (Figure 20). Their sources are all localized in the Jura arc and the main (or entire) part of their drainage areas is enclosed within the Jura Mountains. Five of these rivers mainly flow only through the High Range (rivers 6, 5, 8, 12 and 15 on Figure 20), three rivers flow through the intermediate plateaus and the External Range (rivers 4, 7 and 11 on Figure 20), and four only flow through the External Range (rivers 1, 9, 10 and 13 on Figure 20). The four last rivers flow both in the High and External Ranges (rivers 2, 3, 14 and 16 on Figure 20), while the Doubs River (river 2) also flows through the

intermediate plateaus. River longitudinal profiles have been analyzed following the protocol summarized hereafter (see Appendix 1 in the supplementary material for further details).

Catchment boundaries and river longitudinal profiles have been extracted from a compilation of a 25-m resolution DEM (Digital Elevation Model) from the IGN (French *Institut de Géographie Nationale*) and a 30-m resolution ASTER DEM from the NASA using the ArcGIS 10.1© platform. The vertical precision of the DEM is spatially heterogeneous and is around 2-3 meters. Watershed extraction, river network and topographic slope rasters have been calculated with archedrotools (ESRI) and Stream Profiler toolbar (Whipple et al., 2007) on the ArcGis 10.1© platform.

Profile extraction has been performed with Stream Profiler code of Whipple et al. (2007) on Matlab R2012a©. Since neotectonics deformations in the Jura Mountains are expected to be of low magnitude (<1 mm/yr, see section 2.1.2 for details), it is important to evaluate the DEM data in terms of quality and resolution. For this purpose, and after several tests, we decided to perform our river profile analyses on unsmoothed DEM data (see for instance Whipple et al., 2007).

Because of the very noisy slope-area graphs we obtained (see Appendix 2 in the supplementary material), the classic approach of dividing the river profiles into different segments (Whipple, 2004; Walsh et al., 2012) could not be adopted in our case; so we have decided to assess k_s variations all along the river profile using the integral method described in Kirby and Whipple (2012 and references therein). This method allows defining a normalized k_s from drainage area only, without using the log-log slope area graphs. This normalization also allows us to compare our results for different rivers, following:

$$(2) \quad z(x) = k_{sn} \int_0^x A(x')^{-\theta} dx' \equiv k_{sn} \chi(x)$$

where z is the elevation and x is the distance downstream. $\chi(x) = \int_0^x A(x')^{-\theta} dx'$ corresponds to the area beyond $A = f(x)$ and k_{sn} was calculated over a 500-m sliding window using a reference concavity ($\theta_{ref} = 0.45$, Kirby and Whipple, 2012) and using a channel spatial resolution of 250 m.

Since the structural pattern of the Jura Mountains has been relatively well described and mapped (Figure 17), knickpoints have been discriminated individually rather than mapping long-wavelength changes in river slope. This allows us to directly compare their spatial correlations with the structural patterns (i.e. mapped faults, thrusts, folds) and to eventually discuss the potential tectonic mechanisms at their origin.

In this framework, and to keep our results comparable within the different studied rivers, we arbitrarily fixed a k_{sn} threshold at the 80th percentile of k_{sn} values on each individual river in order to keep that threshold adjusted to the water regime of each river. This approach allows discriminating

even small k_{sn} variations that we associate to individual knickpoints or knickzones. Following that approach, we looked for numerous but very sensitive signals induced by very little disturbances along the river profiles. The locations of these geomorphic signals have been subsequently evaluated by comparison with topographic, geological and hydrological maps.

3.2.2. *Factors inducing knickpoints*

Different factors can induce a knickpoint along a river profile, as already presented and discussed in many studies (e.g. Phillips et al., 2010; Walsh et al., 2012; Willett et al., 2014). Here, we paid particular attention on the discrimination of the different factors potentially controlling our observed knickpoints, as described thereafter.

Anthropogenic buildings such as dams or impoundment could disturb a river along its longitudinal profile. The impact of dams, both on the upstream and downstream parts of a river profile, is strongly depending on numerous factors such as dam location, local slope, environment, substrate nature, hydrological regime, or the availability of sediments. In general, the main disturbances occur downstream of a dam and are mainly controlled by variations of the sedimentary load (e.g. Kondolf, 1997; Brandt, 2000). It is difficult to predict the amplitude of these disturbances, the size of the affected zone or the time period needed by the river to re-equilibrate. However, Brandt (2000) stated that the river profile may have reached its previous state (i.e. before the dam construction) after only a few years, and the influence on the river geomorphology is slightly lowered if the impounded drainage area represents less than 35-40% of the total drainage area of the river. Moreover, it seems that these disturbances are located near the dam and generally affect a length inferior or equal to ~ 20 times the river width (Brandt, 2000 and references therein). To discard these potential biases, our river profiles anomalies have been critically compared with the spatial locations of these anthropogenic features from topographic maps (IGN and Swisstopo, 1/25000^e) and aerial photographs and field observations.

In the Jura Mountains, karst imprint is ubiquitous. The underground water networks are very complex and could connect several drainage basins together. Karst groundwater disturbs the river discharge at localized points such as seepages or karst outlets (see the example of the Loue River in Appendix 3, supplementary material). Several Jura rivers are fed, at least partly, by karst springs. These karst features have been mapped using hydrological tracer tests from the DREAL Franche-Comté (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement, France) and from the OFEV (Office Fédéral de l'Environnement, Switzerland). One of the most obvious consequences of these karst connections is the capture of a river section, which could induce dramatic changes in the drainage organization (Mudry and Rosenthal, 1977; Yanites et al., 2013). These events require several millions of years to be completed and the re-equilibration timescale of a river after a karst capture has been estimated in the Jura Mountains of about 1 Ma (Yanites et al., 2013). The half-

turn shape of the Doubs River near Saint-Ursanne (Figure 20) could result from such a karst capture (Fournier, 1900; Gibert, 1945) occurring during Pliocene times (Ziegler and Fraefel, 2009). Another capture feature appears in the High Range (north of Mouthe, Figure 20, see also Appendix 3 in the supplementary material) where the Doubs River is connected to the Loue River by a karst system (Mudry and Rosenthal, 1977). This underground system is completely flooded and eroding, so it is possible that the Loue River will capture the upstream part of the Doubs in the future.

Lithological changes could also induce knickpoints by locally modifying bedrock erodibility (e.g. Walsh et al., 2012 and references therein). This potential influence has been carefully checked by comparing knickpoint locations and mapped lithological contrasts from detailed geological maps (1/50000^e and 1/25000^e, BRGM and Swisstopo). A particular attention has also been paid to geomorphological features such as landslides, rockslides or particular sedimentation patterns (alluvial fan, moraine deposits...) using aerial and field photographs.

After carefully checking and discarding all the potential non-tectonic controlling factors for river profile disturbances we selected the remaining neotectonically controlled knickpoints induced by tectonic structures such as thrusts, normal faults or folds that can induce a vertical displacement. Structures potentially inducing a change in the river path, such as a local slope change due to a pinched syncline or horizontal movement constraining the river to change its path, have also been considered.

Several factors may co-exist at the same location and their geomorphologic expressions will overprint each other. An identified knickpoint has not been interpreted as having a neotectonic control if at least one other factor was identified in its vicinity. Our results obtained from the 16 river profiles have been interpreted in terms of anthropogenic, lithological, karst or neotectonic forcing. We reported these results along the river profiles with their k_{sn} evolution (see Appendix 4 in the supplementary material) and on georeferenced maps.

4. Results

Sixteen river profiles have been analyzed across the Jura Mountains (Figure 20). The geometry of their longitudinal profiles is mainly controlled by the presence of karst outlets and dams (see Appendix 2 and 3 for further details, supplementary material). In the following, detailed results are presented for the three main and characteristic Jura rivers: i) the Doubs River as an example of a river profile disturbed by complex structural patterns; ii) the Ain River, an example of a river highly affected by human activity; and iii) the Loue River as an illustration of a karst-controlled river. Only

the most relevant knickpoints are detailed in the following. Full results on the 16 rivers can be found in the Appendix 4 of the supplementary material.

4.1. The Doubs River: a neotectonically-controlled river profile

The Doubs River represents the longest flow path within the Jura Mountains (450-km long), starting in the High Range where it follows structural axes before flowing through the intermediate plateaus and finally crossing the External Range before exiting the Jura. This river is therefore an excellent case study to highlight structural/neotectonics disturbances along its longitudinal profile.

The Doubs River starts with a karst spring in the High Range (Mouthe, Figure 17 and Figure 20) and flows northeastward to Saint-Ursanne where it changes its flow direction to turn towards the west/southwest (Fig. 22). This river can be subdivided into three different sections: i) the upstream part of the Doubs, corresponding to a subsequent river (i.e. adapted to the structural patterns); ii) the segment between Saint-Ursanne and Montbéliard; iii) the downstream segment from Montbéliard, meandering and acting as an antecedent river on structures (i.e. not adapted to structural patterns), which could be related to an old river network fed by the Vosges Massif and flowing southwestward before the Jura folding (Ziegler and Fraefel, 2009, see section 2.1.2 for details). The change in flow-direction near Saint-Ursanne has been proposed to have resulted from a karst phenomena, possibly due to a capture of an ancient Doubs (Fournier, 1900; Gibert, 1945). This capture was potentially helped by the development of a N20°E oriented fold-thrust which now acts as a topographic barrier (SE of Saint-Ursanne, Fig. 22). After this capture, the spring of the Mouthe river became the main source of the Doubs River, resulting in the present-day flow path (Figure 20 and 22).

The first Doubs section shows seven knickpoints that appear to be strongly correlated with the structural pattern (knickpoint numbers 3, 4, 5, 10, 11, 12 and 13 on Fig. 22). Five of them correspond to anthropogenic disturbances (knickpoint numbers 2, 6, 7, 8 and 9) and only one from karst origin (knickpoint number 1 linked to the karst spring of the Doubs, Fig. 22). At this specific location, the discharge of the Doubs is completely disconnected from surface runoffs and is strongly controlled by the groundwater network that crosses structures and does not follow valley nor topographic ridge directions (Mudry and Rosenthal, 1977; Chauve et al., 1986; Perrin and Luetscher, 2008).

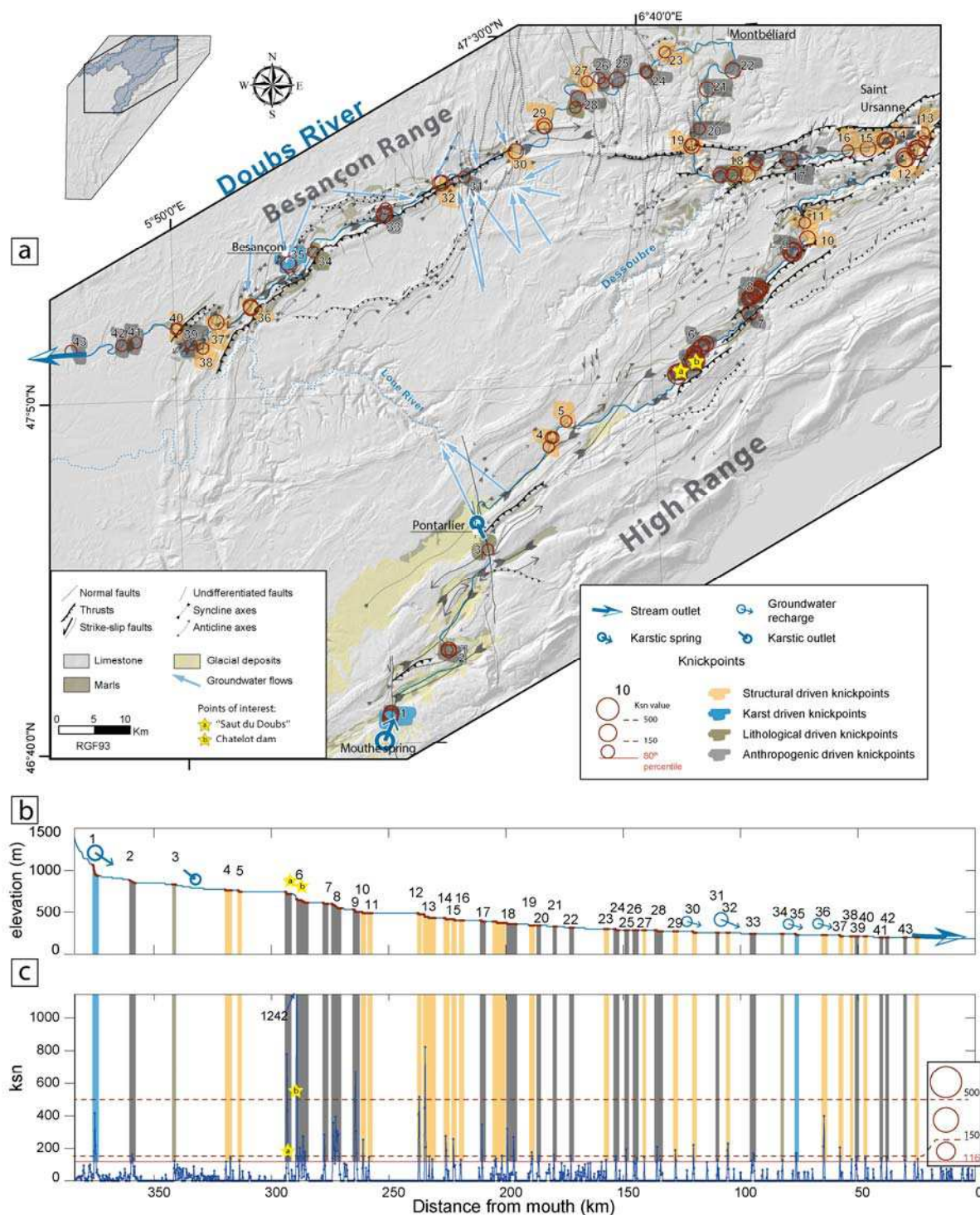


Figure 22. Map of the Doubs River (a), and its longitudinal profile (b) and ksn evolution (c). Lithological, karst and structural details have been reported along the Doubs path. Knickpoints (red circles) have been located and classified in size by their intensities (ksn values). Each knickzone has been interpreted regarding geological map of the BRGM (<http://editions.brgm.fr/cartegeol.jsp>) and from Swisstopo (<http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/products/maps.html>), topographic maps from IGN (<http://www.ign.fr>) and Swisstopo, and hydrological maps from the OFEV (<http://www.bafu.admin.ch>) and the DREAL (<http://carmen.application.developpement-durable.gouv.fr/14/CarreInfo.map>) in term of potential lithological, structural (tectonic), anthropogenic, and karst forcing (for color code, see legend). See sections 2.1.2 and 4.1 for further details.

Knickpoints 6 to 9 (Fig. 22) are localized along NE-SW directed thrusts, but also at the location of anthropogenic dams and have thus been discarded. Knickpoint 6 corresponds to the “Saut du Doubs” and the Chatelot dam. The “Saut du Doubs” is a natural waterfall resulting from the shift of the Doubs River after a large landslide event dated at ~12 ka (Campy et al., 1994; Bichet et al., 1999). The Chatelot dam, which was built downstream of this natural waterfall, creates a 3.3-km long lake and a 74 m high waterfall involving a high k_{sn} value along the river profile (graph on Fig. 22, $k_{sn} = 1242$).

Neotectonic knickpoints highlighted along the upstream part of the Doubs River are localized along a NE-SW directed thrusts and/or folds. Knickpoint 3 is localized at the junction between the N-S Pontarlier sinistral fault and the NE-SW fold axis. However, the left lateral strike-slip fault of Pontarlier cuts the fold axis at this location (Laubscher, 1992; Homberg et al., 2004), and our field observations are in agreement with a purely horizontal displacement. Although displacements caused by pure strike slip faults theoretically cannot trigger disturbances along river longitudinal profiles, these fault zones can act as preferential drainage patterns potentially creating deep canyons (e.g. the narrow deep valley of the Doubs River, south of Pontarlier, Figure 17). Landslides and rockslides may also occur along these canyons, subsequently triggering knickpoints (Phillips et al., 2010, Figure 23). Consequently, the knickpoint 3 can either be interpreted as resulting from an anticline growing or from landsliding/rocksliding triggered by fault activity. Thus, it has not been interpreted as a neotectonic signal.

In its easternmost part, the Doubs is sharply turning toward the west (near Saint-Ursanne, Fig. 22). This zone corresponds to a highly deformed area where several neotectonically controlled knickpoints occur (knickpoints 12 to 16 on Fig. 22). These knickpoints are the most-striking neotectonic signals observed along the Doubs. Here, the High and External Ranges are geographically joining and topographic structures resulting from this junction may be one reason for the half turn evidenced by the river. Between Saint-Ursanne and Montbéliard (Fig. 22) the Doubs River has a dual behavior: i) it flows following major tectonic structures toward the west in the upstream part (subsequent river); and ii) it turns toward the northwest at Dessoubre junction, crossing structures (antecedent river). Knickpoint 19 (Fig. 22) corresponds to the intersection between an E-W directed thrust and fold and a N-S normal fault. Both could control this knickpoint and our analysis cannot allow us to distinguish the dominant structure.

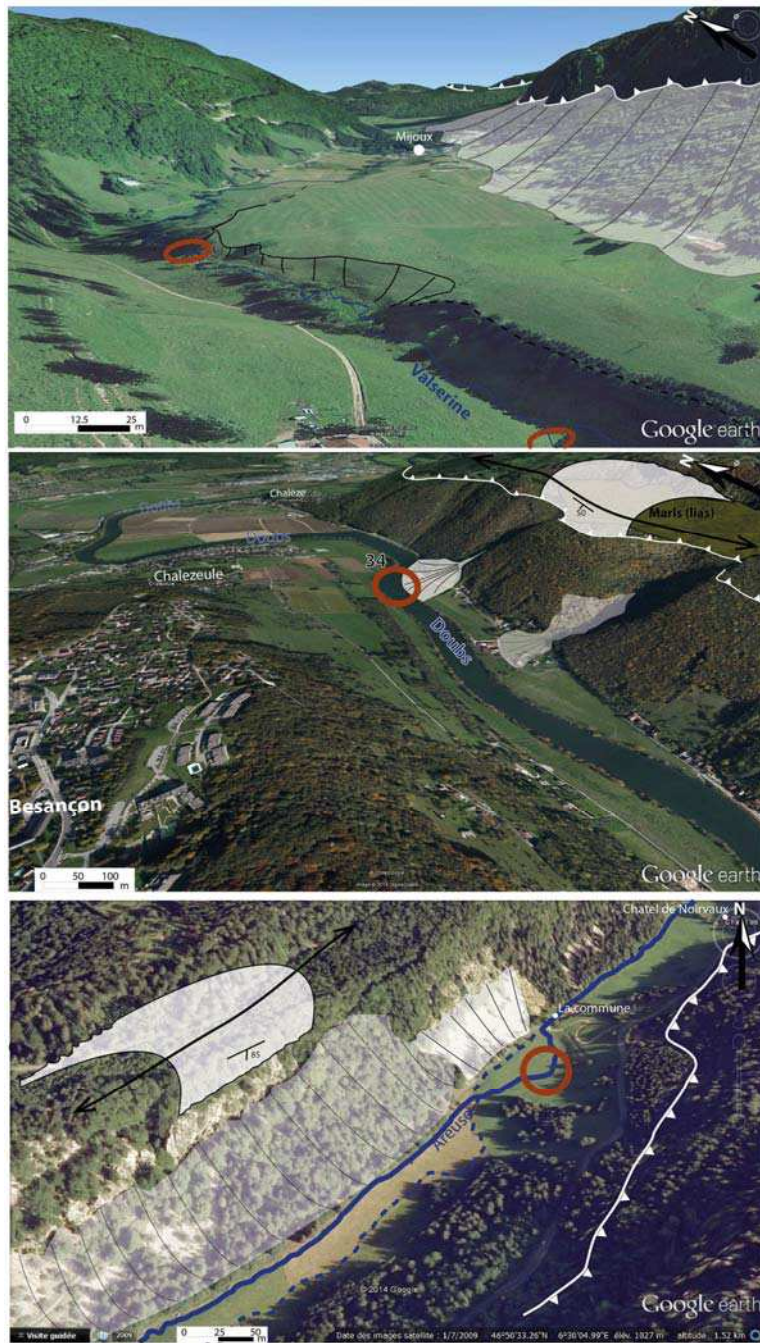


Figure 23: Field observations along flow paths of the Valserine, Doubs and Areuse rivers (see Figure 20 for locations).

A: Valserine valley path in the High Range of the Jura Mountains. The NE-SW directed thrust created a topographic relief, which results in several landslides and rockslides. This valley was filled by glacial deposits and the river incision created a step involving frequent landslides which are correlated with knickpoint location (red circles).

B: The Doubs River upstream Besançon (External Range). The ENE-WSW directed thrust combined with erosion of the anticline hinge created landslides and rockslides. The younger one (in white) is correlated with knickpoint location (red circle, knickpoint 34 on Fig. 22).

C: The Areuse steep sided valley trough the High Range. This valley corresponds to a remnant syncline between two NE-SW directed tight folds. The southeastern most one is over-thrusted on the syncline decreasing the valley width. The anticline on left side of the river has a very steep southwestern flank involving frequent landslides and rockslides. On this picture at least two rockslides can be determined; an old one (in transparent light grey) already covered by a forest and a younger one (in transparent white) not yet covered by vegetation. It is still possible to see the ancient river path (in blue dot line). The river has presently restored its path following the older landsliding disturbance but remains deviated by the more recent one, which corresponds to a knickpoint location (red circle).

Along its third part (downstream of Montbéliard, Fig. 22), the Doubs flows through an area affected by N-S normal faults corresponding to the Rhine-Bresse Transfer Zone (RBTZ) (Lacombe et al., 1990; Becker, 2000; Madritsch, 2008) before flowing across the External Range (Besançon Range BR, Fig. 22). Among the 20 knickpoints identified, 9 can be interpreted as resulting from neotectonic forcing (knickpoints 23, 27, 29, 30, 32, 36, 37, 38 and 40 on Fig. 22). Along the RBTZ, the Doubs River crosses several normal faults, unfortunately many anthropogenic dams have been built in this section. Although most of these dams correspond to thresholds dams (lower than 5 m high), which are generally built on pre-existing topographic thresholds, we prefer not to interpret these knickpoints as evidence for any potential tectonic forcing and have thus discarded them. Across the Besançon Range (External Range), knickpoints occur along NE-SW thrusts and folds but only some of them could be interpreted as neotectonic signals.

In summary, the longitudinal profile of Doubs River is highly affected by structural patterns of the Jura Mountains. Neotectonic knickpoints occur both in the High and External Ranges, and the most-striking signals occur where the two ranges merge at the northern tip of the Jura arc.

4.2. The Ain River: a river highly influenced by anthropogenic factors

The Ain River drains the intermediate plateau of the Jura and flows mainly on glacial alluvial cover and limestone bedrock (Fig. 24). It is fed by both karst springs and surface runoffs and flows over ~190 km before joining the Rhône River at the southern end of the Jura. The karst spring, known as the “Source de l’Ain” (upstream of the yellow star “a” in Fig. 24), corresponds to a Vaclousian spring (spring fed by overflow), which can be disconnected from the river during low water periods. Indeed, the groundwater network feeding this river consists of two superposed levels with the main surface outlet located farther downstream of the “Source de l’Ain” (yellow star “a” in Fig. 24), while the “Source de l’Ain” spring corresponds to the upper-level overflow. The Ain is also fed by three surface runoffs (Serpentine, Saine and Lemine Rivers, Fig. 24), and flows westward before shifting southward where it is constrained by the Heute and Lons Ranges (Fig. 24).

The Ain can be divided into three different segments: i) the upstream part (knickpoints 1, 2 and 3 on Fig. 24) corresponding to a tectonically-deformed area with high temporal and spatial discharge variations, ii) the middle section (from knickpoint 4 to 15 on Fig. 24) flowing through the undeformed intermediate plateau, and iii) the downstream section flowing westward and crossing the folded and overlapped structures of the Lons Range (LR, Figure 17 and 24).

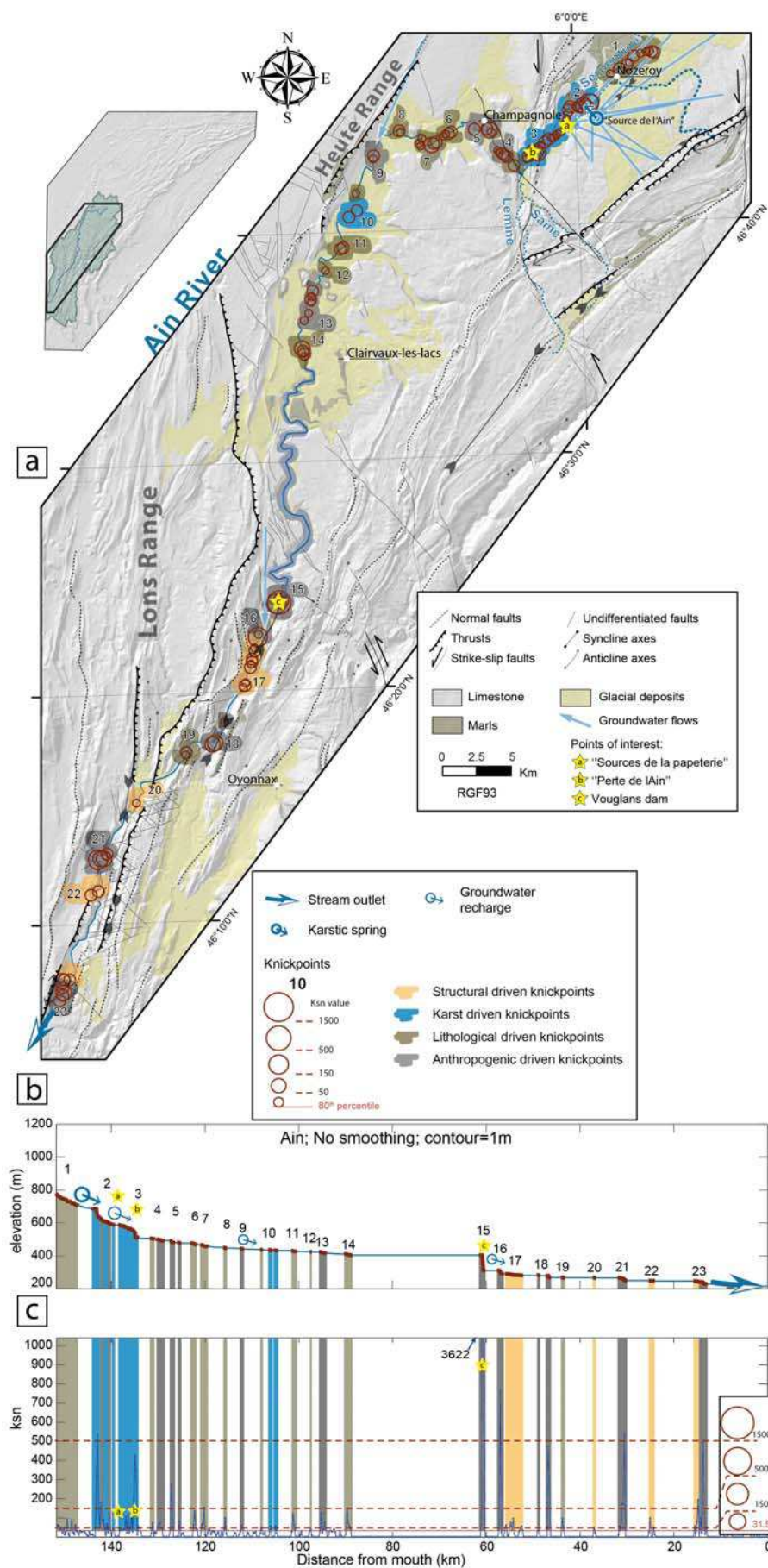


Figure 24. Map of the Ain River (a) and its longitudinal profile (b) and ksn evolution (c). Lithological, karst and structural details have been reported along the Ain. Knickpoints (red circles) have been located and classified in size by their intensities (ksn values). Each knickzone has been interpreted regarding geological, topographic and hydrological maps in term of potential lithological, structural, anthropogenic and karst forcing (for color code, see legend).

Many artificial dams have been built along the Ain, inducing the most-striking signals along its longitudinal profile (Fig. 24). The Vouglans dam is the biggest dam built along the river (103-m high, 427-m long with a 1120 km² impounded drainage area) and involves very high k_{sn} values (knickpoint 15 on Fig. 24, $k_{sn} = 3622$). These anthropogenic factors overprint any potential neotectonically controlled knickpoints. The influence of the Vouglans dam on the river profile cannot be precisely quantified, but given that its impounded drainage area does not exceed the 35% of the total drainage area of the Ain River (3765 km²) and that the river width immediately downstream of the dam is around 50 m, we can estimate that its impact on the river profile is only limited over less than ~1 km downstream (e.g. Brandt, 2000).

The hydrological regime along the first river segment (knickpoints 1 to 3 on Fig. 24) is complex due to high discharge variations of both the Vauclusian karst spring and the permanent surface runoffs, especially along the Saine and the Lemine rivers (south of knickpoint 3, Fig. 24). Knickpoints 2 and 3 mainly result from the complex karst system (“Source de l’Ain” and “Sources de la Papeterie”, Fig. 24). Knickpoint 3 (“Perte de l’Ain”, Fig. 24) corresponds to a local karst complex where most of the river discharge goes through seepage underground along hundred meters before returning to the river farther downstream. It also corresponds to a structural junction between N20°E to N50°E oriented tight folds and thrusts and a N-S trending left-lateral strike-slip fault. However, the strong karst signals overprint any potential neotectonic signal and prevent us from any tectonic interpretation in this area.

In its middle part (from knickpoint 4 to 15 on Fig. 24), the Ain flows on a barely deformed plateau. At this location, this river seems to be blocked on its right bank by the “Heute Faisceaux” and flows southward following the dip-direction of the plateau. Here, the Ain flows almost exclusively on glacial alluvium and reaches limestone bedrock only in a few places, involving lithologically-controlled knickpoints (knickpoints 6, 7, 8, 11, 12 and 13 on Fig. 24). Several dams and anthropogenic structures have also been built along this river section, resulting in low to moderate k_{sn} values.

The downstream Ain section starts with knickpoint 16 (Fig. 24), corresponding to the Coiselet dam (25.5-m high). Here, the Ain River enters the Lons Range where the plateau is getting narrower and is affected by N20°E to N40°E oriented folds and thrusts. The Ain crosses different structures via transversal valleys, and neotectonically controlled knickpoints occur at these intersections (knickpoints 17, 20 and 22 on Fig. 24). These signals are located on N150°E to N180°E trending deformed zones, thrusts and/or fold axes which could involve neotectonic knickpoints.

In summary, the Ain River flows through two deformed areas separated by an undeformed plateau. In the first section, complex karst interactions induce morphological signals that overprint potential neotectonic knickpoints. On the contrary, the intermediate plateau is dominated by

anthropogenic and lithological influences. In the Lons Range, our profile analysis highlights potential neotectonic activity along thrusts and folds.

4.3. The Loue River: a karst network

The Loue River is fed by a karst spring (Fig. 25) and flows over 130 km along the Ornans plateau after crossing the Salins Range (Figure 17 and 25). This river corresponds to an open-pit karst collector, which is largely fed by karst tributaries along its first part (Fig. 25) and partly fed by the Doubs River through seepages near Pontarlier (e.g. Mudry and Rosenthal, 1977, Fig. 22).

The Loue can be divided into three segments (Fig. 25): i) the upstream part, flowing through the Salins Range and corresponding to narrow gorges crossing several folds; ii) the middle part between the Salins and Quingey Ranges, corresponding to a karst plateau where the river flows broadly toward the west; iii) the third downstream segment, which flows across the Quingey Range. Here, the river follows syncline axes and exits the Jura to the west where the Quingey and Salins Ranges join together.

The first segment exhibits many knickpoints associated with very high k_{sn} values (from 200 to more than 500). The Loue spring is a highly complex karst system (Chauve et al., 1986) which results in an important knickzone at the surface (knickpoint 1 on Fig. 25). Even though the river crosses tectonic structures in this area, the karst overprint inhibits any discrimination of neotectonically controlled disturbance signals. Only knickpoint 2 can be interpreted as resulting from the structural pattern, as no major karst spring occurs at this location where the river crosses a major frontal thrust of the Salins Range (Fig. 25).

The second river segment corresponds to the plateau area. Knickpoint signals along its southwestern part mainly evidence anthropogenic thresholds dams (knickpoints 3 to 6 on Fig. 25), whereas knickpoints 7 to 10 are mainly of karst origin. Each karst spring along the Loue River involves a moderate knickpoint ($50 < k_{sn} < 150$), while knickpoint 10 ($k_{sn} \sim 100$) potentially corresponds to diffuse karst springs associated to NE-SW normal faults. Knickpoints 11, 13 and 14 (Fig. 25) are located along NE-SW faults and could highlight a neotectonic control, with moderate to high k_{sn} values (~ 150 for knickpoint 13).

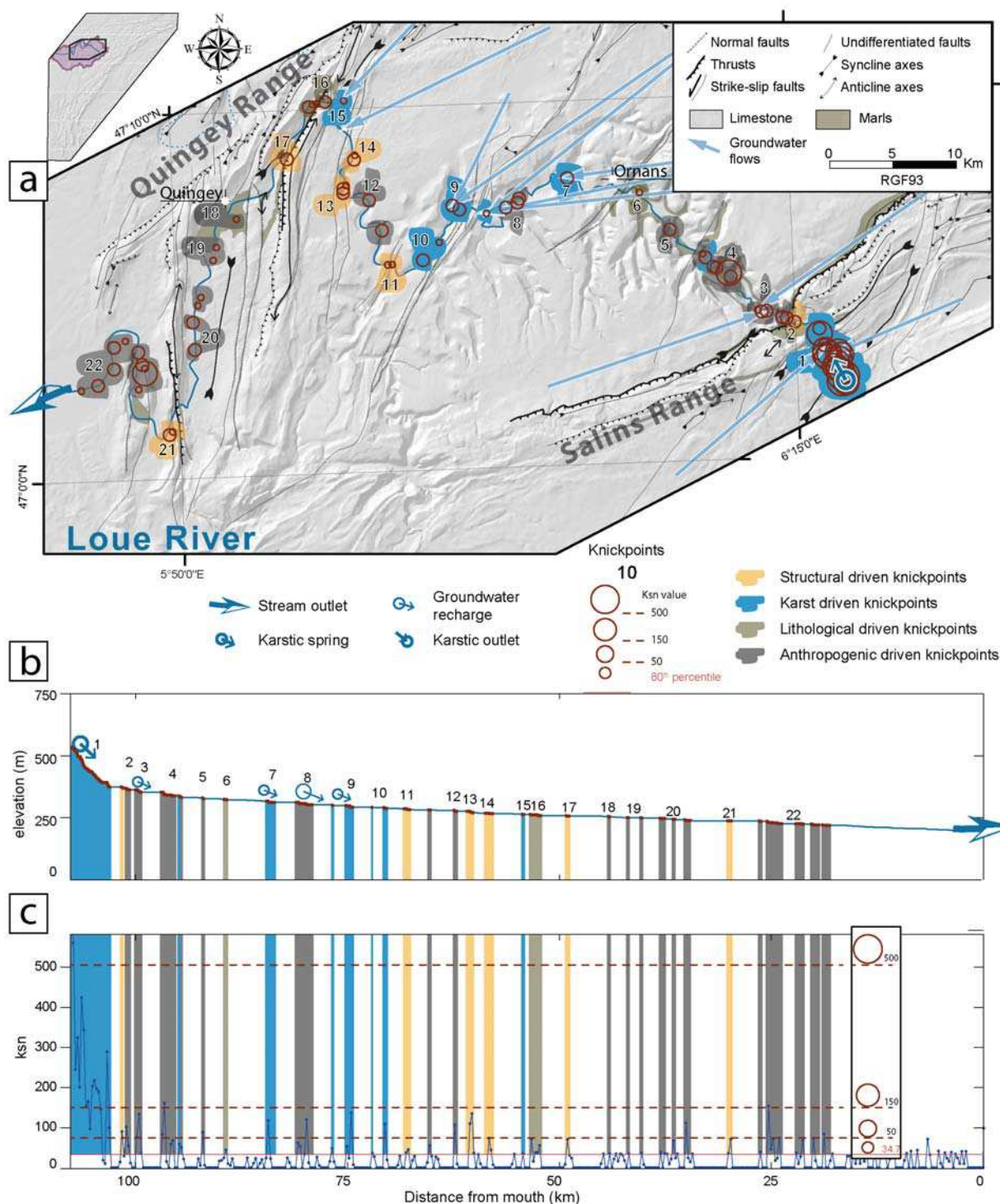


Figure 25. Map of the Loue River (a), its longitudinal profile (b) and ksn evolution (c). Lithological, karst and structural details have been reported on the along the Loue path. Knickpoints (red circles) have been located and classified in size by their intensities (ksn values). Each knickzone has been interpreted regarding geological, topographic and hydrological maps in term of potential lithological, structural, anthropogenic and karst forcing (color code, see legend on the figure). The Loue River is a karst river mainly fed by the Doubs River (Fig. 22).

Along its third segment the Loue flows through the Quingey Range. Unfortunately, several anthropogenic dams occur along this downstream part (knickpoints 18 to 22 on Fig. 25) but some neotectonic signals can still be discriminated. Knickpoints 16, 17 and 21 correspond to major N-S to NE-SW thrusts, where transversal valleys are quite large without steep sides. Even though some rockslide deposits have been identified near the knickpoint 16 during our field investigations, this is not the case for knickpoints 17 and 21. This suggests that they can be considered as markers of neotectonic activity.

In summary, the main information from the Loue is that high k_{sn} values along the first section seem to be controlled by both groundwater resurgences and anthropogenic features, probably overprinting neotectonically controlled evidence along the Loue River.

4.4. General map

In this section, we compile the overall database of neotectonically controlled knickpoints used as a proxy for neotectonic activity and classified by k_{sn} magnitudes in order to draw a general k_{sn} map over the Jura Mountains (Fig. 26). A total of 5808 knickpoints have been identified in the overall Jura Mountains, however after our very careful checking, only 409 of them (7% of the total) could be unambiguously interpreted as having a neotectonic control. k_{sn} intensities reach up to 1240 but 97 % of the values are lower than 500 (Fig. 26b), confirming the low disturbances triggered by neotectonics compared to other potential factors.

Concerning the tectonic-related signals, the frequency diagram and map of k_{sn} intensities (Fig. 26a and b) show that about 80 % of the observed signals correspond to k_{sn} value < 150 and are distributed in the overall Jura Mountains. However, more than 50% of $k_{sn} < 150$ are located along the External Range. About 68% of knickpoints, ranging between 150 and 500 in intensities, are distributed along the High Range and the northern part of the External Range. Finally most prominent river disturbances ($k_{sn} > 500$) are all located along the High Range (Fig. 26a).

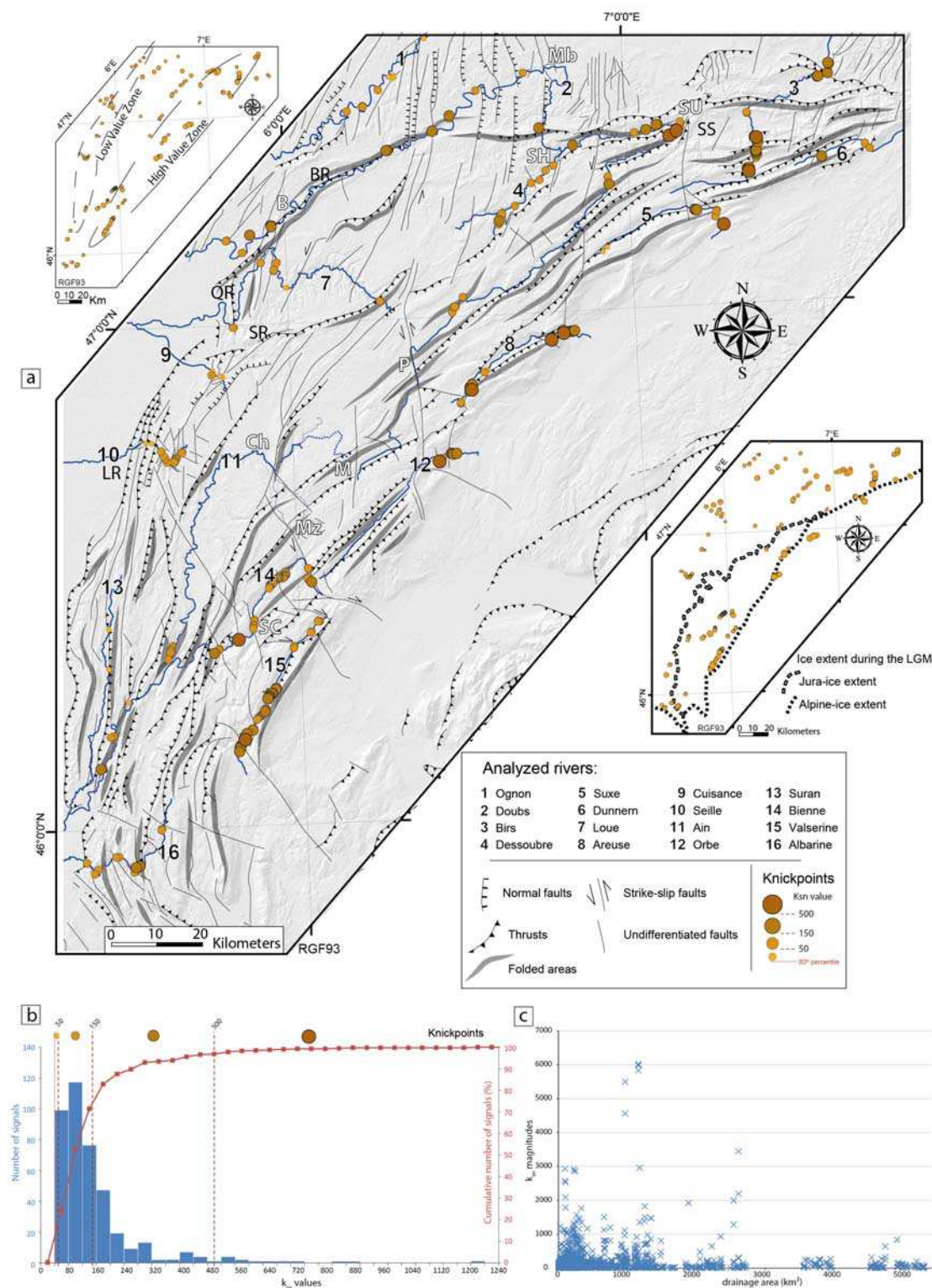


Figure 26. a: General map of knickpoints in the Jura Mountains. The neotectonically controlled knickpoints determined along sixteen river profiles are shown in the simplified structural map (orange circles). Knickpoints have been classified in size by their intensities (K_{sn} values). River profiles point towards neotectonic activity in both the High Range and the External Range. The white map inserted in the high left corner highlights the gradient of K_{sn} intensity between the High Range (high values) and the External Range (low values). The white map inserted at the right side of the general map represents the LGM ice extent along with the distribution of K_{sn} intensities. The diameter of the circles refers to the four categories of K_{sn} intensities defined in legend. **b:** The frequencies diagram of K_{sn} intensities shows a large proportion of moderate signals ($50 < K_{sn} < 150$), which occurs all over the Jura Mountains. **c:** K_{sn} values vs the drainage area shows no direct relation between these two variables.

The distribution of knickpoint intensities along the rivers shows that k_{sn} magnitudes are not directly correlated neither with the local slope, the elevation, nor the drainage area (Figure 26c and supplementary material). Indeed, looking at some key examples such as the Valserine River (river 15 in Fig. 26), the Orbe River (river 8 in Fig. 26) and the Dessoubre River (river 4 in Fig. 26) confirms the absence of correlation with morphometric indicators. Indeed, the Valserine highlights higher k_{sn} in its downstream part (lower slopes and elevations, higher drainage area) than in its upstream part (higher slopes and elevations, lower drainage area) whereas the Dessoubre highlights the exact opposite distribution. Moreover, the Orbe shows high knickpoints in both its downstream and in its upstream part (Fig. 26a,c and Appendix 5 in the supplementary material). Finally, the insert map in Figure 26 shows that there is no spatial correlation between the distribution of k_{sn} intensities and the LGM ice extent.

This spatial distribution of knickpoint intensities potentially highlights a higher tectonic activity in the High Range compared to the External Range. Knickpoints are mainly located along thrusts and folds, but transversal faults could also generate low to moderate signals whereas rare knickpoints are associated to normal faults (Fig. 26).

In the western part (Lons Range, LR on Fig. 26), only few knickpoints are located along tectonic structures (normal faults and thrusts, rivers 9, 10 and 13 on Fig. 26). This region is under the Bresse Graben influence (Becker, 2000), characterized by normal faults which involve knickpoints at the western side of the plateau. This plateau is also affected by a particular erosion pattern called “*reculées*” (regressive erosion), which could involve knickpoints. These “*reculées*” correspond to steeply incised valleys which result from preferential erosion of cold and aggressive water (i.e. with high CO_2 concentrations) along faults (Bailly et al., 1975 and references therein). Part of the signals detected in this area corresponds to such “*reculées*”.

The northernmost part of the Jura Mountains (Montbéliard area, Mb on Fig. 26) is also affected by N-S directed normal faults due to the Rhine-Besse Transfer Zone (RBTZ) (Lacombe et al., 1990; Becker, 2000; Madritsch et al., 2009). The lack of knickpoints along the Doubs profile (river 2 on Fig. 26) when flowing in the vicinity of these normal faults is not decisive for recent quiescence along these tectonic structures; indeed the presence of many man-made dams along this river section may inhibit the identification of any clear neotectonic signal (see section 4.1). Moreover, the Ognon profile (river 1 on Fig. 26) presents some neotectonically controlled knickpoints along the same N-S faults, which suggests a potential neotectonic activity along these structures, as already suggested by Madritsch et al. (2012).

5. Discussion

5.1. Formation and evolution of river knickpoints

5.1.1. *Knickpoint triggering factors*

Recent studies have shown that many different factors, including weathering, differential erosion rates, as well as headwater capture can drive disequilibrium in river stream profiles (Yanites et al., 2013; Willett et al., 2014), thereby inducing knickpoint development. These factors may supplement those already known, such as lithological contrasts, anthropogenic disturbances and long-term tectonic or climatic forcing (e.g. Phillips et al., 2010; Walsh et al., 2012). In turn, it is difficult to decipher their relative role from morphometric analysis.

Our study shows that groundwater flow in karst domains also represents an important disturbing factor when estimating the contributing drainage area that is commonly used as a proxy for river discharge. The underground network complexity, encompassing crossings between surface runoffs and other underground networks, karst captures and diffuse outlets, results in many potential disturbances along the river profiles as well as biases in calculating the contributing discharge area. All these complexities may induce deviations from a theoretical river profile based on the stream power model. In this context it is important to use a normalized k_s parameter (see section 3.2) and to confront knickpoint locations *a posteriori* with available hydrological maps and information. This comparison has been possible in the Jura case, thanks to our good knowledge of the karst systems (Mudry and Rosenthal, 1977; Chauve et al., 1986; Bichet et al., 1999; Charlier et al., 2012; Calmels et al., 2014).

Our study also shows that, in the case of the Jura, all the above-mentioned different factors can overprint each other and can be classified with respect to their induced-knickpoint intensity: i) anthropogenic disturbances (high magnitude); ii) karst imprint (medium magnitude); and iii) lithological contrast, landslides and neotectonic controls (lower magnitude). All the three factors could spatially coexist and would induce geomorphological signals of similar amplitude.

5.1.2. *Transient nature of knickpoints*

Whipple and Tucker (1999) have shown that a disturbed river, either by a sudden base level fall or a localized increase in the uplift rate, will restore its equilibrium by an upstream migration of the newly created knickpoint. This migrating wave could potentially erase all evidence of previous disturbances along longitudinal profiles. Thereby the typical response time (i.e. the wave speed) will depend on rock strength, magnitude of the disturbance and climatic factors.

In the Jura Mountains, many of the potential parameters influencing this characteristic response time are still unknown. Although rock strength is relatively homogeneous (limestones), the rock uplift

rate and its spatial variations remain important unknowns. Climatic changes during Quaternary times seem to have had only a minor influence on the longitudinal profiles in a slowly uplifting context and could thus to some extent be discarded in the Jura case (Carretier et al., 2006). Another poorly known parameter that will strongly influence the response time of the river to perturbations is the incision rate in limestone bedrock. Limestone is very sensitive to erosion, and incision rates over this bedrock lithology depend on both CO₂ concentrations and the nature of transported sediments. Monbaron (1975) proposed an incision rate of 0.42 mm/yr in the Sorne River (see the Sorne Syncline (SS) on Figure 17), while Aubert (1969 and references therein) quantified chemical erosion rates of 0.1 mm/y over the whole Jura Mountains. However, no evidence of spatially-uniform incision rate over the whole Jura could be expected, as fluvial incision rates can be disturbed by sediment traps or underground water flows which induce variations in water discharges and thus in river transport and incision capacity.

All these unknown parameters prevent us from a correct estimation of the river response time to perturbations in the case of the Jura Mountains. However, rivers are expected to potentially preserve topographic anomalies caused by uplift rate variations over about tens of thousands years (e.g. Whipple and Tucker, 1999; Carretier et al., 2006). Considering the total reset of most of the Jura rivers during the last ice extent, and according to previous studies (Nivière and Winter, 2000; Carretier et al., 2006; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011), our analyzed river profiles are expected to have preserved the most recent tectonic disturbances.

5.2. Current deformation style of the Jura Mountains

5.2.1. *General spatial distribution of neotectonic signals.*

After a careful identification and selection of the unambiguous neotectonically controlled knickpoints, we have established a spatial correlation between river knickpoints and the main tectonic structures (Fig. 26). The internal High Range shows higher k_{sn} values on average than the External Range, with a decreasing gradient in k_{sn} magnitudes toward the north-west (Fig. 26). This spatial distribution cannot be explained by a gradient in precipitation; these are quite homogeneous over the Jura (Frei and Schar, 1998; Calmels et al., 2014). Indeed, we propose that this k_{sn} distribution reflects differential neotectonic activity across the Jura arc. Our observations are qualitatively in agreement with modern uplift estimates of 0.1-1.1 mm/yr using leveling (Jouanne et al., 1995, 1998) in the southern part of the High Range, and with long-term uplift estimates between 0.05 and 0.17 mm/yr from morphological analyses in the External Range (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011).

5.2.2. *Hypothesis on ongoing shortening hypothesis*

The tectonic activity highlighted in the External Range could be related to the growth of anticlines and associated horizontal shortening in the frontal part of the Jura Mountains during Plio-Pleistocene times (considering no glacial-reset in the Northern Jura, see section 2.3), as already proposed by several authors (Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a, 2010b; Molliex et al., 2011). Analog and numerical models suggest that the deformation style of accretionary wedges and fold-and-thrust belts strongly depends on the coefficient of elemental-wall friction (friction between displaced materials and basement, Burbidge and Braun, 2002; Smit, 2005). In study cases similar to the Jura Mountains, where the elemental-wall friction is accommodated by an evaporitic basal décollement (very low friction coefficient), the dominant deformation mode is frontal accretion associated with “pop-up” structures, and the deformation is only marginally accommodated by retro thrusts in the High Range. Indeed, temporal and/or lateral spatial variations of heterogeneous element-wall friction coefficients (see for instance Burbidge and Braun, 2002), could have occurred, inducing oscillations between frontal thrusting and backthrusting. Moreover, the deformation style of the Jura is expected to have changed during Pliocene times from a thin-skinned to a thick-skinned mode (Mosar, 1999; Becker, 2000; Lacombe and Mouthereau, 2002; Ustaszewski and Schmid, 2007). This change would imply that the Triassic evaporites no longer played their role of a decoupling level and most of the uplift would, in this case (strong friction coefficient), be expected to be concentrated near the back of the wedge, in combination with underthrusting (Burbidge and Braun, 2002). The hypothesis of (re)activation of backthrusts in the internal part of the Jura arc would fit our observations showing higher neotectonic movements in the High Range (internal chain) compared to the External Range (frontal chain).

5.2.3. *Isostatically driven uplift in the Jura arc*

Since the 90's, isostatic mechanisms have been invoked to explain that part of the observed rock uplift that cannot be entirely explained by crustal thickening (England and Molnar, 1990 and references therein; Hatfield et al., 1991). Here we propose an alternative geodynamic model, considering the orogenic system Alps-Jura to explain both the relatively high uplift rates observed in the High Range and their northwestward decrease. The Plio-Pleistocene to present-day rock uplift (Serpelloni et al., 2013) and exhumation (Fox et al., 2015) documented in the European western and central Alps could be partly explained by an erosion-driven isostatic rebound (Schlunegger and Hinderer, 2003; Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007, 2009; van der Beek and Bourbon, 2008; Valla et al., 2011) and/or by deep-seated processes such as slab breakoff (Sue et al., 1999; Lippitsch et al., 2003; Baran et al., 2014; Fox et al., 2015). In the Alpine realm, including the Jura arc, Serpelloni et al. (2013) established a positive correlation between uplift rates and topography, with uplift rates ranging from 1 to 3 mm/yr in the core of the Alps, and from 0.5 to 1.5 mm/yr within the

Jura Mountains. This correlation potentially reveals a causal link between the measured uplift and buoyancy forces within the alpine root and/or erosional surface processes. Using numerical modeling coupled with morphometry, Champagnac et al. (2007) have proposed that the isostatic rebound induced by Quaternary erosion could imply uplift rates both in the Alps (~ 0.5 mm/yr) and in the Jura (up to 0.2 mm/yr in the High Range). An alternative, but not exclusive, hypothesis would imply slab detachment (Lippitsch et al., 2003; Baran et al., 2014; Fox et al., 2015) as a driving mechanism for recent uplift in the Alpine realm. In this framework, the spatial gradient we observed from the High Range towards the External Range would also fit with this hypothesis, implying mainly intrinsic buoyancy forces as a key factor in the current Alps-Jura dynamics.

Unloading induced by deglaciation has also been discussed as a driver of isostatic rebound (Gudmundsson, 1994; Persaud and Pfiffner, 2004; Barletta et al., 2006; Sue et al., 2007b; Stocchi and Spada, 2009; Norton and Hampel, 2010). Norton and Hampel (2010) have shown that the isostatic adjustment rates in the Alps could range between 14 mm/yr and 25 mm/yr during the glacial overload and glacial retreat times, respectively. These authors suggest that the isostatic rebound is almost fully achieved in the 6 ka following the ice retreat and only residual rates persist since 15 ka. Moreover, as shown on the Figure 26, our analysis does not show any correlation between the high density of knickpoints and the LGM ice extent.

6. Conclusions

Morphological signals along the Jura river profiles are the result of one or several of the four controlling factors, which are, in decreasing order of disturbance magnitudes: i) anthropogenic imprint; ii) groundwater flow impacting river discharge and erosional capacity; iii) tectonic forcing; and iv) lithological control. River profile analysis in karst domain requires the use of a steepness parameter normalized by the drainage area, in combination with a careful cross-check of the location of each knickpoint with respect to the groundwater network.

In the Jura Mountains, significant neotectonic activity has been characterized by longitudinal river profile analyses, using knickpoints as first-order qualitative proxies. Although this activity seems to have been recorded over the entire Jura arc, it appears to be higher in the High Range than in the External Range (Fig. 26). This particular spatial distribution could be related to an ongoing horizontal shortening in the External Range, and/or to isostatic processes linked to the Alps-Jura orogenic system (erosional unloading and/or deep-seated processes) acting over Quaternary times. These results are in agreement with previous geodetic data and geomorphological observations indicating highest uplift rates in the High Range, associated with horizontal shortening which persists at least until Pleistocene times at the Jura front. Nonetheless, our results do not allow us to further discriminate between an ongoing shortening or isostatic mechanisms.

Although the neotectonic deformation along the Jura Mountains remains (very) moderate, our study reveals that focusing on geomorphic evidence allows deciphering recent tectonic activity along the arc, and more specifically in the High Range. This approach could be further developed to better, and quantitatively, constrain the late stages of deformation in the Jura and the potential triggering mechanisms.

Acknowledgments

We thank the editor S. Schmid, H. Madritsch and three anonymous reviewers for their constructive comments that helped to improve our manuscript. This study was funded by the French Research Minister and the OSU THETA (Besançon observatory) to M.R. and C.S.. P.G.V. acknowledges the funding from the Swiss National Foundation (grant #PZ00P2_148191). The IGN is thanked for giving access to their topographic data. We are grateful to A. Vallet for his precious help on Matlab code and statistic treatments.

References

- Affolter, T., Gratier, J.P., 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 109. doi:10.1029/2002JB002270
- Aubert, D., 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. Birkhäuser.
- Aubert, D., 1949. Le Jura. *Geol. Rundsch.* 37, 2–17. doi:10.1007/BF01792491
- Bailly, A., Chapus, R., Fontaine, J., Frachon, J.C., Nardy, J.P., Odouze, A.M., Robert, A., Varacca, C., 1975. *Éléments de géographie comtoise*. Presses Univ. Franche-Comté.
- Baran, R., Friedrich, A.M., Schlunegger, F., 2014. The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. *Lithosphere* 6, 124–131. doi:10.1130/L307.1
- Barletta, V.R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., Smiraglia, C., 2006. Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophys. Res. Lett.* 33, L14307. doi:10.1029/2006GL026490
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains — an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics* 321, 381–406. doi:10.1016/S0040-1951(00)00089-5
- Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J.-F., Digiovanni, C., Meybeck, M., Richard, H., 1999. Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quat. Res.* 51, 267–279. doi:10.1006/qres.1999.2037
- Brandt, S.A., 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *CATENA* 40, 375–401. doi:10.1016/S0341-8162(00)00093-X
- Buoncristiani, Campy, M., 2004a. The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: The Alps and Jura, in: J. Ehlers and P.L. Gibbard (Ed.), *Developments in*

- Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations Extent and Chronology Part I: Europe. Elsevier, pp. 101–110.
- Buoncristiani, Campy, M., 2004b. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. *Sediment. Geol.* 165, 253–264. doi:10.1016/j.sedgeo.2003.11.007
- Burbidge, D.R., Braun, J., 2002. Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold-and-thrust belts using the distinct-element method. *Geophys. J. Int.* 148, 542–561. doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01579.x
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (sub-Alpine molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helvetiae* 83, 559–583.
- Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Masle et al), Geological Society, London, Special Publication. pp. 279–298.
- Calmels, D., Gaillardet, J., François, L., 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chem. Geol.* 390, 74–86. doi:10.1016/j.chemgeo.2014.10.010
- Campbell, I., 1964. Stream Profiles and Pediments. *Rocky Mt. Soc. Sci. J.* 1, 119–121.
- Campy, M., 1992. Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 93, 1–12. doi:10.1016/0031-0182(92)90180-D
- Campy, M., 1985. Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura). *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 22, 65–74. doi:10.3406/quate.1985.1530
- Campy, M., 1982. Le quaternaire franc-comtois: essai chronologique et paléoclimatique.
- Campy, M., Bichet, V., Giovanni, C.D., Richard, H., Richard, J., Olive, P., 1994. Evolution des flux de matière depuis 12 000 ans dans la haute vallée du Doubs (France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 165, 381–400.
- Carretier, S., Nivière, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 111, F02024. doi:10.1029/2005JF000419
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nat. Geosci.* 5, 744–748. doi:10.1038/ngeo1582
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32, 709–712. doi:10.1130/G20491.1
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195–198. doi:10.1130/G23053A.1
- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 117. doi:10.1029/2011JB008348
- Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236–249. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.024
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *J. Hydrol.* 460–461, 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.043

- Chauve, Jacquemin, Mania, 1986. Representation des écoulements en milieu karstique de zone plissée; exemple des hauts bassins du Doubs et de la Loue. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 645–652.
- Chauve, P., Mudry, J., Rosenthal, P., Tissot, G., Tresse, P., 1986. Role des abaissments d'axe dans les circulations karstiques du Jura. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 329–336.
- Coromina, G., Fabbri, O., 2004. Late Palaeozoic NE–SW ductile–brittle extension in the La Serre horst, eastern France. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 75–84. doi:10.1016/j.crte.2003.09.019
- Coutterand, S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent : du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Chambéry.
- Croissant, T., Braun, J., 2014. Constraining the stream power law: a novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method. *Earth Surf. Dyn.* 2, 155–166. doi:10.5194/esurf-2-155-2014
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 270–280. doi:10.1016/0031-9201(92)90146-M
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss J. Geosci.* 101, 377–385. doi:10.1007/s00015-008-1271-3
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24, 189–208. doi:10.1016/S0169-555X(98)00016-6
- Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géographie Lyon* 27, 327–357. doi:10.3406/geoca.1952.1144
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33. doi:10.1016/j.tecto.2004.06.011
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 134–144. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.036
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2
- Fournier, É., 1900. Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue dans leurs rapports avec la structure géologique. *Ann. Géographie* 9, 219–228. doi:10.3406/geo.1900.6239
- Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. *Geology* G36411.1. doi:10.1130/G36411.1
- Frei, C., Schar, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* 18, 873–900. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9
- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E., Wetzel, A., 2004a. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207–223. doi:10.1007/s00531-003-0375-2
- Giamboni, M., Wetzel, A., Nivière, B., Schumacher, M., 2004b. Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau

- area; northwestern Switzerland and France). *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 17–31. doi:10.1007/s00015-004-1112-4
- Gibert, A., 1945. Remarques sur le réseau hydrographique du Jura. *Études Rhodan.* 20, 246–252. doi:10.3406/geoca.1945.6611
- Goldrick, G., Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 649–671. doi:10.1002/esp.1413
- Golledge, N.R., Hubbard, A.L., Sugden, D.E., 2009. Mass balance, flow and subglacial processes of a modelled Younger Dryas ice cap in Scotland. *J. Glaciol.* 55, 32–42. doi:10.3189/002214309788608967
- Golterman, H.L., 1982. La géochimie du Rhin et du Rhône et l'impact humain. *Hydrobiologia* 91-92, 85–91. doi:10.1007/BF02391924
- Gudmundsson, G., 1994. An Order-of-Magnitude Estimate of the Current Uplift-Rates in Switzerland Caused by the Wurm Alpine Deglaciation. *Eclogae Geol. Helvetiae* 87, 545–557.
- Hatfield, C.B., England, P., Molnar, P., Pinter, N., Keller, E.A., 1991. Comments and Replies on "Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks." *Geology* 19, 1051–1054. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<1051:CAROSU>2.3.CO;2
- Heim, A., 1919. *Geologie der Schweiz*.
- Henry, P., Deloule, E., Michard, A., 1997. The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 627–644. doi:10.1016/S0012-821X(96)00252-X
- Hindle, D., 1997. Quantifying stresses and strains from the Jura Arc, and their usefulness in choosing a deformation model for the region. Neuchâtel.
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 409–424. doi:10.1016/S0012-821X(03)00586-7
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics, Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins* 357, 137–158. doi:10.1016/S0040-1951(02)00366-9
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: Insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *J. Struct. Geol.* 19, 703–718. doi:10.1016/S0191-8141(96)00104-6
- Homberg, C., Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., 1999. New constraints for indentation mechanisms in arcuate belts from the Jura Mountains, France. *Geology* 27, 827–830. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0827:NCFIMI>2.3.CO;2
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 30, 2261–2285. doi:10.1029/94WR00757
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *J. Struct. Geol.* 18, 217–234. doi:10.1016/S0191-8141(96)80046-0
- Jouanne, F., Genaudeau, N., Menard, G., Darmendrail, X., 1998. Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics* 296, 403–419. doi:10.1016/S0040-1951(98)00156-5
- Jouanne, F., Menard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-Day Vertical Displacements in the North-Western Alps and Southern Jura Mountains - Data from Leveling Comparisons. *Tectonics* 14, 606–616. doi:10.1029/94TC03336

- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K.F., Giardini, D., Michael, A.J., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109, n/a–n/a. doi:10.1029/2003JB002550
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54–75. doi:10.1016/j.jsg.2012.07.009
- Kleman, J., 1994. Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology* 9, 19–32. doi:10.1016/0169-555X(94)90028-0
- Kondolf, G.M., 1997. PROFILE: Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environ. Manage.* 21, 533–551. doi:10.1007/s002679900048
- Kühni, A., Pfiffner, O.A., 2001. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology* 41, 285–307. doi:10.1016/S0169-555X(01)00060-5
- Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., Laurent, P., 1990. Polyphase Tectonics and Stress Perturbations in the Rhine-Saone Transform Zone Inferred from Both Analyses of Calcite Twins and Fault Slips. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 6, 853–863.
- Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D., Dupin, J.M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone Continental Transform Zone (eastern France). *Tectonics* 12, 874–888. doi:10.1029/93TC00233
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12–1. doi:10.1029/2001TC901018
- Laubscher, H., 2010. Jura, Alps and the boundary of the Adria subplate. *Tectonophysics* 483, 223–239. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.011
- Laubscher, H., 1992. Jura Kinematics and the Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helvetiae* 85, 653–675.
- Lebeau, R., 1951. Sur la structure du Jura : les enseignements de l'excursion géologique interuniversitaire en Franche-Comté (31 août - 6 septembre 1949). *Rev. Géographie* Lyon 26, 71–75. doi:10.3406/geoca.1951.6039
- LeMasurier, W.E., Landis, C.A., 1996. Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 1450–1466. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<1450:MPARBL>2.3.CO;2
- Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108, 2376. doi:10.1029/2002JB002016
- Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophys. J. Int.* 99, 19–32. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02013.x
- Madritsch, H., 2008. Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfert Zone. University of Basel.
- Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.-M., Preusser, F., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2010a. Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Int. J. EARTH Sci.* 99, S103–S122. doi:10.1007/s00531-009-0468-7
- Madritsch, H., Kounov, A., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2009. Multiple fault reactivations within the intra-continental Rhine–Bresse Transfer Zone (La Serre Horst, eastern France). *Tectonophysics* 471, 297–318. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.044

- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., 2012. Climatic and tectonic controls on the development of the River Ognon terrace system (eastern France). *Geomorphology* 151, 126–138. doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.023
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., Schmid, S.M., 2010b. Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *TERRA NOVA* 22, 147–154. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00928.x
- Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 213–221. doi:10.2113/172.2.213
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sediment. Geol., The Messinian Salinity Crisis Revisited Next Messinian colloquium* 188–189, 219–233. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006
- Molliex, S., Fabbri, O., Bichet, V., Madritsch, H., 2011. Possible Quaternary growth of a hidden anticline at the front of the Jura fold-and-thrust belt: geomorphological constraints from the Foret de Chaux area, France. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 337–346.
- Molnar, P., 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. *GSA Today* 19, 44–45. doi:10.1130/GSATG00GW.1
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic Uplift of Mountain-Ranges and Global Climate Change - Chicken or Egg. *Nature* 346, 29–34. doi:10.1038/346029a0
- Monbaron, M., 1975. Contribution à l'étude des cluses du jura septentrional (Thèse Universitaire). Neuchatel, Neuchatel.
- Mosar, J., 1999. Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 143–155. doi:10.1016/S0012-821X(99)00238-1
- Mudry, J., Rosenthal, P., 1977. La Haute-chaîne du Jura entre Morez, Saint-Claude et la Pesse. *Étude géologique et hydrologique*. Université de Franche-Comté.
- Nivière, B., Giamboni, M., Innocent, C., Winter, T., 2006. Kinematic evolution of a tectonic wedge above a flat-lying décollement: The Alpine foreland at the interface between the Jura Mountains (Northern Alps) and the Upper Rhine graben. *Geology* 34, 469–472. doi:10.1130/G22334.1
- Nivière, B., Winter, T., 2000. Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben: seismotectonic implications. *Glob. Planet. Change* 27, 263–288. doi:10.1016/S0921-8181(01)00070-4
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts* 579, 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.* 154, 72–88. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x
- Norton, K.P., Hampel, A., 2010. Postglacial rebound promotes glacial re-advances – a case study from the European Alps. *Terra Nova* 22, 297–302. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00946.x
- Ostermann, M., Sanders, D., Kramers, J., 2006. ²³⁰Th/²³⁴Th/U ages of calcite cements of the proglacial valley fills of Gamperdona and Bürs (Riss ice age, Vorarlberg, Austria): geological implications_-. *Austrian J. Earth Sci.* 230, 234.

- Perrin, J., Luetscher, M., 2008. Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information: example of the Swiss Jura. *Hydrogeol. J.* 16, 951–967. doi:10.1007/s10040-008-0281-6
- Persaud, M., Pfiffner, O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385, 59–84. doi:10.1016/j.tecto.2004.04.020
- Pfiffner, O.A., 1990. Kinematics and intrabed-strain in mesoscopically folded limestone layers-examples from the jura and the helvetic zone of the alps. *Eclogae geol. helvetiae* 83, 585–602.
- Phillips, J.D., McCormack, S., Duan, J., Russo, J.P., Schumacher, A.M., Tripathi, G.N., Brockman, R.B., Mays, A.B., Pulugurtha, S., 2010. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky-Tennessee. *Geomorphology* 114, 188–198. doi:10.1016/j.geomorph.2009.06.023
- Preusser, F., Schlüchter, C., 2004. Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 245–253. doi:10.1007/s00015-004-1119-4
- Rantitsch, G., Pischinger, G., Kurz, W., 2009. Stream profile analysis of the Koralm Range (Eastern Alps). *Swiss J. Geosci.* 102, 31–41. doi:10.1007/s00015-009-1305-5
- Robl, J., Stüwe, K., Hergarten, S., 2008. Channel profiles around Himalayan river anticlines: Constraints on their formation from digital elevation model analysis. *Tectonics* 27, n/a–n/a. doi:10.1029/2007TC002215
- Rollier, L., 1903. Le plissement de la chaîne du Jura. *Ann. Géographie* 12, 403–410. doi:10.3406/geo.1903.6377
- Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 94, 18409–18427. doi:10.1029/JD094iD15p18409
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Lamb, H.H., Andrews, J.T., 1988. Northern Hemisphere Climate Regimes During the Past 3 Ma: Possible Tectonic Connections [and Discussion]. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 318, 411–430. doi:10.1098/rstb.1988.0017
- Schlatter, A., Schneider, D., Geiger, A., Kahle, H.-G., 2005. Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. *Int. J. Earth Sci.* 94, 507–514. doi:10.1007/s00531-004-0449-9
- Schlunegger, F., Hinderer, M., 2003. Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova* 15, 88–95. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00469.x
- Schlunegger, F., Jordan, T.E., Klaper, E.M., 1997. Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16, 823–840. doi:10.1029/97TC01657
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D.P., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2013JB010102. doi:10.1002/2013JB010102
- Shahzad, F., Mahmood, S.A., Gloaguen, R., 2007. Stream profile and neotectonic analysis in Hazara Kashmir Syntaxis using shuttle radar digital elevation-data. *Ieee*, New York.
- Singh, T., Awasthi, A.K., 2010. Stream profiles as indicator of active tectonic deformation along the Intra-Foreland Thrust, Nahan Salient, NW India. *Curr. Sci.* 98, 95–98.
- Smit, J.H.W., 2005. Brittle-ductile coupling in thrust wedges and continental transforms.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino

- triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 1250–1263. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2
- Sommaruga, A., 1999. Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Mar. Pet. Geol.* 16, 111–134. doi:10.1016/S0264-8172(98)00068-3
- Sougniez, N., Vanacker, V., 2010. Spatial variability in channel and slope morphology within the Ardennes Massif, and its link with tectonics. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 7, 6981–7006.
- Steer, P., Simoes, M., Cattin, R., Shyu, J.B.H., 2014. Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nat. Commun.* 5. doi:10.1038/ncomms6564
- Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.-D., Fox, M., Salcher, B., Willett, S.D., 2012. Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology* 40, 1067–1070. doi:10.1130/G33540.1
- Stocchi, P., Spada, G., 2009. Influence of glacial isostatic adjustment upon current sea level variations in the Mediterranean. *Tectonophysics, TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes* 474, 56–68. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.003
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1101–1129. doi:10.1007/s00531-007-0181-3
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 25611–25622. doi:10.1029/1999JB900249
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature* 467, 313–317. doi:10.1038/nature09365
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben - Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.* 100, 293–312. doi:10.1007/s00015-007-1226-0
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2006. Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics* 25. doi:10.1029/2005TC001915
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci.* 4, 688–692. doi:10.1038/ngeo1242
- Valla, P.G., van der Beek, P.A., Shuster, D.L., Braun, J., Herman, F., Tassan-Got, L., Gautheron, C., 2012. Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117, F01004. doi:10.1029/2011JF002043
- Van der Beek, P., Bourbon, P., 2008. A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology, Glacial Landscape Evolution - Implications for Glacial Processes, Patterns and Reconstructions* 97, 52–72. doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.038
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470. doi:10.1130/G33942.1
- Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P., Nocquet, J.-M., 2006. Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 365–372. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.037
- Walsh, L.S., Martin, A.J., Ojha, T.P., Fedenczuk, T., 2012. Correlations of fluvial knickzones with landslide dams, lithologic contacts, and faults in the southwestern Annapurna

- Range, central Nepalese Himalaya. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 117. doi:10.1029/2011JF001984
- Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., Sheehan, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data, online report. GSA Annu. Meet. http://www.geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro_UserGuidees_Final.pdf.
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts (vol 2, pg 97, 2009). *Nat. Geosci.* 2, 730–730. doi:10.1038/ngeo638
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185. doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *Am. J. Sci.* 301, 313–325. doi:10.2475/ajs.301.4-5.313
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 17661–17674. doi:10.1029/1999JB900120
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.-Y., 2014. Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765. doi:10.1126/science.1248765
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991a. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resour. Res.* 27, 1671–1684. doi:10.1029/91WR00935
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991b. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 2. Nondimensionalization and applications. *Water Resour. Res.* 27, 1685–1696. doi:10.1029/91WR00936
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398, 55–74. doi:10.1130/2006.2398(04)
- Yanites, B.J., Ehlers, T.A., Becker, J.K., Schnellmann, M., Heuberger, S., 2013. High magnitude and rapid incision from river capture: Rhine River, Switzerland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 1060–1084. doi:10.1002/jgrf.20056
- Ziegler, P.A., Fraefel, M., 2009. Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. *Swiss J. Geosci.* 102, 57–75. doi:10.1007/s00015-009-1306-4

2.3 Données et interprétations complémentaires

2.3.1 Analyse hypsométrique

2.3.1.1 Méthodologie

L'analyse hypsométrique est utilisée en géomorphologie pour caractériser la morphologie des bassins versants et les paramètres hypsométriques sont utilisés comme indicateurs d'évolution morphologique et interprétés en termes d'activité tectonique (Ohmori, 1993; Hurtrez and Lucazeau, 1999; Brocklehurst and Whipple, 2004; Cheng et al., 2012).

Les courbes hypsométriques représentent la distribution de l'aire drainée en fonction de l'altitude du bassin versant et sont habituellement représentées en altitude cumulée (m) et en aire drainée relative (%) (Strahler, 1952, 1957). Leur forme traduit les caractéristiques du bassin versant (lithologie, perturbations, mode de déformation...) et peut être interprétée en termes d'activité tectonique (Strahler, 1957; Lifton and Chase, 1992; Ohmori, 1993; Hurtrez and Lucazeau, 1999).

L'intégrale hypsométrique (S) représente l'aire normalisée sous la courbe hypsométrique (compris donc entre 0 et 1) et peut être calculée comme suit :

$$S = \frac{elev_{mean} - elev_{min}}{elev_{max} - elev_{min}}$$

Avec $elev_{mean, min, max}$: l'altitude moyenne, minimale et maximale respectivement.

Ce paramètre peut être interprété en termes de degré d'évolution (i.e. de maturation) du bassin versant (Hurtrez and Lucazeau, 1999; Ohmori, 1993) : un bassin très évolué (mature) sera proche de l'équilibre avec son niveau de base se traduisant par une altitude moyenne très proche de l'altitude minimale et caractérisé par un S proche de 0. Dans le cas d'un bassin très jeune ou récemment perturbé (surrection) l'altitude moyenne sera supérieure au niveau de base et S se rapprochera de 0.5.

2.3.1.2 Résultats

L'analyse hypsométrique a été réalisée sur les trois principales rivières du Jura : le Doubs, la Loue et l'Ain (Figure 27) dont les bassins représentent plus de 75% de la surface de l'arc.

Les courbes ainsi que les paramètres hypsométriques sont similaires pour les trois bassins. Ils présentent des altitudes comprises entre 180 m et 1600 m avec des altitudes moyennes comprises entre 460 m et 730 m et des altitudes médianes comprises entre 500 m et 620 m. De plus, leurs courbes de forme complexe à légèrement concave ainsi que leurs intégrales hypsométriques sont également très proches.

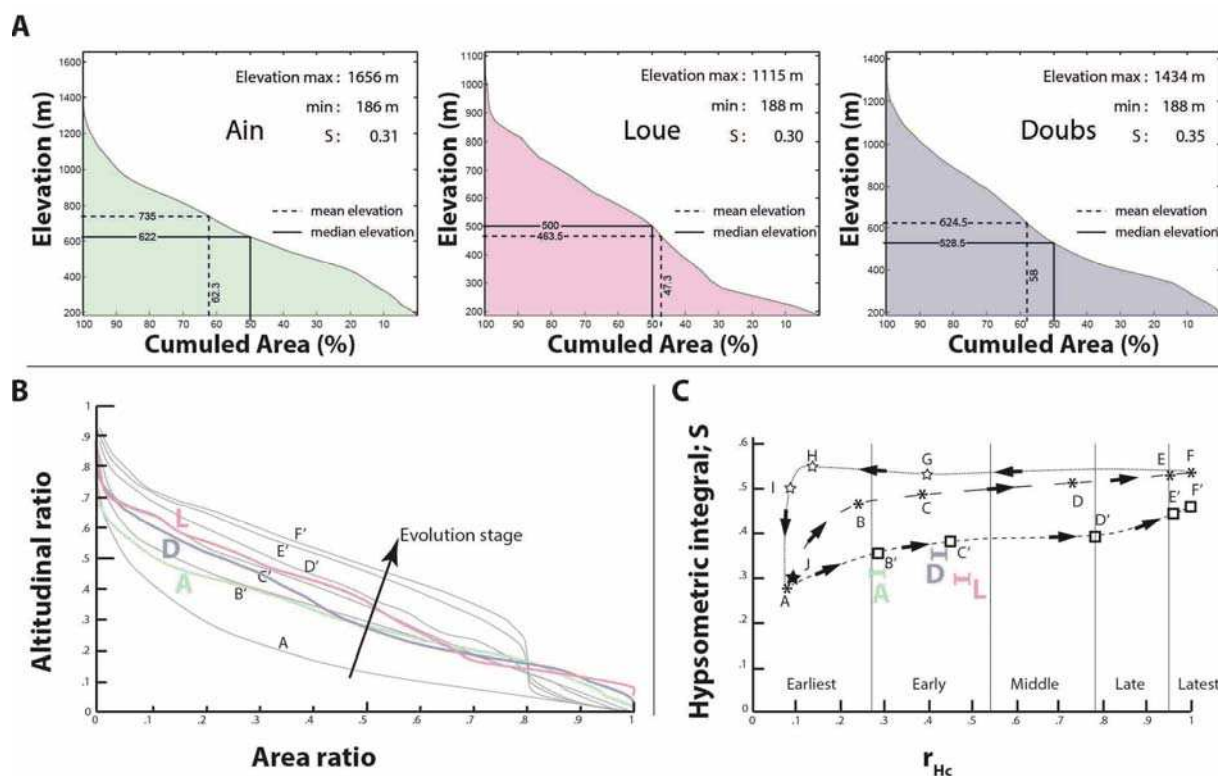


Figure 27 : Courbes hypsométriques des bassins versants de l'Aain, de la Loue et du Doubs (A) comparées avec les résultats de simulations d'Ohmori (1993) en termes de courbes hypsométriques normalisées (B) et d'intégrales hypsométriques (C). La forme de leur courbe hypsométrique ainsi que leurs paramètres hypsométriques permettent de comparer ces trois rivières avec les résultats de simulations réalisées par Ohmori (1993). Dans les conditions de ces simulations (uplift = 2 mm/a), l'Aain, la Loue et le Doubs seraient des rivières caractéristiques d'une chaîne de montagne en surrection hétérogène depuis les 200 000 à 100 000 dernières années. En remplaçant ces rivières dans le contexte jurassien (uplift ~ 0.2 mm/a), il est possible d'estimer une surrection active dans les 20 000 à 10 000 dernières années.

Les courbes hypsométriques caractéristiques de bassin carbonaté sont habituellement convexes (Hurtrez and Lucazeau, 1999; Strahler, 1957) contrairement à celles des rivières du Jura. Cette forme en S ("S-shape") à concave dans ce cas peut être interprétée comme caractéristique d'une zone tectoniquement active (surrection) (Lifton and Chase, 1992; Ohmori, 1993; Hurtrez and Lucazeau, 1999 et références incluses).

L'Aain, la Loue et le Doubs ont une intégrale hypsométrique comprise entre 0.3 et 0.35, caractéristique de bassins peu évolués (Ohmori, 1993). Ces valeurs peuvent être induites par une perturbation verticale récente du bassin versant.

2.3.1.3 Discussion

Simulations d'Ohmori.

Ohmori (1993) a réalisé des simulations empiriques de l'évolution des courbes hypsométriques de bassins versants au cours de la surrection. Deux types de simulations ont été réalisées : i) avec une surrection homogène de 2 mm/a (courbes et points A à J sur la Figure 27 B et C) et ; ii) avec une surrection spatialement hétérogène de 2 mm/a de moyenne (courbes et points A à F' sur la Figure 27 B et C). L'altitude moyenne de chaque bassin évoluant d'une valeur minimale à maximale au cours des simulations, il est possible d'utiliser sa valeur relative à sa valeur maximale (notée r_{Hc} sur la Figure 27 C) pour évaluer le temps passé depuis la dernière perturbation verticale (Ohmori, 1993).

Les rivières utilisées dans ces simulations ont des paramètres hypsométriques très proches de ceux de l'Ain, de la Loue et du Doubs et leurs courbes hypsométriques normalisées peuvent être comparées (Ohmori, 1993). De plus, en considérant les vitesses maximales de surrection proposées par Jouanne et al. (1995, 1998) allant jusqu'à 2 mm/a dans la Haute Chaîne, il est possible de comparer les résultats de l'analyse hypsométrique réalisée ici avec ceux obtenus lors des simulations d'Ohmori (1993).

Dans les conditions de ces simulations, les courbes hypsométriques des rivières jurassiennes sont comparables à celles obtenues lors d'une surrection hétérogène des bassins versants (simulation ii, Figure 27 B). La forme des courbes pouvant elle-même être interprétée en termes de degré d'avancement de la simulation (Ohmori, 1993), il est possible de replacer qualitativement la position de l'Ain, de la Loue et du Doubs sur l'axe du paramètre r_{Hc} , et, en prenant leur valeur d'intégrale hypsométrique, de les replacer dans le graphique $S = f(r_{Hc})$ (Figure 27 C). Ainsi, les rivières du Jura seraient caractéristiques de bassins affectés d'une surrection hétérogène et récente (entre 200 ka et 100 ka d'après (Ohmori, 1993)). Considérant les vitesses d'ajustement des bassins et en se replaçant dans le contexte tectonique du Jura (en estimant une surrection moyenne de 0.2 mm/a (Giamboni et al., 2004b; Walpersdorf et al., 2006; Madritsch et al., 2010a)), ces rivières indiquent que le Jura aurait connu un uplift au cours des 20 000 à 10 000 dernières années, c'est-à-dire depuis la fin du dernier maximum glaciaire.

2.3.2 Discussion complémentaire

2.3.2.1 Migration de knickpoints

Whipple et Tucker (1999) ont montré qu'un profil de rivière perturbé, soit par un abaissement du niveau de base soit par une augmentation locale de la vitesse de surrection, va se rééquilibrer par migration vers l'amont du knickpoint créé. Cette migration peut effacer les indices de perturbations passées le long de ce profil et la vitesse de migration (temps de réponse du système) dépend des paramètres lithologiques, climatiques et de l'amplitude de la perturbation.

Dans le cas du Jura, certains paramètres contrôlant ce temps de réponse restent mal contraints. Bien que les caractéristiques lithologiques soient relativement homogènes au sein des calcaires, la vitesse de surrection reste globalement inconnue, surtout considérant des vitesses hétérogènes à travers l'arc.

Les changements climatiques sont, quant à eux assez bien contraints même si un certain nombre de questions se posent encore quant à la répartition spatiale des derniers glaciers (Campy, 1985; Buoncristiani and Campy, 2004; Bichet, communication personnelle). En dehors des glaciations quaternaires, Carretier et al. (2006) ont montré que les variations climatiques n'influençaient pas l'enregistrement morphologique des perturbations tectoniques le long des profils de rivières.

Un dernier paramètre reste très mal connu : le taux d'incision des rivières. Les calcaires sont très sensibles à l'érosion chimique et la vitesse d'incision des rivières dans un tel contexte dépend à la fois des teneurs en CO_2 et de la nature des sédiments transportés. Monbaron (1975) proposait une vitesse d'incision de 0.42 mm/a pour la Sorne (NE du Jura, cf. Figure 17), Aubert (1969 et références incluses) a quantifié l'érosion chimique dans le Jura à 0.1 mm/a. Cependant, il est peu probable qu'une vitesse d'incision homogène à travers l'arc puisse être proposée : ces vitesses pouvant être perturbées par les pièges sédimentaires ou par les réseaux karstiques qui modifient le débit et la capacité de transport des rivières.

Ce manque de données ne permet pas de proposer une estimation correcte de la vitesse de migration des knickpoints dans le Jura. Cependant, les rivières récentes semblent pouvoir préserver les anomalies causées par les variations de surrection pendant plusieurs dizaines de milliers d'années (e.g. Whipple and Tucker, 1999; Carretier et al., 2006). Considérant le potentiel reset de certaines rivières au cours des dernières glaciations et en accord avec les études précédentes (Nivière and Winter, 2000; Carretier et al., 2006; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011), les profils de rivières dans l'arc jurassien semblent avoir un fort potentiel de préservation des événements tectoniques récents.

2.3.2.2 Rebond isostatique contrôlé par l'érosion glaciaire

La perte de masse induite par l'érosion glaciaire est souvent invoquée comme cause du rebond isostatique observé actuellement (Gudmundsson, 1994; Persaud and Pfiffner, 2004; Barletta et al., 2006; Sue et al., 2007b; Stocchi and Spada, 2009; Norton and Hampel, 2010). Lors d'un englacement général d'une chaîne de montagne, la masse de glace accumulée va induire une subsidence lithosphérique, qui se réajustera lors du retrait glaciaire.

Les vitesses de réajustement isostatique sont habituellement estimées entre 0.2 mm/a et 0.5 mm/a (Gudmundsson, 1994; Eronen et al., 2001). Un glacier ayant une capacité érosive d'environ 1.6 mm/a pendant environ 4 ka, comme proposé par (Buoncristiani and Campy, 2001) dans le Jura, aura érodé 6.4 m de sédiments et induira un rebond isostatique pendant, au maximum, les 32 000 ans suivants.

Dans ce cas précis, le rebond isostatique induit par l'érosion du dernier maximum glaciaire encore actuellement observé ne peut pas excéder 0.36 mm/a, sans quoi le réajustement serait déjà terminé (estimant à 17500 ans l'âge du retrait glaciaire).

Cependant, Norton and Hampel (2010) proposent un modèle numérique expliquant, dans les Alpes, des vitesses de réajustement isostatique pouvant atteindre des valeurs de 14 mm/a lors de l'englacement et de 25 mm/a lors du retrait glaciaire. Ces auteurs suggèrent que l'équilibre isostatique est alors presque totalement atteint dans les 6 ka qui suivent le désenglacement et que seul un faible uplift résiduel persiste dans les 15 000 ans suivants.

Ces différentes études montrent que l'érosion glaciaire ne peut expliquer qu'une partie du rebond isostatique observé actuellement dans les Alpes. Dans le Jura, la décharge sédimentaire induit par le dernier épisode glaciaire ne peut expliquer un rebond isostatique de plus de 0.3 mm.a⁻¹. Il faut cependant considérer le Jura dans son ensemble Jura-Alpes et tenir compte des masses sédimentaires perdues lors des 100 000 dernières années à cette échelle, tenant également compte de l'érosion interglaciaire. De plus, un rebond isostatique expliquant des vitesses de surrection de plus de 1 mm/a, comme proposées dans le sud de Haute Chaîne (Jouanne et al., 1995, 1998), peut également être induit par les processus tectoniques profonds régulièrement évoqués dans les Alpes (slab break-off) (Sue et al., 1999; Lippitsch et al., 2003; Baran et al., 2014; Fox et al., 2015).

2.4 Conclusions géomorphologiques

L'analyse des profils de rivières révèle des mouvements verticaux dans la Haute Chaîne ainsi que dans la chaîne externe caractérisés par une intensité décroissante de la zone interne à la zone externe de l'arc. Ces résultats sont en adéquations avec les données géodésiques et géomorphologiques précédemment publiées indiquant un uplift plus important dans la Haute Chaîne qu'au front du Jura.

Cet uplift différentiel peut être dû soit à l'influence d'un rebond isostatique centré sur les Alpes (e.g. Champagnac et al., 2007) soit à une réactivation des rétro-chevauchements dans la Haute Chaîne associée à une compression toujours active dans l'ensemble de l'arc (e.g. Madritsch et al., 2010a, 2010b).

GÉOCHRONOLOGIE

Spéléothèmes et tectoglyphes

3 Approche géochronologique : essais de datation des déformations en domaine calcaire.

Afin de mieux caractériser l'activité néotectonique de l'arc nous avons tenté d'appliquer plusieurs méthodes de datation absolue sur des objets géologiques clés tels que les failles tardives ou encore les spéléothèmes. La chronologie de la mise en place du Jura et de ses différentes phases de déformation a été réalisée à travers les données stratigraphiques et paléontologiques (e.g. Becker, 2000), cependant, l'évolution tectonique Quaternaire de l'arc reste très mal contrainte. Afin de mieux caractériser la déformation actuelle de la chaîne, il est nécessaire d'affiner la résolution chronologique des événements tectoniques Quaternaires. Il existe de nombreuses méthodes de datation qui sont développées aujourd'hui (e.g. Walker and Walker, 2005 et références incluses) :

- Les méthodes radiométriques sur les éléments radiogéniques "classiques" (C, Ar, U...) ou sur les cosmogéniques (Cl, Be, Ne...),
- Les méthodes de datation du temps d'exposition par luminescence (TL, OSL, T-OSL), résonance électronique (ESR) ou par la caractérisation des défauts cristallins induits (Fission Track),
- Les méthodes de datation basées sur l'accumulation annuelle de matériel telles que la dendrochronologie (cernes saisonnières des arbres), la chronologie varvaire (varves saisonnières sédimentaires), la lichenométrie (croissance des lichens), la croissance minérale (cernes des spéléothèmes ou couches de glace d'un glacier) ou encore la sclérochronologie (bandes de croissances des coraux et mollusques),
- Les méthodes de datation "indirectes" comme la chronostratigraphie des isotopes de l'oxygène, la téphrochronologie, le paléomagnétisme terrestre ou la chronostratigraphie des paléosols.
- Les méthodes biomoléculaires basées sur l'évolution génétique des espèces en réponse à un forçage climatique par exemple.

Toutes ces méthodes possèdent leurs champs d'application, leurs avantages et leurs limites. Le Jura étant caractérisé par des sédiments carbonatés, très peu de matériel silicaté et une érosion chimique conséquente, le nombre de méthodes de datation applicable dans ce cas est très réduit.

Nous avons déjà parlé des méthodes de datation par luminescence que nous avons tenté d'appliquer sur des cibles géomorphologiques (cf. section 2.1.1), dans la suite de ce manuscrit nous présentons une méthode de datation radiométrique basée sur la série de désintégration de l'uranium

que nous avons tenté d'appliquer sur des tectoglyphes et des concrétions calcaires, en particulier sur la calcite.

3.1 Méthodologie : datation U/Th sur calcite et limitations.

Les méthodes de datation utilisant les produits de la chaîne de désintégration de l'Uranium se sont développées à partir de la fin de la seconde guerre mondiale, mais c'est à partir des années 1960 qu'elles ont commencé à être utilisées en routine en géologie (Walker and Walker, 2005 et références incluses). La méthode s'est alors diversifiée et améliorée avec notamment le développement des spectromètres de masse et des méthodes d'échantillonnage (ablation laser, microscope électronique...) permettant par exemple de dater moins de 1g de calcite avec des précisions de l'ordre de 80 ans (e.g. Richards and Dorale, 2003 et références incluses). Plusieurs études récentes ont montré qu'il est aujourd'hui possible de dater des échantillons de moins de 100 mg en obtenant des résultats à $\pm 1\%$ (e.g. Ostermann et al., 2006; Fleitmann et al., 2007; Zhou et al., 2011; Nuriel et al., 2012b).

Ce manuscrit n'a pas la prétention de faire un résumé de toute l'histoire de l'évolution de la méthode, ni de parler de manière exhaustive des différentes méthodes associées à la désintégration de l'uranium, de plus amples informations se trouvent dans de nombreux travaux (e.g. Kaufman and Broecker, 1965; Somayajulu et al., 1966; Cheng et al., 2000; Ku, 2000; Goldstein and Stirling, 2003; Richards and Dorale, 2003; Fietzke et al., 2004; Walker and Walker, 2005; Zhou et al., 2011; Nuriel et al., 2012a et références incluses). Dans la suite nous exposerons les grands principes de la datation utilisant les rapports d'activités U/Th utilisée en domaine carbonaté pour dater les événements Quaternaires.

Le principe de la datation U-Th est basé sur le fait que les temps de demi-vie des éléments pères sont considérablement plus longs que ceux des différents produits de la chaîne de désintégration. Le ^{238}U a une demi-vie de 4.49×10^9 ans alors que le ^{234}U a une demi-vie de 2.48×10^5 ans, 7.52×10^4 ans pour le ^{230}Th et significativement moins pour les autres éléments fils (Figure 28). Ceci a pour conséquence que, dans un système fermé (i.e. sans échange physico-chimique avec l'extérieur du système), le nombre d'éléments pères ne va pas beaucoup varier alors que les éléments fils vont connaître plusieurs demi-vies. L'activité des éléments fils va donc devenir égale à celle des éléments pères après plusieurs millions d'années sans perturbation, on parle d'équilibre séculaire.

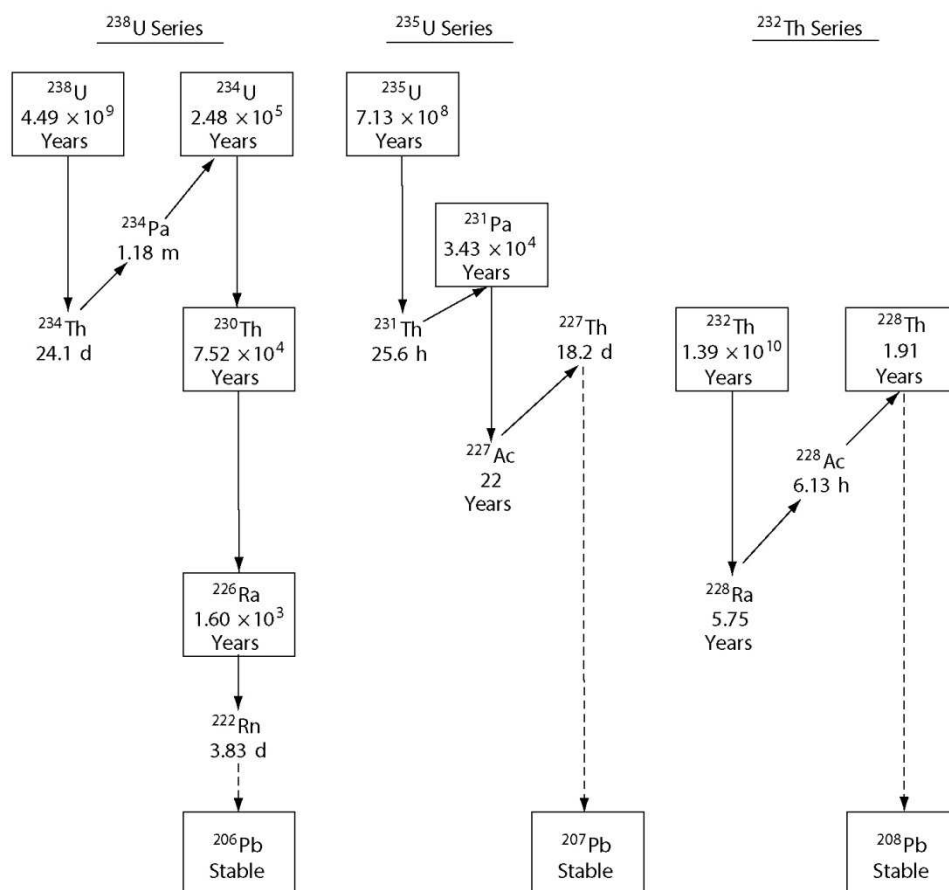


Figure 28 : Chaîne de désintégration et temps de demi-vie de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . Les isotopes aux demi-vies les plus longs sont encadrés. Les flèches verticales indiquent les désintégrations alpha, les diagonales indiquent les désintégrations bêta et les lignes en pointillés indiquent les séries incomplètes. Extrait de (Walker and Walker, 2005).

Les systèmes naturels peuvent être rouverts de différentes façons (lessivage, dissolution, exhumation...) et ainsi perturber l'équilibre séculaire. Lorsque le système se referme de nouveau, il va tendre à retrouver l'équilibre séculaire, on peut alors estimer depuis combien de temps le système a été rouvert en mesurant les rapports U/Th et U/Pa.

Ces réouvertures sont souvent associées à un fractionnement des différents produits de la chaîne de désintégration. Ce fractionnement résulte des caractéristiques physico-chimiques des différents atomes ; l'uranium, par exemple, peut facilement se complexifier pour donner l'ion uranyle (UO_2^{2+}) qui est très soluble alors que le thorium ne sera pas facilement lessivé. Ce fractionnement amène à deux méthodes de datation basées sur le retour à l'état séculaire : 1) dans le cas d'un système en déficit d'éléments fils (recristallisation à partir d'un fluide riche en uranium) ; 2) cas d'un système en excès d'éléments fils (sédimentation sous-marine incluant les produits de désintégration de l'uranium restant, lui, en solution).

Dans le cas des datations de concrétions calcaïques (spéléothèmes, tectoglyphes calcaïques...) le système incorpore l'uranium présent dans le fluide lors de la cristallisation, il est donc en déficit

d'éléments fils. Cependant, lors des interactions fluide-roche, le fractionnement physico-chimique crée un excès de ^{234}U par rapport au ^{238}U dans la phase soluble (i.e. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$). Dans un cas idéal ($^{230}\text{Th} = ^{231}\text{Pa} = 0$ et $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}} = 1$), il suffit de connaître le rapport $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ initial dans la phase fluide pour estimer le temps T écoulé depuis la cristallisation (e.g. Richards and Dorale, 2003), selon :

$$\delta^{234}\text{U}(T) = \delta^{234}\text{U}(o)e^{-\lambda_{234} T}$$

Où $\delta^{234}\text{U} = 1000 * \left[(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_m / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}} - 1 \right]$; $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_m$ est le rapport massique mesuré, $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}}$ est le rapport massique à l'équilibre séculaire et λ est la constante de désintégration.

Cependant, la composition du fluide n'étant pas toujours connue et les taux de fractionnement pouvant varier d'un échantillon à l'autre (i.e. $\delta^{234}\text{U}(0)$) cette équation n'est pas toujours applicable. Dans la majorité des cas, on utilise le rapport d'activité (assimilé au rapport massique) $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ avec l'équation standard de (Kaufman and Broecker, 1965) :

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_A = 1 - e^{-\lambda_{230} T} + \left(\frac{\delta^{234}\text{U}(T)}{1000} \right) \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \right) (1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})T})$$

Il est également possible de travailler sur le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ avec l'équation :

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} \right)_A = \frac{1 - e^{-\lambda_{230} T}}{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}} + \left(1 - \frac{1}{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}} \right) \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \right) (1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})T})$$

Cette approche permet de déterminer l'âge de cristallisation, ou de dépôt, à partir du rapport $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ et du $\delta^{234}\text{U}(T)$ actuel de l'échantillon et peut être appliquée à des concrétions dont la phase fluide originelle a complètement disparu (e.g. Richards and Dorale, 2003; Ostermann et al., 2006; Fleitmann et al., 2007; Haeuselmann et al., 2008; Meyer et al., 2009, 2012; Zhou et al., 2011; Nuriel et al., 2012b). Les variations des rapports d'activités $\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right)_A$ et $\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}} \right)_A$ au cours du temps sont présentées dans la Figure 29.

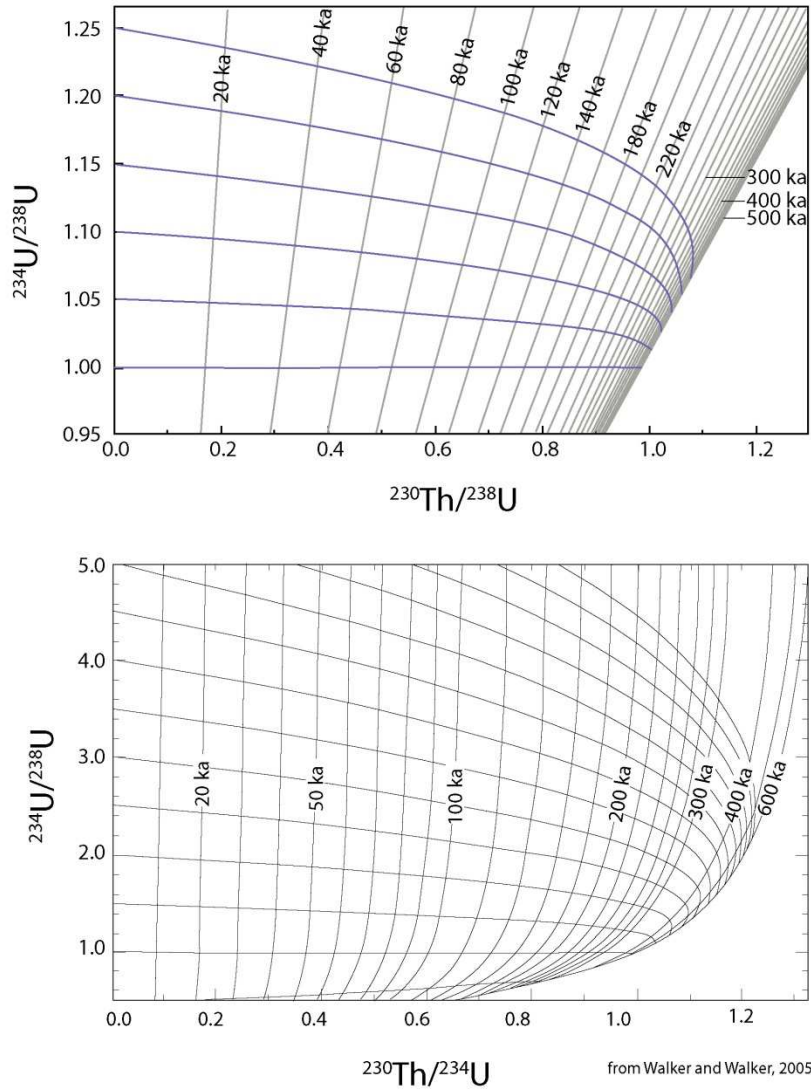


Figure 29: Variations des rapports d'activités de $\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_A$, $\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_A$ et $\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right)_A$ en fonction du temps dans un système fermé sans contamination initiale.

3.1.1 Limitations de la datation ^{230}Th - ^{234}U - ^{238}U .

Cette méthode est basée sur le postulat que, lors de la fermeture du système, les conditions initiales sont telles que $^{230}\text{Th} = ^{231}\text{Pa} = 0$, c'est-à-dire qu'il n'y pas d'apport d'éléments fils en dehors de ceux produits par désintégration. Cependant, les éléments détritiques inclus dans les concrétions peuvent contenir des teneurs non négligeables de ^{230}Th et de ^{231}Pa (Richards and Dorale, 2003 et références incluses). La méthode la plus utilisée pour estimer ce taux de contamination consiste à mesurer la teneur en ^{232}Th dans l'échantillon. Le ^{232}Th étant l'isotope le plus abondant, ayant une très longue demi-vie (2.39×10^{10} ans) et n'étant pas inclus dans les chaînes de désintégration de l'uranium, il peut être utilisé comme un proxy de la contamination en ^{230}Th (Richards and Dorale, 2003). Une correction peut donc être apportée sur la teneur initiale en ^{230}Th en tenant compte de la désintégration de ces deux isotopes (230 et 232) depuis la fermeture du système :

$$\left(\frac{{}^{230}\text{Th}^*}{{}^{238}\text{U}}\right)_A = \left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{Am} - \left(\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}}\right)_A R_0 e^{-\lambda_{230} T}$$

Où ${}^{230}\text{Th}^*$ est le Th inclus dans la phase détritique (i.e. issu de la contamination), $\left(\frac{{}^{230}\text{Th}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{Am}$ est le rapport mesuré dans la phase recristallisée (e.g. la calcite) et R_0 est le rapport ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ initial dans la phase détritique. Ce dernier rapport peut être considéré comme égal à 1.7 ± 0.7 (Kaufman, 1993) dans les contextes où aucune autre donnée n'est disponible. Il est également admis que si le rapport ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ de l'échantillon est très élevé, impliquant une très faible teneur en ${}^{232}\text{Th}$, la contamination peut être considérée comme négligeable (Richards and Dorale, 2003; Nuriel et al., 2012b). Les résultats obtenus par exemple par Plan et al. (2010) et Zhou et al. (2011) montrent que l'incertitude sur les âges est inférieure à 5% pour des rapports ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th} > 20$ est inférieure à 2%, voire 1% pour ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th} > 70$.

Dans la pratique, le rapport d'activité ${}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ permettra d'estimer un potentiel lessivage de l'uranium ($({}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U})$ faible) tandis que le rapport d'activité ${}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th}$ permettra d'estimer une éventuelle contamination en Th ($({}^{230}\text{Th}/{}^{232}\text{Th})$ élevé).

L'équilibre séculaire dans un système clos est atteint au bout d'environ 1Ma, ce qui limite l'utilisation de cette méthode de datation à des objets plus récents, l'évolution de la méthode ainsi que l'appareillage analytique actuel, tels que les nébuliseurs qui permettent d'analyser de très petites quantités de solution (quelques mL) ou encore les spectromètres de masse couplés à des faisceaux plasma permettent de dater des échantillons jusqu'à 700 ka environ (e.g. Fleitmann et al., 2007; Plan et al., 2010; Zhou et al., 2011; Nuriel et al., 2012b) (figure 29).

3.2 Datation des failles décrochantes tardives

Le Jura est un arc orogénique présentant un grand axe NE-SW et une concavité vers le NW (Figure 30). Il est structuré en faisceaux subparallèles au grand axe séparant des plateaux dont l'altitude décroît vers le NW. Ces faisceaux sont recoupés par des failles perpendiculaires, décrochantes et orientées N-S à NW-SE. Ces structures délimitent des blocs structuraux qui se sont déformés en partie individuellement lors du raccourcissement horizontal Mio-Pliocène (e.g. Laubscher, 1992; Homberg et al., 1997; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004). Ces failles recoupent toutes les anciennes structures et, même si l'âge exact du début de la fracturation reste inconnu, elles représentent l'expression la plus récente de la déformation cassante dans toute la partie interne du Jura et sont, pour certaines encore actives actuellement (e.g. De La Taille, 2015) (Figure 30).

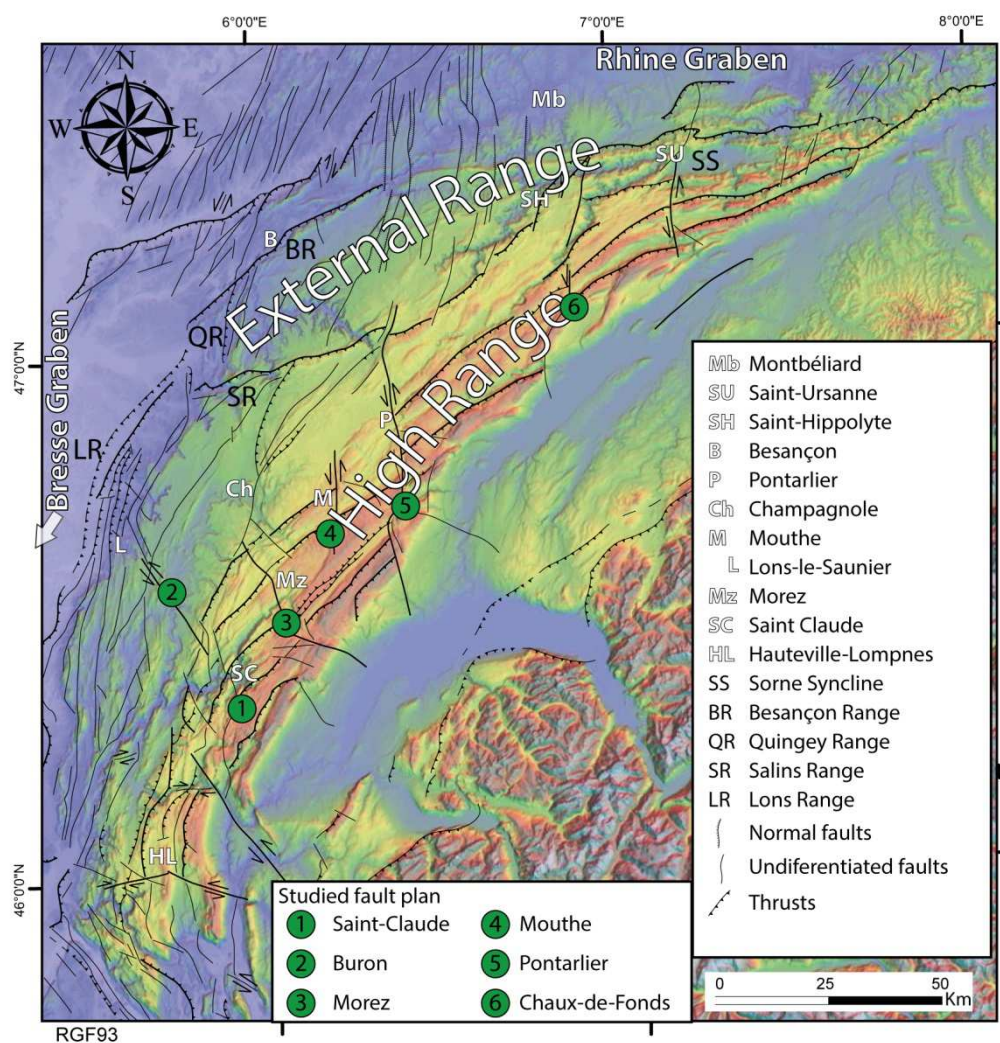


Figure 30 : Carte structurale basée sur la carte géologique au 1/1000000^{ème} du BRGM. Les six failles transversales décrochantes qui ont été échantillonnées en vue d'être datées sont représentées par des disques verts sur la carte.

Dater l'activité la plus récente de ces failles permettrait de mieux contraindre l'activité néotectonique de l'arc du Jura.

Les déplacements le long des fractures sont souvent associés à des circulations fluides à partir desquelles différentes phases minérales vont cristalliser dans les espaces en ouverture le long de la faille (Sibson, 1987; Cox, 2007; Faleiros et al., 2007). Le partitionnement de la déformation permet l'ouverture de ces espaces, dits en pull-apart, le long des failles décrochantes même en contexte transpressif (e.g. génération de pseudotachylytes) (Ramsay, 1980; Sibson, 1985; Swanson, 2006; Paola et al., 2008). Lors d'un événement sismique, la circulation de fluide, et donc la cristallisation minérale, sont épisodiques et peuvent permettre de dater l'événement sismique (Fisher et al., 1995; Peacock, 2001; Uysal et al., 2007, 2009; Sample, 2010; Uysal et al., 2011). Au cours d'une déformation aismique au contraire, les circulations fluides peuvent avoir lieu pendant de très longues périodes, cependant les ouvertures en pull-apart restent épisodiques et les minéraux syntectoniques cristallisent au fur et à mesure de l'ouverture de ces espaces (e.g. Hilgers et al., 2001; Hilgers and Urai, 2002 and references therein). Les fluides dans ce cas sont généralement d'origine météorique (Verhaert et al., 2003, 2004; Janssen et al., 2005, 2007).

Dans le cas du Jura, les mouvements le long des failles transversales décrochantes sont associés à des cristallisations de calcite soit sous forme de remplissage dans les veines de dilatation, soit sous forme de fibres parallèles au sens de déplacement dans les pull-apart en échelon le long de la faille. Ces fibres de calcite ont cristallisé de façon synchrone avec l'ouverture de ces "marches" en échelons. Dater ces fibres calciques pourrait permettre de caractériser la déformation la plus récente dans la partie interne du Jura.

3.2.1 Méthodologie

La majorité des failles transversales décrochantes dans le Jura présentent un jeu sénestre. Le déplacement le long de ces plans de faille est souvent accompagné d'une strie dont le plongement peut varier de 0° à 30° vers le nord ou le sud, il est cependant le plus souvent proche de l'horizontal. Ces plans de faille présentent fréquemment deux types de plaquage calcique : 1) des plaquages de calcite striés ; 2) des fibres de calcite alignées parallèlement à la strie.

Suite à une étude microstructurale des principales failles décrochantes, des échantillons de fibre calcique et de roche hôte ont été prélevés sur 6 failles majeures à travers l'arc jurassien (Figure 30). Sur chaque faille, plusieurs échantillons de calcite et de roche hôte ont été prélevés en différents lieux.

Les générations de calcite dans la roche hôte ont été caractérisées par cathodoluminescence aux universités de Besançon et de Dijon avec Christophe Durllet. La cathodoluminescence est basée sur l'observation de la lumière émise par les réseaux cristallins en réponse à une excitation énergétique. La luminosité émise dépendant de la géométrie des réseaux cristallins (présence de défauts,

déformations...) et de la composition du fluide lors de la cristallisation ; elle permet de caractériser les différentes générations de calcite (Götze, 2012 et références incluses) (Figure 31). Dans cette étude, les échantillons ont été soumis à un bombardement électronique sous une atmosphère d'argon et la luminescence émise a été observée au microscope.

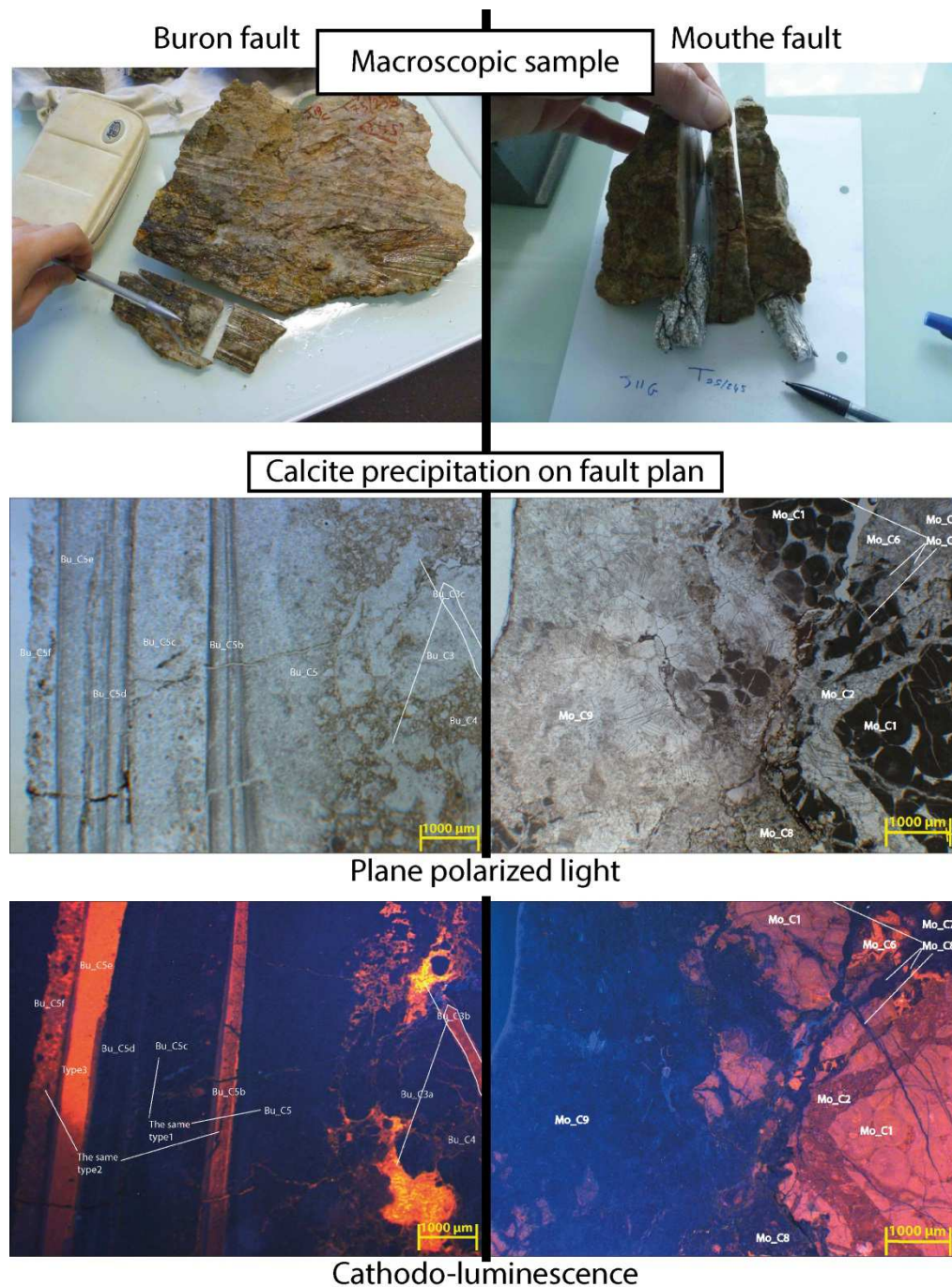


Figure 31 : Exemples d'échantillons prélevés sur deux des failles transversales étudiées observés au microscope en lumière polarisée (au milieu) et en cathodoluminescence (en bas). Les indices reportés indiquent les différentes générations de calcite identifiées.

Les analyses chimiques et la datation ont été réalisées à l'université de Berne avec Anamaria Häuselmann et sous la direction de Igor Villa.

Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène ont été dosés et comparés aux valeurs connues des fluides météoriques dans le Jura afin de mieux caractériser l'origine du fluide présent lors de la cristallisation des fibres. L'analyse a été réalisée avec un spectromètre de masse Finnigan V Advantage équipé d'un système de préparation automatique des carbonates (Gas Bench II). Les résultats ont été comparés au standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

200 à 400 mg de poudre de calcite ont été prélevés sur chaque échantillon à l'aide d'une mini fraise en acier. La calcite a été prélevée à environ 2 mm sous la surface patinée afin d'éviter toute contamination extérieure et seule la poudre la plus blanche a été conservée.

Les échantillons ont ensuite été dissouts dans une solution de HNO_3 , et dopés avec une solution de ^{229}Th et de ^{233}U . Les rapports isotopiques et les concentrations en uranium et thorium de la solution de dopage sont présentés dans la Table 1. Après digestion complète, les fractions riches en U et en Th ont été séparées à travers une colonne conventionnelle d'échange anionique puis nettoyées sous H_2O_2 . Les deux fractions ont ensuite été réunies et diluées dans 3 mL de HNO_3 à 2%.

Spike isotope ratios			
238/236	1.480E-03	U-spike Gekauft von A. Eisenhauer, April 2003	
234/236	1.357E-03		
232/229	1.196E-04	+/- 2SD:	3.80E-06
230/229	4.789E-05	+/- 2SD:	6.50E-07
Th-spike Gekauft von A. Eisenhauer, 18.7.05			
spike concentrations (Mu-Mol per gram)			
236U	2.193E-06	+/- 1SD:	2.00E-09
229Th	1.288E-07	+/- 1SD:	8.00E-10
Ratio 229Th/236U			
0.05873	+/- 1SD:	0.70%	Calib of 18th June 2009 Do not change until better

Table 1: Table de composition des solutions de dopage utilisées.

Les mesures des rapports isotopiques ont été effectuées avec un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et multi-collecteur (MC-ICP-MS) associé à un nébuliseur (DNS-100) permettant l'injection précise et continue d'une faible quantité de solution (0.12 mL/min).

Les mesures ont été réalisées en suivant le protocole décrit par Hellstrom (2003), la calibration du gain a été ajustée d'après la procédure décrite par Zhou et al. (2011). La mesure de l'uranium a été effectuée sous une tension de 0.5 à 0.6 V/ppb et la mesure du thorium sous une tension de 0.4 à 0.5 V/ppb pendant 25 minutes pour chaque échantillon.

3.2.2 Échantillonnage

Six failles décrochantes majeures ont été étudiées et échantillonnées à travers tout l'arc du Jura : 1) Saint Claude, 2) Buron, 3) Morez, 4) Mouthe, 5) Pontarlier et, 6) Chaux-de-Fonds (Figure 30).

3.2.2.1 Faille de Saint Claude

La faille de St Claude est une faille décrochante sénestre qui affecte les plis et les chevauchements de la Haute chaîne. L'ampleur du décalage est difficile à estimer sur le terrain mais la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) indique un décalage des terrains du Jurassique supérieur et moyen d'environ 250m (Figure 32A). Deux failles ont été échantillonnées dans ce secteur ; la faille de St Claude à proprement parlé orientée N160°E (Figure 32C et D) et une faille sénestre orientée N110°E située au NE de St Claude (Figure 32B et D).

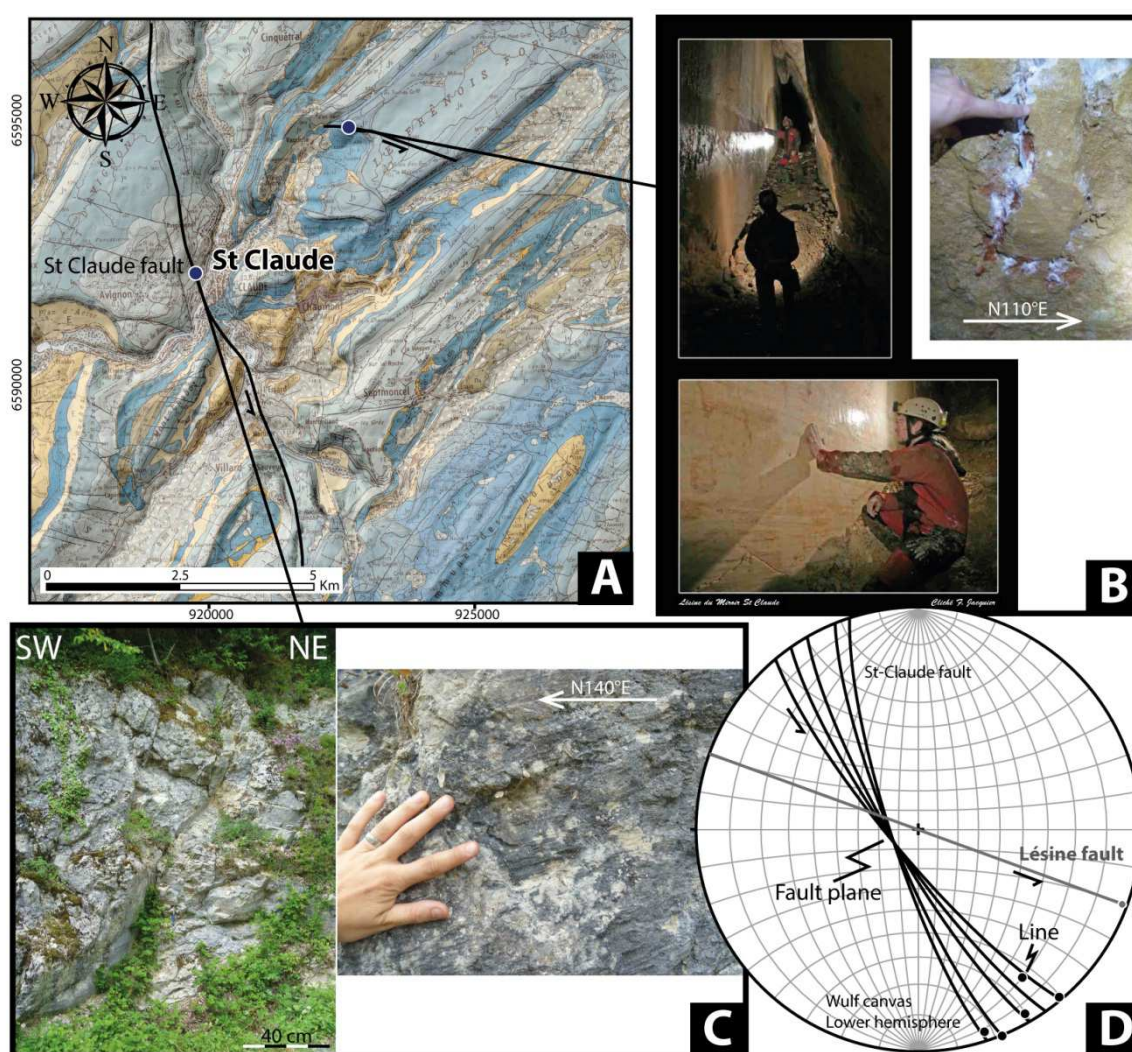


Figure 32: A : Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de Saint-Claude présentant la faille de Saint-Claude et les sites d'échantillonnages. B : Photographies du miroir de faille de la lésine au miroir (F. Jacquier) et de l'échantillon prélevé en bordure du plan calcifié poli. C : Photographies de l'affleurement d'un des plans de faille de "la" faille de St-Claude. d : Stéréogramme des principaux plans de faille et stries mesurées.

La première faille a été échantillonnée à l'ouest de St Claude où elle recoupe un affleurement de bord de route. Il s'agit en réalité d'une zone présentant plusieurs failles dont le pendage et la direction varient de 80° à 85° et 140°E à 160°E respectivement. Elles présentent des indices cinématiques sénestres et sont associées à des failles conjuguées. Les stries portées par les deux familles de plans présentent un plongement variant de 0° à 20° vers le SE sur les plans principaux et vers le NE sur les plans conjugués. Trois échantillons ont été prélevés sur trois plans $\sim\text{N}150^\circ\text{E}$ distincts (J20A, B et C).

La seconde faille présente un miroir de faille remarquable accessible en spéléologie constitué d'un épais plaquage calcique poli (Lésine au miroir, Figure 32b). Le plan du miroir est visible sur 20m de haut et 30m de long à l'intérieur de la grotte, il est orienté $\text{N}110^\circ\text{E}$, vertical et présentant une strie fine plongeant de 3° vers le SE. Les indices cinématiques présents sur le plan de faille indiquent un mouvement sénestre. Afin de ne pas dénaturer le miroir de faille, un échantillon a été prélevé en bordure du miroir (J21A) avec l'accord du Comité Départemental de Spéléologie et la collaboration de François Jacquier (CDS39). La faille recoupe une falaise orientée $\sim\text{N}140^\circ\text{E}$ en terminaison périnclinale d'un anticlinal d'axe NE-SW, détachant ainsi un compartiment en bord de falaise dont l'éloignement vers la vallée est sans doute responsable de l'ouverture de cette lésine ("appel au vide").

3.2.2.2 Faille de Buron

La faille de Buron est une faille de direction $\text{N}140^\circ\text{E}$ qui affecte les terrains du jurassique moyen, elle décale la partie Sud du faisceau de l'Heute en un jeu sénestre bien visible sur le MNT (Figure 33). Elle porte des stries horizontales et présente des indices cinématiques sénestres. Un second jeu de stries est localement observable sur le plan de faille plongeant de 20 à 45° vers le N, il s'agit d'une strie "mécanique", peu pénétrative, vraisemblablement une strie issue d'un poli glaciaire (e.g. Buoncristiani and Campy, 2001, 2004, Figure 34). Cependant la présence de fibres de calcite présentant également un plongement d'environ 40° vers le nord laisse supposer une cristallisation de fibres calciques polyphasée (Figure 34c et d). Cinq échantillons ont été prélevés en tout sur ce plan de faille, incluant les deux générations principales de fibres (J18A à J18E).

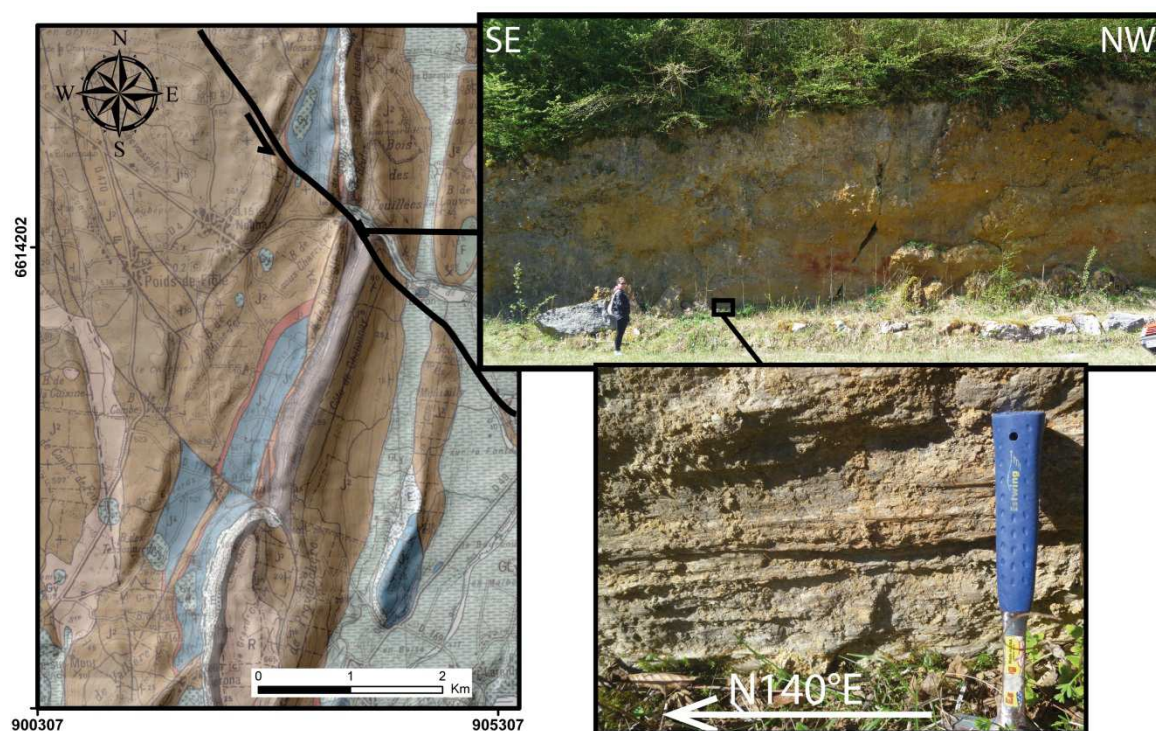


Figure 33: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de la faille de Buron et photographies du site d'échantillonnage.

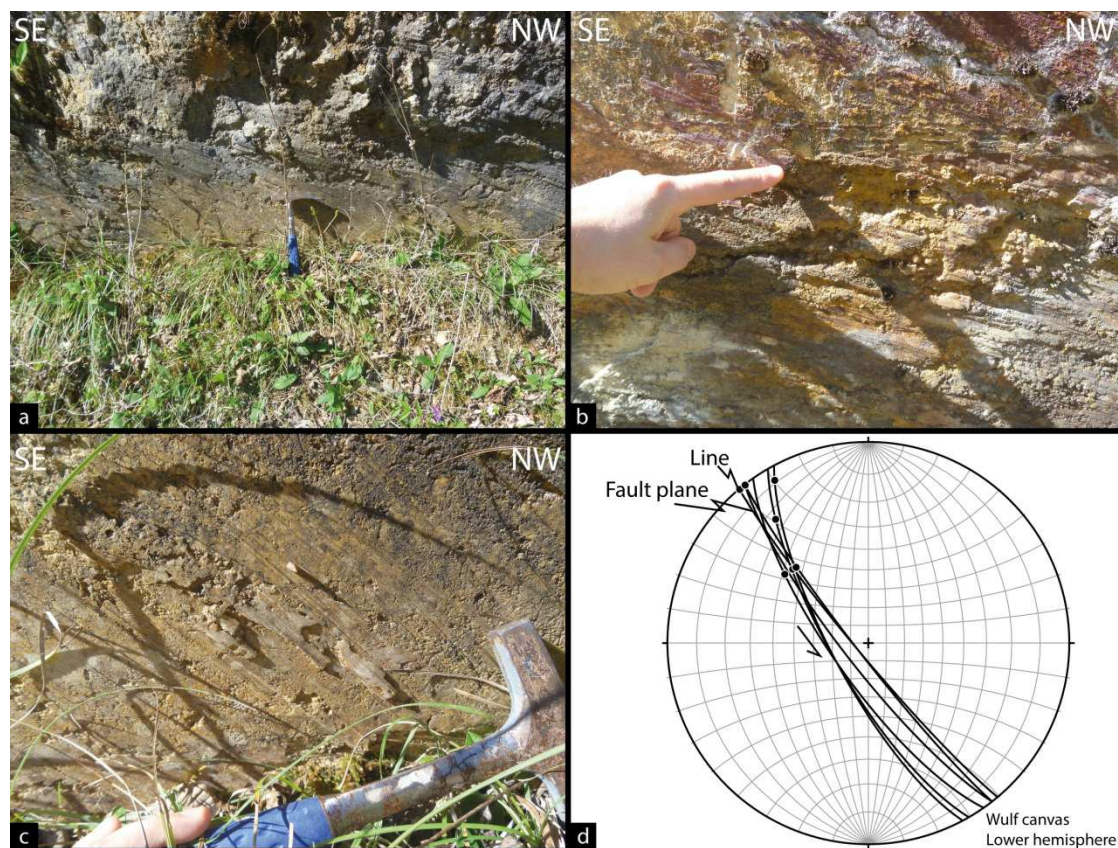


Figure 34: Photographies de détail du plan de faille de Buron montrant la superposition des différentes générations de stries et fibres calciques. d : Stéréogramme des principaux plans de faille et stries mesurées.

3.2.2.3 Faille de Morez

La faille de Morez est une faille décrochante sénestre NW-SE qui affecte les calcaires du Jurassique supérieur. La présence de dépôts glaciaires la recouvrant régulièrement la rend assez difficile à cartographier (Figure 35). Trois échantillons ont été prélevés dans la partie Sud de faille (J26A, B et C), où elle présente une direction N160°E ainsi qu'une strie plongeant de 10° vers le sud présentant des indices de déplacement relatif sénestres.

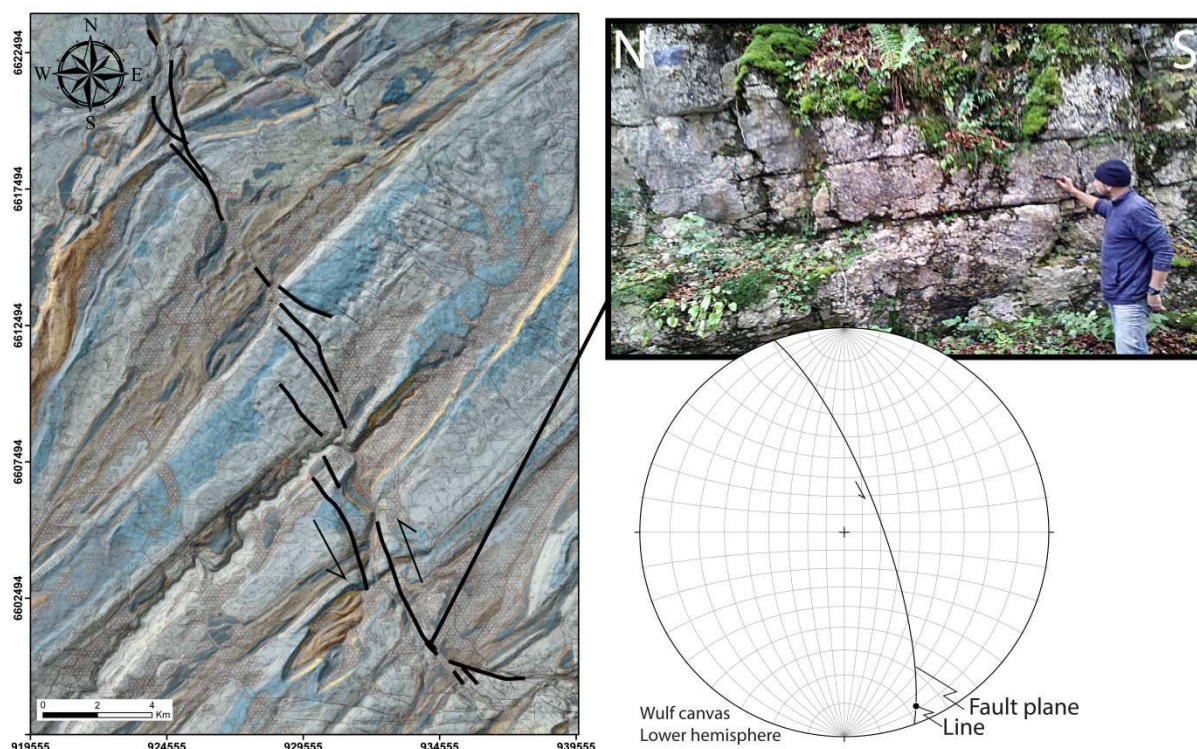


Figure 35: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de la faille de Morez et photographie du site d'échantillonnage. Le plan de faille principal et la strie associée mesurés ont également été reportés sur un stéréogramme.

3.2.2.4 Faille de Mouthe

Il s'agit d'une faille décrochante sénestre N-S affectant les terrains du Jurassique supérieur et du Crétacé (Figure 36). Le plan situé sur le tracé principal de la faille porte une strie horizontale à peu plongeante vers le nord (20°). Plusieurs répliques de la faille ont été observées dans la zone d'échantillonnage dont l'orientation varie de N160°E à N175°E et portant une strie horizontale à 20° sud. Sur tous les plans, des indices cinématiques sénestres clairs peuvent être observés et 6 échantillons ont été prélevés incluant les différents plans (J11A à J11F).

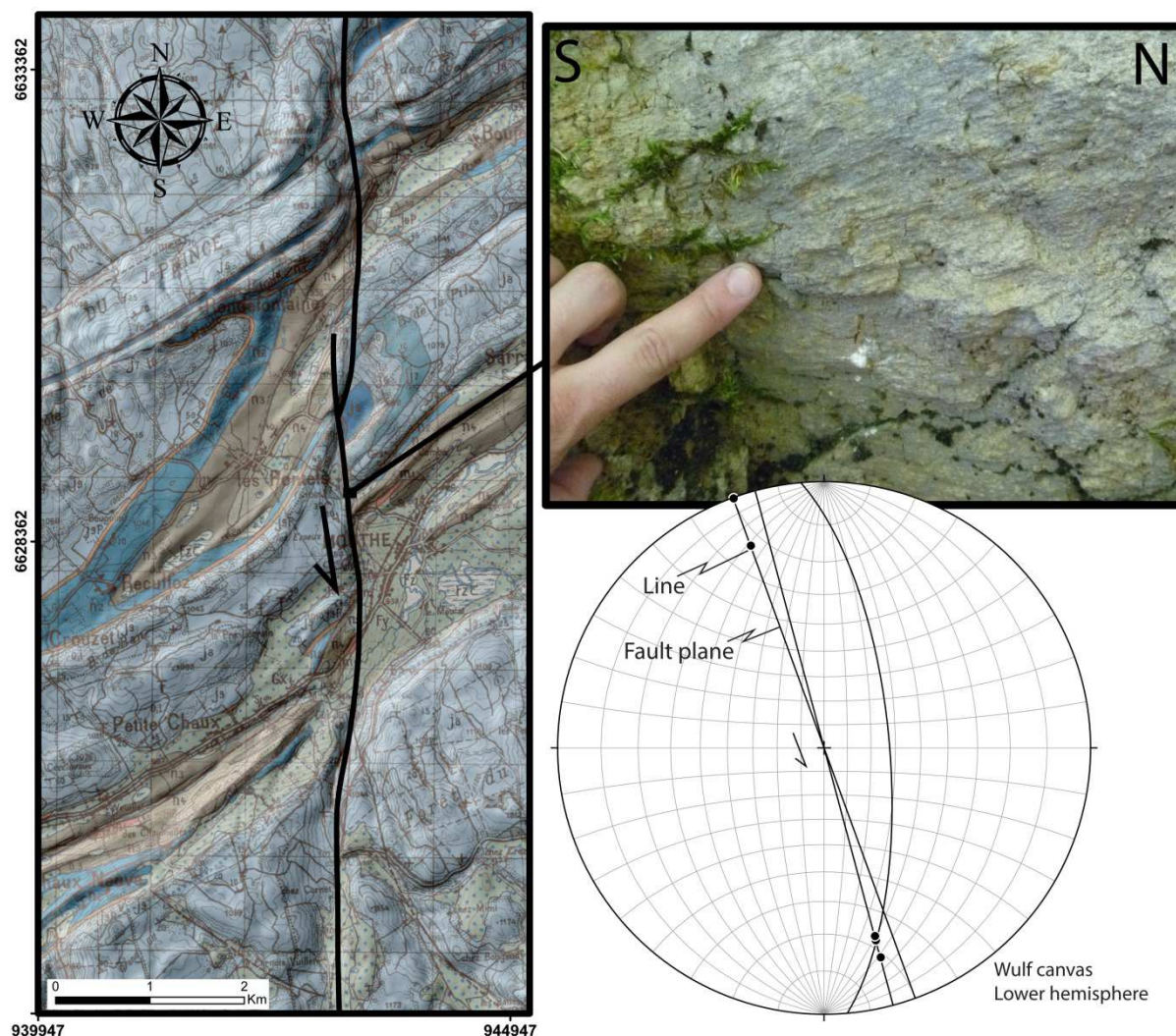


Figure 36: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de la faille de Mouthe et photographie du site d'échantillonnage. Les principaux plans de faille et les stries mesurées ont également été reportés sur un stéréogramme.

3.2.2.5 La faille de Pontarlier

Cette grande faille décrochante N-S traverse toute la Haute Chaîne du Jura et le plateau de Pontarlier avec une longueur totale d'environ 50 km. Elle fait office de drain emprunté par le Doubs entre le lac de Joux et Pontarlier et le relie à la Loue, plus au nord, par un réseau karstique (Figure 37). Elle présente l'empreinte géomorphologique la plus marquée de l'arc décalant les terrains et les structures en un jeu sénestre. Son plan de faille est cependant peu facilement observable et la qualité des affleurements en surface ne permet pas d'échantillonner des fibres de calcite propices à notre étude. Deux échantillons ont été prélevés à la faveur d'une grotte recoupant la faille dans sa partie Sud ("Grotte aux Fées", J22A et B). Le réseau suit en partie le plan de faille présentant des fibres de calcite très bien préservées. Deux familles de plans peuvent être observées, une présentant une orientation N170°E à N200°E et une seconde avec une direction N140°E à N150°E. Les deux échantillons ont été

prélevés sur la première famille de failles qui présente une strie horizontale à 20° sud associée à des évidences de jeu sénestre.

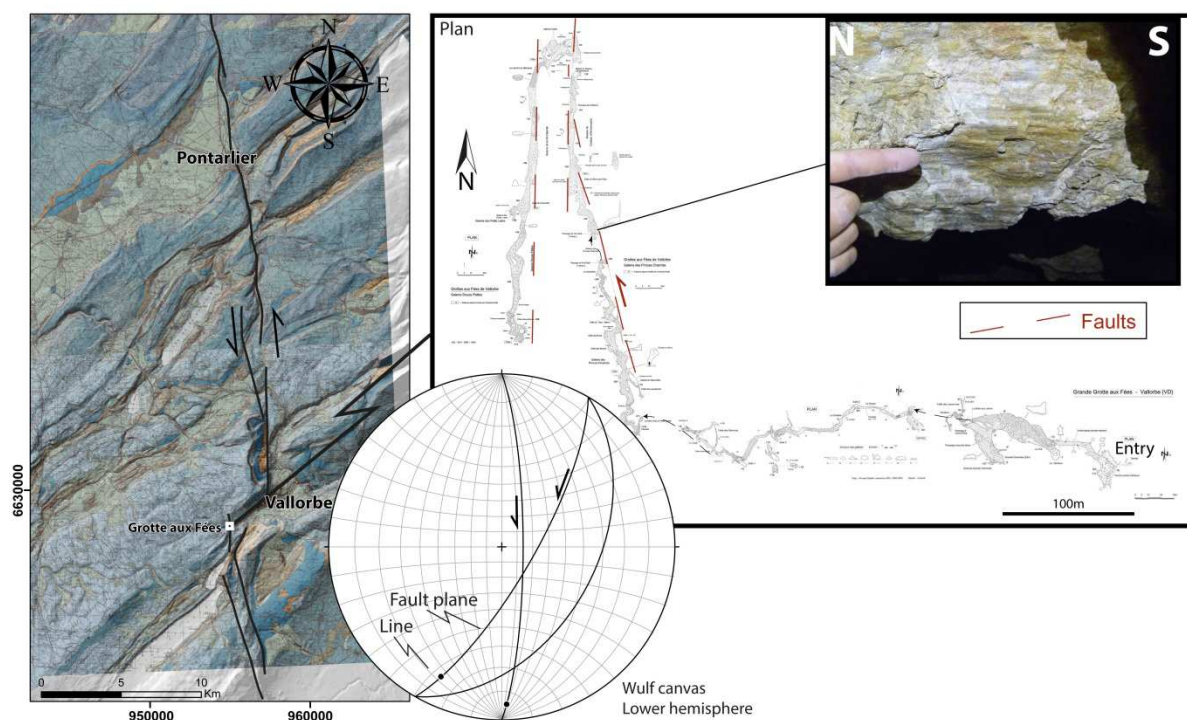


Figure 37: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de la faille de Pontarlier, topographie et photographie du site d'échantillonnage de la grotte aux Fées (Vallorbe). Les principaux plans de faille et les stries mesurées ont également été reportés sur un stéréogramme.

3.2.2.6 Faille de Chaux-de-fonds

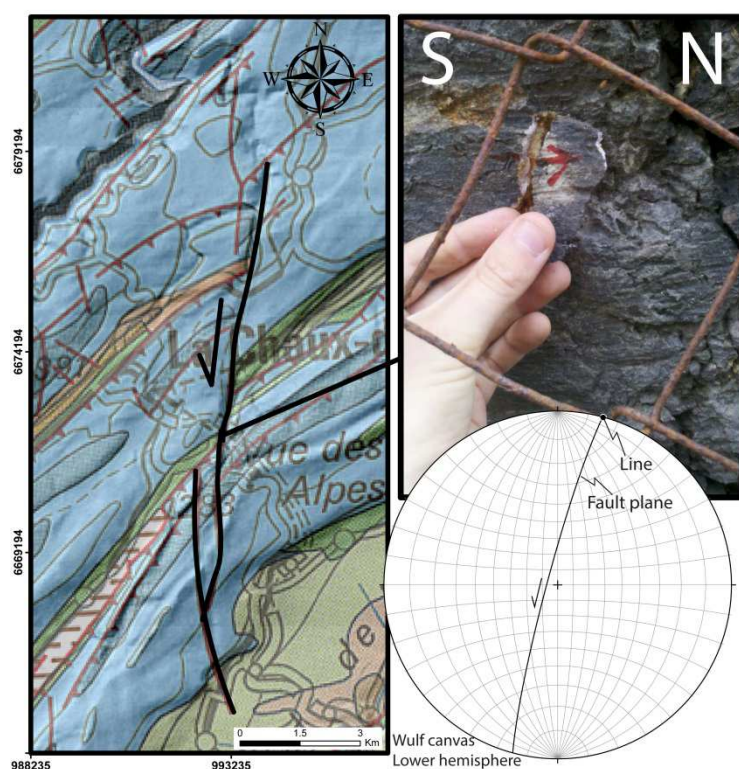


Figure 38: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur de la faille de Chaux-de-Fonds et photographies du site d'échantillonnage. Le plan de faille principal et la strie associée mesurés ont également été reportés sur un stéréogramme.

Cette faille N-S recoupe la partie la plus interne de l'arc et décale les structures en un jeu sénestre (Figure 38). Les affleurements sont rares mais le plan de faille porte des fibres de calcite bien développées associées à une strie horizontale à 10° nord et des évidences de mouvement sénestre. Deux échantillons ont été prélevés sur ce plan de faille (J23A et B).

3.2.3 Résultats et discussions

Un total de 22 échantillons a été prélevé sur six principales failles décrochantes du Jura (Figure 30 et Table 2). Après avoir minutieusement contrôlé la pureté de la calcite lors de la phase de micro-prélèvement à l'université de Berne, les rapports isotopiques en Th n'ont pu être mesurés que sur 11 échantillons dont 4 ont dû être retirés de l'analyse dû à un rapport isotopique $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ trop faible. Le ^{232}Th étant l'isotope le plus abondant avec une demi-vie très longue et non inclus dans la chaîne de désintégration de l'uranium, il sert de proxy à la contamination en Th dans l'échantillon (Richards and Dorale, 2003). Des valeurs du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ trop faibles indiquent une forte concentration en Th en dehors de celui produit par la désintégration de l'uranium. Ne connaissant pas la valeur du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ initial dans la phase détritique nous avons préféré éliminer les échantillons concernés de l'analyse.

Failles	Echantillons	Quantité de calcite prélevée (mg) (si qualité suffisante)	Test de contamination en Th	Echantillons datés
Mouthe	J11A, B, C, D, E, F	A (0), B (140), C (0), D (0) , E (270), F (213 + 194)	E, F	
Buron	J18A, B, C, D, E	A (0), B (221), C (0), D (261 + 228), E (0)	B, D	J18B
St Claude	J20A, B, C	A (227), B (223), C (187)	A , B	J20B
Lésine Miroir	J21A	A (0)		
Pontarlier	J22A, B	A (211), B (199 + 189)	A, B	J22A, J22B
Chaux de fonds	J23A, B	A (231), B (230 + 224)	A, B	J23A, J23B
Morbier	J26A, B, C	A (266), B (0), C (0)	A	J26A

Table 2: Tableau synthétique retraçant les différentes étapes de traitement des échantillons lors du processus de datation à l'université de Berne. Les échantillons barrés correspondent à ceux pour lesquels la quantité et la qualité de la calcite prélevable n'était pas suffisante ou qui ont "échoué" au test de contamination en Th.

Malheureusement aucun échantillon n'a pu être validé pour datation pour les failles de Mouthe et de la Lésine (faille annexe de celle de Saint Claude). Sept échantillons ont ainsi pu être datés répartis sur 5 failles décrochantes majeures : 1) Buron (1 échantillon, J18B), 2) St Claude (1 échantillon, J20B), 3) Pontarlier (2 échantillons, J22A et B), 4) Chaux-de-Fonds (2 échantillons, J23A et B) et, 5) Morez (1 échantillon, J26A) (Figure 39).

Les rapports isotopiques $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ permettent de mettre en évidence un potentiel lessivage de l'uranium. Le ^{234}U étant plus soluble, un lessivage ferait baisser ce rapport tandis qu'un rapport trop élevé indiquerait un potentiel excès du ^{238}U dû au fractionnement physico chimique pendant la cristallisation (e.g. Richards and Dorale, 2003).

Les rapports isotopiques $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ montrent des valeurs nettement supérieures à 20 pour la plupart des échantillons. Les 2 rapports les plus faibles restent proches de 20 impliquant qu'aucune contamination notable en Th n'est observée ici et que la déviation potentiellement induite sur les âges par une contamination résiduelle est inférieure à 2% voire 1% pour les rapports supérieurs à 70 (e.g. Plan et al., 2010; Zhou et al., 2011).

Activity ratios
Calculated using the decay constants for ^{234}U and ^{230}Th determined by Cheng et al. (2000; Chem. Geol. 169, 17-33) Namely: Half lives 245250 +/- 490 yrs and 75690 +/- 230 yrs, respectively. Lambdas given by Cheng et al: (2.8262 +/- .0057)E-6 and (9.158 +/- .028)E-6 Compared to previously accepted decay constants, activity ratios of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ are lower by a factor of 0.996925, and activity ratios of $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ are lower by a factor of 0.99579.

Sample name	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1SE	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	1SE	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	1SE	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	1SE
J20B	0.9526	0.0017	1539.89715	20.581	0.983	0.008	1.03164514	0.008859
J18B	0.9665	0.0015	31.7771175	0.431	1.063	0.012	1.10021427	0.012606
J22A	0.9527	0.0017	115.655197	1.978	1.014	0.016	1.06442608	0.016683
J22B	0.9539	0.0018	153.393194	1.796	1.008	0.010	1.05718647	0.010375
J23B	1.0025	0.0020	19.3298808	0.303	1.400	0.019	1.39604943	0.019129
J23A	0.9749	0.0021	17.3519782	0.360	1.202	0.023	1.23288989	0.024157
J26A	0.9464	0.0017	68.9147378	0.864	1.041	0.013	1.09994119	0.013895

For calculation of initial $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$:
 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ assumed in source rock: 4

Initial $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Estimated uncert.	Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Age	error	
0.00050	0.00012	0.657	700	0	impossible
0.02621	0.00655	0.758	700	0	impossible
0.00687	0.00172	0.658	700	0	impossible
0.00515	0.00129	0.666	700	0	impossible
0.05672	0.01418	1.018	700	0	impossible
0.05426	0.01357	0.819	700	0	impossible
0.01183	0.00296	0.613	700	0	impossible

Figure 39: Tableau récapitulatif des résultats des analyses isotopiques et des datations résultantes.

Les résultats indiquent donc que les échantillons n'ont pas connu de contamination en Th ou de lessivage en U significatif. Cependant les valeurs des rapports isotopiques $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ sont au-delà de la gamme d'âge déterminable dans l'espace $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = f(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U})$ et $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = f(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$, respectivement (e.g. Kaufman and Broecker, 1965; Nuriel et al., 2012b).

Ces résultats indiquent que les différents systèmes isotopiques étudiés ont atteint l'équilibre séculaire, c'est-à-dire que les échantillons analysés sont plus vieux que 700 ka voire plus de 1 Ma.

Malheureusement, ces résultats ne permettent pas de contraindre l'âge de la fin de l'activité de ces failles ; en effet, il est possible que les fibres calciques les plus récentes aient été dissoutes et que l'on ne retrouve aujourd'hui à l'affleurement que d'anciennes générations. De plus, si les circulations fluides permettent la cristallisation de fibres syntectoniques le long des failles, le procédé n'est pas automatique et rien n'indique que de plus récentes activités n'aient pas eu lieu sans être associées à des cristallisations de calcite.

3.3 Spéléothèmes et tectonique

Le Jura est parsemé de quelques 10 000 cavités, grottes ou gouffres, et un très grand nombre de ces cavités sont parées de concrétions calciques enregistrant les variations climatiques et les mouvements des cavités au cours des milliers d'années. La datation de ces concrétions permet parfois de remonter jusqu'à plus de 30 000 ans d'histoire. Dans cette étude nous avons tenté d'utiliser ces marqueurs particuliers afin de caractériser et dater des déplacements tectoniques régionaux et/ou des paléo-séismes qui auraient pu affecter les spéléothèmes. Nous avons étudié les décalages et brisures observées dans les concrétions de quelques grottes sélectionnées pour leurs dimensions, leur position structurale, leur état de concrétionnement et de préservation. Les grottes aux alentours de ces cavités sélectionnées ont également été étudiées (Figure 40)

3.3.1 Paléosismicité et spéléothèmes

L'impact qu'un séisme peut avoir sur son environnement dépend de plusieurs paramètres tels que l'accélération maximale induite dans le sol, ou PGA (Peak Ground Acceleration), la vitesse et la fréquence de l'onde sismique, la durée de l'évènement, la profondeur et la distance horizontale de l'épicentre ainsi que la nature des objets ou bâtiments affectés (e.g. Douglas, 2003 et références incluses). Dans les grottes, les spéléothèmes brisés sont souvent utilisés comme indicateurs d'évènements sismiques (e.g. Gilli and Serface, 1999; Lemeille et al., 1999; Kagan et al., 2005).

Cependant, les causes des dommages observés dans les grottes sont très souvent difficiles à contraindre et, dans la plupart des cas, plusieurs hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer les dommages observés (e.g. Gilli, 1999; Gilli and Delange, 2001; Gilli, 2005). De plus, plusieurs études ont montré que la grande majorité des concrétions ne peut mécaniquement pas être brisée au cours d'un séisme (Lacave et al., 2000; Cadorin et al., 2001; Lacave et al., 2003). En effet, d'après ces auteurs, la fréquence d'oscillation pouvant être atteinte au cours d'un séisme est de 0.1 à 30 Hz tandis que la fréquence fondamentale des spéléothèmes est dans la plupart des cas nettement supérieure à

50 Hz. De plus, l'accélération nécessaire à la rupture de ces spéléothèmes est supérieure à 10 m.s^{-2} , voire supérieure à 100 m.s^{-2} pour certaines, tandis que le PGA atteint lors d'un séisme est le plus souvent inférieur à 10 m.s^{-2} et très rarement supérieur à 20 m.s^{-2} (Cadorin et al., 2001; Lacave et al., 2003). Le séisme de Tohoku (2011, $M_w = 9$) a atteint un PGA compris entre 20 et 30 m.s^{-2} (Furumura et al., 2011). Cependant, ces caractéristiques mécaniques dépendent des dimensions des spéléothèmes, ainsi certaines concrétions telles que les fistuleuses (concrétions très fines et creuses sur toute leur longueur) ou les concrétions dont le rapport Hauteur/Diamètre est supérieur à 20, restent sensibles aux oscillations sismiques (Szeidovitz et al., 2008).

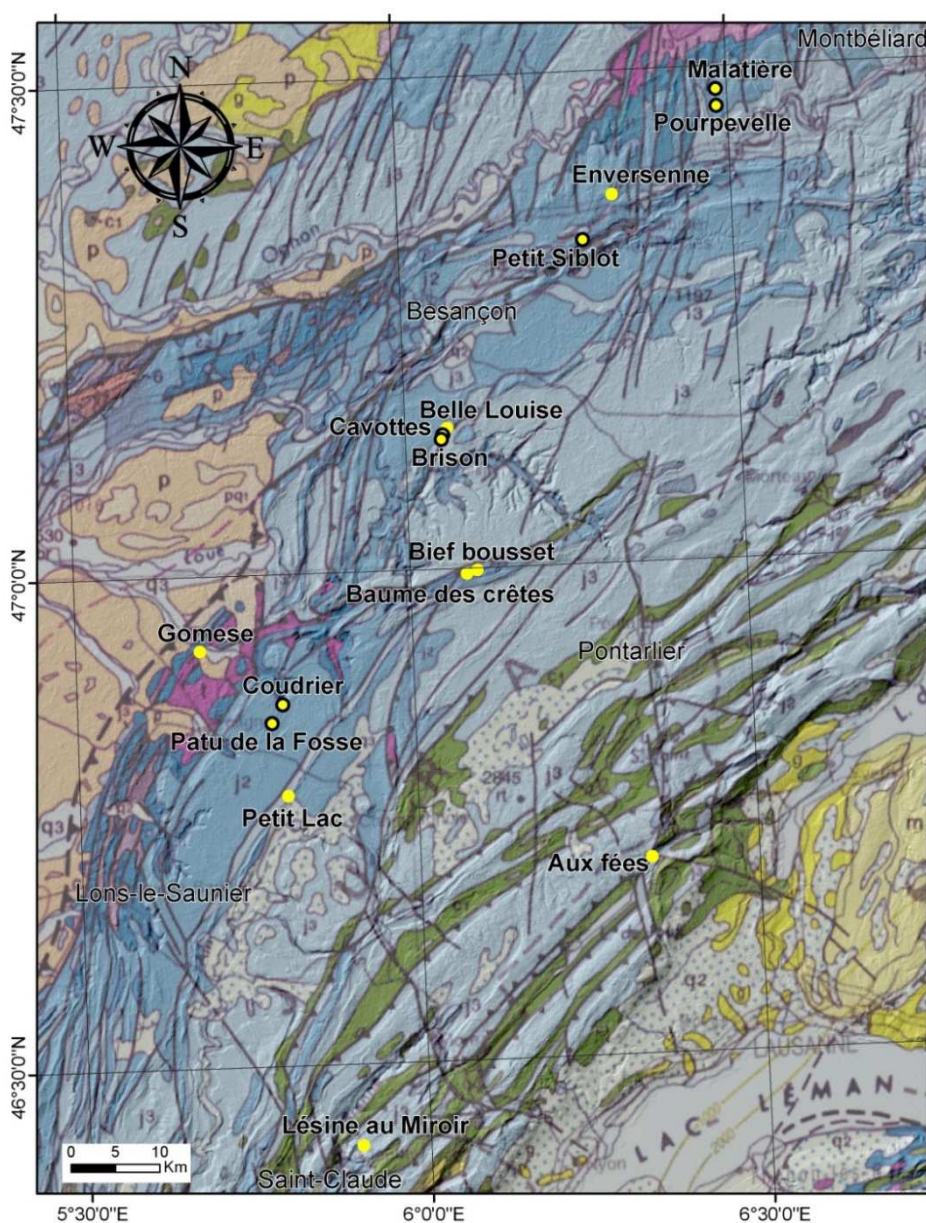


Figure 40 : Extrait de la carte géologique au 1/50000ème de la partie centrale et nord du Jura. Les points en jaune désignent la position des grottes et cavités étudiées au cours de cette thèse, ceux entourés en noir représentent celles ayant fait l'objet d'une étude morpho-structurale particulière.

Ces auteurs ont obtenu des valeurs d'accélération nécessaires à la rupture inférieures à 10 m.s^{-2} pour des concrétions ayant un rapport $H/D \geq 60$. Ce type de concrétion est relativement rare et peut être facilement brisé par de nombreuses autres sources externes.

Les spéléothèmes sont donc beaucoup moins sensibles aux secousses sismiques que nous pouvions le penser et, dans les cas où des spéléothèmes mécaniquement favorables à une rupture sismique sont brisés, de nombreux facteurs de rupture, autres que les séismes, ne peuvent, la plupart du temps, pas être écartés. Dans le Jura nous n'avons pas pu trouver d'évidences claires de ruptures sismiques dans les grottes étudiées. Lemeille et al. (1999) ont daté plusieurs ruptures de spéléothèmes dans une grotte proche de l'épicentre du séisme historique de Bâle (1356) entre 1050 et 1400 AD. Ils supposent que certaines de ces ruptures sont liées à cet événement sismique, cependant leurs conclusions ne permettent pas d'écarter des événements non liés à ce séisme pouvant expliquer ces ruptures.

3.3.2 Néotectonique et spéléothèmes

Bien que les spéléothèmes semblent être relativement peu affectés par les secousses sismiques, les grottes restent cependant des cibles intéressantes pour étudier les mouvements tectoniques récents. En effet, dans les zones déformées telles que l'arc du Jura, le développement des grottes est largement contrôlé par les structures inhérentes à la région étudiée. Ainsi dans le Jura, les cavités se développent préférentiellement le long des failles transversales décrochantes et suivent parfois les limites de strates sédimentaires basculées ou plissées (e.g. Mudry and Rosenthal, 1977; Becker et al., 2012). L'activité de ces failles va impacter la morphologie des réseaux ; ainsi certains blocs basculés ou encore les remplissages sédimentaires peuvent être des indices de cette activité (Becker et al., 2006). Cependant, comme l'a montré Gilli (2005), les effondrements ou les déplacements parfois observés dans les cavités peuvent avoir plusieurs causes distinctes et sont souvent le résultat d'une dynamique locale propre à la cavité étudiée (effondrement gravitaire du réseau, englacement, remplissage sédimentaire...). Dans cette étude nous avons donc cherché des cohérences entre plusieurs grottes d'un même secteur afin de mettre en évidence des déplacements communs à plusieurs cavités qui pourraient être le résultat d'une activité tectonique régionale.

Dans le cadre de cette étude une quinzaine de grottes ont été explorées (Figure 40). Suite aux premières observations qui y ont été effectuées, sept d'entre elles ont fait l'objet d'une étude morphologique particulière (cerclées de noir sur la Figure 40). Sur les sept grottes étudiées, deux ont montré des évidences de déformation récente : le réseau Malatière-Pourpeville et la grotte du Coudrier.

3.3.2.1 Réseau Malatière-Pourpevelle

Bien que la jonction entre la grotte de la Malatière et Pourpevelle ne soit pas encore possible, les deux grottes font partie d'un seul et même réseau ; le réseau de Gourdeval. Situé au nord du front du Jura, ce réseau s'organise le long des failles N-S appartenant au système de la RBTZ (Rhine-Bresse Transfert Zone) (Figure 40). Le développement de la grotte de la Malatière, au nord du réseau, a été porté ces dernières années à environ 5 km tandis que le réseau de Pourpevelle présente plus de 11 km de développement (Figure 41). Les deux grottes s'organisent en réseaux plus ou moins horizontaux qui se développent dans les calcaires du Bajocien supérieur accessibles par un ou plusieurs puits. A l'exception de la partie Sud de la Malatière ("Le Métro"), leurs tracés sont labyrinthiques et de nombreuses ramifications ne sont pas explorables. Les dimensions des plus grands couloirs ("Autoroute ASCO" dans Pourpevelle, "Le Métro" dans Malatière...) dépassant parfois les 10 m de hauteur et les 5 m de largeur attestent des très importantes circulations hydriques responsables de leur formation. L'importante érosion qui en a découlé et l'importance des précipitations calciques font que les plans de faille sont peu souvent visibles le long des réseaux.

La partie Nord de la grotte de la Malatière a révélé des indices de déformation récente, cependant l'étude de ce secteur a montré que cette déformation résultait d'un effondrement gravitaire des galeries sous-jacentes. En effet, dans ce secteur, le réseau s'organise sur deux étages (secteur à l'est de "La Cathédrale" sur la topographie de la Malatière, Figure 41) et des évidences d'effondrement de galerie ont été relevées dans la galerie inférieure dite "des araignées". De plus, les autres secteurs ne semblent pas montrer d'évidences de déformation, au contraire les rares plans de faille N-S pouvant correspondre aux failles régionales cartographiées en surface sont scellés par des concrétions calciques dont les dimensions laissent penser qu'elles ont plusieurs dizaines de milliers d'années (Figure 42a et b). La vitesse de croissance des spéléothèmes dépend de nombreux paramètres tels que la concentration en Ca^{2+} dans l'eau d'infiltration, la pression partielle en CO_2 dans la grotte et le type de concrétion. Dreybrodt (1999) a montré que la croissance des stalagmites (i.e. sous un film stagnant d'eau) peut atteindre un maximum de 1 mm.an^{-1} et 24 mm.an^{-1} dans le cas d'un flux continu d'eau (i.e. concrétions de type "fontaine"). Les stalactites concrétionnant souvent à partir de gouttes d'eau suspendues avec des temps de résidence souvent plus faibles que dans le cas des stalagmites, leur vitesse de croissance n'excède souvent pas celle des stalagmites.

La présence de nombreuses concrétions intactes ayant un rapport $H/D \gg 20$, avec des longueurs dépassant parfois les 2 m, indiquent qu'aucune secousse sismique n'a affecté les spéléothèmes depuis plusieurs milliers d'années (Figure 42c et d).

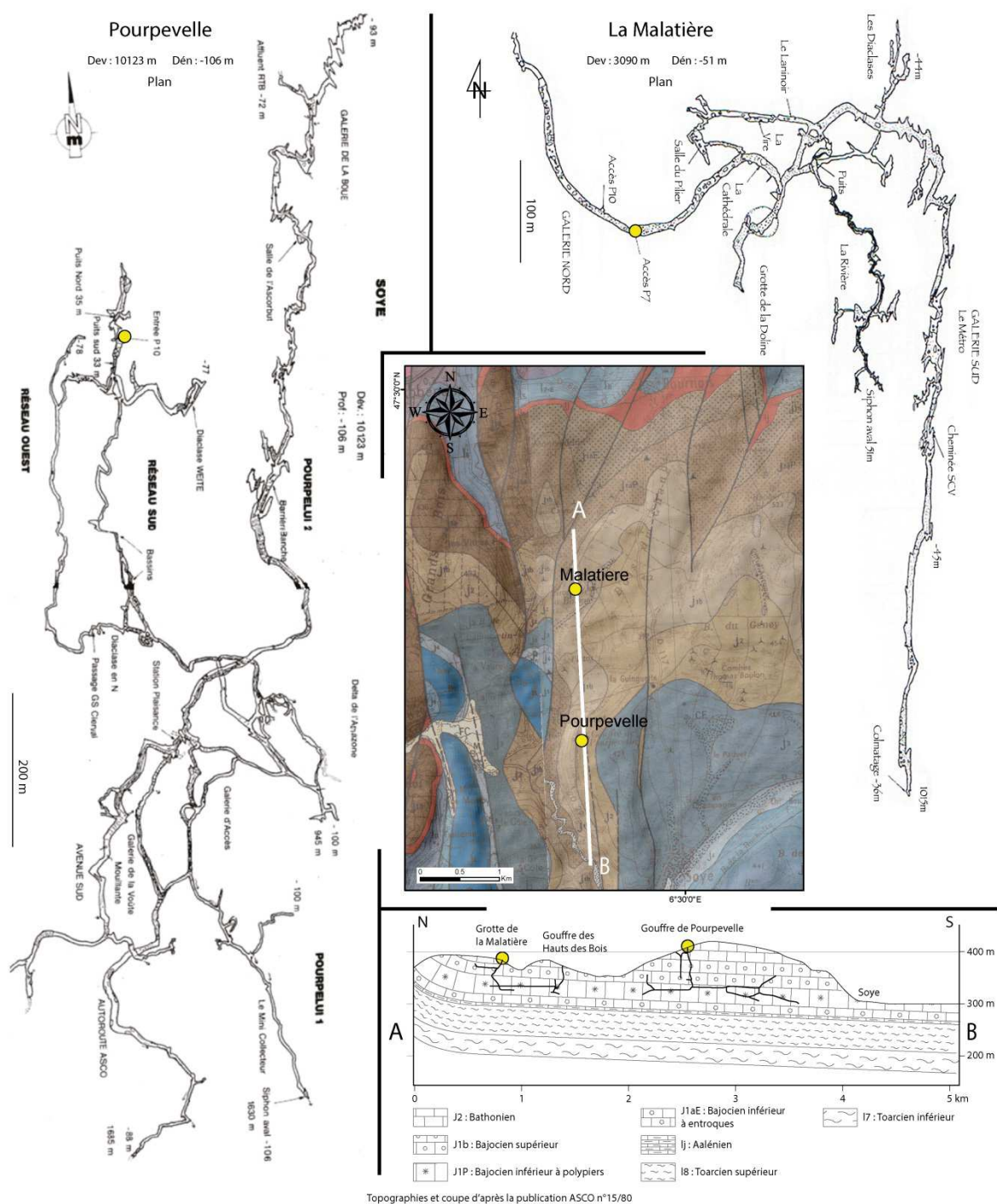


Figure 41: Extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} (BRGM) du secteur du réseau de Pourpeville au Nord du Jura (au centre). Topographies en plan du réseau explorable de Pourpeville (à gauche) et de la Malatière (à droite). Coupe schématisée montrant l'organisation verticale des deux réseaux (en bas à droite, ASCO n°15/80).



Figure 42: Photographies de spéléothèmes à l'intérieur des réseaux de la Malatière et de Pourpeville. a et b : plans de faille scellés par des concrétions calcaïques dont les dimensions laissent penser qu'elles ont plusieurs dizaines de milliers d'années. c et d : Spéléothèmes dont le rapport H/D les classe dans les concrétions potentiellement sensibles aux secousses sismiques qui sont restées intactes où décalées par des effondrements locaux dus à la déstabilisation de petits blocs.

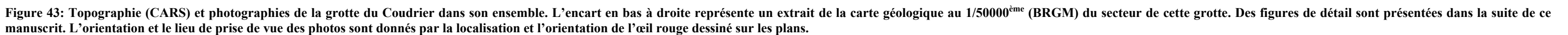
3.3.2.2 Grotte du Coudrier

La grotte du Coudrier est sans doute une des plus belles grottes de l'arc du Jura avec ses très nombreuses concrétions d'un blanc immaculé et son incroyable état de préservation. Son accès a été creusé artificiellement par le groupe de spéléologie de Poligny en 2011, l'exploration n'a révélé aucun autre accès à cette cavité d'environ 200 m de développement la préservant de la présence humaine ou animale durant les derniers milliers d'années. La préservation de cette grotte est assurée par une association qui lui est dédiée : le CARS (Comité Associatif de Recherche en Spéléologie) qui a

également pour objectif de centraliser les projets de recherche associés à cette cavité et avec qui nous avons collaboré pour cette étude.

La grotte se situe en bordure NW du plateau de Champagnole, le puits d'accès se fait en faveur d'une faille N-S qui n'est pas cartographiée sur la carte géologique au 1/50000^{ème} du BRGM mais qui se retrouve sur le long de la falaise ouest de la reculée des Planches (Figure 43). La salle d'entrée (Figure 44) fait la jonction entre deux parties qui s'alignent le long des failles NE-SW régionales ; une partie Nord, "La rivière des nymphes" et une Sud, "De l'autre côté du miroir" (Figure 45 et Figure 46, respectivement).

Cette grotte présente plusieurs générations de concrétions dont beaucoup sont brisées ou fendues. Dans la première partie du réseau Nord on retrouve un grand nombre de débris de concrétions au sol, la plupart sont recouvertes de concrétions calciques plus récentes. On retrouve également une grosse stalactite brisée au sol sur laquelle ont repoussé plusieurs concrétions dont certaines ont probablement plus de 1 ka (Figure 44c). La taille et la zone d'accroche de cette concrétion laissent penser qu'elle a probablement été fauchée par le déplacement d'un remplissage sédimentaire ou glaciaire, les cassures observées sur des stalactites de dimensions métriques à proximité appuient cette hypothèse. Au bout de la partie Nord de cette grotte des indices d'un paléo plancher ont été observés, ainsi que des traces d'un remplissage sédimentaire sous-jacent (Figure 45a et b). Le chaos rocheux entre les deux parties du plancher suspendu suggère qu'il s'est effondré récemment (Figure 45c). Ces différents indices semblent indiquer qu'un remplissage sédimentaire a occupé une grande partie du réseau Nord, les variations de niveaux et les flux sédimentaires seraient alors responsables d'une grande partie des concrétions brisées recalcifiées. La vidange de ce remplissage sédimentaire pourrait être à l'origine de l'effondrement d'un plancher calcique qui s'était alors déposé dessus.



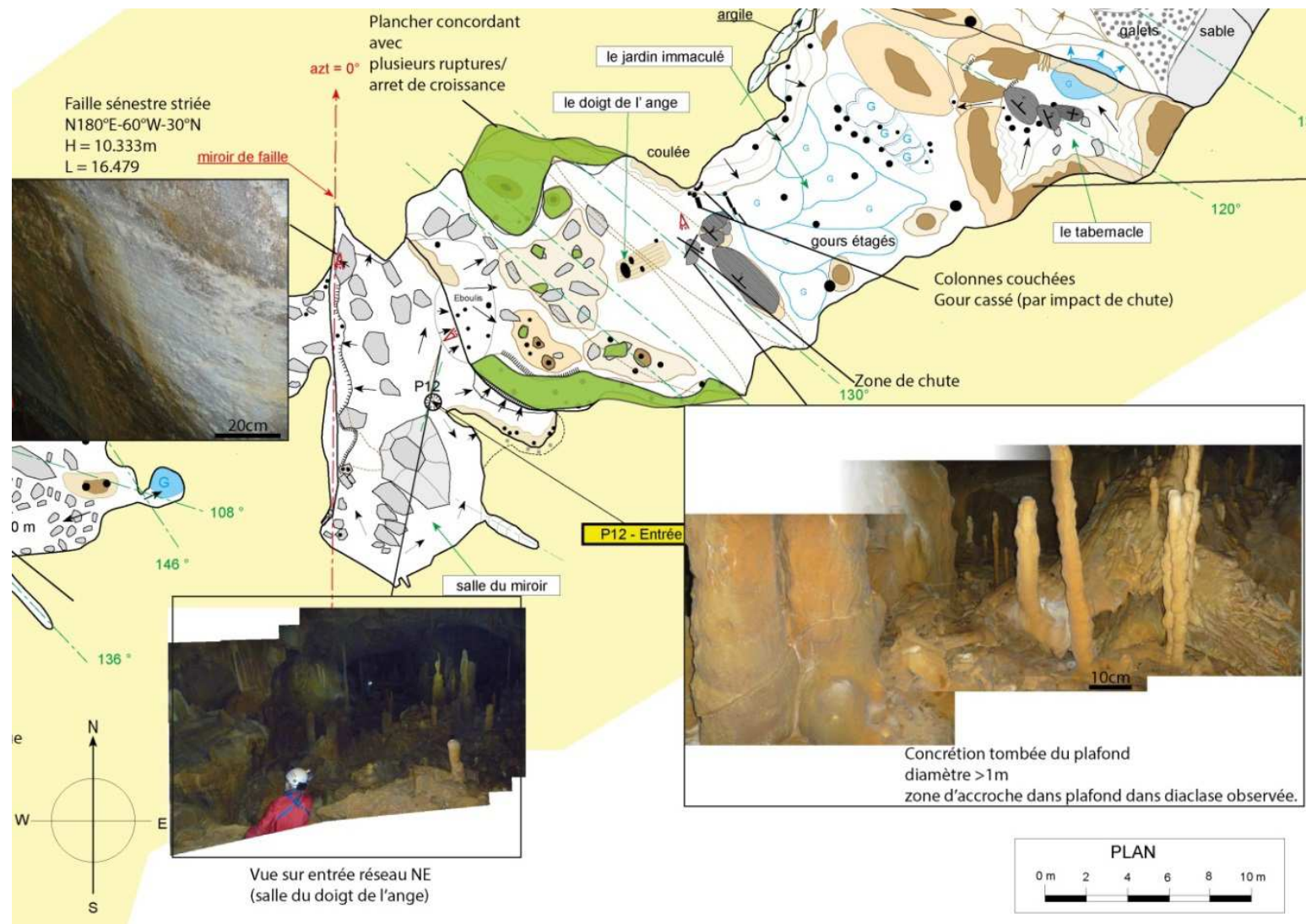


Figure 44: Détails sur la topographie et les observations dans le secteur central de la grotte du Coudrier (entrée). Les indices d'effondrement de concrétions imposantes et précédemment solidement accrochées indiquent qu'un fluage sédimentaire pourrait être en cause dans une partie de la casse observée.

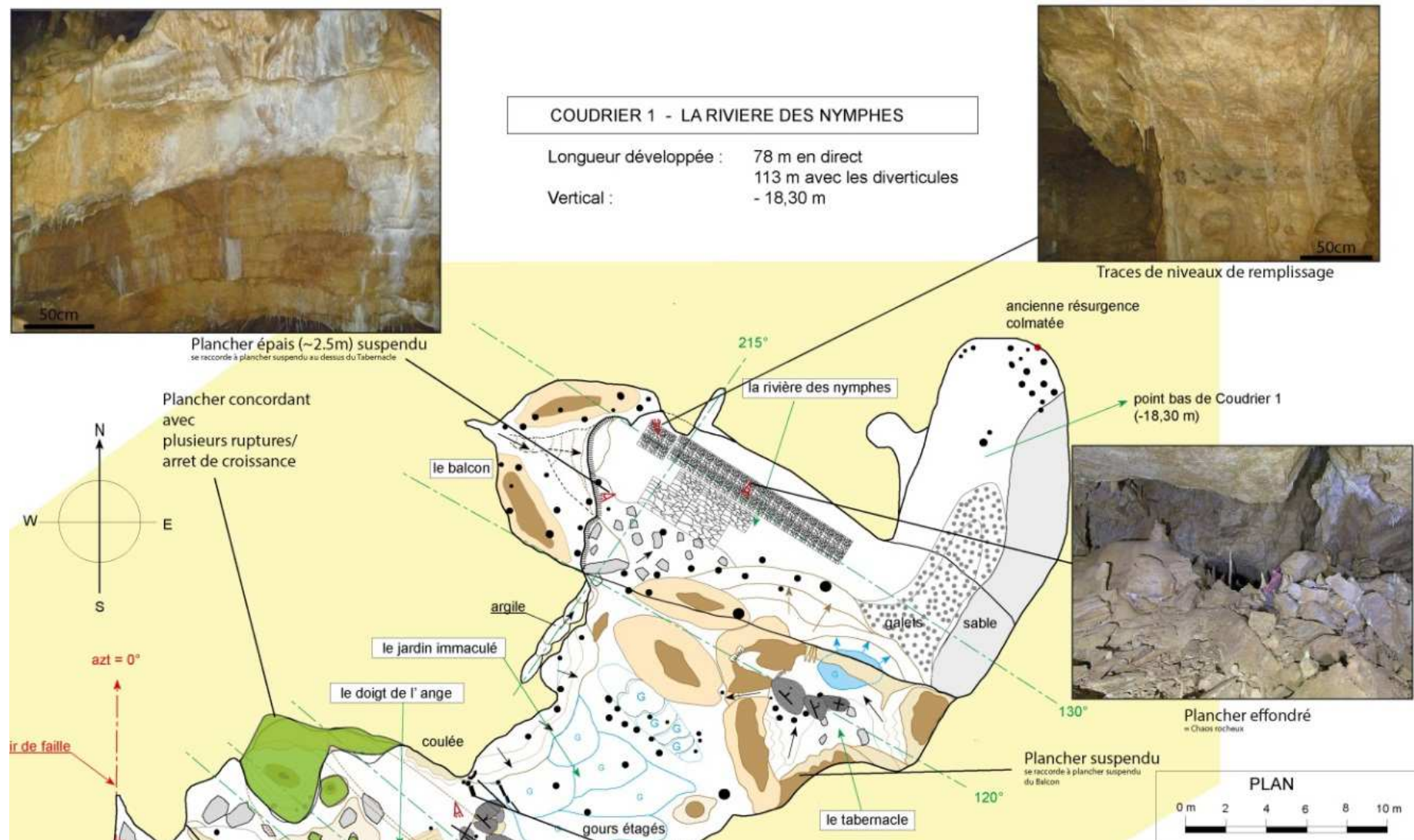


Figure 45: Détails sur la topographie et les observations dans le secteur Nord de la grotte du Coudrier. Les traces de remplissage et les vestiges d'un ancien plancher suspendu indiquent qu'un soutirage des sédiments de remplissage pourrait être à l'initiative de l'effondrement du plancher.

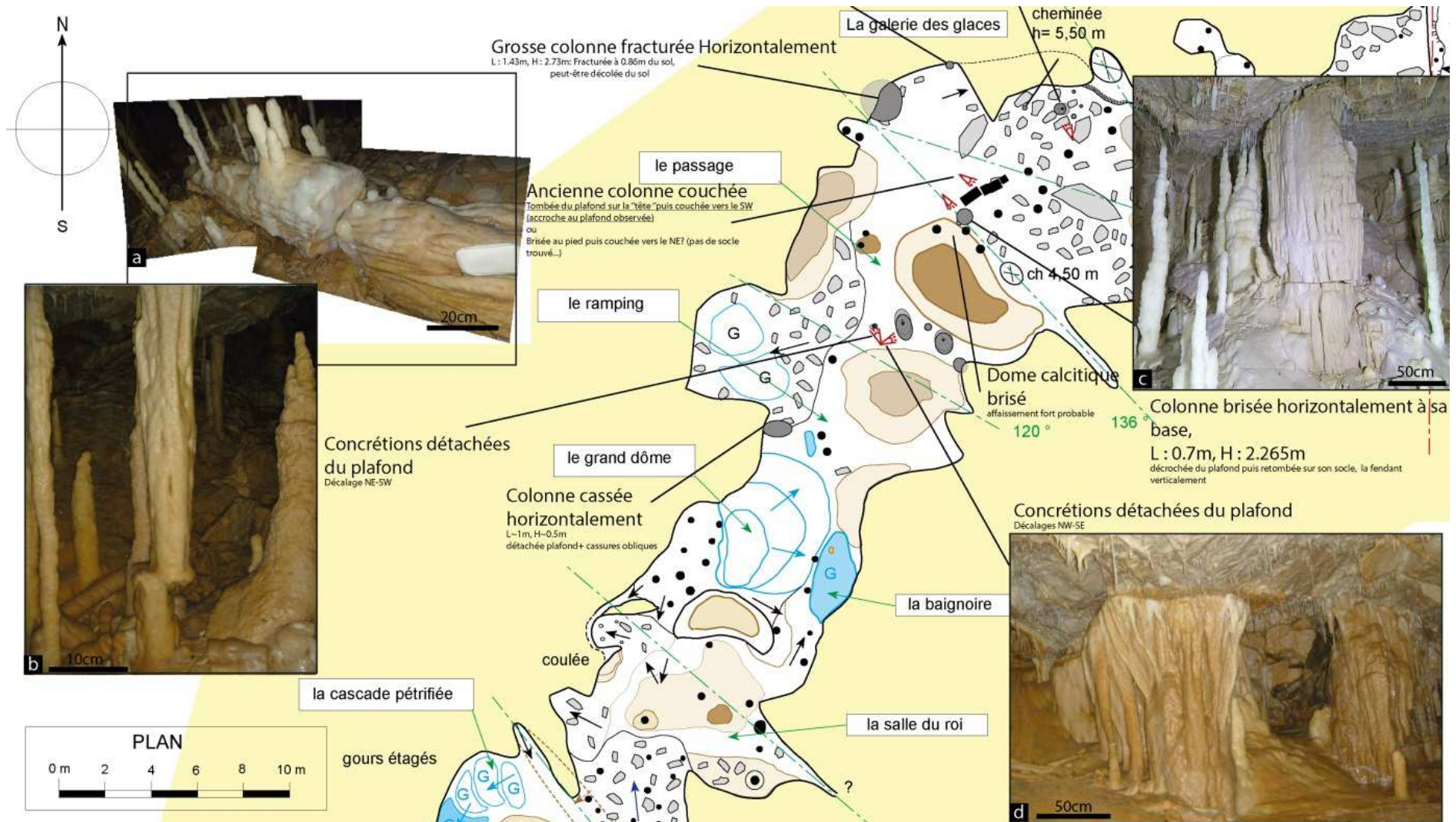


Figure 46: Détails sur la topographie et les observations dans le secteur Sud de la grotte du Coudrier. Les indices de déformation des spéléothèmes et des déplacements incohérents entre eux compliquent l'interprétation dans ce secteur. Il est possible qu'un fluage "oscillatoire", type remplissage glaciaire dans une dynamique de "tunnel", puisse être à l'origine d'une partie des dégâts observés.

Dans le réseau Sud, un très grand nombre de concrétions blanches se développent sur un plancher calcique épais, brisé et déstructuré à de nombreux endroits. On observe une concrétion pluri-métrique, couchée au sol et recouverte de concrétions plus récentes (quelques centaines d'années) (Figure 46a). Les dimensions et la zone d'accroche laissent penser qu'il s'agit d'une stalactite qui a pu se détacher du plafond sous l'effet de son propre poids. Les dommages observés sur le plancher calcique ainsi que sur certaines concrétions restent énigmatiques (Figure 46c), la présence d'argiles sous-jacent pourrait expliquer, par épisodes de gonflement/dégonflement hydrique, certaines cassures. Plus au sud, des colonnes dont la partie supérieure est décalée par rapport à leur base indiquent des déplacements relatifs (Figure 46b et d). Ces colonnes sont la plupart du temps détachées du plafond et présentent des indices de ressoudure calcique, cependant leurs sens de déplacement ne sont pas cohérents entre eux et ne semblent donc pas indiquer une activité tectonique cohérente.

Sur l'ensemble de cette cavité, la présence de plusieurs générations de concrétions complique l'interprétation des dommages observés, cependant, la présence de concrétions non brisées, dont le rapport H/D est supérieur à 20, indique que cette cavité n'a pas été affectée par des séismes ces derniers milliers d'années. Le fait que les cassures semblent toutes très locales dans le réseau Nord (i.e. seules des concrétions isolées sont brisées bien qu'elles soient régulièrement entourées de concrétions plus fragiles, Figure 46b et c) et que les cavités alentours ne présentent pas d'indices de déformation cohérents entre eux (e.g. "Patu de la fosse", Figure 40) suggère que ces cavités n'ont pas été affectées par des mouvements tectoniques récents (i.e. ces derniers 10 à 20 ka).

3.3.3 Conclusions morpho-structurales

En conclusion, l'étude morpho-structurale menée sur plus d'une douzaine de grottes réparties le long de la chaîne externe de l'arc du Jura n'a révélé aucune activité néotectonique au cours des derniers 10 à 20 ka. Cependant, il convient de rester prudent sur ces résultats, l'état de conservation, la géométrie ou le régime hydrique des cavités peuvent grandement affecter la morphologie et/ou le comportement des grottes face aux mouvements tectoniques. Il reste cependant surprenant qu'à ce jour aucun indice néotectonique clair n'ait été identifié dans les grottes du Jura.

GÉOPHYSIQUE ET GÉODÉSIE

Sismotectonique et mesures GPS

4 Déformation active du Jura vue par la géophysique.

La géophysique et la géodésie sont des sciences très souvent utilisées en néotectonique afin de contraindre les déformations de surface et en profondeur (e.g. Jouanne et al., 1994; Sue, 1998; Nocquet and Calais, 2003; Schlatter et al., 2005; Maury et al., 2013; Raucoules et al., 2013; Serpelloni et al., 2013). Dans ce chapitre, nous avons combiné une analyse sismotectonique avec l'analyse des données de stations GPS permanentes afin de caractériser l'activité néotectonique de l'arc du Jura. La base de données de mécanismes au foyer sur le Jura a été extraite de celle réalisée par Kastrup et al. en 2004 et a été complétée par les données publiées chaque année par le SED (Service Sismologique Suisse). L'analyse des données GPS vient à la suite d'une précédente étude réalisée en 2006 par Walpersdorf et al.. Aux vues des données exploitables, cette étude portait sur un nombre restreint de stations permanentes complétées par des stations semi-permanentes centrées sur la Haute Chaîne du Jura. Bien qu'une interprétation de champ de vitesse ait été proposée, les incertitudes sur les résultats ne permettaient pas de conclure de manière indiscutable. Dans cette nouvelle étude, le réseau utilisé a été amélioré par une trentaine de stations permanentes réparties sur l'ensemble de l'arc présentant aujourd'hui, pour un certain nombre de stations plus de 8 années d'enregistrement.

4.1 Champ de déformation (géodésique) et de contraintes (géophysique) de l'arc du Jura (article en préparation).

4.1.1 Résumé étendu de l'article

4.1.1.1 Analyse sismotectonique Les données sismiques

Une base de données géo-référencées des événements sismiques dans le Jura a été réalisée en combinant les données des trois plus grands réseaux de surveillance sismique dans ce secteur : SISMALP (réseau sismologique des Alpes), le RéNaSS (réseau national de surveillance sismique) et le SED (service sismologique Suisse). Entre 1971 et 2012, plus de 2400 événements ont été enregistrés dans le Jura dont plus de 2300 présentent une magnitude inférieure à 3 et seulement 6 événements ont une magnitude supérieure à 4 (Figure 49). La profondeur des hypocentres se distribue sur toute l'épaisseur de la croûte supérieure avec certains événements localisés jusqu'à 35 km de profondeur (Figure 50b).

Les mécanismes au foyer

La base de données de mécanismes au foyer disponible sur l'arc du Jura a été compilée à partir de celle réalisée sur l'ensemble Alpes-Jura de Kastrup et al. (2004) et complétée par les publications annuelles du SED entre 1999 et 2014 (Baer et al., 2005; Deichmann et al., 2006, 2012). La Figure 51 représente le réseau de stations utilisé par le SED pour le calcul et la localisation des mécanismes.

La base de données regroupe donc 54 mécanismes au foyer dont le plus grand nombre se trouve dans la partie NE de l'arc (Figure 50). La majorité des mécanismes est caractérisée par un style décrochant (33 mécanismes) et 14 supplémentaires possèdent une composante décrochante associée soit à un chevauchement soit à une faille normale. Moins de 10 séismes présentent un mécanisme chevauchant avec seulement trois localisés dans la chaîne plissée (Be, De et 139, (Figure 50, Table 3)) et une dizaine présentent des mécanismes en faille normale qui sont tous localisés dans la partie NE du Jura, dans la partie Sud du bassin Rhéna.

Sept zones ont été définies à partir de la localisation des mécanismes et de la structure du Jura pour lesquelles les inversions ont été réalisées de façon indépendante. Certaines zones ont ensuite été combinées pour réaliser des inversions regroupées et ainsi tester l'influence de certaines zones sur les autres.

Inversions sismiques

Les inversions ont été réalisées en utilisant un code MATLAB développé par Hardebeck and Michael, 2006; Lund and Townend, 2007 et Martínez-Garzón et al., 2014 : MSATSI qui est basé sur la méthode d'inversion de Michael, (1984, 1987, 1991). Les résultats des inversions sont présentés dans les Figure 52 et Figure 53.

Les inversions montrent des axes de contrainte relativement homogènes sur l'ensemble de la chaîne avec un axe P faiblement plongeant et une direction NW-SE.

Seule la partie Ouest semble présenter une rotation antihoraire de son axe de contrainte principal ($S_{H \max}$), cependant, au regard des mécanismes utilisés dans cette inversion, il semble que seuls les deux mécanismes au sud de la faille du Vuache, proches du front alpin, présentent un axe P E-W à WNW-ESE tandis que ceux localisés dans le Jura plissé semblent concordant avec une direction de $S_{H \max}$ NW-SE.

Une classification des mécanismes en fonction de leur profondeur permet de mettre en évidence une implication du socle dans la partie NE de l'arc et sud du bassin Rhéna (Figure 54). Cependant, compte tenu des incertitudes sur la localisation verticale des événements sismiques, il n'est pas possible de faire la même interprétation sur le reste de la chaîne. Dans la partie Est cinq inversions supplémentaires ont été réalisées en fonction de la profondeur des mécanismes afin de tester les

relations socle couverture (couplage/découplage) dont l'interface varie sous le Jura entre moins de 1 km de profondeur dans la chaîne externe et près de 3 km sous la chaîne interne. Bien que le $S_{H \max}$ moyen de chaque inversion montre une rotation antihoraire d'environ 20° pour les mécanismes les plus profonds (> 20 km), la dispersion des résultats pour cette inversion ainsi que les incertitudes sur la localisation horizontale (de 3 à 10 km) ne permettent pas de conclure de façon certaine. Cependant compte tenu de l'apparente stabilité des directions de $S_{H \max}$ jusqu'à, au moins, 15 km de profondeur, les données sismiques ne semblent pas être en faveur d'un découplage socle-couverture dans cette partie du Jura.

4.1.1.2 Analyse géodésique

Données et stations GPS

Dans cette étude, 63 stations GPS permanentes ont été incorporées à une solution Européenne globale provenant des quatre réseaux : AGNES (Suisse, Swisstopo), Orphéon (société de diffusion de géodonnées), RGP (réseau français géré par l'IGN) et le RENAG (Réseau national GPS français) (Figure 55). 35 de ces stations sont localisées dans le Jura et ses environs dont une quinzaine ont plus de huit ans d'enregistrement. La liste complète des stations utilisées est présentée dans la Table 4, et les durées d'enregistrement sont présentées dans la Figure 56.

Analyse des données

Les données ont été analysées sur la période 2000-2015 avec le logiciel GAMIT/GLOBK 10.5 (Herring et al., 2010). Les détails de la procédure et des paramètres utilisés sont présentés dans la partie 4.2 de l'article que vous trouverez en partie 4.1.2 de cette thèse.

Vitesses géodésiques

L'ensemble des résultats de l'analyse des données GPS est présenté dans la Table 5. Le champ de vitesses dans le Jura par rapport à l'Europe stable et leurs incertitudes sont présentés sur la Figure 57 et les axes de déformations résultant sont reportés sur la Figure 58. Bien que peu de différences soient à noter entre les différents axes de déformation calculés, seul celui calculé à partir des stations ayant plus de 8 années d'enregistrement a été retenu, et reporté sur la Figure 59.

L'analyse des données GPS indique ainsi un axe de raccourcissement NW-SE, faible mais significatif (2.16 nanostrain/yr). La plupart des stations montrent des déplacements inférieurs à 0.5 mm.an^{-1} (± 0.1) excepté les 4 stations ayant moins de 2 ans d'enregistrement. En tenant compte uniquement des stations ayant plus de 5 ans d'enregistrement, trois provinces ont pu être définies présentant des directions et des vitesses de déplacements cohérentes (Figure 59) :

- 1) Province I : caractérisée par des déplacements vers le SE à des vitesses inférieures à 0.5 mm.an^{-1} correspondant à la zone de transition des grabens Bressans et Rhéna (RBTZ) en avant du front jurassien.
- 2) Province II : caractérisée par des déplacements vers l'E-NE à des vitesses d'environ 0.2 mm.an^{-1} et un uplift de 0.6 à 1 mm.an^{-1} . Cette province correspond à toute la partie Est de l'arc du Jura et du bassin molassique ainsi qu'à la partie Sud du bassin Rhéna.
- 3) Province III : caractérisée par des déplacements vers le N à des vitesses comprises entre 0.4 et 0.7 mm.an^{-1} et un uplift de 0.6 à 1 mm.an^{-1} . Dû au manque de données, les limites de cette province restent mal définies. Elle semble affecter une partie de la Haute Chaîne et de la partie Sud du bassin molassique.

4.1.1.3 Discussion et conclusions

Les données sismologiques et issues des GPS sont en accord avec un champ de déformation en raccourcissement horizontal NW-SE affectant la couverture dans tout le Jura, l'implication du socle ne peut être démontrée de façon indiscutable que dans la partie Est de l'arc et Sud du bassin Rhéna.

La combinaison des données géophysiques et géodésiques, associée aux données des précédentes études, permet de proposer une carte de la néo-déformation dans la Jura répartie en 3 zones principales (Figure 60) :

- 1) La zone en avant du Jura plissé correspondant à une zone NE-SW de transition entre deux bassins extensifs N-S (RBTZ). Cette zone est caractérisée par une réactivation transpressive des structures affectant le socle et la couverture concordante avec notre champ de déformation en raccourcissement NW-SE.
- 2) La partie Est de l'arc caractérisée par un $S_{H \text{ max}}$ NW-SE et des mouvements des terrains supérieurs vers la bordure Est de l'arc (bordure libre). Cette zone relativement complexe montre des évidences de l'implication du socle dans la déformation, les relations socle-couverture semblent cependant encore confuses.
- 3) La zone centrale du Jura et SW du bassin molassique caractérisée par un $S_{H \text{ max}}$ NW-SE présentant une rotation antihoraire en se rapprochant du front alpin. Le manque de données et la dispersion des données géodésiques dans ce secteur ne permettent pas de définir précisément la néodéformation dans cette partie de l'arc.

Les stations GPS implantées dans la partie centrale du Jura dans le cadre du projet GPS-Jura (OSU THETA) apporteront, dans 5 à 10 ans, des données indispensables à la caractérisation de la néo-déformation de toute la partie centrale du Jura. Enfin, l'implantation de 3 à 4 stations sismiques

permettrait d'améliorer la qualité des données sismiques dans la partie centrale et Sud du Jura nécessaires à la caractérisation des relations socle-couverture dans le Jura.

4.1.2 Déformation récente de l'arc du Jura à travers les enregistrements GPS et les mécanismes au foyer des évènements sismiques (in prep).

Present-day deformations of the Jura arc inferred by GPS surveying and earthquake focal mechanisms.

Mickael Rabin, Christian Sue, Andrea Walpersdorf, Pierre Sakic, Julie Albaric

Abstract

1. Introduction

The Jura Mountains represent the northwesternmost extension of the European Alps. This typical thrust-and-fold belt is one of the best studied orogenic arcs in the world (Rollier, 1903; Heim, 1919; Aubert, 1949; Lebeau, 1951; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Burkhard, 1990; Pfiffner, 1990; Henry et al., 1997; Schlunegger et al., 1997; Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Laubscher, 2010), however its neotectonic activity remains a matter of debates and several hypotheses have been proposed from ongoing thin-skinned compression to thick-skinned deformation including transpressional or arc-parallel extension. In this study we combine GPS data from permanent GPS networks, including the specific GPS-JURA network, with available seismological data (focal mechanisms and earthquake catalogs) around the belt, in order to characterize the current tectonics going on within and under the Jura cover. We discuss the spatial and depth distribution of the deformation and compare our results with previous studies. In the following we distinguish the thick-skinned deformation model as defined by (Coward, 1983) implying that the compression is accommodated by steepen thrusts affecting the overall fragile crust from a simple implication of the basement in the recent activity of the Jura Mountains and its vicinity. We discuss also the repartition of the thin-skin deformation which affects only the sedimentary cover.

2. Geological setting

2.1. Structure and tectonic evolution of the Jura

The Jura Mountains are the most external and one of the most recent tectonic expressions of the Alpine orogeny (Figure 47). It takes place between 9 Ma and 3.3 Ma (Becker, 2000 and references

therein) and corresponds to a thrusts-and-folds belt with an arc-shape northward of the western alpine foreland. Its southern tip merges with the front of the subalpine belt (Chaînes Subalpines, i.e. the Chartreuse Massif), while its northeastern part is separated from the Alps by the Molasse Basin. This Oligo-Miocene foredeep basin developed at the northern front of the European Alps (Rollier, 1903; Heim, 1919; Aubert, 1949; Lebeau, 1951; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Burkhard, 1990; Pfiffner, 1990; Henry et al., 1997; Schlunegger et al., 1997; Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Laubscher, 2010).

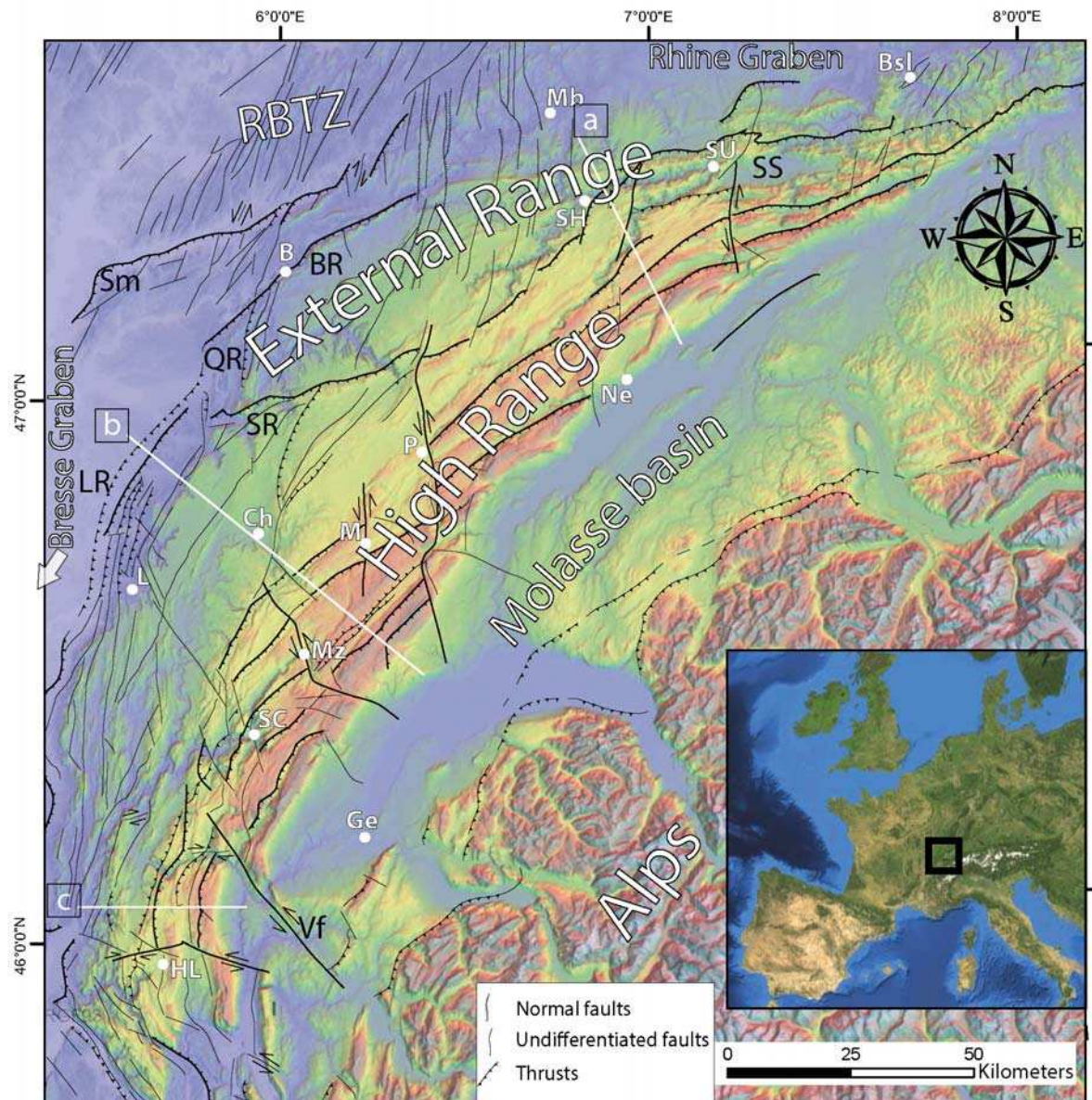


Figure 47: Simplified structural map of the Jura Mountains based on the BRGM geological map. City locations and structural regions are represented by white and black letters, respectively (Bsl: Basel, B: Besançon, Ch: Champagnole, Ge: Geneva, HL: Hauteville-Lompnes, L: Lons-le-Saunier, Mb: Montbéliard, Mz: Morez, M: Mouthe, Ne: Neuchâtel, P: Pontarlier, SC: Saint-Claude, SH: Saint-Hippolyte, Su: Saint-Ursanne; Sm: Serre massif, BR: Besançon Range, LR: Lons Range, QR: Quingey Range, SR: Salins Range, SS: Sorne Syncline, Vf: Vuache fault). Inset shows location of the study area within western Europe.

The Jura is surrounded to the West and the North by peri-alpine N-S oriented Tertiary rifts (Merle and Michon, 2001; Dèzes et al., 2004); namely the Bresse Graben and the Rhine Graben, respectively (Figure 47). Its northern boundary is affected by NNE-SSW to ENE-WSW normal faults associated to Tertiary rifting and corresponding to the Rhine-Bresse Transfer Zone (RBTZ) (Figure 47) (Lacombe et al., 1993 and references therein; Madritsch et al., 2009). The Jura Mountains consist of Mesozoic and Cenozoic deformed sediments that were detached from the underlying Paleozoic basement (Figure 48) on Triassic evaporates located at the base of the folded arc (e.g. Affolter and Gratier, 2004). These sediments are hardly deformed in the Molasse Basin, whereas they acquired a typical fold-and-thrust structure westward in the Jura arc. They consist of Jurassic and Cretaceous marls and limestones detached along a basal décollement of Triassic evaporites. The Paleozoic basement is exposed beyond the northern front of the Jura (Serre massif, Figure 47), and is composed of medium to high grade metamorphic and plutonic rocks deformed during the Variscan orogeny covered by Stephano-Permian sediments (Rollier, 1903; Lyon-Caen and Molnar, 1989; Mosar, 1999; Coromina and Fabbri, 2004; Laubscher, 2010).

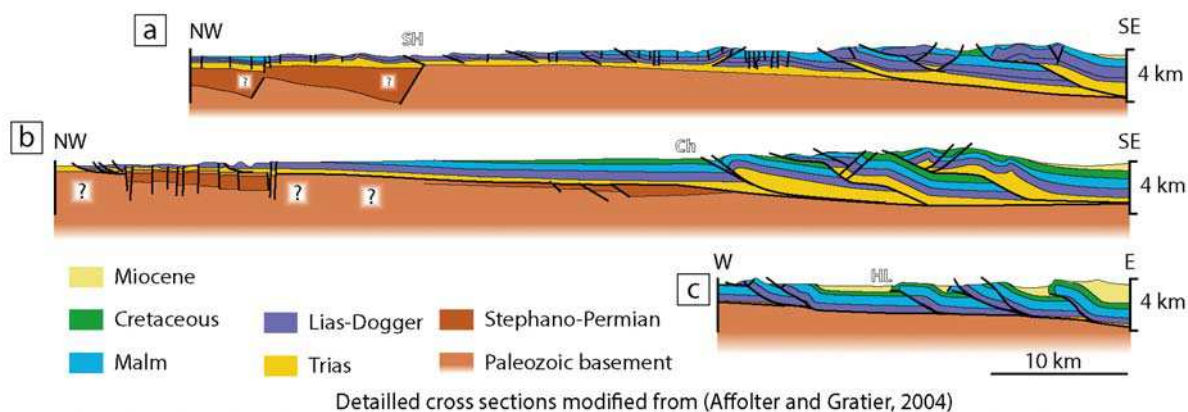


Figure 48: Schematic cross sections (modified after Affolter and Gratier, 2004) approximately relocated in Fig. 47 (white lines, see section 2.1 for further details). Question marks on cross sections represent uncertainties on the deep geometry of the basement.

The Jura belt is a typical thin-skinned fold-and-thrust belt (Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard and Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004). It corresponds to an orogenic arc composed of narrow strained zones separated by hardly deformed plateaus. These deformed zones, the so-called “Jura Faisceaux”, are affected by arc-parallel folds and thrusts corresponding to a horizontal, SSE-NNW directed shortening. Its overall structure can be resumed in three main regions: i) the High Range in the internal part (eastward), which is separated from ii) the External Range to the west by; iii) barely deformed plateaus in the central part (Figure 47).

This structure is crosscut by coeval left-lateral transpressive faults (e.g. Vuache, Morez, and Pontarlier faults) (e.g. De La Taille, 2015; de La Taille et al., 2015) (Figure 47), **which** delineate individual tectonic blocks and damped part of the shortening (Laubscher, 1992; Homberg et al., 1997; Becker,

2000; Affolter and Gratier, 2004). The northern and eastern parts of Jura are characterized by E-W to NE-SW directed fold axes and thrusts, and N-S trending left-lateral strike-slip faults; whereas in the southwestern part thrusts and fold axes have a main N-S orientation and strike-slip faults are NW-SE oriented (Affolter and Gratier, 2004)(Figure 47).

The typical stair-step shape of the Jura structure has been acquired during the latest stage of the Alpine orogeny, in Late Miocene and Early Pliocene times (Sommaruga, 1999; Becker, 2000; Affolter and Gratier, 2004). Folding and thrusting took place between about 14 Ma and 3.3 Ma according to stratigraphic and paleontological evidences (Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007 and references therein). However, geomorphological evidences suggest that more recent deformations (i.e. Pleistocene to Holocene) occurred along the northernmost frontal thrusts of the Jura (Nivière and Winter, 2000; Giamboni et al., 2004b; Carretier et al., 2006; Nivière et al., 2006; Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007; Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011). These authors highlight a Plio-Pleistocene N-S horizontal shortening in the external part of the Jura with an uplift velocity ranging between 0.2 and 0.05 mm/yr at the front (e.g. Giamboni et al., 2004b; Madritsch et al., 2010b).

To sum up, the Jura structure results from the succession of three main tectonic phases: i) an Oligocene extension which results in the Bresse and Rhine Grabens and in few minor offset normal faults in the Jura Faisceaux (Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein), while the implication of the Paleozoic basement in this phase is still discussed (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004); ii) a N-S to NW-SE oriented shortening during the Late Miocene, resulting in the present fold-and-thrust structures (Hindle, 1997; Affolter and Gratier, 2004); inherited structures from both the Variscan basement deformation and Oligocene cover extension could have controlled, at least partly, the geometry and the distribution of thrusts during this shortening phase (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein; Ustaszewski and Schmid, 2006); and iii) a Plio-Pleistocene northward propagation of shortening, which remains by now a matter of debate (Nivière and Winter, 2000; Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2006). Based on surface *in situ* stress data (Becker, 2000), deep seismicity distribution (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002) and evidence of frontal basement-rooted fault reactivation (Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007; Madritsch et al., 2009), several authors have suggested a change deformation style within the Jura during the Pliocene from a thin-skinned belt towards a thick-skinned belt. This could explain the northward propagation of shortening beyond the presence of the Triassic evaporites forming the main detachment of the thin-skinned Jura Mountains (e.g. Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2009)..

2.2.Recent deformation in the Jura Mountains

The structure of the Jura has been studied from the beginning of the 1900's onward (Rollier, 1903; Laubscher, 1992; Hindle, 1997; Burkhard and Sommaruga, 1998; Homberg et al., 1999; Becker, 2000; Nivière and Winter, 2000; Affolter and Gratier, 2004), but its recent to modern tectonic activity still remains a matter of debate. Neotectonic activity and recent uplift history of the Jura have been studied using different geophysical and geomorphological approaches (Jouanne et al., 1995, 1998; Nivière and Winter, 2000; Nocquet and Calais, 2003; Giamboni et al., 2004b; Walpersdorf et al., 2006; Madritsch et al., 2010a, 2010b; De La Taille, 2015; Vouillamoz, 2015). Jouanne et al. (1995, 1998) and Nivière et al. (2000, 2006) have shown a northward propagation of thin-skinned deformation style with uplift rates of ~ 0.7 mm/yr from leveling data in the internal part of the southern Jura (Jouanne et al., 1998)(Fig.3b in Jouanne et al., 1998) and a long-term mean uplift velocity of ~ 0.3 mm/yr along the northernmost frontal thrust (Nivière et al., 2006). Horizontal velocities have been preliminary estimated by GPS/Triangulation method to 3 to 4 mm/yr and associated with an E-W shortening (Jouanne et al., 1998). However, recent geodetic studies based on GPS network analyses have revealed horizontal velocities lower than 1 mm/yr (Nocquet and Calais, 2003; Walpersdorf et al., 2006) associated with a main strain feature in favor of an arc-parallel extension. Moreover, geomorphological evidence of fold growth suggests a long-term mean uplift velocity of only ~ 0.05 mm/yr along the External Range, associated to a thick-skinned deformation mode (Giamboni et al., 2004b; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2010a; Molliex et al., 2011).

Thus, based on these different GPS data sets the interpretations vary from ongoing uplift of the belt (Jouanne et al., 1998) to arc-parallel extension with very slow horizontal movements (Walpersdorf et al., 2006). Considering the hypothesis of ongoing horizontal shortening, there is a debate about both the actual deformation style (thin-skin vs thick-skin) and the long-term mean uplift rates (from 0.05 to 0.3 mm/yr, (e.g. Nivière et al., 2006; Madritsch et al., 2010a). The neotectonic activity in the Jura Mountains is also discussed in terms of deformation style based on the seismicity data and focal mechanisms. Indeed, Lacombe and Mouthereau (2002) noted that the majority of earthquakes recorded in the Jura Mountains and its vicinity are distributed throughout the entire crust, down to 30 km depth, with a higher density around 15-20 km depth. The deepest crustal earthquakes have been associated with the presence of high-pressure fluids which allow brittle failure to occur at such important depths (Deichmann, 1992). This argues for a present-day activity in the basement under the Jura cover and has been interpreted as evidence for ongoing shortening in a thick-skinned mode (Lacombe and Mouthereau, 2002). Nevertheless, the general synthesis of earthquakes occurring in the Jura and the northern Alps proposed by (Kastrup et al., 2004) has shown that most earthquakes in the Jura belt have strike-slip focal mechanisms. Moreover, the majority of recorded earthquakes are located in the south part of the Rhine Graben with focal mechanisms associated with WNW-SSE steep

faults (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002; Kastrup et al., 2004) which is not in agreement with the orientations of the inherited Variscan faults (Hindle, 1997; Homberg et al., 2002; Affolter and Gratier, 2004 and references therein; Ustaszewski and Schmid, 2006). However, the relatively poor resolution on focal depth, together with the absence of lower crustal events in the southwestern Jura, and a very dominant transcurrent tectonic mode, do not support the interpretation of an ongoing thick-skinned activity generalized in the Jura Mountains.

Beyond the debate on the deformation mode in the Jura arc, the traditionally accepted model of an active collisional activity for the Jura, in dynamic continuity with the Alps, rises up the issue of its geodynamic origin. The Western Alps are in a post-collisional regime (Champagnac et al., 2009; Sue et al., 2007; Nocquet, 2012; Valla et al., 2012), and are characterized by isostatic-related extension in their core correlated with active uplift, due to the interaction between buoyancy forces and erosional dynamics (Sue et al., 1999; Champagnac et al., 2007; Sue et al., 2007; Delacou et al., 2008; Serpelloni et al., 2013; Vernant et al., 2013; Baran et al., 2014).

In this study, we compare the stress field directions obtained by inverting more than 50 focal mechanisms distributed through the entire arc with the strain rate obtained from GPS data recorded since 2000 in the vicinity of the Jura Mountains in order to better constrain its present deformation.

3. Seismotectonic analysis

3.1. Seismic setting

The Figure 49 represents the seismicity of the Jura Mountain between 1971 and 2012 recorded by the French Alps Seismic Network (SISMALP), the French National Seismic Monitoring Network (R  NASS) and the Swiss Seismological Service (SED). The station locations of these three networks around the Jura Mountains are presented on Figure 51. The seismic activity is continuous through the observation period with more than 2400 events with a maximum magnitude of 5.2 distributed over the entire arc. In the northeastern part of the Jura Mountains, both the External Range and the High Range present a moderate seismic activity (Figure 49). The northeasternmost part of this area is affected by normal faulting at the southern termination of the Rhine Graben. In the southwest of the Jura arc a cluster of moderate to high earthquakes, with M_l from 3 to 5.3 (Epagny earthquake (Thouvenot et al., 1998)), are located at the south tip of the Vuache fault. Smaller earthquakes ($M_l < 3$) occur farther north along this left lateral strike slip fault highlighting its frequent seismic activity (Figure 47 and Figure 49). Even if this activity principally occurs in the sedimentary cover, a recent study has shown that the Vuache fault is rooted in the basement (De La Taille, 2015).

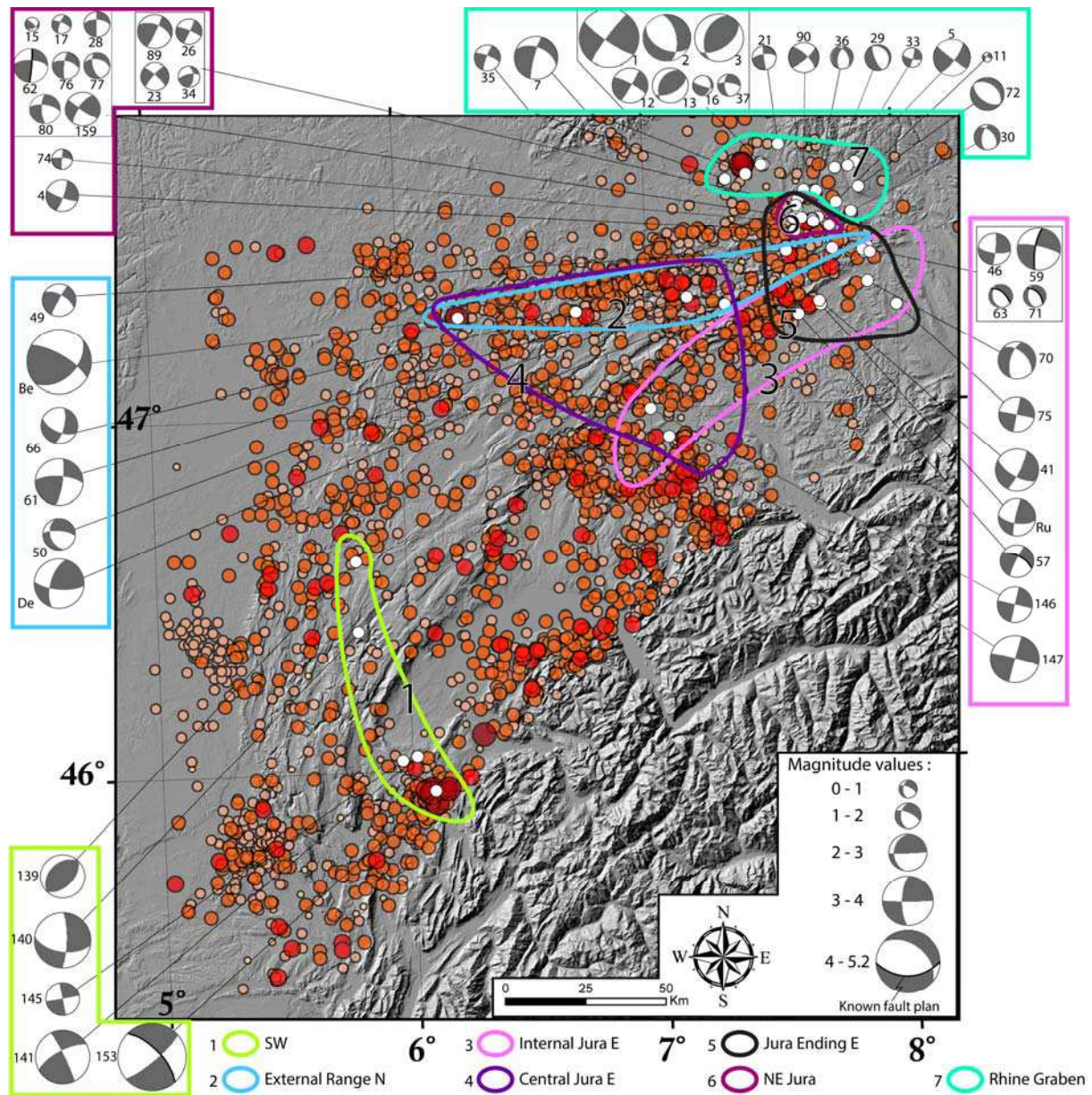


Figure 49: Seismicity of the Jura Mountain between 1971 and 2012 recorded by the French Alps Seismic Network (SISMALP), the French National Seismic Monitoring Network (R  NASS) and the Swiss Seismological Service (SED). The station locations of these three networks around the Jura Mountains are presented on Figure 51. The 54 focal mechanisms computed in the Jura Mountains and its vicinity between 1971 and 2015 complied from (Kastrup et al., 2004; Baer et al., 2005; Deichmann et al., 2006, 2012) have also been reported. Seven “inversion zones” have been determined based on the spatial distribution of mechanisms and structural pattern of the arc (numeroted and colored shapes on map).

The majority of the earthquakes have local magnitudes lower or equal to 3 (more than 2300 events). Only 6 events have a magnitude higher than 4 in the period 1971-2012. The three biggest events were the M_L 5.2-5.3 Vuache earthquake in 1996 (Thouvenot et al., 1998), the M_L 4.8-5.1 Besançon earthquake in 2004 (Baer et al., 2005) and the M_L 4.7-4.8 Sierentz earthquake in 1980 (Rouland et al., 1980; Maury et al., 2013).

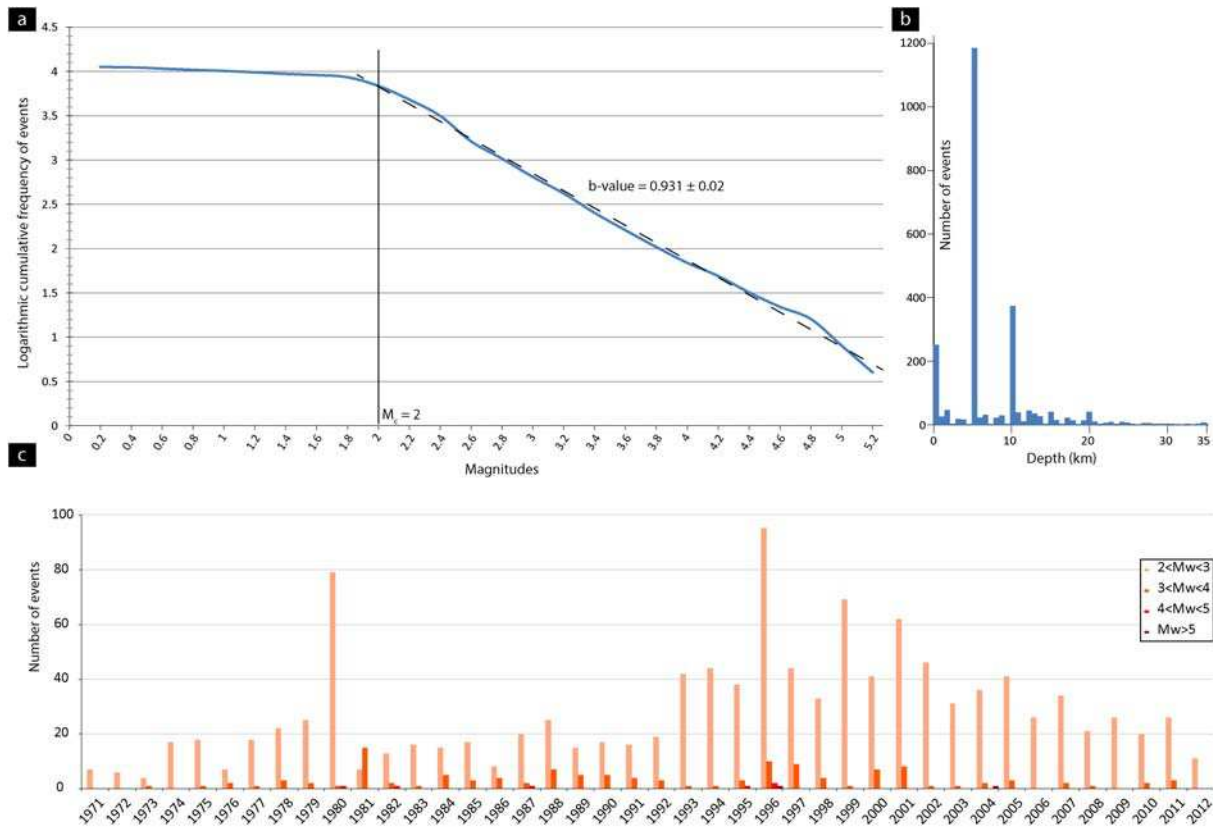


Figure 50: Statistical characterization of earthquakes within the Jura Mountains. a: Frequency-magnitude distribution (blue curve) compared with the Gutenberg-Richter law (dashed black line). The magnitude of completeness (M_c) corresponds to the magnitude for which the frequency of the recorded events leave the Gutenberg-Richter law, implying that the considered network does not record all the events under this magnitude. b: Depth distribution of recorded events. The high number of events on a given depth (e.g. at 5 km) could be reflect an artefact due to the used model of localization. c: Distribution of events over the time in function of the magnitude. Only the event having a $M_l > M_c$ are presented. See the main text for further information.

An average of 20 to 30 events with $M_l \leq 3$ and less than three events with higher magnitudes occur each year in the Jura Mountains (Figure 50c). The seismic events are distributed in depth up to 35 km with a higher density between 5 and 15 km (Figure 50b). Care should be taken about the vertical localization of the seismic events because uncertainties could reach more than 10 km in some cases due to the scarcity of the seismic network in the Jura realm. Publications of the SED indicate that the records of the seismic data could have several “quality ranks”, from A to D, depending on the distance of the event from the stations and the angular gap of the network. The high majority of earthquake used to compute the mechanisms have an A or B quality rank, which means that the vertical uncertainties are varying between 3 and 10 km. This value can exceed 10 km for the quality ranks C and D (e.g. Baer et al., 2005). Nevertheless, excepting the easternmost ending of the Jura Mountains and the south part of the Rhine Graben, the depth distribution of seismic events does not really show evidences of an implication of the Paleozoic basement under the Jura arc in its present deformation. The frequency-magnitude distribution (FMD, (Figure 50a) follows the Gutenberg Richter law (Gutenberg and Richter, 1942, 1956) with a b-value of 0.93 for magnitudes higher than the magnitude of completeness of about $M_c = 2$.

3.2. Focal mechanisms

Focal mechanisms have been compiled from (Kastrup et al., 2004) and the publication of the SED between 1999 and 2014 (Baer et al., 2005; Deichmann et al., 2006, 2012). These authors have completed the data from the SED network with those from the R  NASS and SISMALP networks (light colors on Figure 51) to better constrain the event locations and compute the focal mechanisms.

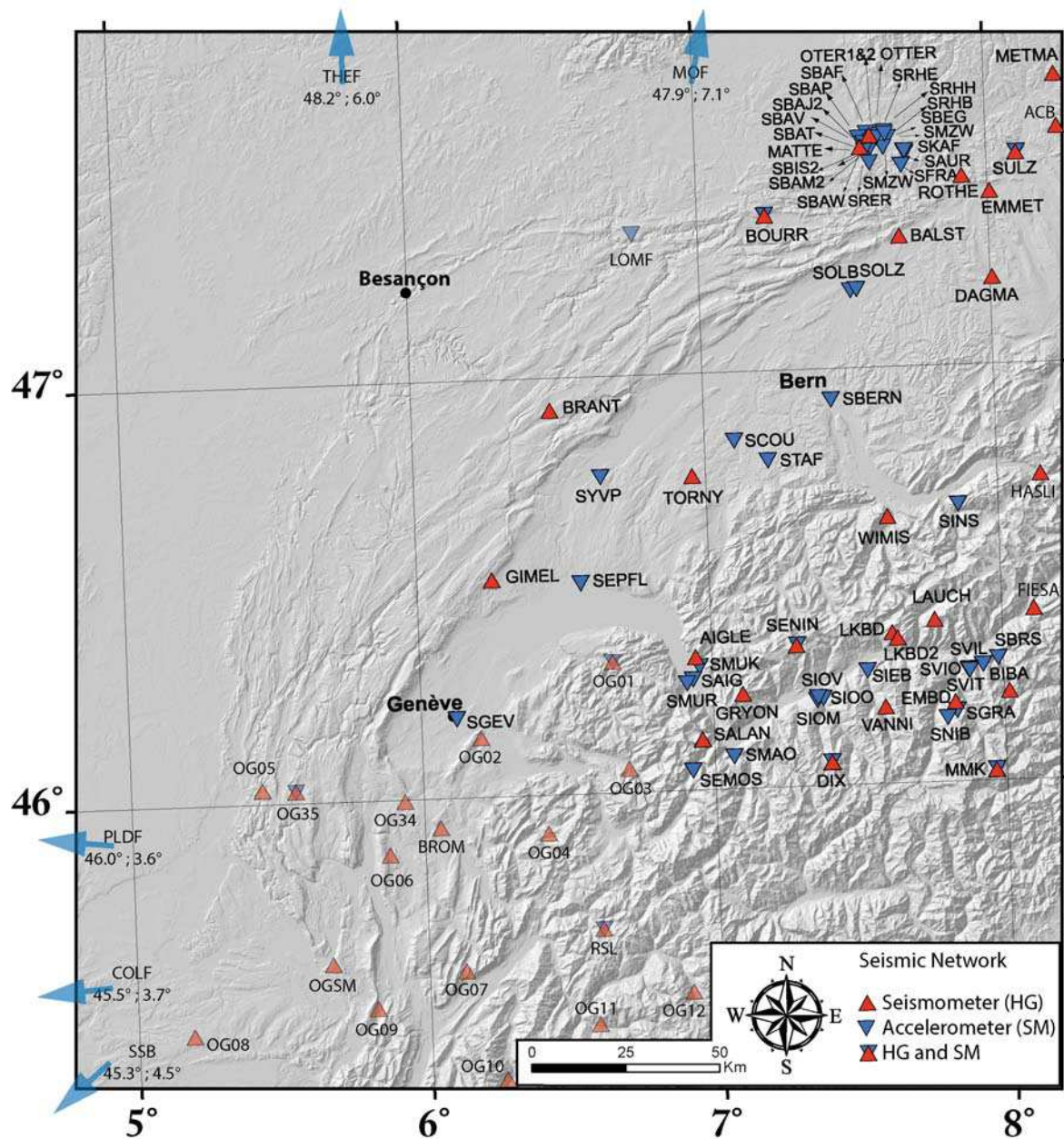


Figure 51: Seismic Network around the Jura Mountains. The full colored stations are included in the SED network, which has been used to compute the majority of the focal mechanisms. Stations in shaded colors are those of R  NAG and SISMALP used to complete the SED data when necessary.

Among the 54 focal mechanisms compiled, 33 show pure strike-slip faulting, 14 others have a strike-slip component associated to a normal or an inverse component (Figure 49). Only four mechanisms correspond to pure normal faulting. They are located at the northeastern ending of the Jura Mountain as well as four others which have a strong normal component. These mechanisms could be related to the influence of the Rhine Graben activity (e.g. Becker, 2000). Four mechanisms on the 54 compiled here have a reverse component, two of them are located at the southern edge of the Rhine Graben and the two others occurred in the folded Jura. The detailed parameters of the 54 focal mechanisms are listed in Table 3.

Note that the highest density of focal mechanisms in the northeastern part of the Jura Mountains is due to the high number of seismic stations registering a higher number of data, at the vicinity of the Rhine Graben (Figure 51).

Based on their locations and the structural pattern of the Jura Mountains, 7 areas (called hereafter “inversion zones”) have been determined in order to drive our stress inversions (Figure 49). In the zone 1, in the southwestern part, three of the available mechanisms are located along the Vuache fault (Figures 1 and 3). This fault is known as a left lateral strike-slip fault with a noticeable seismic activity (e.g. Thouvenot et al., 1998; De La Taille, 2015). Several earthquakes of $M_l > 4$ occurred in its southern part with focal mechanisms in left lateral strike-slip faulting style (Figure 49). The focal mechanism n°140 is located near Saint-Claude along another left lateral strike-slip fault in the continuity of the Vuache fault (Figure 47 and Figure 49). The northernmost mechanism is located on a thrust fault farther north; it has been integrated in this inversion zone in order to have a general stress field which could explain both the left lateral mechanisms along the Vuache fault and the thrust faulting style in the central Jura (mechanism n°139).

The northeastern part has been separated in six more inversion zones in order to compare different configurations of inversion, and discriminate potential variations in the overall stress pattern (Figure 49). Focal mechanisms along the External Range have been separated from those along the High Range or in the Molasse Basin at the vicinity of the High Range (zones 2 and 3 on Figure 49). A part of these two zones has been included in the Central Jura inversion (zone 4) to compare this stress field with the stress fields that could be under the influence of the Rhine Graben. The northeastern tip of the Jura Mountains has been analyzed in one zone (called “Jura ending E”, zone 5 in Figure 49 and 52) independently of the Rhine Graben zone (zone 7). A small inversion zone (zone 6) has been determined at the vicinity of the Rhine Graben in order to compare with the Rhine Graben zone and test its spatial influence.

FPS	Date	Time	Lat	Lon	z	M _L	1 st Nodal Plan			2 nd Nodal Plan			P axis		T axis		Location
							Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Strike	Dip	
1	1980.07.15	1217	47.67	7.48	12	4.7	125	80	174	216	84	10	350	3	81	11	Sierentz
2	1980.07.15	1254	47.67	7.49	10	3.7	117	46	-132	349	58	-55	314	60	55	6	Sierentz
3	1980.07.16	1500	47.67	7.48	13	3.8	201	42	64	54	53	111	129	6	21	72	Sierentz
4	1982.03.25	1845	47.49	7.60	7	2.5	110	79	-172	18	82	-11	334	13	64	2	Reinach
5	1982.10.04	406	47.67	7.85	23	2.9	36	74	-6	128	84	-164	353	15	261	7	Wiesental
7	1985.02.28	2133	47.65	7.41	10	3.4	292	49	-169	195	82	-41	145	34	250	21	Sierentz
11	1986.11.01	401	47.57	7.77	19	1.2	296	81	-174	205	84	-9	160	11	251	2	Dinkelberg
12	1987.07.18	859	47.67	7.48	12	2.8	299	80	177	30	87	10	164	5	255	9	Sierentz
13	1987.11.21	1401	47.68	7.48	12	2.8	209	38	64	61	56	109	138	9	18	72	Sierentz
15	1987.12.31	1516	47.52	7.68	12	1.1	53	40	14	312	81	129	13	26	258	41	Pratteln
16	1988.03.23	2111	47.68	7.47	11	1.6	7	30	-13	108	84	-119	350	44	222	33	Sierentz
17	1988.05.11	1112	47.52	7.68	10	1.5	199	75	-16	293	75	-164	156	22	66	0	Pratteln
21	1988.11.20	2043	47.73	7.55	17	1.9	263	68	-177	172	87	-22	125	17	220	13	Bad Bellingen
23	1989.05.05	1744	47.56	7.61	10	2.2	312	79	-170	220	80	-11	176	15	266	1	Basel
26	1990.06.16	2241	47.58	7.62	18	2.0	293	80	177	24	87	10	158	5	249	9	Weil
28	1990.07.25	1438	47.52	7.67	10	2.0	180	86	-32	272	58	-176	131	25	231	19	Pratteln
29	1990.07.31	1913	47.66	7.77	19	2.0	318	21	-109	158	70	-83	80	64	243	25	Steinen
30	1990.11.28	138	47.54	7.83	18	2.0	319	48	-130	190	55	-55	159	61	256	4	Mohlin
33	1991.05.20	13	47.66	7.82	17	1.5	105	73	-170	12	80	-17	328	19	59	5	Hausern
34	1991.06.04	1717	47.55	7.61	7	1.7	360	56	24	256	70	144	311	9	213	39	Basel
35	1991.08.25	6	47.64	7.33	12	2.0	292	76	-172	200	82	-14	155	16	247	4	Mulhouse
36	1991.11.05	913	47.60	7.69	17	1.8	334	43	-122	194	55	-64	160	68	266	7	Lorrach
37	1991.11.12	1910	47.68	7.48	12	1.8	175	59	-22	277	71	-147	139	36	44	8	Sierentz
41	1978.08.13	402	47.29	7.69	24	3.4	121	66	-168	26	79	-24	341	25	75	8	Onsingen
46	1982.09.03	1912	47.42	7.90	11	2.5	97	70	-175	5	85	-20	319	18	53	10	Hauenstein
49	1984.04.10	1650	47.43	7.57	22	2.6	300	62	-176	208	87	-28	160	22	257	17	Breitenbach
50	1984.04.12	50	47.44	7.75	21	2.5	162	42	-30	275	71	-128	143	49	32	17	Bubendorf
57	1987.01.08	1924	47.26	7.61	6	2.6	298	62	-174	205	85	-28	158	23	255	16	Gunsberg
59	1987.04.11	314	47.43	7.87	7	3.4	190	76	-11	282	79	-166	146	18	56	2	Laufelfingen
61	1987.12.11	225	47.31	7.16	79	3.7	274	70	168	8	79	20	140	6	232	22	Glovelier
62	1987.12.16	936	47.52	7.68	9	2.7	6	86	36	273	54	175	134	21	236	28	Pratteln
63	1988.04.16	1405	47.44	7.89	9	1.9	310	63	-108	165	32	-59	187	67	53	16	Zeglingen
66	1989.04.30	338	47.28	6.72	19	2.9	115	61	-156	13	69	-31	332	36	66	5	Belleherbe
70	1996.12.15	449	47.34	7.89	20	3.0	313	50	141	195	61	-47	158	53	256	6	Olten
71	1997.02.21	504	47.42	7.88	8	1.8	316	55	-114	174	42	-60	171	69	63	7	Laufelfingen
72	1997.09.02	30	47.61	7.86	23	2.6	128	53	-90	308	37	-90	38	82	218	8	Mohlin
74	1988.10.27	2052	47.50	7.74	12	1.6	275	77	-177	184	87	-13	139	11	230	7	Liestal
75	1990.08.11	531	47.27	8	15	2.8	11	90	0	281	90	180	326	0	236	0	Zofingen
76	1990.08.16	1839	47.52	7.60	11	2.1	282	61	-167	186	79	-30	140	29	237	12	Reinach
77	1990.11.08	1938	47.52	7.70	11	2.0	282	50	-141	164	61	-47	127	53	225	6	Pratteln
80	1992.03.25	533	47.52	7.63	8	2.6	278	65	-160	179	72	-26	137	31	230	5	Muttenz
89	1996.04.24	936	47.57	7.61	12	2.7	292	55	174	25	85	35	153	20	254	28	Basel
90	1996.06.15	105	47.60	7.64	21	2.4	314	73	165	48	76	17	180	2	271	23	Basel
139	1968.02.05	228	46.60	5.80	6	3.5	224	38	90	44	52	90	134	7	314	83	Clairvaux
140	1971.06.21	725	46.40	5.80	3	4.4	99	57	-166	1	78	-34	315	32	54	14	Jeurre
141	1975.05.29	32	46.04	6.02	0	4.2	242	70	174	334	84	20	106	10	200	18	Vuache
145	1983.11.16	27	46.03	5.96	4	2.6	349	90	0	79	90	-180	304	0	34	0	Vuache
146	1976.03.22	1444	47	7	0	2.7	13	90	0	283	90	180	148	0	58	0	St.Blaise
147	1979.07.03	2113	46.93	7.07	30	3.8	285	86	179	15	89	4	150	2	240	4	Murten
153	1996.07.15	13	45.94	6.09	2	5.3	316	70	-11	50	80	-160	274	22	181	7	Annecy
159	1999.07.13	2047	47.51	7.70	19	2.7	215	70	-5	307	85	-160	173	17	79	11	Pratteln
Be	2004.02.23	1731	47.2	6.3	15	4.8	17	31	30	137	47	24	359	16	253	44	Besançon
De	2011.12.27	629	47.3	7.3	11	3.1	184	70	150	285	62	23	146	5	52	35	Délemont
Ru	2005.05.12	138	47.3	7.7	25	4.1	188	63	172	282	83	27	322	13	58	24	Rumisberg

Table 3: Focal mechanisms list. Nodal plans in bold characters are those known as the active fault plan (Kastrup et al., 2004; Baer et al., 2005; Deichmann et al., 2006, 2012).

3.3 Stress inversions

Stress inversions have been performed using the software package MSATSI (Hardebeck and Michael, 2006; Lund and Townend, 2007; Martínez-Garzón et al., 2014) in MATLAB environment. This software allows to perform inversions using the linear method describe in (Michael, 1984, 1987, 1991). Each inversion zone has been analyzed independently and a last inversion has been realized using all focal mechanisms available in the Jura Mountains (Figure 52). Detailed results for each inversion are presented on Figure 53. In terms of methodology, the focal mechanism inversion relies on the same approach as fault slickenside analyses (e.g. Sue and Tricart, 2003). They are based on the Wallace and Bott principle (Wallace, 1951; Bott, 1959), which has long been discussed and still remains a matter of debate concerning stress vs. strain results (e.g. Angelier and Mechler, 1977; Angelier and Goguel, 1979; Angelier, 1990; Gephart, 1990; Twiss and Unruh, 1998; Yamaji, 2000, 2003; Yamaji and Sato, 2006; Lacombe, 2012 and references therein). Regardless of whether the stress or kinematic hypothesis is assumed, this principle states that fault slip parallels the direction of maximum resolved shear stress (on the considered plane) of the local spatially homogeneous stress tensor. Stress inversion methods assume a uniform state of stress within the study area as well as newly formed faults. Furthermore, in contrast to the inversion of fault-striae data, standard inversion of earthquake data (e.g. Michael, 1987; Gephart, 1990; Delvaux, 1993) does not *a priori* discriminate between the actual and the auxiliary nodal plane. Despite such restrictions, stress inversion has been shown to provide a powerful tool to analyze focal plane mechanism data sets (e.g. in the Alpine realm: Sue et al. 1999; Kastrup et al. 2004; Delacou et al. 2004). We refer to Champagnac et al. (2003), Delacou et al. (2004), Lacombe (2012) for a complete discussion on these methods.

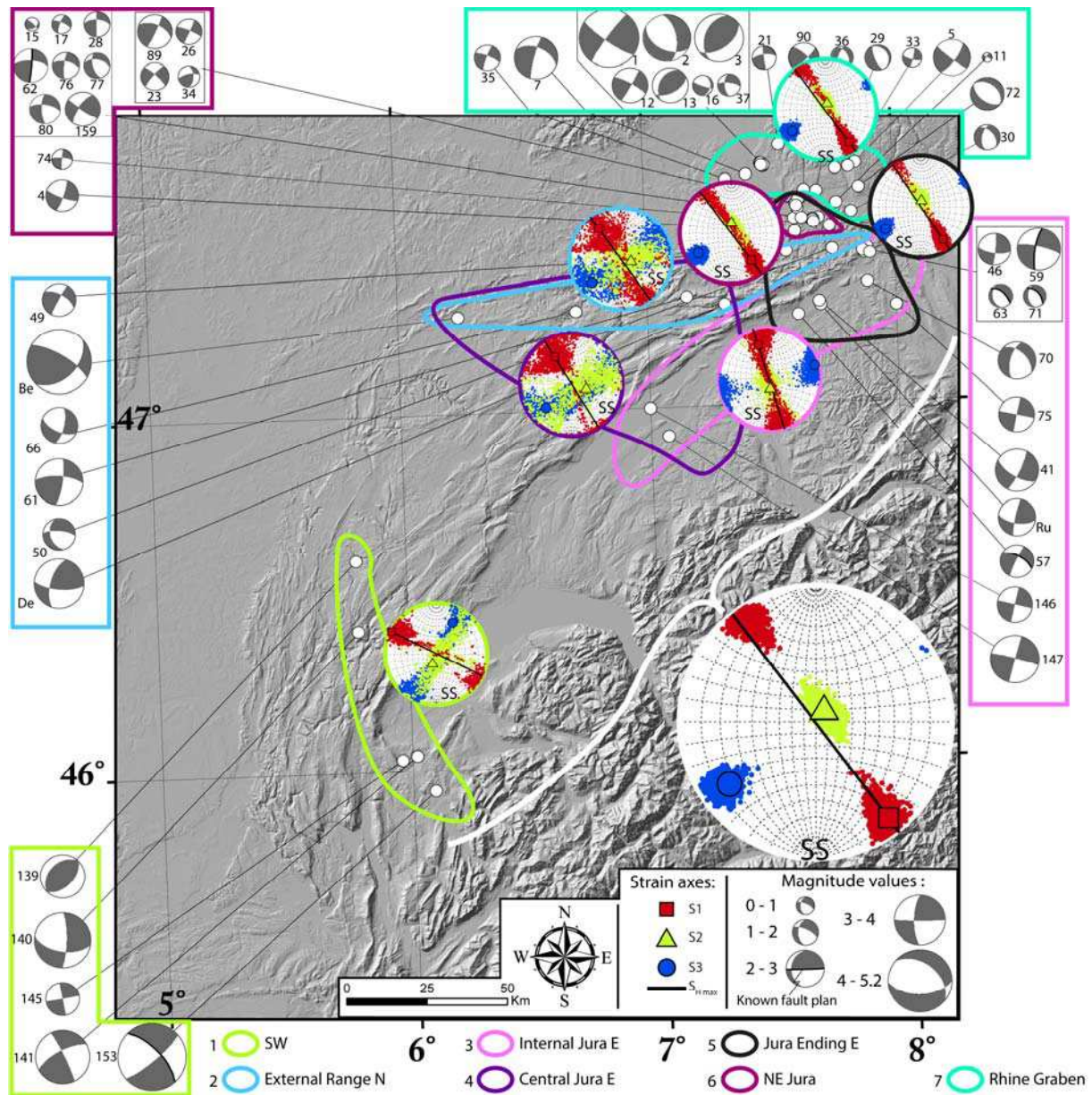


Figure 52: Results of the seismic inversions for each considered “inversion zones” (colored stereograms) and for the entire arc (white stereogram, right bottom angle). The three stress axes and the corresponding $S_{H \max}$ orientations have been reported on lower hemisphere of Wulff nets. The scattered points on each stereogram correspond to the 2000 results of the bootstrapping method.

Stress tensor orientation is quite stable in the northern half of the Jura arc with a NNW-SSE oriented $S_{H \max}$ (Figure 52 and Figure 53). A clear rotation is observed in the southern zone with $S_{H \max}$ oriented WNW-ESE. The inversion including all focal mechanisms, as well as those obtained from each inversion zones, are consistent with a strike-slip regime as defined by Zoback (1992) (Figure 52).

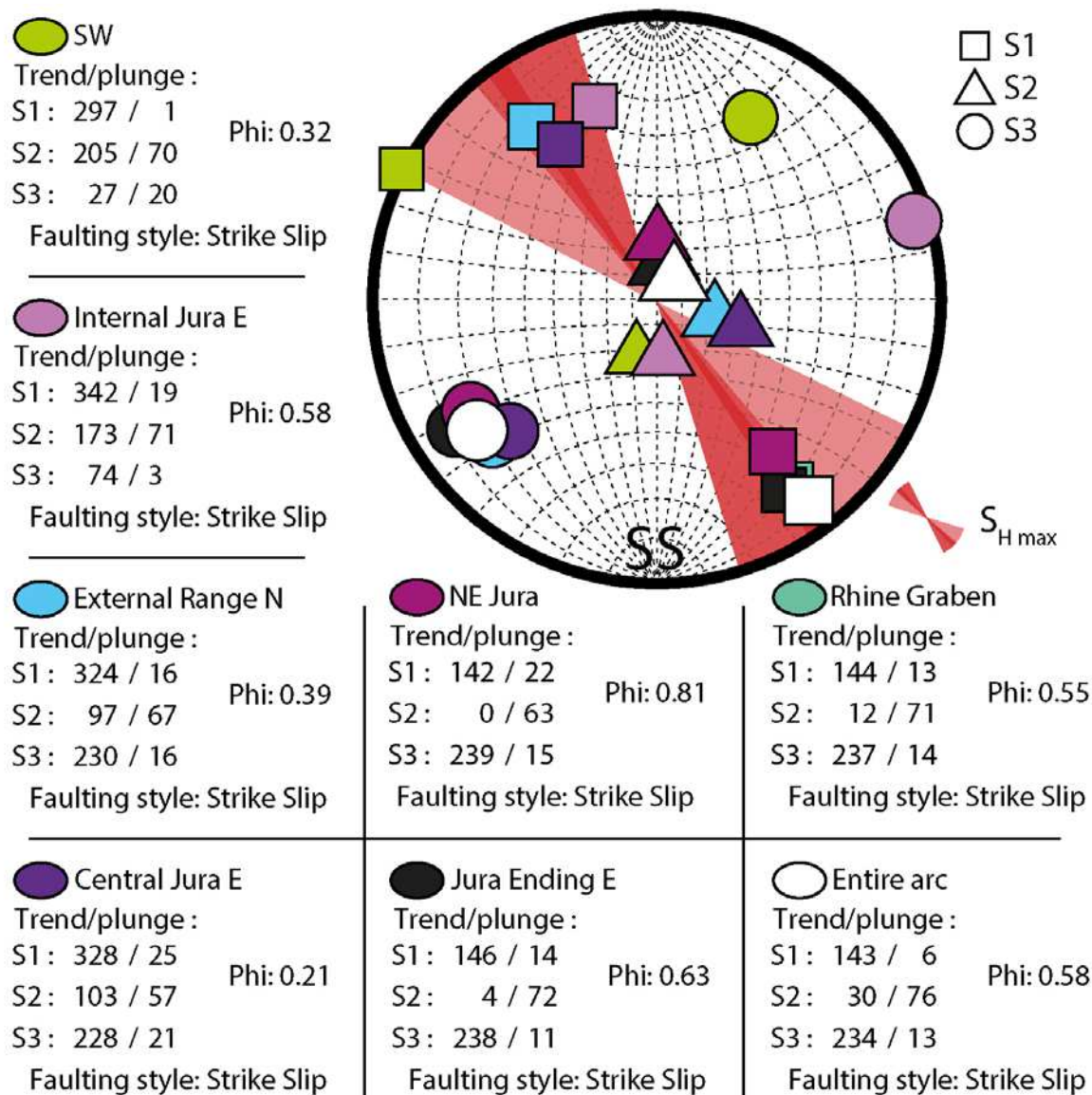


Figure 53: Best fit tensors of the 8 computed inversions reported on the lower hemisphere of a Wulff net. The shaded red zone on the stereogram represents the distribution of the determined $S_{H \max}$ strikes. Phi reflects the relative stress magnitude with $\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ (Martínez-Garzón et al., 2014).

3.3.1. Eastern part

Due to the heterogeneity of the included focal mechanisms and the small amount of data, the inversions performed for the “External Jura E” and “Central Jura E” inversion zones show very scattered results. However the best-fit stress tensors shows similar $S_{H \max}$ directions.

In the northeastern part of the Jura Mountains three computed inversions (“Rhine Graben”, “Jura Ending E” and “NE Jura” on Figure 52) show similar strain axes directions. The stress tensor is very homogeneous through the folded Jura and Rhine Graben limit.

In the south part of the Rhine Graben, the depth distribution of the seismic events shows that the high majority of earthquakes occurred between 15 and 30 km depth (Figure 54). Moreover, many events have been located at more than 15 km depth in the northeastern most ending of the folded Jura which is in agreement with current deformation of the basement (e.g. Lacombe and Mouthereau, 2002). Note that the very most part, if not all, of these events exhibit strike-slip focal mechanisms, which contradict the hypothesis of current thick-skin tectonics viewed as deep seated basement thrusting. In order to test the heterogeneity of the stress field with depth, we have computed four additional inversions including all the northeastern part of the Jura arc (i.e. “Jura Ending E” + “Rhine Graben” inversion zone) classified by depth location of 5-10, 10-15, 15-20 and 20-30 km depth. Only one mechanism is available above 5 km depth, preventing inversion computation, but this mechanism shows a NE-SW $S_{H \max}$ orientation with a strike slip faulting style (FM n° 146, Figure 49, Figure 52 and Figure 54 and Table 3). These inversions do not show significant variations in the stress field, which remains remarkably steady with depth. The small rotation of $S_{H \max}$ at depth is not significant. This observation do not allows us to discuss the coupling or decoupling of the folded cover with the basement but shows a homogeneous stress tensor in depth in the northeastern part of the Jura. However, uncertainties in the vertical location of earthquakes do not allow us to clearly discriminate in-cover earthquakes from upper crustal events in this area.

3.3.2. Central and southern parts.

In the central and southern parts of the Jura Mountains, the majority of earthquakes are located above 10 km depth (Figure 54).

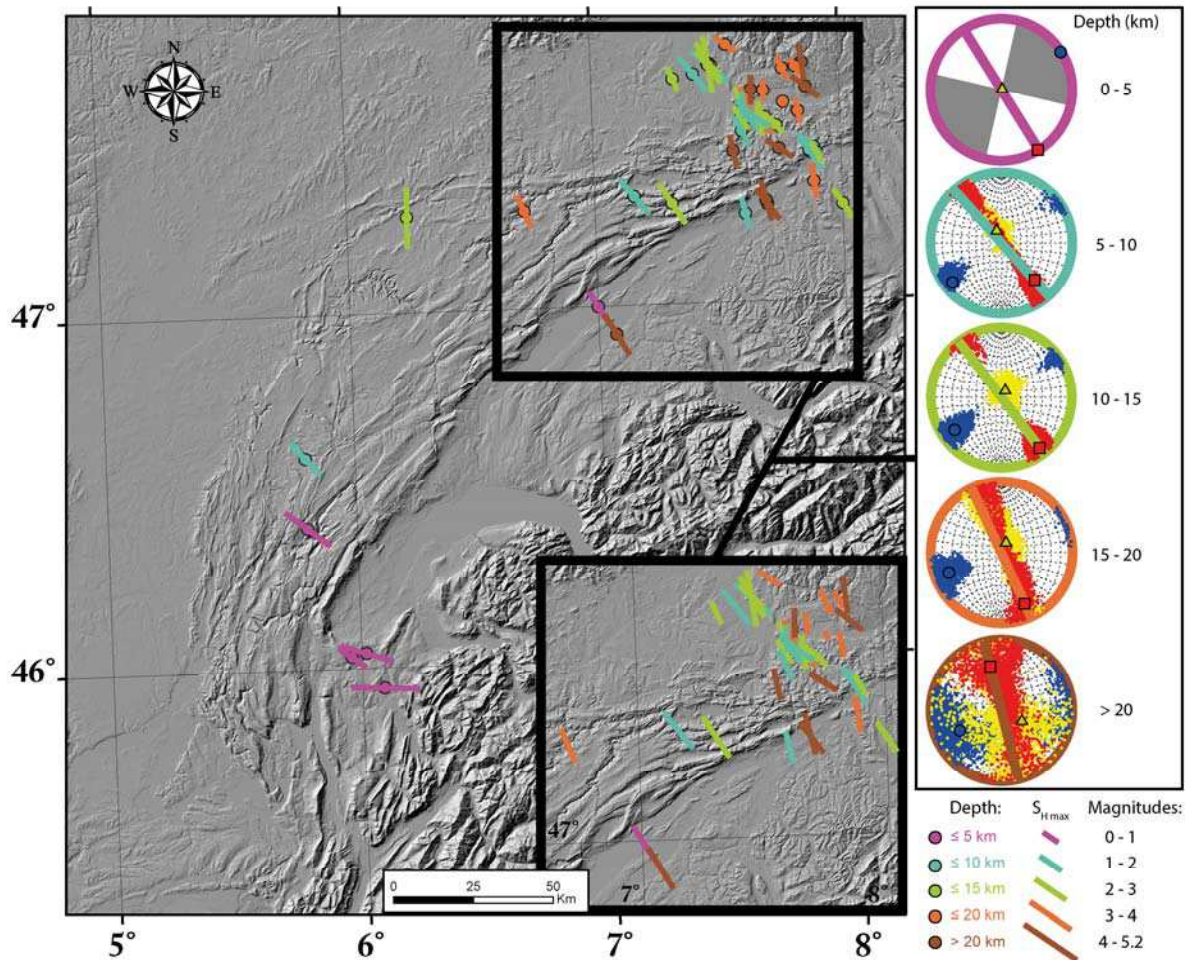


Figure 54: Depth distribution of recorded earthquakes in the Jura Mountains and its vicinity. The $S_{H \max}$ orientations colored in function of their depth location have been reported in the northeastern part of the arc (bottom right angle of the map). Four inversions have been computed in this eastern part in function of the depth location of the events and $S_{H \max}$ orientations have been compared (lower hemisphere of Wulff net, right side).

In the southwest part, the $S_{H \max}$ direction shows a counterclockwise rotation of about 30° (Figure 53) with respect to the E and NE Jura. An individual $S_{H \max}$ direction can be determined for each focal mechanism using the Zoback classification (Zoback, 1992). Regarding the focal mechanisms considered in this inversion, it seems that only the two southernmost mechanisms have an E-W $S_{H \max}$ axis while the three others have a NW-SE $S_{H \max}$ axis, similar to those in the northeastern part. Nevertheless, the rotation of the stress tensor orientation is consistent with changes in the morphotectonic of the region (arc structure), suggesting that the current stress field is still influenced by the in-arc structure of the cover, at least in this area, where shallow seismicity only allows investigating cover dynamics.

4. GPS data analysis

4.1. Geodetic surveys

The Jura Mountains are monitored by four networks of permanent GPS stations: AGNES (SwissTopo), Orpheon (Geodata Diffusion society), RGP (French permanent GPS network managed by IGN) and RENAG (French national GPS network for research purposes) (Figure 55). Since the end of the 90's permanent GPS stations have been installed all around the Jura arc, but the central Jura has been specifically instrumented only very recently. Between 2012 and 2014, five new stations have been implanted (BLVR, FIED, FLGY, MRON and PERX) and one old station has been rehabilitated (JOUX) in the central Jura in the frame of the GPS-JURA project (Besançon observatory OSU-THETA) and added to the RENAG network (Fig. 9)

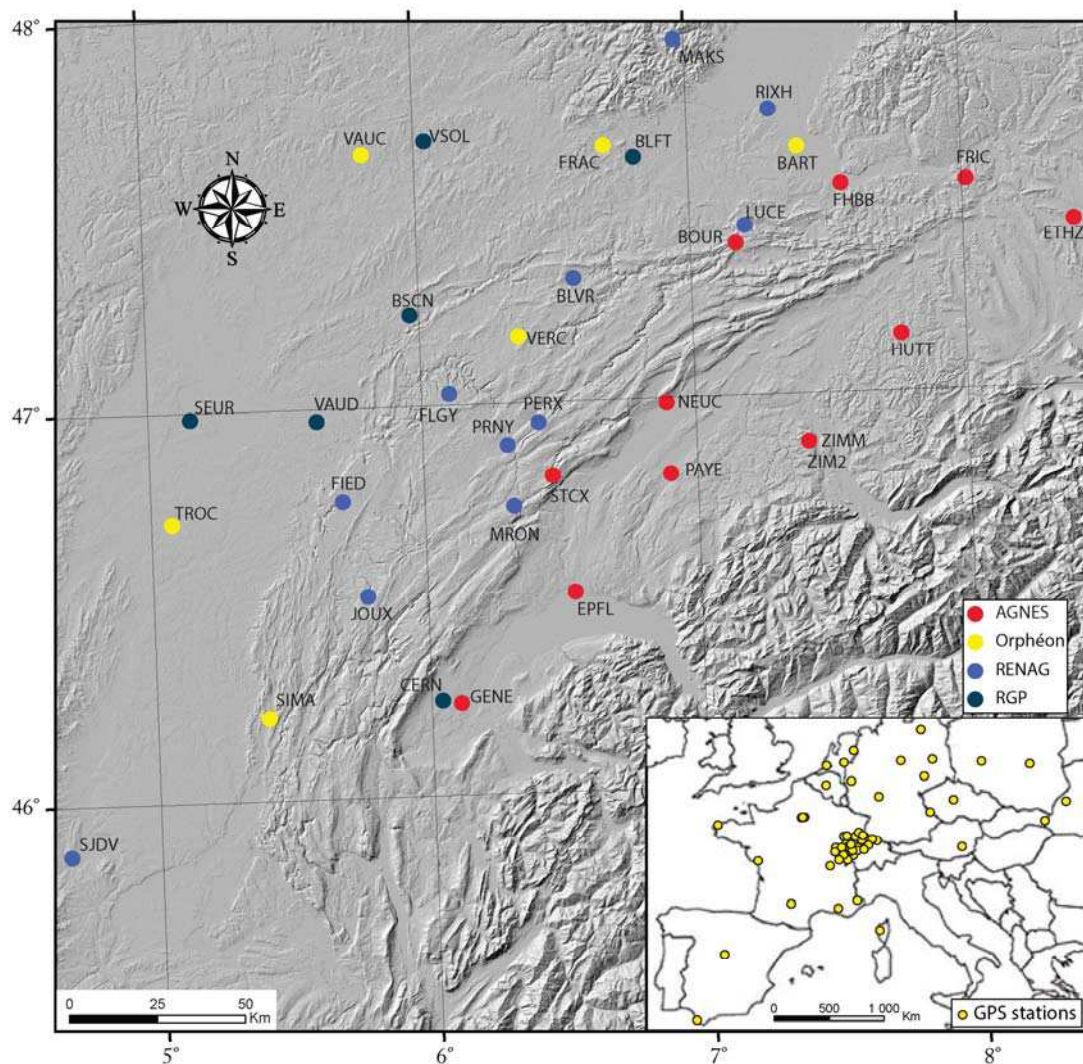


Figure 55: Station network of permanent stations on the Jura Mountains and its vicinity. Inset in the bottom right angle represents the locations of all the stations included in our analysis.

CODE	Lat	Lon	Elev	Network
AJAC	41.93	8.76	98.78	RENAG
BART	47.63	7.48	321.04	Orphéon
BLFT	47.63	6.86	416.49	RGP
BLVR	47.32	6.61	714.53	★ RENAG
BOR1	52.28	17.07	124.36	IGS
BOUR	47.39	7.23	940.16	AGNES
BRST	48.38	-4.50	65.83	RENAG
BRUX	50.80	4.36	158.15	IGS
BSCN	47.25	5.99	359.55	RGP
CERN	46.26	6.06	525.94	RGP
DLFT	51.99	4.39	74.24	IGS
EPFL	46.52	6.57	459.75	AGNES
ETHZ	47.41	8.51	594.84	AGNES
FFMJ	50.09	8.66	178.23	IGS
FHBB	47.53	7.64	377.72	AGNES
FIED	46.77	5.71	599.67	★ RENAG
FLGY	47.04	6.13	671.81	★ RENAG
FRAC	47.66	6.75	425.40	Orphéon
FRIC	47.53	8.11	725.75	AGNES
GENE	46.25	6.13	472.02	AGNES
GOPE	49.91	14.79	592.61	IGS
GRAS	43.75	6.92	1319.31	RENAG
GRAZ	47.07	15.49	538.29	IGS
HUTT	47.14	7.83	779.09	AGNES
JOUX	46.53	5.80	845.52	★ RENAG
JOZE	52.10	21.03	141.44	IGS
KOSG	52.18	5.81	96.85	IGS
LEIJ	51.35	12.37	178.40	IGS
LROC	46.16	-1.22	57.86	RENAG
LUCE	47.44	7.27	741.62	RENAG
MAKS	47.92	7.03	1237.21	RENAG
MARS	43.28	5.35	61.81	RENAG
MLVL	48.84	2.59	160.47	RENAG
MRON	46.75	6.35	1367.42	★ RENAG
NEUC	46.99	6.94	504.66	AGNES
OPMT	48.84	2.33	122.59	RENAG
PAYE	46.81	6.94	548.69	AGNES
PERX	46.96	6.46	1134.05	★ RENAG
POTS	52.38	13.07	144.42	IGS
PRNY	46.90	6.34	883.56	RENAG
PTBB	52.30	10.46	130.25	IGS
RIXH	47.73	7.38	366.74	RENAG
SEUR	46.99	5.15	245.16	RGP
SFER	36.46	-6.21	84.17	IGS
SIMA	46.22	5.42	367.00	Orphéon
SJDV	45.88	4.68	432.42	RENAG
SMNE	48.84	2.43	126.24	RENAG
STCX	46.82	6.50	1155.42	AGNES
SULP	49.84	24.01	370.52	IGS
TITZ	51.04	6.43	156.18	IGS
TLSE	43.56	1.48	207.19	RENAG
TROC	46.73	5.08	257.51	Orphéon
UZHL	48.63	22.30	232.01	IGS
VAUC	47.66	5.83	283.91	Orphéon
VAUD	46.98	5.63	271.51	RGP
VERC	47.18	6.40	706.22	Orphéon
VILL	40.44	-3.95	647.34	IGS
VSOL	47.69	6.07	321.93	RGP
WARN	54.17	12.10	50.75	IGS
WSRT	52.91	6.60	82.28	IGS
WTZR	49.14	12.88	666.02	IGS
ZIM2	46.88	7.47	956.44	AGNES
ZIMM	46.88	7.47	956.34	AGNES

Table 4: List of the permanent GPS stations and their associated network. Latest stations included in the OSU THETA network are indicated with yellow stars.

In this study, data from 63 permanent stations have been used, located over the European tectonic plate and including 35 stations within the Jura arc and its vicinity (Figure 55). The station list is presented in Table 4.

The majority of these stations has been operational for more than 10 years (Figure 56). In the Jura Mountains' realm, 15 of the 35 stations have more than 8 years of recorded data. The last five stations from the GPS-JURA network have recorded less than two years of data and we present here very preliminary results concerning these 5 specific stations (yellow star in Table 4).

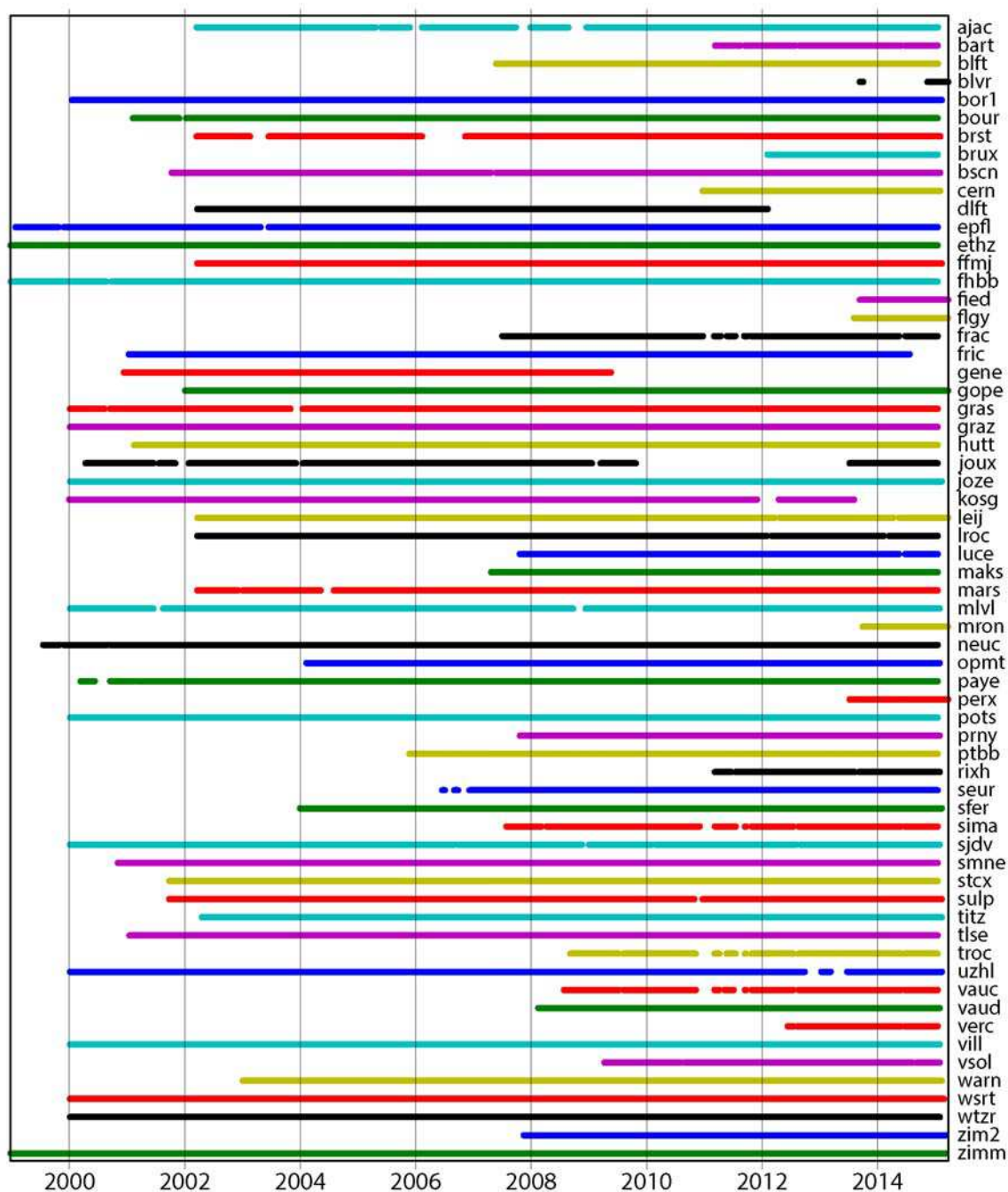


Figure 56: Period of GPS measurement for each station. The majority of the stations have more than 10 years of measurements.

4.2. Data analysis

The analysis of the GPS data over the time span from January 2000 to March 2015 is done using the GAMIT/GLOBK version 10.5 software (Herring et al., 2010). Station coordinates and tropospheric parameters (1 tropospheric zenith delay/2 hours, 2 couples of horizontal gradients/day) are estimated in daily sessions. IGS final orbits are held fixed. Troposphere is modeled using the GMF tropospheric mapping function (Boehm et al., 2006) and a priori values of pressure and temperature at the GPS stations according to the GPT model (Boehm et al., 2007). Moreover, we implemented the ocean loading model FES2004 (Lyard et al., 2006), and the absolute antenna phase center variation model IGS08. Once the daily positions established, we determine station velocities using the Kalman filter GLOBK. To obtain realistic velocity uncertainties, we apply the “real-sigma” strategy (Reilinger et al., 2006) that attributes an individual amount of colored noise to each station with respect to its observation span and the noise on its position time series. Typical noise values are $0.1/0.1/2 \text{ mm}^2/\text{yr}$ on the N/E/U coordinates. The reference frame has been established constraining 32 stations to their ITRF2008 velocities (Altamimi et al., 2012). Then, a solution with respect to stable Eurasia has been computed by minimizing the velocities of 27 Eurasian stations, yielding an Euler pole for the Eurasian plate (with respect to ITRF2008) located at $54.156 \pm 0.217^\circ\text{N}$, $-99.486 \pm 0.394^\circ\text{E}$, with a rotation rate of $0.2591 \pm 0.0008^\circ/\text{Ma}$. This pole is consistent with the ITRF2008 solution including more Eurasian stations (Altamimi et al., 2012). Average amplitudes of both the north and east velocity residuals for the 27 stations constraining the Eurasian pole are 0.20 mm/yr .

4.3. Geodetic velocities

Horizontal and vertical velocities based on the analysis of the 63 permanent stations between 2000 and 2015 are presented in Table 5. The Figure 57 shows horizontal velocities and their uncertainties in the Jura Mountains area with respect to stable Eurasia. The average deformation tensor over the entire belt has been calculated using only the stations older than 8 years. It has been plotted at the barycenter of these stations on Figure 59 and compared with calculations using the stations older than 5 years and all the stations available (Figure 58).

site	Vel (mm/yr)	direction (°)	$\sigma E \pm$	$\sigma N \pm$	H (mm/yr)	$\sigma H \pm$
AJAC	0.07071068	278.130102	0.12	0.12	-1.65	0.34
BART	0.23194827	352.568592	0.16	0.22	0.27	0.38
BLFT	0.35608988	128.157227	0.18	0.11	0.50	0.33
BLVR	★ 1.35247921	336.467651	2.31	2.75	11.65	0.33
BOR1	0.39661064	213.690068	0.06	0.06	1.11	0.24
BOUR	0.07071068	135	0.07	0.07	0.33	0.40
BRST	0.61326992	335.942651	0.17	0.13	2.15	0.38
BRUX	0.95336247	265.186449	0.25	0.45	2.88	0.51
BSCN	0.29681644	122.619243	0.10	0.13	0.41	0.39
CERN	0.3342155	218.927544	0.15	0.15	-0.13	0.34
DLFT	0.7256032	172.874984	0.09	0.11	1.59	0.51
EPFL	0.71175839	355.971736	0.06	0.07	0.96	0.32
ETHZ	0.2059126	60.9453959	0.06	0.07	0.77	0.28
FFMJ	0.4669047	223.264295	0.15	0.20	0.72	0.39
FHBB	0.18248288	80.5376778	0.07	0.10	0.59	0.43
FIED	★ 1.33405397	146.309932	0.52	0.48	3.27	0.38
FLGY	★ 0.18601075	36.2538377	0.29	0.33	2.87	0.34
FRAC	0.63126856	310.502848	0.16	0.15	0.85	0.33
FRIC	0.15132746	82.4053566	0.07	0.08	0.08	0.29
GENE	0.3748333	9.21102654	0.10	0.13	0.21	0.39
GOPE	0.30413813	223.66778	0.11	0.08	0.95	0.32
GRAS	0	0	0.09	0.09	-0.65	0.24
GRAZ	1.03619496	67.8905517	0.17	0.08	-0.53	0.33
HUTT	0.39446166	59.5344551	0.08	0.08	0.97	0.38
JOUX	★ 0.28178006	62.5255684	0.08	0.08	0.52	0.28
JOZE	0.24515301	258.231711	0.08	0.07	0.81	0.41
KOSG	0.67119297	33.4533095	0.27	0.34	3.04	0.39
LEIJ	0.35057096	183.270488	0.09	0.09	1.30	0.32
LROC	0.04242641	45	0.07	0.07	0.59	0.26
LUCE	0.16552945	25.0168935	0.10	0.10	-0.12	0.51
MAKS	0.11045361	275.194429	0.10	0.10	0.76	0.45
MARS	0.2236068	169.695154	0.12	0.12	-1.24	0.43
MATE	3.99051375	12.886999	0.52	0.52	-3.46	0.78
MLVL	0.38288379	130.763605	0.09	0.12	0.96	0.51
MRON	★ 1.25590605	110.022083	0.63	0.52	4.80	0.32
NEUC	0.4788528	118.705953	0.06	0.07	0.02	0.41
OPMT	0.36221541	173.659808	0.07	0.07	1.49	0.41
PAYE	0.7324616	128.904138	0.06	0.06	-0.48	0.45
PERX	★ 2.61619953	93.9451862	0.85	0.36	-3.44	0.30
POTS	0.55470713	213.976544	0.08	0.10	2.20	0.30
PRNY	0.55785303	255.465545	0.30	0.10	0.49	0.39
PTBB	0.1835756	209.357754	0.09	0.11	1.94	0.39
RIXH	0.15033296	176.185925	0.14	0.18	0.04	0.51
SEUR	0.2641969	150.524111	0.13	0.13	0.32	0.38
SFER	3.53624094	273.404518	0.04	0.04	-1.10	0.51
SIMA	0.29546573	113.962489	0.10	0.10	-0.23	0.38
SJDV	0.16401219	142.431408	0.06	0.08	-0.03	0.38
SMNE	0.06708204	116.565051	0.13	0.10	1.07	0.40
STCX	0.53366656	12.9946168	0.08	0.13	0.57	0.30
SULP	0.51156622	265.515394	0.08	0.08	0.14	0.40
TITZ	0.53009433	181.080924	0.10	0.10	2.77	0.29
TLSE	0.39560081	110.725559	0.14	0.10	-0.78	0.24
TROC	0.40311289	133.994914	0.11	0.11	0.29	0.38
UZHL	0.53823787	234.833564	0.22	0.11	-0.55	0.45
VAUC	0.20808652	215.217593	0.12	0.11	0.06	0.39
VAUD	0.39319207	97.3057595	0.10	0.10	-0.24	0.38
VERC	0.29274562	277.853313	0.38	0.22	-0.15	0.32
VILL	0.41617304	305.217593	0.15	0.13	-1.81	0.43
VSOL	0.45177428	185.079608	0.11	0.12	-0.15	0.34
WARN	0.48754487	244.48613	0.11	0.19	2.92	0.39
WSRT	0.3522783	325.407711	0.06	0.06	2.02	0.32
WTZR	0.18439089	77.4711923	0.07	0.07	0.22	0.29
ZIM2	0.19235384	207.897271	0.16	0.19	2.96	0.38
ZIMM	0.2570992	13.4957333	0.06	0.06	1.04	0.38

Table 5: GPS analysis results. The velocities of the vector of displacement have been reported with uncertainties in east and north component ($\sigma E \pm$ and $N \pm$ respectively). Dark blue colors represents stations older than 8yr, medium blue for those between 2 and 8yr and light blue for the stations younger than 2yr. Latest stations included in the OSU THETA network are indicated with yellow stars. Stations showing a significant uplift are indicated by yellow sidebar (i.e. for stations older than 8 years) and reported on Figure 57.

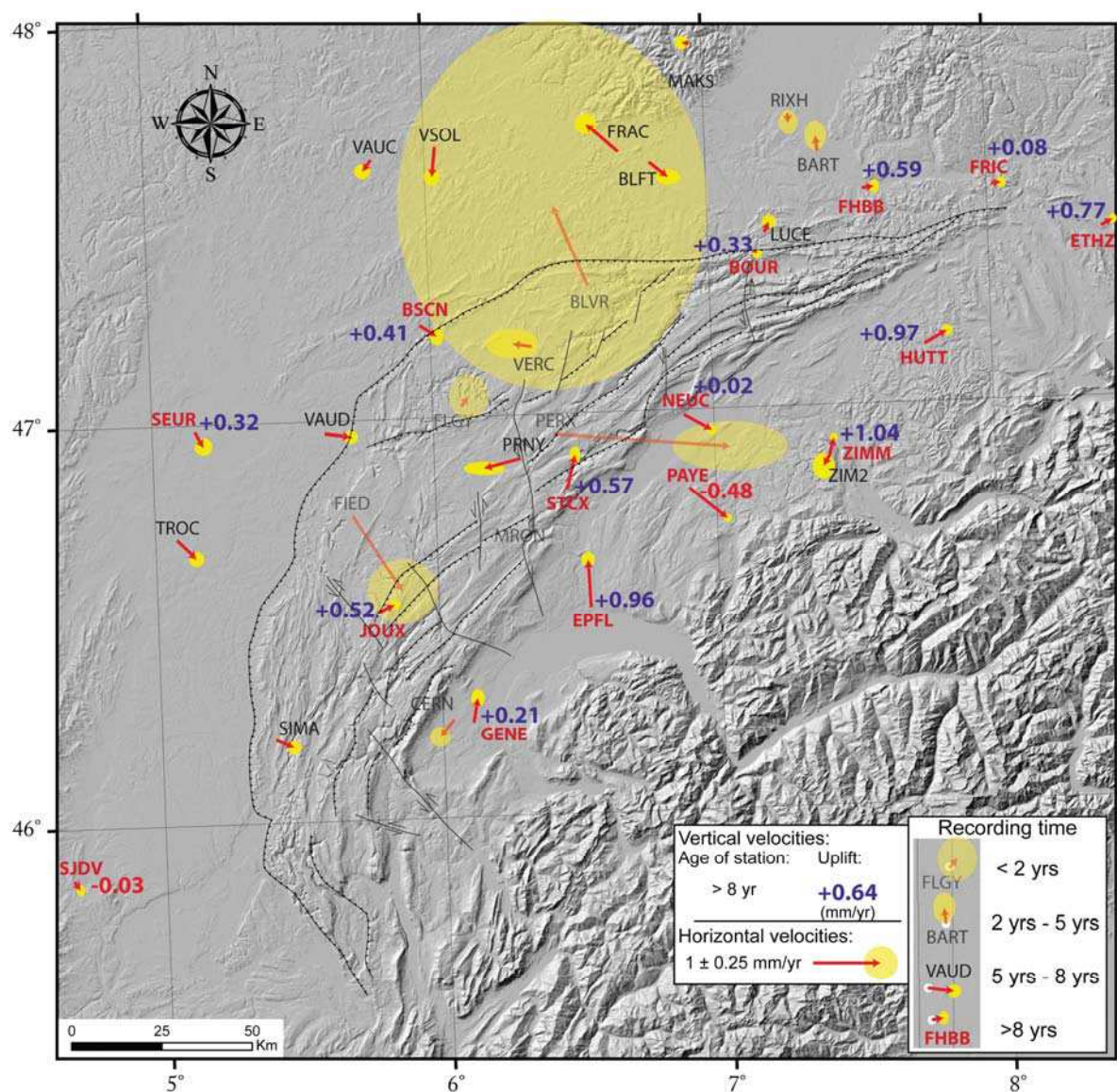


Figure 57: Map of geodetic horizontal velocities in the Jura Mountains and its vicinity. The deformation axes computed with stations older than 8 years have been reported at the barycenter of the locations of the considered stations (red double arrows). Vertical movements have also been reported for the stations older than 8 years.

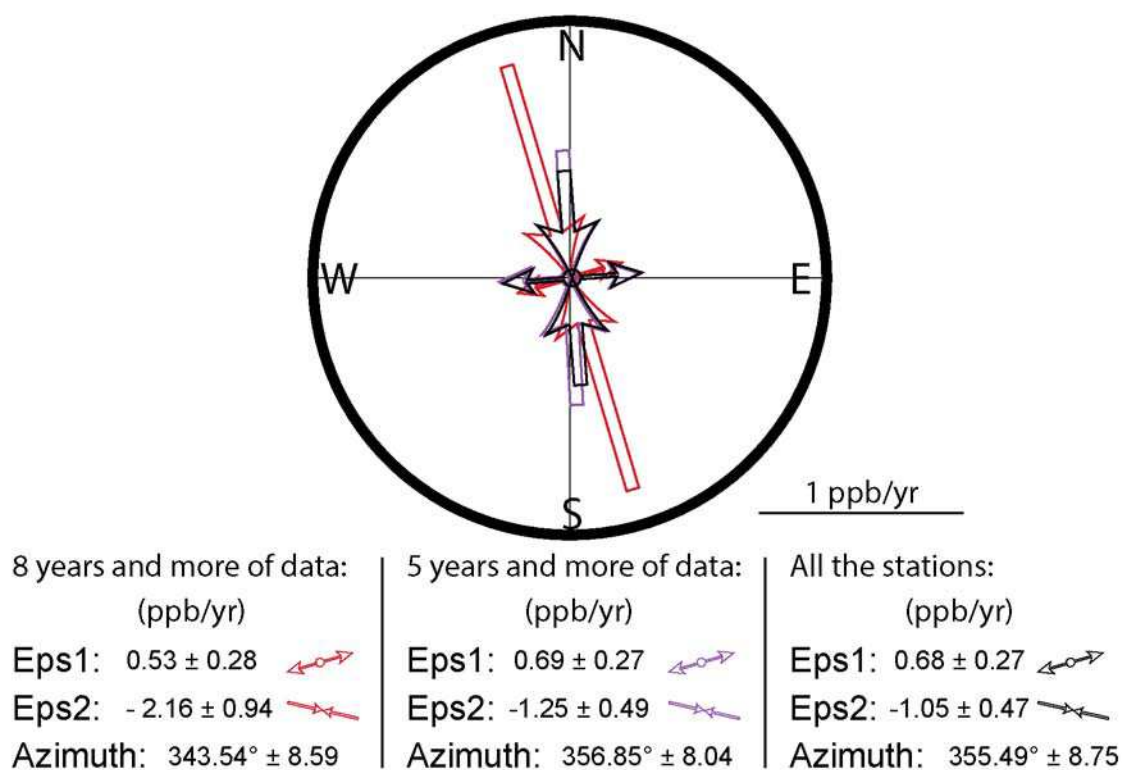


Figure 58: Deformation axes plotted in a directional diagram for calculation including stations older than 8 years (red empty arrows), older than 5 years (blue empty arrows) and for all the stations (black empty arrows).

The stations older than 8 years used to calculate the overall deformation axes are BOUR, BSCN, EPFL, ETHZ, FHBB, FRIC, GENE, HUTT, JOUX, NEUC, PAYE, SEUR, SJDV, STCX and ZIMM. These stations are ideally distributed all around the Jura Mountains and show a low but significant NW-SE shortening of 2.16 nanostrain/yr (Figure 58 and Figure 59). Calculations using more recent stations show similar results, with a lower but still significant convergent axis also oriented approximately N 350° E.

Most of the stations show velocities below 0.5 mm/yr with uncertainties of about 0.1 mm/yr. The only four stations showing displacement rates of 1 mm/yr and more have less than 2 years of measurements and correspond to the OSU THETA network (BLVR, FIED, MRON, PERX). They should converge toward lower velocities in the future.

Considering only the stations older than 5 years, two province of homogeneous displacement can be identified (I and II on Figure 59). The first one corresponds to the northwestern and western foreland of the folded Jura including, locally, a part of the external Range. In this province, seven stations show consistent displacement of 0.30 ± 0.14 mm/yr toward the southeast (BLFT, BSCN, SEUR, VAUD, TROC, SIMA and SJDV).

This province covers a part of the Bresse Graben and the Rhine-Bresse Transition Zone (RBTZ). The BSCN station is located in a particular zone called the Besançon Zone, defined as the

northwesternmost segment of the thin-skinned Jura fold and thrust belt (Madritsch et al., 2008). This zone is also affected by crustal scaled Paleogene normal faults of the RBTZ system (Illies and Greiner, 1978; Bergerat and Chorowicz, 1981; Madritsch et al., 2008, 2009). (Madritsch et al., 2008) have shown that a thick skin deformation occurred in this particular area with the inversion of some of these faults and suggest a transpressional reactivation of the RBTZ structures. All these observations lead us to consider this zone as a particular structural area which could be disconnected from the rest of the folded Jura arc.

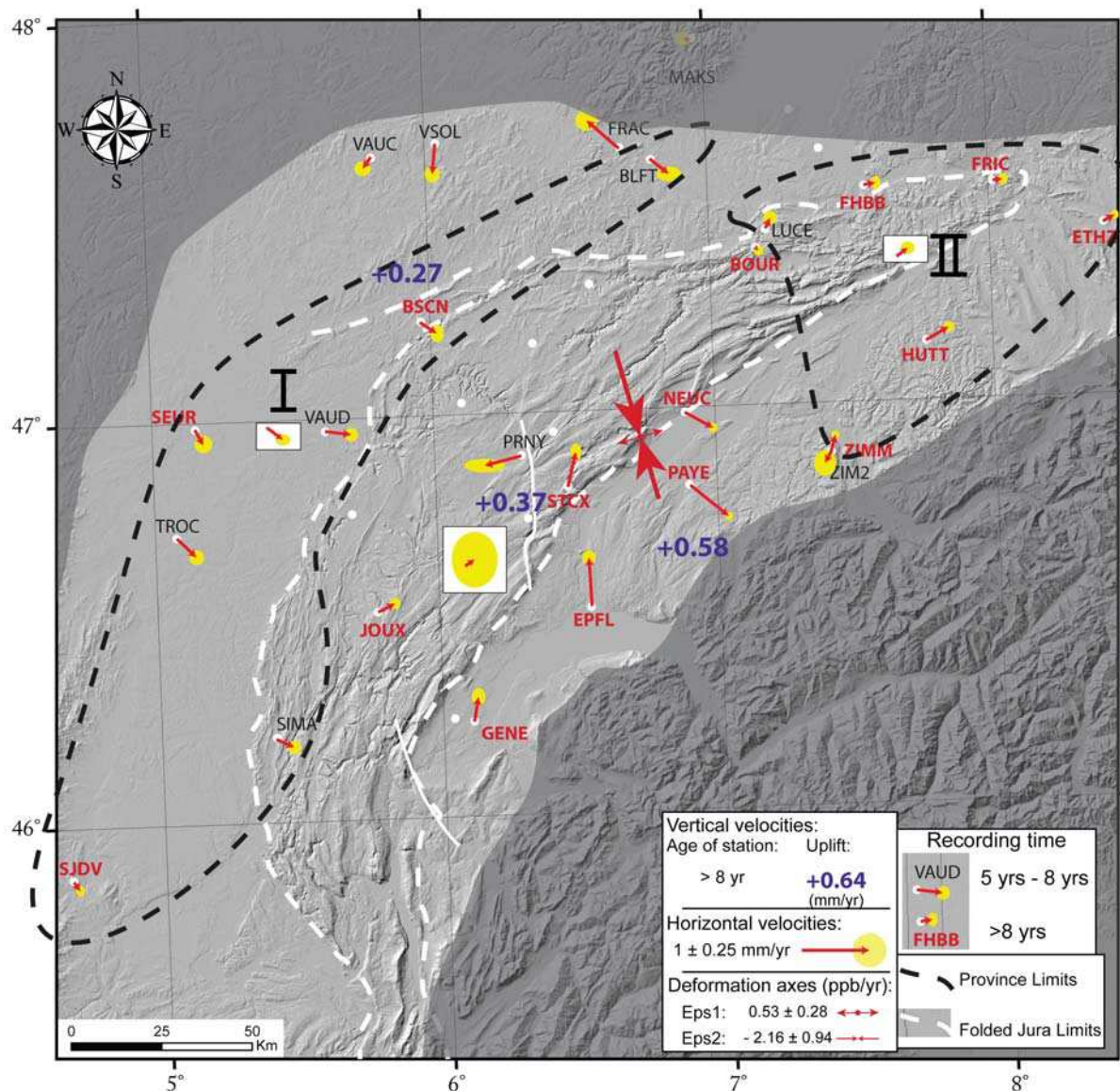


Figure 59: Map of geodetic velocities from station older than 5 years in the Jura Mountains and its vicinity. A mean value of the uplift has been reported here from stations older than 8 years and for three area: the Molasse Basin at the vicinity of the Alps ($+0.58 \pm 0.6$ mm/yr); the internal High Range ($+0.37 \pm 0.3$ mm/yr); and the external Range and foreland area of the folded Jura ($+0.27 \pm 0.25$ mm/yr). Consistency between geodetic velocities allow to defined two provinces of homogeneous deformation (I and II). The mean displacement vector has been reported in a white square for each zone, two provinces and the central part of the Jura) with his associated standard deviation (yellow ellipsoid).

The SIMA station, included in the Province I, is located in the western part of the external Range, which could suggest that the deformation of the surface in this part of the external Range could be linked to the deformation of the Bresse Graben, further west. Becker (2000) have shown similar repartition of the deformation based on in situ stress data and has explained that by an influence of the Bresse Graben deformation on this part of the external Range.

A second province (II on Figure 59) could be clearly identified in the eastern part gathering 6 stations showing consistent east to northeastward movements with about 0.21 ± 0.14 mm/yr (ETHZ, FHBB, FRIC, HUTT, LUCE. and ZIMM). HUTT is the only station showing a higher rate of 0.39 ± 0.08 mm/yr. Its proximity with the Alps could explain this difference but ZIMM does not show the same information. However, the stations of the Zimmerwald observatory (ZIMM and ZIM2) are located at each side of the same building and have a common recording period (2008 to 2015, Figure 56) but show opposite displacements. We have only considered the ZIMM station as valid because it has more than 14 years of measurement (against only 7 years for ZIM2) and show a slightly lower uncertainty of 0.06 mm/yr against about 0.2mm/yr for ZIM2. This province shows homogeneous deformation field through the easternmost part of the Molasse basin, the eastern part of the folded Jura and even beyond the northern frontal thrust of the Jura (FHBB). These data suggest that the limits of the folded Jura cover do not influence the deformation field on surface in the eastern ending of the Jura Mountains.

Stations located in the central part of the folded Jura show inconsistent movements, suggesting a complex deformation affecting this area (JOUX, GENE, PRNY, STCX, EPFL, NEUC and PAYE). The general stress tensor reported on Figure 59 has been calculated using only the stations older than 8 years through the entire Jura area. This general stress tensor shows a low horizontal NW-SE shortening but the lack of data in the central part does not allow calculating a significant stress tensor localized only on this central part.

Concerning the vertical motions and considering the uncertainties on these values, only the data from the stations having 8 years or more of recording have been considered (Figure 57). Three mean value have been calculated from these values, considering three structural areas: the Molasse Basin at the vicinity of the Alps ($+0.58 \pm 0.6$ mm/yr); the internal High Range ($+0.37 \pm 0.3$ mm/yr); and the external Range and foreland area of the folded Jura ($+0.27 \pm 0.25$ mm/yr) (Figure 59). These mean data, and those reported on Figure 57, highlight an uplift up to 1.04 ± 0.38 mm/yr close to the Alps, two stations show an uplift of about 0.5 mm/yr in the High Range and in the Central arc (STCX and JOUX), suggesting a decrease of the uplift rate at the vicinity of the folded Jura. The uplift rate goes down to 0.3 mm/yr just north of the External Range (BOUR, BSCN and SEUR). This decrease is not necessarily controlled by the in-arc structure of the Jura cover, the three stations located in the northeastern part of the Molasse Basin (ZIMM, HUTT and ETHZ) indicate similar diminution which

seems more controlled by the distance from the Alps. Nevertheless, similar results have been obtained in the folded Jura about the uplift repartition in a previous study from geomorphologic data highlighting greater vertical movements in the High Range than in the External Range (Rabin et al., 2015).

5. Discussion and general conclusions.

Data from GPS stations and from seismic records allow us to have a good overview of the neotectonic activity of the Jura Mountains taking into account both deformations on surface and in depth. These data allow us to discuss the spatial and depth distribution of the deformation and associated stresses.

The re-assessment of the seismotectonic data combined with GPS observation over the last 20 years in the Jura arc itself and its vicinity allows us to discuss the actual 3D distribution (regional view and depth view) of the current deformation and related stress over the belt. Seismic and geodetic data show consistent results, with a general NW-SE $S_{H \max}$ corresponding to σ_1 and to a shortening orientation governed by transcurrent tectonic mode (Figure 52, Figure 53, Figure 58 and Figure 59). Indeed, this σ_1 (as σ_1) should be associated systematically with a σ_3 (sigma 3 in our case) oriented roughly NE-SW over the entire belt. These data are consistent with the results of previous studies on the Rhine Graben and the alpine foreland (Plenefisch and Bonjer, 1997; Kastrup et al., 2004). Horizontal velocities, strain tensors from GPS stations and maximum horizontal stress ($S_{H \max}$) from seismic data have been reported on Figure 60 and regrouped by colored patches.

Using the seismological data, the easternmost province (II), determined using GPS data, must be extended westward and northward to take into account all the consistent $S_{H \max}$ orientations (Figure 59 and Figure 60). Both seismic and geodesic data show that the deformation and the stress field do not seem affected by the limits of the folded Jura. Same observations have been proposed from stress surface measurements in this area (Becker, 2000). Displacements given by geodetic data are consistent with a general northeastward movement of the on surface terrains while the seismic data show a stress field characterized by a NW-SE $S_{H \max}$. Depth distribution of earthquakes in this zone highlights the basement implication under the Jura cover in the current deformation. These observations could be consistent with a horizontal shortening, as suggested by the general deformation field from GPS data, parallel to the $S_{H \max}$ orientation associated with a decoupling of the uppermost cover characterized by an eastward displacement of on surface terrains toward the free border of the arc. The repartition of the thickness of the Keuper and Muschelkalk level, assuming the role of level of décollement under the folded cover, could explain the repartition beyond limits of the folded Jura (Figure 60, (Affolter and Gratier, 2004)).

Moreover, in-situ stress measurements on surface have shown a N-S $S_{H \max}$ orientation in this northeastern area suggesting an anticlockwise rotation of $S_{H \max}$ between the surface and depth structures (Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2007). This rotation has been interpreted as an evidence of a mechanical decoupling of the cover from its basement (Ustaszewski and Schmid, 2007 and references therein), but these authors proposed that this decoupling is not necessary inconsistent with a thick-skin deformation mode. However, focal mechanisms and seismic inversions highlight a general strike-slip deformation mode throughout this area, which is not in agreement with a thick-skin deformation as defined in (Coward, 1983; Madritsch et al., 2008 and references therein).

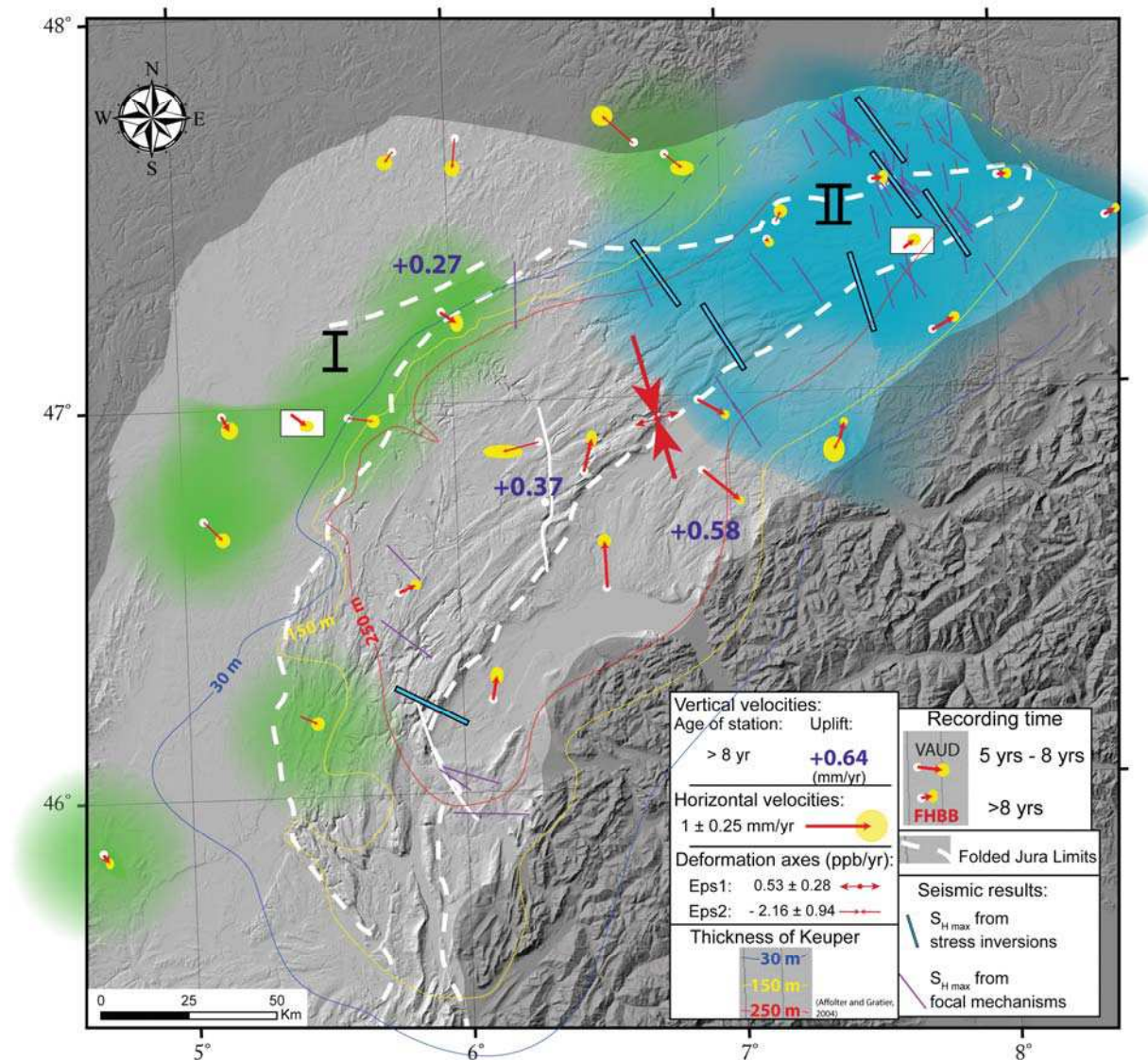


Figure 60: Synthetic map of geodetic velocities and seismic $S_{H \max}$ orientations. In the northeastern part, the province II shows uniform deformation and stresses beyond the folded Jura limits. The lack of data does not allow to correctly characterize the neotectonic activity in the Central part of the Jura Mountains. The distribution of the thickness of the Keuper reported from (Affolter and Gratier, 2004) allow to explain the limits between the different provinces.

These data suggest that the eastern part of the Jura Mountains is still in a NW-SE compression affecting the cover and the basement under a general strike-slip deformation mode. These results are in agreement with the evidences of compressive activity and associated depth structure reactivation shown in this northeastern part of the Jura Mountains (Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2006, 2007). The northern part of the province I corresponds to the Rhine-Bresse-Transition-Zone (RBTZ) as defined by (Madritsch et al., 2008, 2009) including the Besançon Zone which is expected to be in transpressional regime within the cover and the basement. The only focal mechanism available in this area shows a transcurrent deformation mode with a reverse component (noted Be in Table 3 and on Figure 52). This mechanism is located in the basement of the folded Jura arc (Baer et al., 2005; Madritsch et al., 2008). This province is constrained only by geodetic data showing significant and homogeneous displacement toward southeast through the entire RBTZ and the north part of the Bresse Graben, suggesting the same deformation field through this zone. Thus, the transpressional regime observed in the Besançon Zone could be eventually extended, at least, to the entire RBTZ. Indeed, evidences of a left lateral NNE fault reactivation in the basement and associated folds in the cover in a dextral transpressional regime have also been observed in the northeastern part of the Jura Mountains (Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2007). Moreover, surface measurements (Becker, 2000), paleostress data (Ustaszewski and Schmid, 2006), geodetic and seismological data are consistent with a transpressional regime, which could affect the entire RBTZ, the south part of the Rhine Graben and eventually the eastern ending of the folded Jura (Figure 59 and Figure 60). After these authors, in the RBTZ, the deformation seems affect both the cover and the basement without decoupling between us (Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2008, 2009).

The southernmost part of this province I corresponds to the northern part of the Bresse Graben and the westernmost part of the external Range. In this area, there are only two GPS stations and no seismic data available, but the implication of this part of the external Range in the Bresse Graben deformation has been highlighted from in situ stress data in (Becker, 2000). Moreover the distribution of the thickness of the Keuper under this area could explain the occurrence of two different deformation style: one affecting the RBTZ, the Bresse Graben and the westernmost part of the external Range, corresponding to the province I, where the basement and the cover could be coupled; another one which affects the central part of the folded Jura and the Molasse Basin where the cover could be decoupled from the basement and which could eventually be regrouped with the deformation mode observed in the northeastern part of the Jura (province II in Figure 60). A recent study based on micro-seismicity has highlighted evidences of decoupling between cover and basement in the central part of the Molasse Basin (Vouillamoz, 2015). These observations could support the existence of a deformation mode affecting the Molasse Basin which could differ from the deformation observed at the front of the Jura; RBTZ and Bresse Graben.

The Figure 61 resumes the two different deformation modes, coupled or not, with her probable limits, which affect the Jura and its vicinity. Cause of a lack of data, the interpretation of these deformations has not been spread in the central part, southern part and western part of the Jura. The GPS stations recently implemented in the central part of the folded Jura will could give us precious information to complete this interpretative map in the future years but the implantation of new seismic stations have been necessary in the western part of the Jura and the Bresse Graben to better constraint the distribution of the deformation in this part.

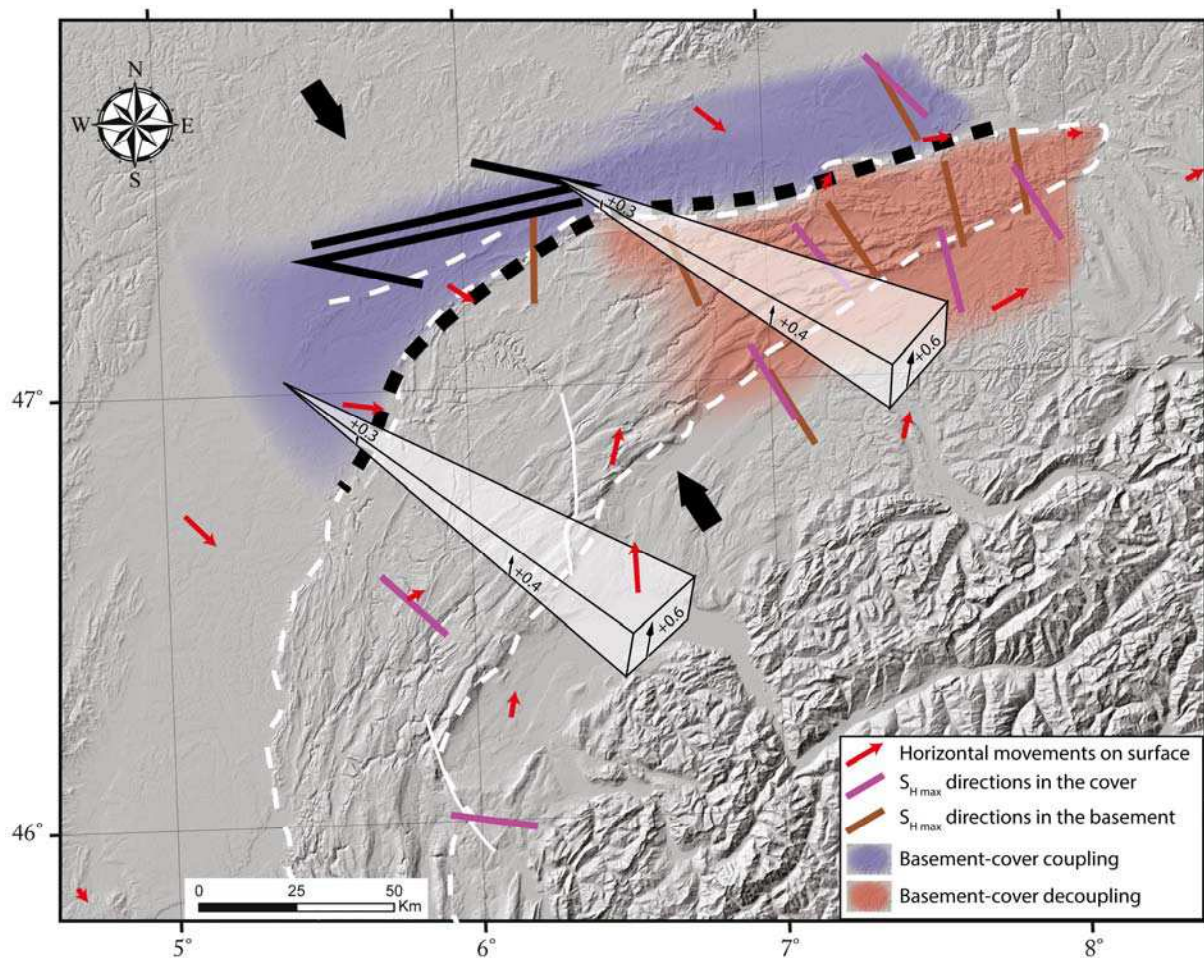


Figure 61: Interpretative map of the current deformation of the Jura and its vicinity. In the eastern part of the Jura, the cover seems to be decoupled from the basement while they seem coupled at the front of the Jura, in the RBTZ. The extent of these two deformation mode in the central part of the Jura and in its western part is not enough constraint by available data and has not been represented here. The entire Alpine foreland represented by the folded Jura, the Molasse Basin and the front of the Jura is affected by a general uplift decreasing from about 0.6mm/yr at the alpine front to 0.3mm/yr at the Jura front.

Acknowledgements

References

- Affolter, T., Gratier, J.P., 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 109. doi:10.1029/2002JB002270
- Altamimi, Z., Métivier, L., Collilieux, X., 2012. ITRF2008 plate motion model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, B07402. doi:10.1029/2011JB008930
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.* 103, 363–376. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x
- Angelier, J., Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *CR Acad Sci Paris* 288, 307–310.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en seismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soci233t233 G233ologique Fr. S7-XIX*, 1309–1318. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309
- Aubert, D., 1949. Le Jura. *Geol. Rundsch.* 37, 2–17. doi:10.1007/BF01792491
- Baer, M., Deichmann, N., Braunmiller, J., Husen, S., Fah, D., Giardini, D., Kastli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2005. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2004. *Eclogae Geol. Helvetiae* 98, 407–418. doi:10.1007/s00015-005-1168-3
- Baran, R., Friedrich, A.M., Schlunegger, F., 2014. The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. *Lithosphere* 6, 124–131. doi:10.1130/L307.1
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains — an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics* 321, 381–406. doi:10.1016/S0040-1951(00)00089-5
- Bergerat, F., Chorowicz, J., 1981. Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). *Geol. Rundsch.* 70, 354–367. doi:10.1007/BF01764334
- Boehm, J., Cerveira, P.J.M., Schuh, H., Tregoning, P., 2007. The impact of mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models in GPS data analysis, in: Tregoning, D.P., Rizos, D.C. (Eds.), *Dynamic Planet, International Association of Geodesy Symposia*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 837–843.
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H., 2006. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium□Range Weather Forecasts operational analysis data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 111.
- Bott, M.H.P., 1959. The Mechanics of Oblique Slip Faulting. *Geol. Mag.* 96, 109–117. doi:10.1017/S0016756800059987
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (sub-Alpine molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helvetiae* 83, 559–583.
- Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe (Masle et Al)*, Geological Society, London, Special Publication. pp. 279–298.
- Carretier, S., Nivière, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 111, F02024. doi:10.1029/2005JF000419
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195–198. doi:10.1130/G23053A.1

- Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236–249. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.024
- Coromina, G., Fabbri, O., 2004. Late Palaeozoic NE–SW ductile–brittle extension in the La Serre horst, eastern France. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 75–84. doi:10.1016/j.crte.2003.09.019
- Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struct. Geol., Balanced Cross-sections and Their Geological Significance* 5, 113–123. doi:10.1016/0191-8141(83)90037-8
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 270–280. doi:10.1016/0031-9201(92)90146-M
- Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Husen, S., Faeh, D., Giardini, D., Kaestli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2006. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2005. *Eclogae Geol. Helvetiae* 99, 443–452. doi:10.1007/s00015-006-1201-1
- Deichmann, N., Clinton, J., Husen, S., Edwards, B., Haslinger, F., Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2012. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2011. *Swiss J. Geosci.* 105, 463–476. doi:10.1007/s00015-012-0116-2
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allan, C., Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss J. Geosci.* 101, 377–385. doi:10.1007/s00015-008-1271-3
- De La Taille, C., 2015. Evaluation de l'activité tectonique quaternaire des failles du Jura Méridional (France). Université de Grenoble Alpes, Laboratoire ISTerre.
- de La Taille, C., Jouanne, F., Crouzet, C., Beck, C., Jomard, H., de Rycker, K., Van Daele, M., 2015. Impact of active faulting on the post LGM infill of Le Bourget Lake (western Alps, France). *Tectonophysics* 664, 31–49. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.024
- Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *TERRA Nova* 5, 216.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33. doi:10.1016/j.tecto.2004.06.011
- Gephart, J.W., 1990. Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics* 9, 845–858. doi:10.1029/TC009i004p00845
- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E., Wetzel, A., 2004a. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207–223. doi:10.1007/s00531-003-0375-2
- Giamboni, M., Wetzel, A., Nivière, B., Schumacher, M., 2004b. Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area; northwestern Switzerland and France). *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 17–31. doi:10.1007/s00015-004-1112-4
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geophys.* 9, 1–15.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 32, 163–191.
- Hardebeck, J.L., Michael, A.J., 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B11310. doi:10.1029/2005JB004144
- Heim, A., 1919. *Geologie der Schweiz*.

- Henry, P., Deloule, E., Michard, A., 1997. The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 627–644. doi:10.1016/S0012-821X(96)00252-X
- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2010. Introduction to GAMIT/GLOBK. Release 10.4. Boston: Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. MIT.(2010-10-04)[2013-05-15]. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/Intro_GG.pdf.
- Hindle, D., 1997. Quantifying stresses and strains from the Jura Arc, and their usefulness in choosing a deformation model for the region. Neuchatel.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics, Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins* 357, 137–158. doi:10.1016/S0040-1951(02)00366-9
- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: Insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *J. Struct. Geol.* 19, 703–718. doi:10.1016/S0191-8141(96)00104-6
- Homberg, C., Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., 1999. New constraints for indentation mechanisms in arcuate belts from the Jura Mountains, France. *Geology* 27, 827–830. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0827:NCFIMI>2.3.CO;2
- Illies, J.H., Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 770–782. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<770:RATAS>2.0.CO;2
- Jouanne, F., Genaudeau, N., Menard, G., Darmendrail, X., 1998. Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics* 296, 403–419. doi:10.1016/S0040-1951(98)00156-5
- Jouanne, F., Menard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-Day Vertical Displacements in the North-Western Alps and Southern Jura Mountains - Data from Leveling Comparisons. *Tectonics* 14, 606–616. doi:10.1029/94TC03336
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K.F., Giardini, D., Michael, A.J., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109, n/a–n/a. doi:10.1029/2003JB002550
- Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield “paleostresses” that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geosci., Tectonophysics in Russia and France: A project initiated by Jacques Angelier / La tectonophysique en Russie et en France : Un projet initié par Jacques Angelier* 344, 159–173. doi:10.1016/j.crte.2012.01.006
- Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D., Dupin, J.M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone Continental Transform Zone (eastern France). *Tectonics* 12, 874–888. doi:10.1029/93TC00233
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12–1. doi:10.1029/2001TC901018
- Laubscher, H., 2010. Jura, Alps and the boundary of the Adria subplate. *Tectonophysics* 483, 223–239. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.011
- Laubscher, H., 1992. Jura Kinematics and the Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helvetiae* 85, 653–675.
- Lebeau, R., 1951. Sur la structure du Jura : les enseignements de l’excursion géologique interuniversitaire en Franche-Comté (31 août - 6 septembre 1949). *Rev. Géographie Lyon* 26, 71–75. doi:10.3406/geoca.1951.6039

- Lund, B., Townend, J., 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophys. J. Int.* 170, 1328–1335. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56, 394–415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x
- Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophys. J. Int.* 99, 19–32. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02013.x
- Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.-M., Preusser, F., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2010a. Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Int. J. EARTH Sci.* 99, S103–S122. doi:10.1007/s00531-009-0468-7
- Madritsch, H., Kounov, A., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2009. Multiple fault reactivations within the intra-continental Rhine–Bresse Transfer Zone (La Serre Horst, eastern France). *Tectonophysics* 471, 297–318. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.044
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., Schmid, S.M., 2010b. Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *TERRA NOVA* 22, 147–154. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00928.x
- Madritsch, H., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2008. Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Tectonics* 27, TC5005. doi:10.1029/2008TC002282
- Martínez-Garzón, P., Kwiatak, G., Ickrath, M., Bohnhoff, M., 2014. MSATSI: A MATLAB Package for Stress Inversion Combining Solid Classic Methodology, a New Simplified User-Handling, and a Visualization Tool. *Seismol. Res. Lett.* 85, 896–904. doi:10.1785/0220130189
- Maury, J., Cornet, F.H., Dorbath, L., 2013. A review of methods for determining stress fields from earthquakes focal mechanisms; Application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 184, 319–334. doi:10.2113/gssgfbull.184.4-5.319
- Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 213–221. doi:10.2113/172.2.213
- Michael, A.J., 1991. Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96, 6303–6319. doi:10.1029/91JB00195
- Michael, A.J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92, 357–368. doi:10.1029/JB092iB01p00357
- Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 11517–11526. doi:10.1029/JB089iB13p11517
- Molliex, S., Fabbri, O., Bichet, V., Madritsch, H., 2011. Possible Quaternary growth of a hidden anticline at the front of the Jura fold-and-thrust belt: geomorphological constraints from the Foret de Chaux area, France. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 337–346.
- Mosar, J., 1999. Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 143–155. doi:10.1016/S0012-821X(99)00238-1
- Nivière, B., Giamboni, M., Innocent, C., Winter, T., 2006. Kinematic evolution of a tectonic wedge above a flat-lying décollement: The Alpine foreland at the interface between

- the Jura Mountains (Northern Alps) and the Upper Rhine graben. *Geology* 34, 469–472. doi:10.1130/G22334.1
- Nivière, B., Winter, T., 2000. Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben: seismotectonic implications. *Glob. Planet. Change* 27, 263–288. doi:10.1016/S0921-8181(01)00070-4
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts* 579, 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.* 154, 72–88. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x
- Pfiffner, O.A., 1990. KINEMATICS AND INTRABED-STRAIN IN MESOSCOPICALLY FOLDED LIMESTONE LAYERS-EXAMPLES FROM THE JURA AND THE HELVETIC ZONE OF THE ALPS. *ECLOGAE Geol. HELVETIAE* 83, 585–602.
- Plenefisch, T., Bonjer, K.-P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics* 275, 71–97. doi:10.1016/S0040-1951(97)00016-4
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss J. Geosci.* 1–24. doi:10.1007/s00015-015-0200-5
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B05411. doi:10.1029/2005JB004051
- Rollier, L., 1903. Le plissement de la chaîne du Jura. *Ann. Géographie* 12, 403–410. doi:10.3406/geo.1903.6377
- Rouland, D., Haessler, H., Bonjer, K.P., Gilg, B., Mayer-Rosa, D., Pavoni, N., 1980. The Sierentz southern-rhinegraben earthquake of July 15, 1980. Preliminary results. *Proc. 17th Assem. ESC Bp.* 441–446.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E., Klaper, E.M., 1997. Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16, 823–840. doi:10.1029/97TC01657
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D.P., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2013JB010102. doi:10.1002/2013JB010102
- Sommaruga, A., 1999. Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Mar. Pet. Geol.* 16, 111–134. doi:10.1016/S0264-8172(98)00068-3
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allan, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1101–1129. doi:10.1007/s00531-007-0181-3
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 25611–25622. doi:10.1029/1999JB900249

- Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22.
doi:10.1029/2002TC001426
- Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.R., Coutant, O., Paul, A., Hatzfeld, D., 1998. The M-L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.* 135, 876–892. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00662.x
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 12205–12222. doi:10.1029/98JB00612
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben - Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.* 100, 293–312.
doi:10.1007/s00015-007-1226-0
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2006. Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics* 25.
doi:10.1029/2005TC001915
- Valla, P.G., van der Beek, P.A., Shuster, D.L., Braun, J., Herman, F., Tassan-Got, L., Gautheron, C., 2012. Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117, F01004. doi:10.1029/2011JF002043
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470. doi:10.1130/G33942.1
- Vouillamoz, N., 2015. Microseismic characterization of Fribourg area (Switzerland) by Nanoseismic Monitoring. Fribourg, Department of geoscience.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting. *J. Geol.* 59, 118–130.
- Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P., Nocquet, J.-M., 2006. Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 365–372. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.037
- Yamaji, A., 2003. Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.* 25, 241–252. doi:10.1016/S0191-8141(02)00021-4
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.* 22, 441–452. doi:10.1016/S0191-8141(99)00163-7
- Yamaji, A., Sato, K., 2006. Distances for the solutions of stress tensor inversion in relation to misfit angles that accompany the solutions. *Geophys. J. Int.* 167, 933–942.
doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03188.x
- Zoback, M., 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. USGS Staff -- Publ. Res.

4.2 Conclusions sur les champs de contrainte et de déformation

Les données sismotectoniques montrent un champ de contrainte homogène sur l'ensemble du Jura caractérisé par une contrainte horizontale maximale NW-SE perpendiculaire aux structures de l'arc et une nette prédominance de mécanismes décrochants.

Les données enregistrées par les stations GPS pendant plus de 8 ans permettent de calculer un champ de déformation global en compression NW-SE.

Bien que le manque de données ne permette pas de caractériser la déformation récente de la partie centrale de l'arc, la synthèse des données permet de mettre en évidence une déformation homogène sur l'ensemble de la RBTZ à l'avant du front du Jura compatible avec un régime transpressif dextre (Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2008) qui pourrait également affecter la partie Sud du bassin Rhénan et la terminaison Est de l'arc associée à un fluage des terrains supérieurs vers l'Est (bordure libre de l'orogène).

Bien que ces résultats indiquent une déformation homogène au-delà des limites du Jura plissé dans la partie Est de l'arc, suggérant qu'il n'y a plus de découplage entre le socle et la couverture dans cette partie de l'orogène, notre étude ne permet pas de conclure sur l'implication du socle dans la plus grande partie du Jura.

DISCUSSION

Modèles néotectoniques Alpines

5 Discussion et implications

5.1 Néotectonique dans le Jura

5.1.1 Synthèse des données

Au cours de cette thèse, la déformation récente de l'arc du Jura a été investiguée à travers des indices géomorphologiques, sismiques et géodésiques.

L'étude géomorphologique, en particulier l'étude des profils de rivières, a permis de mettre en évidence des mouvements verticaux récents affectant l'ensemble de l'arc. L'important englacement de la partie centrale et de la Haute Chaîne du Jura implique que, au moins dans ces deux secteurs, cette dynamique verticale affecte l'arc depuis seulement 10 à 20 mille ans. L'étude a également révélé une activité plus forte dans la Haute Chaîne qu'à l'extrado de l'arc, ce gradient décroissant vers l'extérieur de l'arc est également cohérent avec les données d'uplift issues des précédentes études géomorphologiques et géodésiques.

L'approche géophysique et géodésique a permis de mieux caractériser le champ de déformation et de contrainte de l'arc du Jura et de ses alentours. Les données sismiques indiquent un régime décrochant sur l'ensemble de l'avant-pays alpin associé à un axe P NW-SE avec un faible plongement ($0-20^\circ$). La répartition en profondeur des événements sismiques permet de mettre en évidence une activité du socle Paléozoïque sous la couverture du Jura au moins dans la partie Est et NE du Jura. Le champ de déformation issu des données géodésiques révèle un raccourcissement horizontal de $2.16 \text{ nstr.an}^{-1}$ cohérent avec la direction NW-SE de l'axe P sismique. Les vitesses de déplacements verticaux mettent en évidence un uplift affectant l'ensemble du Jura et du bassin molassique avec des valeurs de 0.96 ± 0.32 à $1.04 \pm 0.38 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le bassin molassique, à proximité du front alpin, et comprises entre 0.41 ± 0.38 et $0.59 \pm 0.43 \text{ mm.an}^{-1}$ à l'extérieur de l'arc du Jura. Cette répartition de l'uplift est cohérente avec les données des précédents travaux ainsi qu'avec les données de l'étude géomorphologique et traduit un uplift décroissant depuis les Alpes jusqu'à l'extérieur de l'arc du Jura.

La généralisation de cette surrection à l'ensemble du bassin molassique et de l'arc du Jura suggère qu'elle pourrait être induite par un rebond isostatique centré sur la chaîne alpine interne (e.g. Champagnac et al., 2007). Cependant les corrélations entre indices géomorphologiques et structures compressives dans la Haute Chaîne indiquent qu'au moins une partie de cette surrection pourrait être assistée par la réactivation des rétro-chevauchements en arrière de l'arc.

Les données sismiques et géodésiques combinées mettent en évidence un régime transpressif associé à un raccourcissement horizontal NW-SE sur l'ensemble de l'arc du Jura pouvant réactiver les structures de la zone de transition entre les bassins Tertiaires du Rhin et de la Bresse (RBTZ) en transpression (Madritsch et al., 2008).

5.1.1.1 Implication du socle dans la déformation récente

Bien que l'implication du socle ait été démontrée dans la réactivation des structures de la RBTZ (e.g. Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2008), au regard des incertitudes verticales sur les données sismiques, il n'est pas possible de mettre en évidence l'implication du socle de façon indiscutable ailleurs que dans la partie NE de l'arc. Cependant, les données de la littérature indiquent une possible implication du socle dans la sismicité du système de faille du Vuache, à l'Est du Jura méridional (Thouvenot et al., 1998; De La Taille, 2015). Dans ce secteur, la concordance entre les directions des axes de contraintes sismiques et celles mesurées en surface indiquent un possible couplage socle-couverture dans la Haute Chaîne (Figure 62). Cependant, la rotation antihoraire des axes dans la partie Sud de la faille du Vuache ne permet pas d'étendre cette interprétation à l'ensemble de cette zone. De plus, le manque de données ne permet pas de conclure sur le couplage socle-couverture dans le Jura méridional. Une étude microsismologique récente a, de plus montré, un découplage entre des failles décrochantes sénestres sismiquement actives dans la couverture sédimentaire et les failles du socle sous-jacent dans la partie centrale du bassin molassique (Vouillamoz, 2015).

Une analyse mécanique récente a montré que le Jura pourrait également être séparé en deux zones tectoniques distinctes ; la terminaison NE de l'arc où la totalité de la croûte supérieure serait impliquée dans la déformation séparée du reste de l'orogène où la déformation se limiterait à la couverture sédimentaire au-dessus du niveau de décollement Triasique (Caër et al., 2015). Cette répartition de la déformation serait alors due à la variation latérale du coefficient de friction sur le niveau de décollement.

Une compilation des données de paléo-contraintes et de contraintes récentes en surface et en profondeur a été réalisée par Becker en 2000, il n'existe actuellement pas de données plus récentes pour la partie centrale du Jura. La comparaison entre les données de contraintes issues de mesures *in situ* en forage et celles issues des mécanismes au foyer montre une rotation antihoraire locale de 20° à 50° des contraintes dans la partie Est du Jura plissé (Figure 62). Cependant l'importante variation des directions de contraintes issues des données de forage ne permet pas d'interpoler cette rotation sur de grandes surfaces. Plusieurs zones montrent une bonne concordance entre les contraintes mesurées *in situ* et celles issues de données sismiques, notamment dans le sud du bassin Rhénan (correspondant en partie à la province II, Figure 60 et Figure 63) et dans la partie SO de la Haute Chaîne (correspondant en partie à la province IV des Figure 60 et Figure 63). Becker (2000) interprète ces concordances comme une possible preuve du couplage socle-couverture, invoquant une déformation de type thick-skin dans ces secteurs. Ustaszewski et Schmid (2007) suggèrent même que le découplage socle-couverture mis en évidence dans certains secteurs ne soit pas incompatible avec une déformation thick-skin généralisée sur l'ensemble de la chaîne. Cependant, l'incertitude sur la localisation verticale des mécanismes au foyer pouvant régulièrement atteindre les 10 km, il convient de rester prudent

lorsque l'on discute des profondeurs de ces mécanismes (e.g. Baer et al., 2005). Dans la partie SO de la chaîne interne par exemple, la profondeur des mécanismes au foyer est estimée à 3 et 6 km (mécanismes n°140 et 139, respectivement, Table 3), celle du niveau de décollement étant estimée entre 2 et 3 km dans ce secteur (Sommaruga, 1999), les mécanismes ne peuvent être attribués au socle de façon certaine (Figure 62).

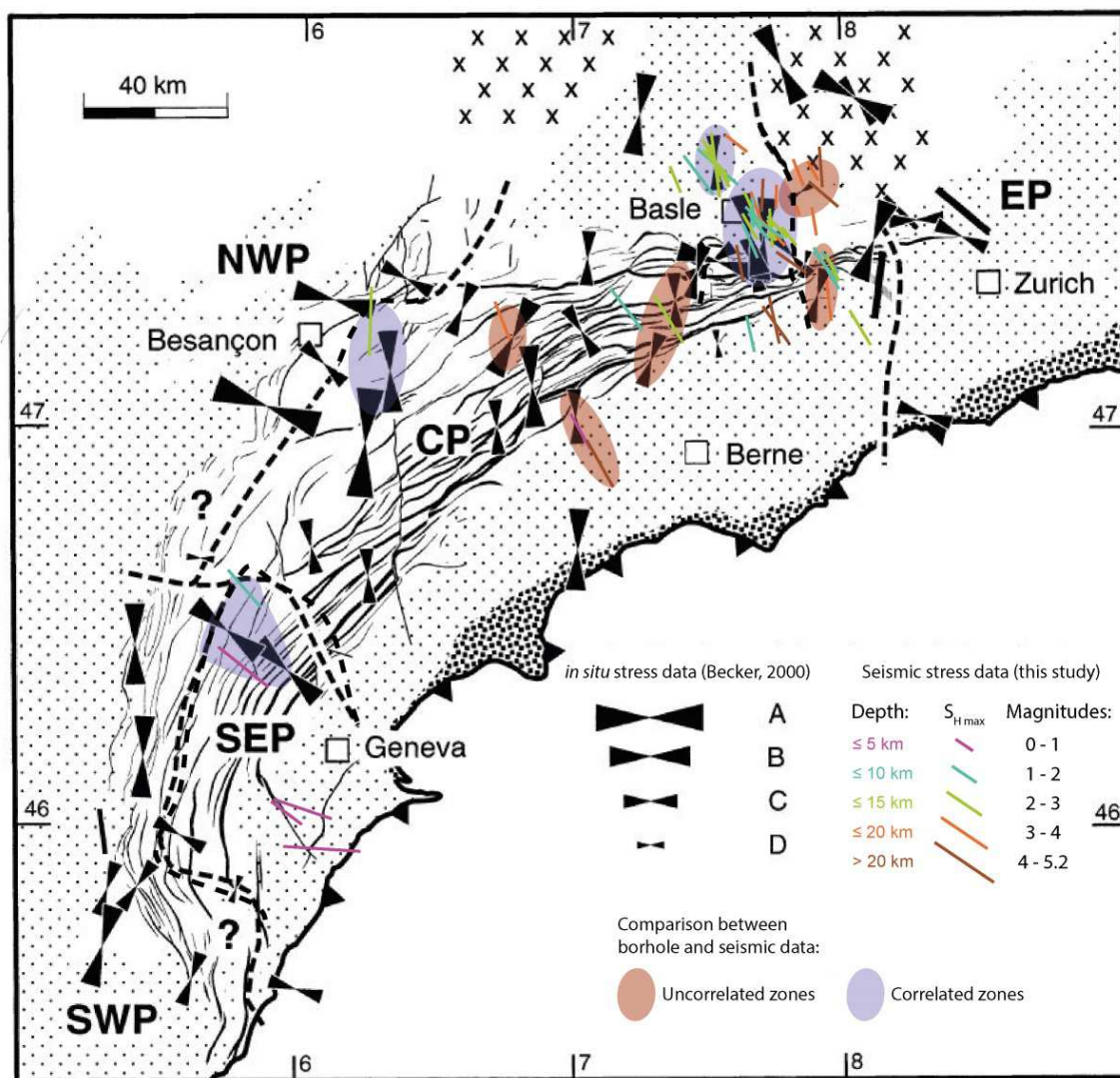


Figure 62: Carte des directions des contraintes horizontales maximales ($S_{H \max}$) dans l'arc du Jura issues de mesures *in situ* en surface (Becker, 2000) et des mécanismes au foyer (cette étude). La distribution des directions de $S_{H \max}$ avec la profondeur permettent de mettre en évidence des zones de couplage ou découplage possible entre le socle et la couverture.

A partir de ces données, le couplage socle-couverture ne peut être considéré que dans deux secteurs : le sud du bassin Rhénan et la partie Nord du Jura central. Dans la partie centrale du Jura, les études géochronologiques et morpho-structurales menées sur les failles décrochantes et les cavités n'ayant pas permis d'apporter de nouvelles données néotectoniques dans la couverture, et ce secteur souffrant d'un manque de données sismotectoniques, il n'est pas possible d'étendre cette observation à l'ensemble de la zone.

Si on se réfère à la définition de Coward (1983), le modèle de déformation en thick-skin implique un ensemble couplé socle-couverture affecté par des chevauchements progrades. Dans le Jura, les mécanismes au foyer des événements sismiques montrent une nette prédominance de mécanismes décrochants. De plus, les directions des contraintes horizontales des mécanismes profonds (i.e. ≥ 15 km) sont localement en discordance avec celles des contraintes mesurées en surface indiquant un découplage du socle avec la couverture dans au moins toute la partie Est de l'arc (Figure 62 ; Figure 63). Ceci indique que, même si on considère l'implication du socle dans l'ensemble de l'arc, le mode de déformation en thick-skinned tel que décrit par Coward (1983) ne peut être appliqué à l'ensemble du Jura lorsque l'on parle de la déformation récente. De plus, bien qu'il n'ait pas été possible de caractériser les failles décrochantes majeures en terme de néotectonique au cours de cette thèse, les données sismiques indiquent clairement un régime décrochant sur l'ensemble de l'arc et deux autres thèses récentes ont clairement mis en évidence l'activité récente de failles décrochantes sénestres dans le bassin molassique et dans la partie méridionale du Jura (De La Taille, 2015; Vouillamoz, 2015). Ce régime décrochant généralisé à l'ensemble de l'arc n'est pas non plus en accord avec une activité récente de type thick-skin tel que décrit par Coward (1983).

5.1.1.2 Répartition de la déformation récente

La compilation des contraintes horizontales maximales issues des mécanismes au foyer et des données de surface de Becker (2000) avec les données de déplacement de surface issues des enregistrements GPS amène à un découpage complexe en cinq voire six provinces néotectoniques distinctes (Figure 63). Ces provinces ont été définies en tenant compte à la fois des concordances entre les directions des contraintes horizontales sismiques et *in situ* ainsi que des directions des vitesses géodésiques :

- La province I correspond à la RBTZ (zone de transition NE-SW entre les bassins Tertiaires N-S). Elle se caractérise par des déplacements vers le sud-ouest et une contrainte horizontale maximale en surface WNW-ESE. Les précédentes études ont montré une réactivation tardi-Pliocène des structures de la RBTZ en transpression concordant avec le champ de déformation défini ici (e.g. Giamboni et al., 2004a; Madritsch et al., 2008, 2009). Ces auteurs suggèrent que la déformation affecte un ensemble socle-couverture couplé dans toute cette partie même si des découplages locaux sont observables. Les mesures de contrainte en surface montrent des directions de $S_{H\max}$ concordantes avec le reste de cette province à l'intérieur du Jura plissé suggérant que la déformation affectant la RBTZ puisse également affecter, au moins en partie, la chaîne externe et le premier plateau. Becker (2000) a interprété ces limites de provinces tectoniquement homogènes recoupant les limites du Jura plissé comme des évidences d'une déformation affectant le socle et la couverture sans tenir compte du niveau de décollement les séparant. Sans autres données néotectoniques à l'intérieur de la chaîne dans ce secteur, nous ne pouvons ni réfuter ni confirmer cette hypothèse.

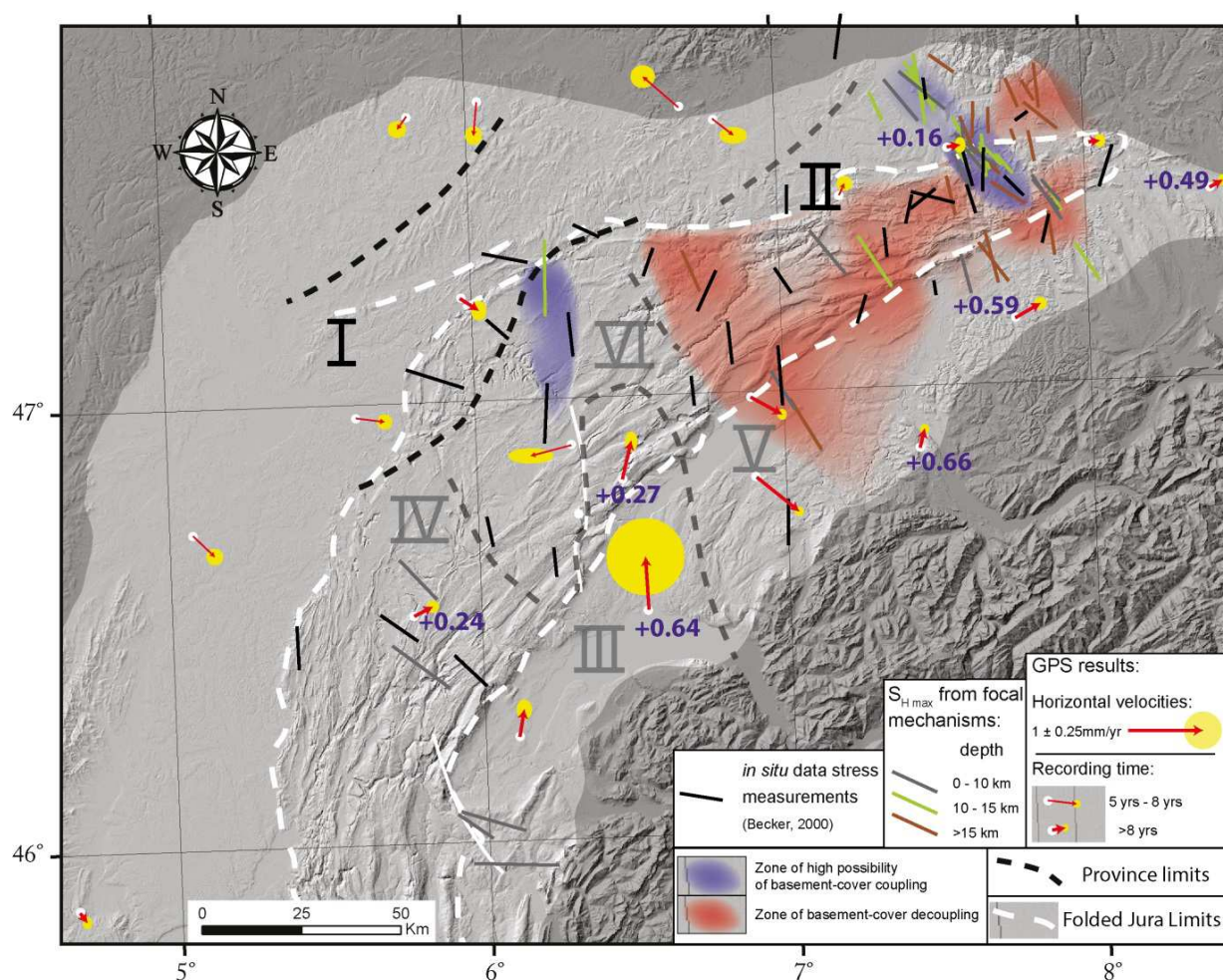


Figure 63: Carte synthétique des données sismologiques et géodésiques sur l'ensemble de l'arc du Jura mettant en évidence les relations socle-couverture et la répartition spatiale de la déformation actuelle du Jura.

- La province II représente une zone plus complexe caractérisée par une contrainte horizontale maximale NW-SE associée à un déplacement de la couverture vers la terminaison périclinale de l'arc (E-NE). L'étendue de cette province est concordante avec la répartition de l'épaisseur du Keuper sous le Jura qui correspond au niveau d'évaporite faisant office de niveau de décollement basal entre la couverture et le socle (Figure 6a, Affolter and Gratier, 2004). Les discordances directionnelles entre les contraintes en surface et en profondeur indiquent que la majeure partie de la couverture est découplée du socle dans cette zone. De nombreuses évidences de déformation tardi-Pliocène affectant le socle et la couverture ont été reconnues dans la partie Sud du bassin Rhénan impliquant un couplage socle-couverture au moins local (e.g. Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2007). Bien que les variations de direction des contraintes horizontales dans la partie extrême NE du Jura et SO du bassin Rhénan indiquent qu'un tel couplage est possible dans ce secteur (Figure 63), elles ne permettent pas de clairement l'identifier. De plus, cette zone de couplage socle-couverture ne correspondrait ni aux limites structurales du Jura, ni à la répartition du niveau de Keuper sous-jacent.

(Figure 6a, Affolter and Gratier, 2004). Il est néanmoins possible que des variations locales des conditions de friction basale impliquent localement des couplages socle-couverture en avant de la chaîne. Ustaszewski et Schmid (2007) ont montré que la partie SO du bassin Rhénan est affectée par les structures de la RBTZ qui ont également été réactivées en transpression depuis la fin du Pliocène. Il serait alors possible de rattacher la partie Nord de cette province à la province I et de considérer la partie du Jura plissé où la couverture semble découplée du socle comme une province à part entière.

- Les quatre autres provinces sont spatialement plus restreintes et le manque de données dans toute la partie centrale et SO de l'arc ne permet pas de les contraindre correctement. La province III est caractérisée par des déplacements en surface (GPS) vers le Nord associés à une contrainte horizontale WNW-ESE. Cependant, la distribution spatiale des données ne permet pas d'interpoler les directions de $S_{H \max}$ dans ce secteur. De plus, les contraintes issues des mécanismes au foyer au sud de la zone pourraient être rattachées à la province IV, mettant ainsi en évidence une rotation antihoraire des directions de contrainte dans la partie centrale Sud de l'arc jusqu'à une direction N-S dans la province VI. Les rares données de contrainte dans ce secteur indiquent qu'un couplage socle couverture est possible au moins localement, cependant aucun indice d'un tel couplage dans ce secteur n'a été reconnu jusqu'à maintenant. Madritsch et al. (2010) ont montré au contraire des indices de déformation récente suggérant un découplage socle-couverture dans la chaîne externe. A noter que la province V correspond à une zone mal définie uniquement caractérisée par des déplacements de surface vers le SE visiblement non concordant avec les provinces alentours. Le manque de données dans ce secteur ne nous permet pas de discuter des conditions et des limites de la déformation dans ce secteur.

L'ensemble des données indique un champ de déformation en raccourcissement horizontal globalement NW-SE associé à un régime décrochant aussi bien dans le socle que dans la couverture sur l'ensemble de l'arc. Les directions des contraintes horizontales montrent des variations locales dans la couverture tout comme dans le socle, indiquant que le socle peut être localement découplé de la couverture.

Bien que les observations des précédentes études soient en faveur d'un couplage socle-couverture à l'avant de la chaîne, les données sismiques ne permettent pas d'étendre ces observations à l'ensemble de l'arc, au contraire, la comparaison entre les données de contraintes horizontales en profondeur (profondeur ≥ 15 km) avec celles mesurées en surface (Becker 2000) indique un découplage dans toute la partie NE du Jura plissé et du bassin molassique.

5.1.2 Modèle néotectonique

Les données néotectoniques précédemment publiées sur l'arc du Jura ont amené leurs auteurs à proposer plusieurs modèles de déformation récente. Bien que ces modèles puissent sembler incompatibles entre eux, la répartition chronologique et l'étendue spatiale de chacun d'eux permet de les inclure dans une vision cohérente de la néotectonique du Jura.

Dans les précédentes études, de nombreux indices de néo-déformation ont été relevés en avant de la chaîne externe de l'arc (Nivière and Winter, 2000; Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2007; Madritsch et al., 2008, 2010b; Molliex et al., 2011). Ces différents auteurs ont montré une réactivation transpressive Pliocène à tardi-Pliocène (2.9 Ma) des structures de socle associées à la RBTZ pouvant s'étendre jusqu'au pied de la chaîne externe (Besançon Zone (Madritsch et al., 2008)) et au sud du bassin Rhénan (Giamboni et al., 2004a; Ustaszewski and Schmid, 2007). La déformation la plus récente à l'avant de la chaîne correspond à la propagation de plis observée tout le long de la chaîne externe entre 2.4 Ma et 30 ka (Nivière and Winter, 2000; Madritsch et al., 2010b; Molliex et al., 2011). Bien que, selon les auteurs, la formation de ces plis soit interprétée dans un modèle thin- ou thick-skin, ces observations mettent en évidence le fait que l'implication du socle dans la déformation n'est pas incompatible avec un découplage permettant une déformation différentielle dans la couverture (e.g. Ustaszewski and Schmid, 2007). Madritsch et al. (2010) proposent que la couverture Mésozoïque et le socle sous-jacent puissent être découplés au moins localement. L'analyse sismotectonique et géodésique a montré que, excepté dans la partie SO du bassin Rhénan et la zone affectée par la RBTZ à l'avant de la chaîne, le socle pourrait ne pas être impliqué dans la déformation actuelle dans le reste du Jura plissé. Il est également possible que le socle ne soit localement plus impliqué dans la déformation depuis environ 2.4 à 2.9 Ma et que le Jura ait connu une ou plusieurs oscillations entre les deux modes de déformation au cours du Plio-Pléistocène. Des modélisations numériques et analogiques ont montré que le mode de déformation des chaînes d'accrétion dépend principalement du coefficient de friction basal dont les variations peuvent induire des changements de mode de déformation sans modification des conditions aux limites (e.g. Gutscher et al., 1998; Burbidge and Braun, 2002; Smit, 2005).

Dans tous les cas, cette déformation observée à l'avant de la chaîne est associée à un uplift généralement inférieur à 0.2 mm.an^{-1} (e.g. Madritsch et al., 2010b) éventuellement associé à un rebond isostatique dû à l'augmentation de l'érosion observée depuis 5 Ma dans le bassin Molassique (Cederbom et al., 2004; Ustaszewski and Schmid, 2007; Rabin et al., 2015a). La vitesse d'uplift a également été estimée à partir de données de nivellement dans la partie interne de la chaîne entre 1 et 2 mm.an^{-1} (Jouanne et al., 1998). Bien que ces données soient nettement supérieures aux valeurs d'uplift obtenues par notre analyse GPS (Figure 59 ; Figure 63), l'ensemble de ces observations montre un uplift significatif décroissant en s'éloignant du front alpin (Rabin et al., 2015a).

Tous les indices de déformation récente décrits dans l'ensemble de la chaîne du Jura sont compatibles avec la répartition du champ de déformation et de contrainte mise en évidence par l'analyse sismotectonique et géodésique, à savoir un raccourcissement horizontal NW-SE sur l'ensemble de l'arc associé à un régime décrochant avec au moins deux provinces tectoniquement homogènes : une en avant de la chaîne externe (~RBTZ), et une deuxième correspondant à toute la partie NE du bassin molassique et du Jura plissé.

En résumé, bien que le champ de contrainte semble relativement homogène sur l'ensemble de l'arc, les données et observations néotectoniques semblent indiquer une déformation spatialement hétérogène affectant le socle à l'avant de la chaîne et en terminaison périclinale Est de l'arc. Cependant, même si l'implication du socle dans la déformation a clairement été mise en évidence, son couplage avec la couverture reste discutable, principalement dans le Jura plissé (i.e. à l'arrière du chevauchement frontal) où les données sismiques et géodésiques montrent un découplage au moins dans toute la terminaison E de l'arc.

En synthétisant l'ensemble des données et observations issues de cette thèse et des précédentes études, nous avons tenté de proposer une carte synthétique de l'état de la déformation actuelle sur l'arc du Jura (Figure 64).

Nous proposons que le socle et la couverture jurassienne se déforment tous deux sous l'influence d'un raccourcissement horizontal NW-SE impliquant une réactivation des structures de la RBTZ affectant le socle à l'avant de la chaîne où un couplage avec la couverture est rendu possible par l'absence d'un niveau favorisant un décollement basal dans ce secteur. La présence du niveau évaporitique Triasique (Keuper, "couche savon") sous le reste de l'arc et le bassin molassique permet un découplage socle-couverture au moins dans la partie Est de la chaîne se traduisant par une accentuation et une propagation latérale des plis de couverture dans la chaîne externe. Localement, ces plis peuvent se propager au-delà des limites du Jura plissé et leur géométrie peut alors être intimement liée à la structure du socle sous-jacent. Des hétérogénéités dans les relations socle-couverture peuvent également être observées à l'avant de la chaîne tout comme dans l'arc à proprement parlé. Ces variations peuvent être expliquées par les hétérogénéités dans l'épaisseur du Keuper servant de niveau de décollement. Le manque de données ne nous permet pas de conclure sur les relations socle-couverture dans la partie centrale et Sud de l'arc et les modèles analogiques, numériques et mécaniques montrent que des variations spatiales et temporelles dans le couplage et le mode de déformation peuvent avoir lieu au sein même de l'arc.

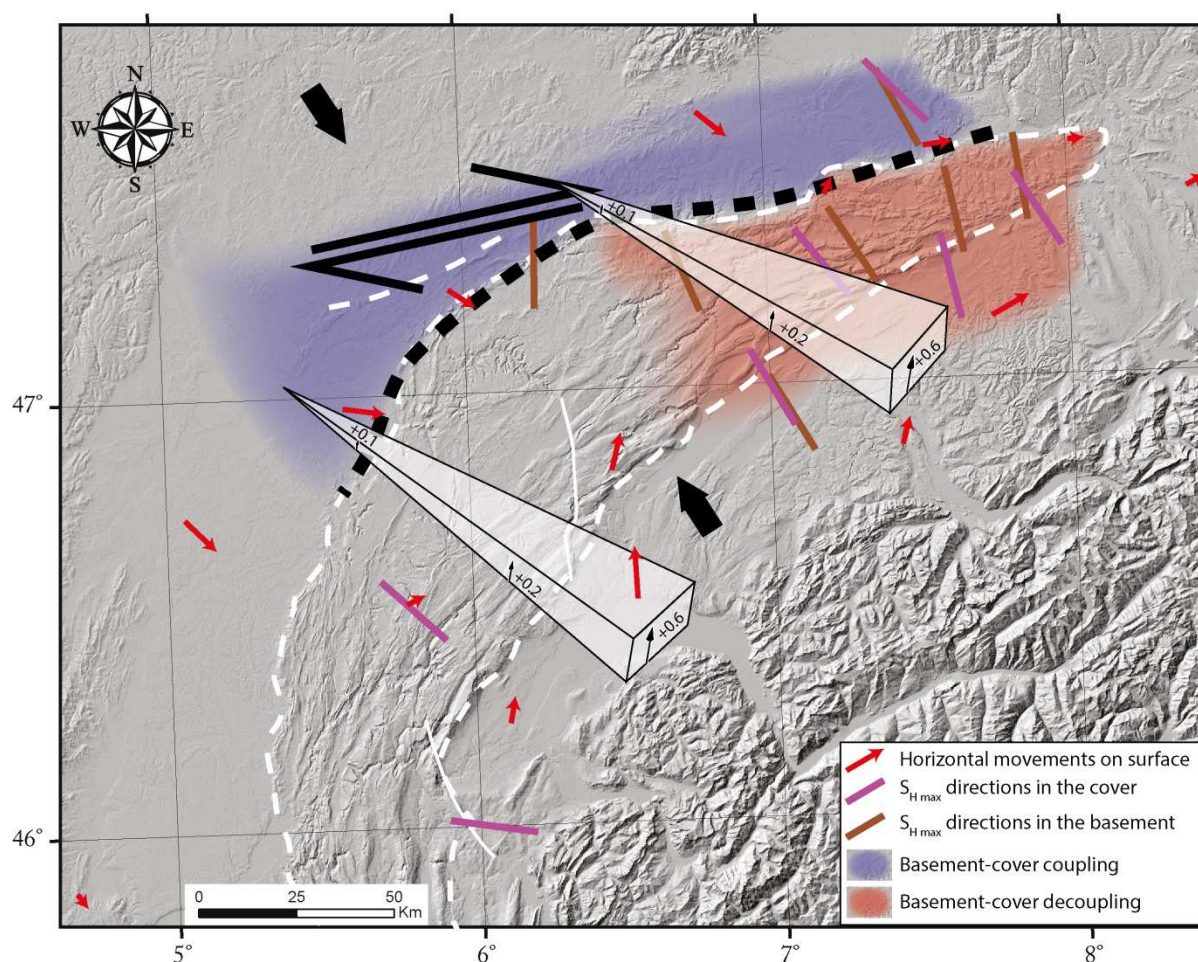


Figure 64: Carte synthétique de la néo-déformation de l'arc du Jura suggérant une variation des relations socle-couverture entre l'avant de la chaîne et la chaîne plissée. Les deux triangles transparents représentent l'uplift (en mm.an⁻¹) mis en évidence par les données géomorphologiques et géodésiques.

Cette déformation s'accompagne d'un uplift généralisé sur l'ensemble de l'arc variant de 0.6 à 1 mm.an⁻¹ à proximité du front alpin et passant sous les 0.1 mm.an⁻¹ à l'avant de la chaîne du Jura. Ces déplacements verticaux peuvent être induits par un rebond isostatique dû à l'érosion dans le bassin molassique et dans les Alpes et/ou par une surrection gouvernée par des mécanismes lithosphériques profonds. Une partie peut encore être expliquée par une réactivation des rétro-chevauchements dans la chaîne interne du Jura ou par une contribution plus ou moins importante de l'ensemble de ces mécanismes. Nos données ne nous permettent pas de conclure sur cette problématique, dans la section suivante nous tenterons d'y répondre en intégrant nos résultats à des modèles géodynamiques alpins existants.

5.2 Implications dans la géodynamique alpine

5.2.1 Synthèse des données néotectoniques dans les Alpes occidentales

La formation des Alpes résulte de la convergence des plaques africaine et européenne coinçant entre elles la microplaque adriatique (Argand, 1911, 1916; Trümpy, 1960; Barfety et al., 1968; Tricart, 1984; Choukroune et al., 1986; Escher et Beaumont, 1997; Lemoine et al., 2000; Schmid et Kissling, 2000; Dal Piaz, 2001; Marthaler et al., 2001).

Les données géodésiques indiquent que les vitesses de convergence entre les deux plaques sont actuellement inférieures à 6 mm.an^{-1} , que la convergence Adria-Europe est de l'ordre de 2 à 4 mm.an^{-1} dans les Alpes orientales et inférieure à 1 mm.an^{-1} dans les Alpes occidentales, voire négative dans leur partie centrale, impliquant que, dans la partie occidentale, la quasi totalité de la convergence Afrique-Europe soit accommodée par les Maghrébines et/ou par les rotations des microplaques (Vigny et al., 2002; Nocquet and Calais, 2003; Nocquet, 2012, Figure 65a). La plaque adriatique est caractérisée par une rotation antihoraire d'environ 10° sur les 20 à 30 derniers millions d'années contrôlant la répartition de la déformation à sa périphérie (Nocquet, 2012; van Hinsbergen et al., 2014 et références incluses).

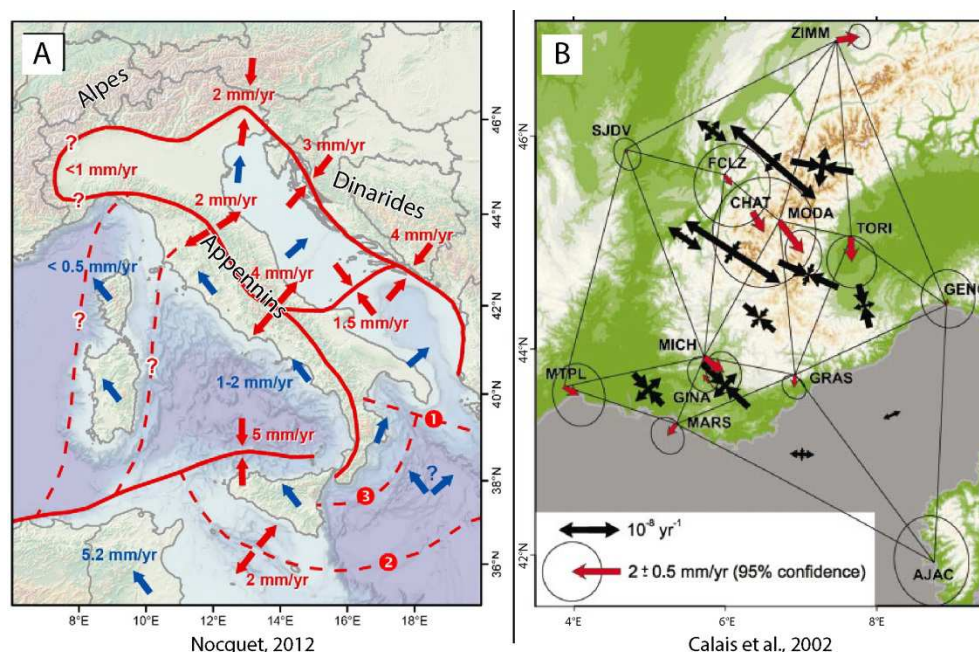


Figure 65: a: Champs de déformation aux alentours de la plaque Adriatique dans le système Alpes-Dinarides-Appennins (Nocquet, 2012). b : Champ de déformation issu des données GPS dans les Alpes occidentales (Calais et al., 2002).

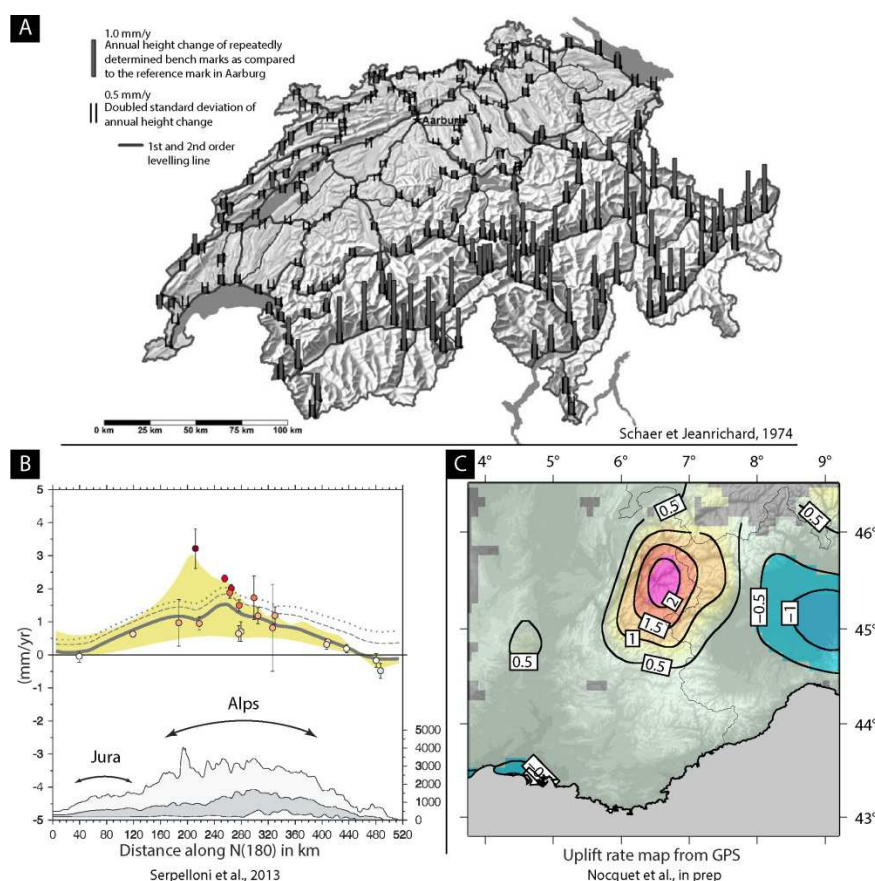


Figure 66: Vitesses des mouvements verticaux dans les Alpes et son avant-pays mises en évidence par les données géodésiques. a : Vitesses verticales issues des données de nivellement au nord des Alpes centrales (Schaer and Jeanrichard, 1974; Schlatter et al., 2005). b : Vitesses d'uplift corrélées avec la topographie dans les Alpes et le Jura (Serpelloni et al., 2013). c : Vitesses d'uplift dans les Alpes occidentales.

Dans les Alpes occidentales, les données géodésiques mettent en évidence une extension E-W à NW-SE dans les Alpes internes de 0.3 à 1 mm.an⁻¹ (Calais et al., 2002; Sue and Tricart, 2002; Vigny et al., 2002; Nocquet and Calais, 2003; Walpersdorf et al., 2015, Figure 65b).

Les données de nivellement et des systèmes GPS mettent également en évidence un uplift général des Alpes occidentales de 0.5 à 3 mm.an⁻¹ affectant également l'avant-pays alpin (i.e. le bassin molassique et le Jura) (Schaer and Jeanrichard, 1974; Schlatter et al., 2005; Serpelloni et al., 2013; Nocquet et al., in prep, Figure 66).

Les données sismotectoniques indiquent également une extension perpendiculaire à l'arc alpin dans toute la chaîne interne (Sue, 1998; Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Champagnac et al., 2006; Sue et al., 2007a, 2007b, Figure 67). En bordure de chaîne, des secteurs compressifs spatialement restreints sont associés aux forts gradients topographiques (Delacou et al., 2004).

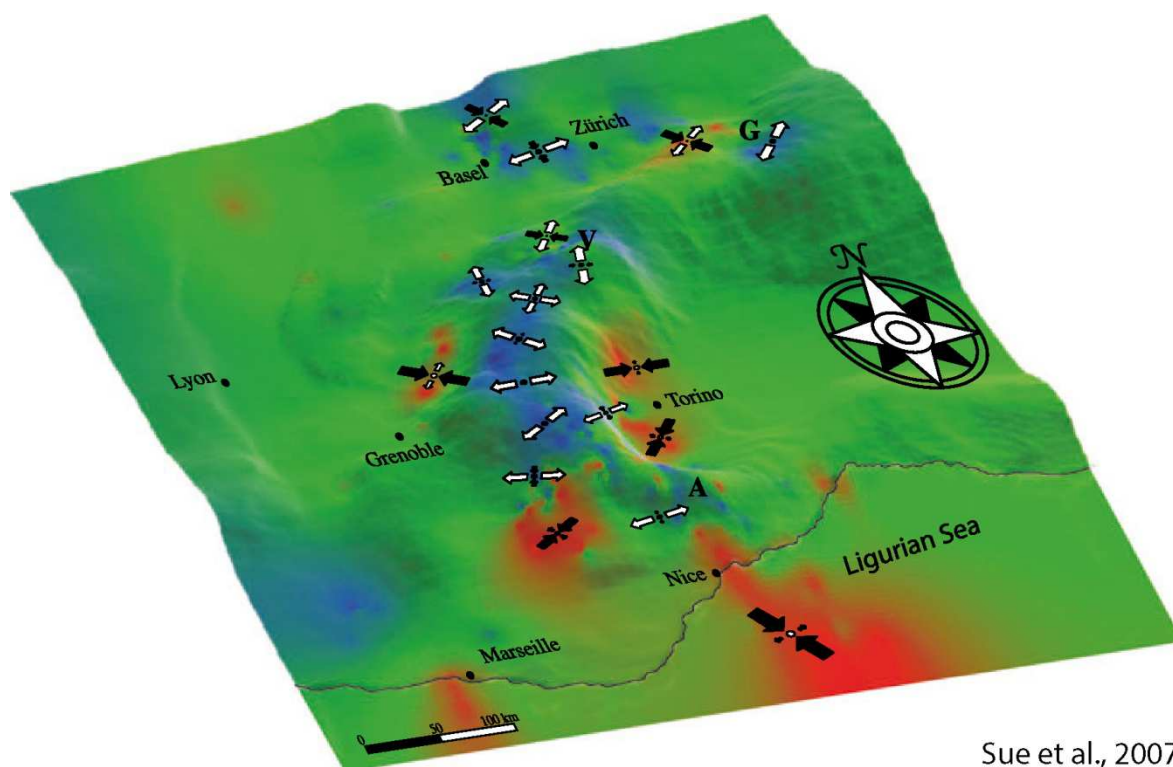


Figure 67 : Vue en 3D du MNT lissé des Alpes occidentales et centrales (Delacou et al., 2004; Sue et al., 2007a). Les couleurs représentent le mode tectonique : en extension (en bleu) généralisée à l'ensemble de la chaîne interne, en compression (en rouge) limitée aux zones de forts gradients topographiques et en décrochement (en vert). Les flèches indiquent σ_1 (en noir) et σ_3 (en blanc). A. : Argentera ; V. : Valais ; G. : Grisons.

L'ensemble des données néotectoniques accumulées depuis plus de quinze ans montre que les Alpes occidentales sont caractérisées par une extension perpendiculaire à l'arc généralisée dans toutes les Alpes internes et par des secteurs compressifs corrélés aux forts gradients topographiques en bordure de chaîne. Les données géodésiques montrent une convergence très faible à l'échelle Afrique-Europe ($< 0.5 \text{ mm.an}^{-1}$) et un contexte géodynamique caractérisé par une rotation antihoraire de la plaque adriatique contrôlant localement la déformation des plaques en périphérie.

Cette thèse vient apporter un certain nombre d'éléments géomorphologiques, géophysiques et géodésiques permettant de mieux caractériser la néo-déformation dans l'avant-pays alpin. Celui-ci est caractérisé par un raccourcissement horizontal sous l'effet d'une compression NW-SE affectant le socle et la couverture. Cette déformation se traduit par une dynamique majoritairement décrochante dans le Jura voire transpressive dans la RBTZ en avant de l'arc du Jura. Le couplage socle-couverture semble néanmoins être encore fortement dépendant de la présence ou non du niveau de Keuper sous l'arc du Jura qui induirait un découplage entre les deux niveaux au moins dans la partie Est du Jura plissé.

Enfin, l'ensemble Alpes occidentales-Jura est affecté d'un uplift général dont les valeurs les plus fortes se trouvent dans les Alpes internes ($2 \text{ à } 3 \text{ mm.an}^{-1}$) et diminuent jusque dans le Jura où elles passent de $0.3 \text{ à } 1 \text{ mm.an}^{-1}$ dans la Haute Chaîne à moins de 0.1 mm.an^{-1} au front du Jura.

5.2.2 Modèles géodynamiques

Nous n'avons pas la prétention de proposer ici un nouveau modèle à l'échelle alpine. Dans cette partie, nous exposerons simplement les grandes lignes de quelques modèles expliquant au mieux la déformation récente observée dans les Alpes occidentales et discuterons de leurs concordances avec les évidences néotectoniques mises en lumière au cours de cette thèse dans l'arc du Jura.

Depuis la mise en évidence d'une dynamique extensive dans les Alpes occidentales associée à une surrection générale des massifs externes et internes, plusieurs modèles ont été proposés tenant compte des mouvements des plaques tectoniques et des évidences structurales de déformation récente dans la chaîne alpine afin d'expliquer cette extension perpendiculaire aux paléo-structures compressives (e.g. Sue et al., 1999; Delacou et al., 2004; Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013; Baran et al., 2014; Singer et al., 2014; Fox et al., 2015).

5.2.2.1 Modèle cinématique

Les données géodésiques et structurales combinées mettent en évidence de grands décrochements dextres affectant les massifs cristallins externes et le Briançonnais associés à une rotation horaire de blocs tectoniques individualisés (e.g. Sue, 1998; Delacou et al., 2008 et références incluses). Un modèle cinématique proposé par Sue (1998) et repris par Delacou et al. (2008) permet d'expliquer ces observations en carte (Figure 68a). Ce modèle propose que la rotation antihoraire de la plaque adriatique induise une rotation horaire des blocs tectoniques le long des décrochements dextres. La déformation périphérique induite par la rotation de la plaque adriatique a également été confirmée par l'analyse globale des données GPS sur toute la région méditerranéenne (Nocquet, 2012). Cependant, ce modèle ne permet d'expliquer ni l'extension de la chaîne interne, ni l'uplift général de toutes les Alpes occidentales et de son avant-pays. Ces auteurs proposent donc un modèle alternatif tenant compte des forces de gravité lithosphériques expliquant l'extension perpendiculaire à la chaîne et l'uplift des Alpes par des réajustements isostatiques dans une dynamique post collisionnelle (Delacou et al., 2004, 2005; Sue et al., 2007b).

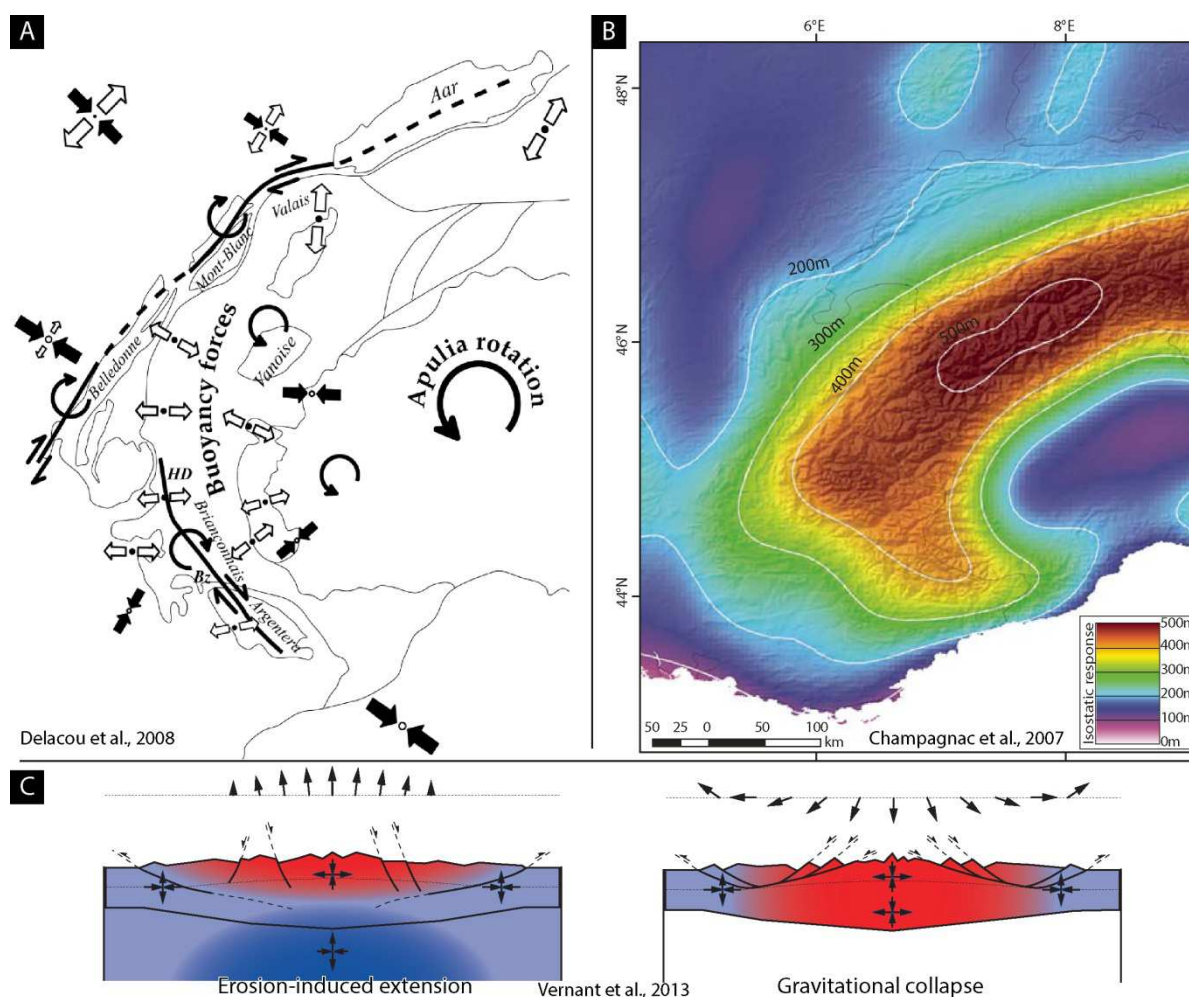


Figure 68: a : Modèle cinématique et tectonique des Alpes occidentales induit par la rotation de la plaque adriatique et les mécanismes de réajustement gravitaire d'après les données géophysiques et géodésiques (Sue, 1998; Delacou et al., 2008). b : Carte du rebond isostatique théorique induit par la perte de masse due à l'érosion depuis 5 Ma dans les Alpes occidentales. Ce rebond a été calculé à partir d'un modèle élastique 2D (Champagnac et al., 2007). c : Modèles cinématiques 2D expliquant la répartition de l'extension et de la compression dans les Alpes occidentales par des mouvements verticaux (Vernant et al., 2013).

De nombreux facteurs peuvent influencer ou induire ce rebond isostatique parmi la dynamique lithosphérique profonde ou les variations de masses sédimentaires en surface. Champagnac et al. (2007, 2009) ont montré que la perte de masse engendrée par l'érosion globale des Alpes occidentales depuis 5 Ma peut induire un réajustement isostatique expliquant jusqu'à la moitié des mouvements verticaux mesurés, soit environ 0.5 mm.an^{-1} dans les Alpes internes et 0.2 mm.an^{-1} dans la chaîne interne du Jura (Figure 68b). De plus, Vernant et al. (2013) proposent que la répartition de la déformation horizontale dans les Alpes soit due, au moins en partie, aux mouvements verticaux à travers deux modèles simples ; un modèle dont le moteur principal serait le réajustement isostatique associé à une compression de la croûte inférieure (Figure 68c, schéma de gauche), et un second modèle en effondrement gravitaire de la partie interne des Alpes (Figure 68c, schéma de droite).

5.2.2.2 Modèles géodynamiques

Si le modèle cinématique alliant la rotation de la plaque adriatique et le réajustement gravitaire dû à la perte de masse érodée depuis 5 Ma permet d'expliquer, au moins en partie, l'extension dans la chaîne interne des Alpes, il ne peut par contre expliquer ni la totalité de l'uplift mesuré sur l'ensemble Alpes-Jura, ni la compression affectant la couverture et le socle dans le Jura.

Nous avons retenu deux modèles qui peuvent, selon nous, expliquer l'ensemble des observations et des données disponibles dans les Alpes occidentales. Le premier modèle a d'abord été proposé par Sue (1998, Sue et al., 1999), puis modifié par Delacou et al. (2004, 2005), Sue et al. (2007b) (Figure 69a). Ce modèle intègre le modèle cinématique précédemment décrit dans son ensemble qu'il associe à la dynamique de la lithosphère européenne associée au retrait et à la rupture du panneau subduit sous les Alpes internes ("slab break-off") (e.g. Sue et al., 1999; Baran et al., 2014; Singer et al., 2014; Fox et al., 2015). La remontée lithosphérique induite par le slab break-off permet alors d'expliquer, au moins en partie, l'uplift mesuré dans les Alpes ainsi que l'extension radiale dans les Alpes internes. Cette surrection est assistée en surface par une très forte activité érosive affectant la chaîne alpine depuis au moins 5 Ma (e.g. Kuhle et al., 2002; Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007, 2009). L'association de ces mécanismes entraîne une forte augmentation du relief dans la chaîne interne créant, localement, de forts gradients gravitaires en périphérie où se localise une déformation compressive.

Le second modèle, proposé par Lardeaux et al. (2006), suggère que la convergence soit le moteur principal de l'uplift et de l'extension observés dans les Alpes internes occidentales (Figure 69b). Ces auteurs ont montré que la structure actuelle de la lithosphère sous les Alpes ne permet pas d'expliquer le relief observé dans la chaîne interne, ils proposent donc que le poinçonnement lithosphérique de la plaque adriatique sous la chaîne interne implique une surrection de toute cette partie à la faveur de rétro-chevauchements aveugles sous la partie Sud des Alpes. Ce modèle prédit également une migration de la compression *via* un chevauchement crustal vers l'avant-pays alpin. Cependant, ce modèle suppose une croûte européenne en équilibre gravitaire dans le manteau et ne tient pas compte des potentiels réajustements isostatiques induits par le détachement du panneau européen subduit (e.g. Lippitsch et al., 2003; Fox et al., 2015) et /ou par les processus de surface (e.g. Champagnac et al., 2007, 2009).

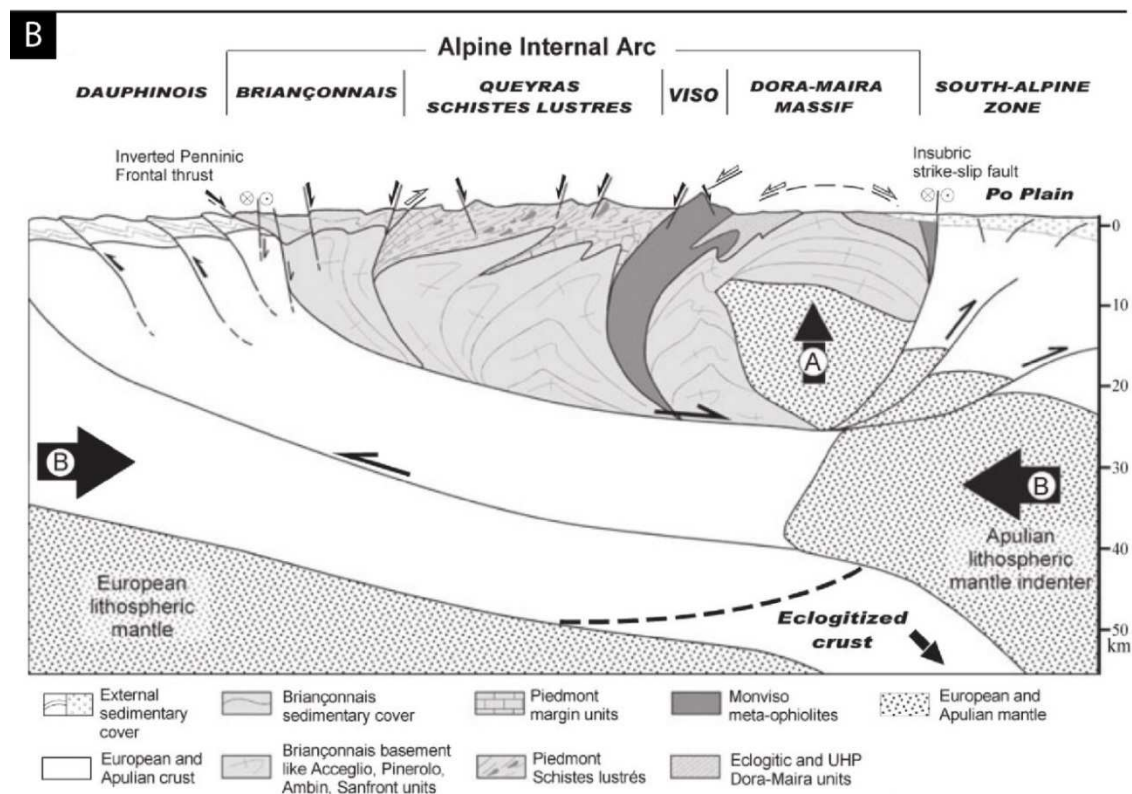
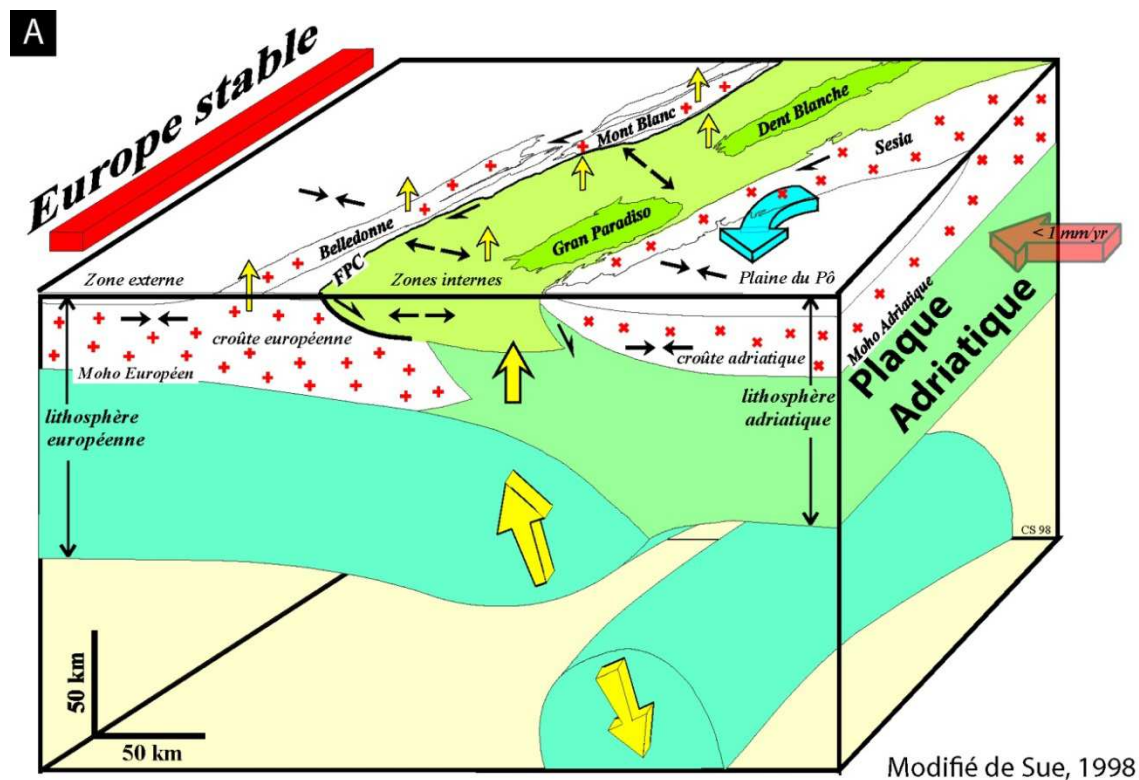


Figure 69 : Modèles géodynamiques expliquant la déformation actuelle des Alpes occidentales et centrales. a : Bloc diagramme schématique illustrant les relations entre les mécanismes lithosphériques profonds (slab break-off) et en surface (rotation adriatique) et la néotectonique des Alpes internes (Sue, 1998; Sue et al., 1999). b : Coupe schématique structurale des Alpes occidentales illustrant les relations entre la convergence Adria-Europe et la néotectonique des Alpes internes (Lardeaux et al., 2006).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Modèle néotectonique Jura-Alpes

6 Conclusions et perspectives

Au regard des données géodésiques actuelles, il nous paraît peu probable que la convergence puisse être le moteur principal de l'extension et de l'uplift dans les Alpes occidentales. Cependant, il est probable qu'une partie de cette convergence résiduelle soit transférée à l'avant de la chaîne pour expliquer les indices de déformation socle-couverture dans le Jura. De plus, la compétition entre la remontée lithosphérique induite par le slab break-off et la convergence de la plaque adriatique pourrait expliquer les forts taux d'uplift enregistrés dans les Alpes. Cependant, compte tenu de la possible implication d'un rebond isostatique induit par une perte de masse due à l'érosion, il n'est pas nécessaire d'impliquer le poinçonnement adriatique pour expliquer l'uplift observé dans les Alpes occidentales.

Les indices néotectoniques dans le Jura impliquant socle et couverture indiquent l'existence d'une composante compressive affectant l'ensemble de la croûte supérieure dans le Jura. Bien que le modèle syn-convergence proposé par Lardeaux et al. (2006) puisse expliquer la surrection et l'extension dans les Alpes internes, ainsi que le transfert d'une partie de la convergence dans le Jura, les données tomographiques montrent un détachement du panneau lithosphérique européen sous les Alpes internes (Lippitsch et al., 2003 et références incluses), il est donc nécessaire d'inclure les mécanismes lithosphériques résultant dans le modèle géodynamique global. De plus, aux vues des données géodésiques actuelles, il n'est pas possible de considérer la convergence lithosphérique (< 0.5 mm/an) comme le moteur principal de la déformation récente.

Nous pensons donc qu'un modèle basé sur celui proposé par Sue (1998 ; Sue et al., 1999) tel que nous l'avons décrit précédemment explique au mieux l'ensemble des données et observations néotectoniques disponibles sur les Alpes et le Jura (Figure 70). Ce modèle a été récemment repris afin d'expliquer la structure lithosphérique mise en évidence par tomographie et la répartition des événements sismiques dans les Alpes et son avant-pays ainsi que la dynamique érosive en surface mise en évidence et quantifiée sur les cinq derniers millions d'années (Baran et al., 2014; Singer et al., 2014; Fox et al., 2015).

Afin d'expliquer un possible découplage de la couverture dans au moins une partie du Jura plissé qui est caractérisé par une rotation horaire des directions de contraintes en surface (Becker, 2000; Ustaszewski and Schmid, 2007, Figure 62 et Figure 63) nous proposons que, tout comme pour les secteurs compressifs en bordure de la chaîne alpine interne, l'extension perpendiculaire à la chaîne dans les Alpes puisse induire une compression dans l'avant-pays alpin, affectant la couverture sédimentaire au dessus du niveau de décollement Triasique dans l'arc du Jura (Figure 70). Cette compression serait cohérente avec le régime décrochant, sénestre dans le bassin molassique et l'arc plissé et transpressif dextre à l'avant du Jura. Cependant, l'implication du socle dans la déformation à

l'avant du Jura et potentiellement dans une partie du Jura plissé suggère l'existence d'un processus affectant l'ensemble de la croûte supérieure. Plusieurs processus sont envisageables pour expliquer ce régime décrochant impliquant le socle dans l'avant-pays alpin. La rotation de la plaque adriatique pourrait induire un régime décrochant dans les Alpes internes mais aussi dans l'avant-pays alpin. Les failles décrochantes sénestres NW-SE du bassin molassique et du Jura plissé seraient alors les conjuguées des failles dextres E-W à ENE-WSW de la RBTZ dans un régime globalement décrochant dextre le long des failles NE-SW des massifs cristallins externes et de la RBTZ (Figure 70) (e.g. Sue et al., 2007b; Delacou et al., 2008).

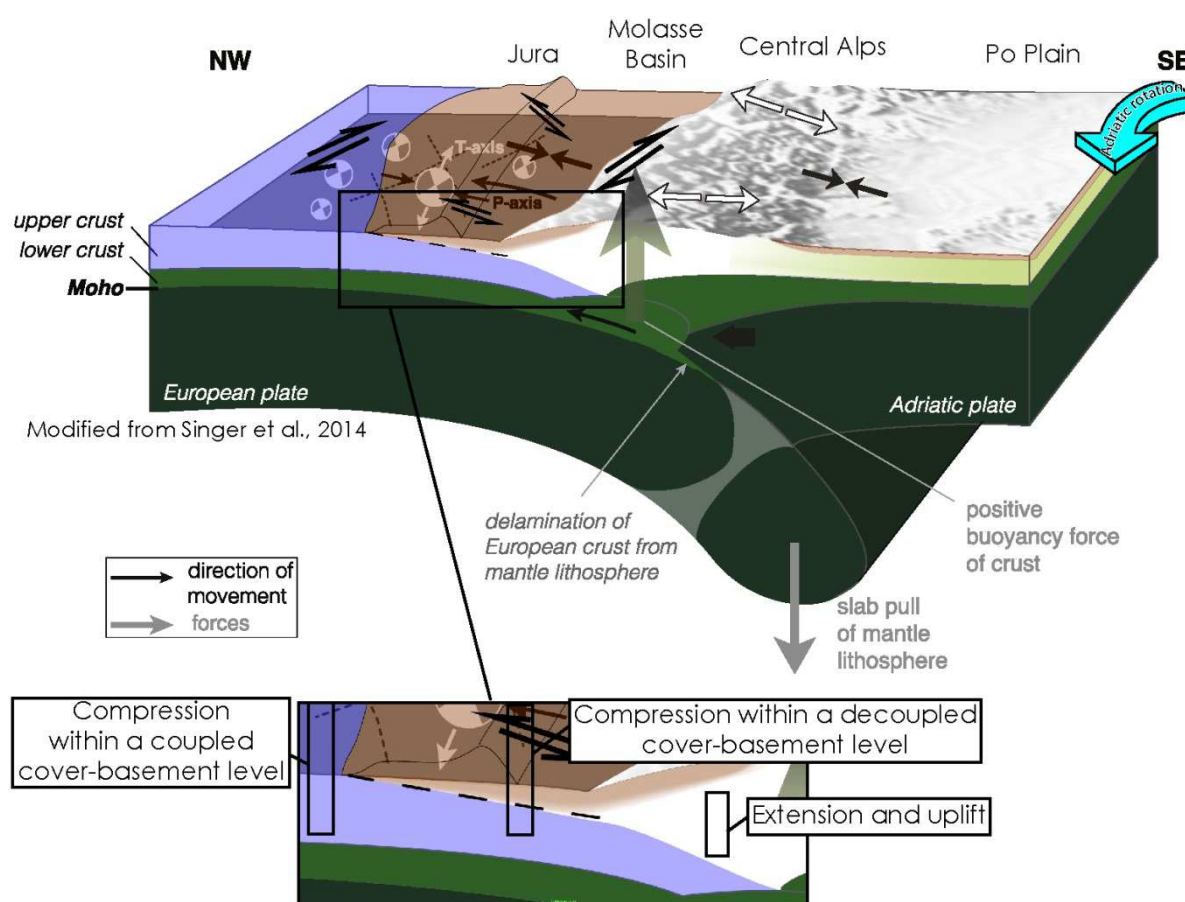


Figure 70 : Diagramme schématique illustrant les relations entre les mécanismes lithosphériques et tectoniques en profondeur et en surface pour expliquer la néotectonique des Alpes occidentales/centrales et de l'arc jurassien (modifié d'après Singer et al., 2014).

Un deuxième processus possible impliquerait le retrait de la plaque européenne suite au slab break-off sous les Alpes internes, qui induirait alors une compression NW-SE dans l'avant-pays alpin et une extension dans les Alpes internes (e.g. Singer et al., 2014). Cette compression affecterait alors le socle sous le Jura plissé ainsi que les structures de la RBTZ, se traduisant par un régime transpressif généralisé à l'ensemble de l'arc du Jura et cohérent avec les structures décrochantes observées. Enfin, il est également possible que la convergence lente, mais non nulle, de la plaque adriatique soit transférée

en avant de l'arc Jurassien par des chevauchement basal crustal et absorbée par la réactivation transpressive des structures dans la RBTZ. Les données actuellement disponibles sur l'arc du Jura ne nous permettent pas de conclure sur le moteur principal de la déformation, il est d'ailleurs probable qu'une contribution de chacun de ces processus soit responsable de la déformation actuelle des Alpes et du Jura.

Il s'agit ici d'un modèle conceptuel basé sur l'état de connaissance actuel de la néotectonique alpine et jurassienne. Dans le Jura, de nombreuses questions restent en suspens notamment concernant la dynamique actuelle de la partie centrale et Sud du Jura plissé mais aussi sur la déformation du socle sous-jacent. En effet, si les données actuelles sont en faveur d'un découplage socle-couverture dans la partie Est du Jura, on ne possède aujourd'hui aucune donnée précise sur la déformation du socle sous la partie centrale et Sud de l'arc. Dans cette même partie, les données cinématiques en surface nécessitent également d'être complétées. Les données des stations de l'OSU THETA installées entre 2012 et 2013 apporteront, dans 5 à 10 ans, des données indispensables à la compréhension de la dynamique actuelle du Jura. Comme le montre cette étude ainsi que les études menées sur la néotectonique alpine, les données sismotectoniques sont primordiales pour discuter de la néotectonique d'une chaîne orogénique, même lente, et permettent, en plus de caractériser et localiser la déformation proche surface et en profondeur, d'obtenir une image de la croûte supérieure et inférieure et, ainsi, pouvoir discuter les phénomènes lithosphériques en action sous l'orogène. L'implantation de trois ou quatre stations sismiques en avant du front jurassien, notamment le long de la bordure NO et O de l'arc, permettrait de nettement améliorer la qualité des données sismiques dans la partie centrale et Sud du Jura et apporterait énormément à l'étude de l'aléa sismique et de la déformation actuelle du système Alpes-Jura.

Lorsque l'on parle de néotectonique dans une chaîne tardi ou post-collisionnelle, il convient alors de discuter des phénomènes de surface telle que la dynamique érosive qui, associés aux mécanismes lithosphériques, deviennent le moteur principal de la déformation. La géomorphologie, la géodésie et la géophysique deviennent alors des outils de la géologie structurale et permettent de parfaitement caractériser la répartition de la déformation dans les chaînes de montagne. Je suis de plus persuadé que la compréhension de la répartition et du partitionnement de la déformation dans les chaînes orogéniques actuelles, et au cours de la formation des chaînes anciennes sont intimement liées. Elles sont ainsi la clé de la compréhension des interactions mécaniques, physiques et chimiques qui régissent ces systèmes orogéniques complexes (e.g. Rabin et al., 2015b).

BIBLIOGRAPHIE

7 Bibliographie

- Affolter, T., Faure, J.-L., Gratier, J.-P., Colletta, B., 2008. Kinematic models of deformation at the front of the Alps: new data from map-view restoration. *Swiss J. Geosci.* 101, 289–303. doi:10.1007/s00015-008-1263-3
- Affolter, T., Gratier, J.P., 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 109. doi:10.1029/2002JB002270
- Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford University Press.
- Altamimi, Z., Métivier, L., Collilieux, X., 2012. ITRF2008 plate motion model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, B07402. doi:10.1029/2011JB008930
- André, M.-F., 2014. Karstic valleys, Vineyards and Palafittic Settlements of the External Jura, in: Fort, M., André, M.-F. (Eds.), *Landscapes and Landforms of France, World Geomorphological Landscapes*. Springer Netherlands, pp. 149–159.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. *G. Bridel*.
- Argand, E., 1911. Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. *Bull Soc Vaud Sc Nat* 47, 1–4.
- Aubert, D., 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. Birkhäuser.
- Aubert, D., 1949. Le Jura. *Geol. Rundsch.* 37, 2–17. doi:10.1007/BF01792491
- Baer, M., Deichmann, N., Braunmiller, J., Husen, S., Fah, D., Giardini, D., Kastli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2005. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2004. *Eclogae Geol. Helvetiae* 98, 407–418. doi:10.1007/s00015-005-1168-3
- Bailly, A., Chapus, R., Fontaine, J., Frachon, J.C., Nardy, J.P., Odouze, A.M., Robert, A., Varacca, C., 1975. *Éléments de géographie comtoise*. Presses Univ. Franche-Comté.
- Baran, R., Friedrich, A.M., Schlunegger, F., 2014. The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. *Lithosphere* 6, 124–131. doi:10.1130/L307.1
- Barfety, J.C., Gidon, M., Kerchove, C., 1968. Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes Internes françaises. *CR Acad Sci* 267, 394–397.
- Barletta, V.R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., Smiraglia, C., 2006. Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophys. Res. Lett.* 33, L14307. doi:10.1029/2006GL026490
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains — an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics* 321, 381–406. doi:10.1016/S0040-1951(00)00089-5
- Becker, A., Davenport, C.A., Eichenberger, U., Gilli, E., Jeannin, P.-Y., Lacave, C., 2006. Speleoseismology: A critical perspective. *J. Seismol.* 10, 371–388. doi:10.1007/s10950-006-9017-z
- Becker, A., Haeuselmann, P., Eikenberg, J., Gilli, E., 2012. Active tectonics and earthquake destructions in caves of northern and central Switzerland. *Int. J. Speleol.* 41, 35–49. doi:10.5038/1827-806X.41.1.5
- Bergerat, F., Chorowicz, J., 1981. Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). *Geol. Rundsch.* 70, 354–367. doi:10.1007/BF01764334
- Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J.-F., Digiovanni, C., Meybeck, M., Richard, H., 1999. Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quat. Res.* 51, 267–279. doi:10.1006/qres.1999.2037
- Blard, P.-H., 2006. Les isotopes cosmogéniques ^3He et ^{10}Be dans les minéraux mafiques : développements analytiques, calibration et nouvelles applications (thesis). Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III.

- Boehm, J., Cerveira, P.J.M., Schuh, H., Tregoning, P., 2007. The impact of mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models in GPS data analysis, in: Tregoning, D.P., Rizos, D.C. (Eds.), *Dynamic Planet, International Association of Geodesy Symposia*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 837–843.
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H., 2006. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 111.
- Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S., 2001. Optically stimulated luminescence techniques in retrospective dosimetry. *Radiat. Phys. Chem.* 61, 181–190. doi:10.1016/S0969-806X(01)00239-0
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J., Jain, M., 2010. Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. *Radiat. Meas.* 45, 253–257. doi:10.1016/j.radmeas.2009.11.030
- Brandt, S.A., 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *CATENA* 40, 375–401. doi:10.1016/S0341-8162(00)00093-X
- Braun, J., Robert, X., Simon-Labric, T., 2013. Eroding dynamic topography. *Geophys. Res. Lett.* 40, 1494–1499. doi:10.1002/grl.50310
- Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 907–926. doi:10.1002/esp.1083
- Buoncrisiani, Campy, M., 2004a. The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: The Alps and Jura, in: J. Ehlers and P.L. Gibbard (Ed.), *Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations Extent and Chronology Part I: Europe*. Elsevier, pp. 101–110.
- Buoncrisiani, Campy, M., 2004b. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. *Sediment. Geol.* 165, 253–264. doi:10.1016/j.sedgeo.2003.11.007
- Buoncrisiani, Campy, M., 2001. Late Pleistocene detrital sediment yield of the Jura glacier, France. *Quat. Res.* 56, 51–61. doi:10.1006/qres.2001.2243
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2011. *Tectonic Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Burbidge, D.R., Braun, J., 2002. Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold-and-thrust belts using the distinct-element method. *Geophys. J. Int.* 148, 542–561. doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01579.x
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (sub-Alpine molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helvetiae* 83, 559–583.
- Burkhard, M., 1988. L’Helvétique de la bordure occidentale du massif de l’Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae Geol. Helvetiae* 81, 63–114.
- Burkhard, M., 1986. Déformation des calcaires de l’Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. Geol. Dyn. Géographie Phys.* 27, 281–301.
- Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, in: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe (Mascle et Al)*, Geological Society, London, Special Publication. pp. 279–298.
- Cadorin, J.-F., Jongmans, D., Plumier, A., Camelbeeck, T., Delaby, S., Quinif, Y., 2001. Modelling of speleothems failure in the Hotton cave (Belgium). Is the failure earthquake induced? *Geol. En Mijnb.* 80, 315–322.
- Caër, T., Maillot, B., Souloumiac, P., Leturmy, P., Nussbaum, C., 2015. Mechanical analysis of thin- versus thick-skin current tectonics in the Jura thrust belt (Swiss Alps).

- Calais, E., Nocquet, J.-M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology* 30, 651–654. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0651:CSRITW>2.0.CO;2
- Calmels, D., Gaillardet, J., François, L., 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chem. Geol.* 390, 74–86. doi:10.1016/j.chemgeo.2014.10.010
- Campbell, I., 1964. Stream Profiles and Pediments. *Rocky Mt. Soc. Sci. J.* 1, 119–121.
- Campy, M., 1992. Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 93, 1–12. doi:10.1016/0031-0182(92)90180-D
- Campy, M., 1985. Dynamique d'une marge glaciaire au maximum würmien ; La Combe d'Ain (Jura). *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 22, 65–74. doi:10.3406/quate.1985.1530
- Campy, M., 1982. Le quaternaire franc-comtois: essai chronologique et paléoclimatique.
- Campy, M., Bichet, V., Giovanni, C.D., Richard, H., Richard, J., Olive, P., 1994. Evolution des flux de matière depuis 12 000 ans dans la haute vallée du Doubs (France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 165, 381–400.
- Carretier, S., Nivière, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 111, F02024. doi:10.1029/2005JF000419
- Carry, N., 2007. De la subduction continentale à l'exhumation dans les Alpes Penniques. Modélisations thermo-mécanique et paléogéographique. (thesis). Université Rennes 1.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nat. Geosci.* 5, 744–748. doi:10.1038/ngeo1582
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32, 709–712. doi:10.1130/G20491.1
- Champagnac, J.-D., 2005. Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales; implications géodynamiques. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, Université de Neuchâtel.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195–198. doi:10.1130/G23053A.1
- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 117. doi:10.1029/2011JB008348
- Champagnac, J.-D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236–249. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.024
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., Burkhard, M., 2006. Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis. *Tectonics* 25, TC3014. doi:10.1029/2004TC001779
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1189–1198. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<1189:MOTFB>2.0.CO;2
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *J. Hydrol.* 460–461, 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.06.043
- Chauve, Jacquemin, Mania, 1986. Representation des écoulements en milieu karstique de zone plissée; exemple des hauts bassins du Doubs et de la Loue. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 645–652.

- Chauve, P., Mudry, J., Rosenthal, P., Tissot, G., Tresse, P., 1986. Role des abaissments d'axe dans les circulations karstiques du Jura. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2, 329–336.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y., 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.* 169, 17–33. doi:10.1016/S0009-2541(99)00157-6
- Cheng, K.-Y., Hung, J.-H., Chang, H.-C., Tsai, H., Sung, Q.-C., 2012. Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology* 171–172, 1–11. doi:10.1016/j.geomorph.2012.04.022
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gautier, Y., Merle, O., Vuichard, J.-P., 1986. Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics* 5, 215–226. doi:10.1029/TC005i002p00215
- Coromina, G., Fabbri, O., 2004. Late Palaeozoic NE–SW ductile–brittle extension in the La Serre horst, eastern France. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 75–84. doi:10.1016/j.crte.2003.09.019
- Coutterand, S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent : du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Chambéry.
- Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struct. Geol., Balanced Cross-sections and Their Geological Significance* 5, 113–123. doi:10.1016/0191-8141(83)90037-8
- Cox, S.F., 2007. Structural and isotopic constraints on fluid flow regimes and fluid pathways during upper crustal deformation: An example from the Taemas area of the Lachlan Orogen, SE Australia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112, B08208. doi:10.1029/2006JB004734
- Croissant, T., Braun, J., 2014. Constraining the stream power law: a novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method. *Earth Surf. Dyn.* 2, 155–166. doi:10.5194/esurf-2-155-2014
- Dal Piaz, G.V., 2001. History of tectonic interpretations of the Alps. *J. Geodyn.* 32, 99–114. doi:10.1016/S0264-3707(01)00019-9
- Deichmann, N., 1992. Structural and rheological implications of lower-crustal earthquakes below northern Switzerland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 69, 270–280. doi:10.1016/0031-9201(92)90146-M
- Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Husen, S., Faeh, D., Giardini, D., Kaestli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2006. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2005. *Eclogae Geol. Helvetiae* 99, 443–452. doi:10.1007/s00015-006-1201-1
- Deichmann, N., Clinton, J., Husen, S., Edwards, B., Haslinger, F., Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Kradolfer, U., Wiemer, S., 2012. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2011. *Swiss J. Geosci.* 105, 463–476. doi:10.1007/s00015-012-0116-2
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2005. Origin of the current stress field in the western/central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modelling. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 243, 295–310. doi:10.1144/GSL.SP.2005.243.01.19
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.* 158, 753–774. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x
- Delacou, B., Sue, C., Nocquet, J.-M., Champagnac, J.-D., Allan, C., Burkhard, M., 2008. Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss J. Geosci.* 101, 377–385. doi:10.1007/s00015-008-1271-3

- De La Taille, C., 2015. Evaluation de l'activité tectonique quaternaire des failles du Jura Méridional (France). Université de Grenoble Alpes, Laboratoire ISTerre.
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24, 189–208. doi:10.1016/S0169-555X(98)00016-6
- Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géographie Lyon* 27, 327–357. doi:10.3406/geoca.1952.1144
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33. doi:10.1016/j.tecto.2004.06.011
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 134–144. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.036
- Dietrich, D., Casey, M., 1989. A new tectonic model for the Helvetic nappes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 45, 47–63. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.03
- Douglas, J., 2003. Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth-Sci. Rev.* 61, 43–104. doi:10.1016/S0012-8252(02)00112-5
- Douxami, H., 1902. La vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional. *Ann. Géographie* 11, 407–418. doi:10.3406/geo.1902.18190
- Dreybrodt, W., 1999. Chemical kinetics, speleothem growth and climate. *Boreas* 28, 347–356. doi:10.1080/030094899422073
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2
- Eronen, M., Gluckert, G., Hatakka, L., Plassche, O.V.D., Plicht, J.V.D., Rantala, P., 2001. Rates of Holocene isostatic uplift and relative sea-level lowering of the Baltic in SW Finland based on studies of isolation contacts. *Boreas* 30, 17–30. doi:10.1111/j.1502-3885.2001.tb00985.x
- Escher, A., Beaumont, C., 1997. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *J. Struct. Geol.* 19, 955–974. doi:10.1016/S0191-8141(97)00022-9
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A. da C., Bello, R.M. da S., Fuzikawa, K., 2007. Fault–valve action and vein development during strike–slip faulting: An example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438, 1–32. doi:10.1016/j.tecto.2007.03.004
- Fietzke, J., Liebetrau, V., Eisenhauer, A., 2004. Multi-Ion-Counting-ICP-MS technique for precise determination of Uranium and Thorium series isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, A506–A506.
- Fisher, D.M., Brantley, S.L., Everett, M., Dzvonik, J., 1995. Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 12881–12894. doi:10.1029/94JB02816
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A., 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quat. Sci. Rev.* 26, 170–188. doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.012
- Fournier, É., 1900. Les réseaux hydrographiques du Doubs et de la Loue dans leurs rapports avec la structure géologique. *Ann. Géographie* 9, 219–228. doi:10.3406/geo.1900.6239

- Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. *Geology* G36411.1. doi:10.1130/G36411.1
- Frachon, 2004. Les reculées du Jura Lédonien.
- Frei, C., Schar, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* 18, 873–900. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9
- Furumura, T., Takemura, S., Noguchi, S., Takemoto, T., Maeda, T., Iwai, K., Padhy, S., 2011. Strong ground motions from the 2011 off-the Pacific-Coast-of-Tohoku, Japan (Mw = 9.0) earthquake obtained from a dense nationwide seismic network. *Landslides* 8, 333–338. doi:10.1007/s10346-011-0279-3
- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E., Wetzel, A., 2004a. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 93, 207–223. doi:10.1007/s00531-003-0375-2
- Giamboni, M., Wetzel, A., Nivière, B., Schumacher, M., 2004b. Plio-Pleistocene folding in the southern Rhinegraben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area; northwestern Switzerland and France). *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 17–31. doi:10.1007/s00015-004-1112-4
- Gibert, A., 1945. Remarques sur le réseau hydrographique du Jura. *Études Rhodan.* 20, 246–252. doi:10.3406/geoca.1945.6611
- Gilli, É., 2005. Review on the use of natural cave speleothems as palaeoseismic or neotectonics indicators. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1208–1215. doi:10.1016/j.crte.2005.05.008
- Gilli, E., 1999. Rupture de spéléothèmes par fluage d'un remplissage endokarstique. L'exemple de la grotte de Ribière (Bouches-du-Rhône). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 329, 807–813. doi:10.1016/S1251-8050(00)88636-X
- Gilli, E., Delange, P., 2001. Utilisation des spéléothèmes comme indicateurs de néotectonique ou de la paléosismicité. *Tecton. Act. Géomorphologie Rev D'Analyse Spatiale Quant. Appliquée Spec Publ* 2001, 79–90.
- Gilli, É., Serface, R., 1999. Evidence of palaeoseismicity in the caves of Arizona and New Mexico (USA). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 329, 31–37. doi:10.1016/S1251-8050(99)80224-9
- Goffé, B., Velde, B., 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): A model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 351–360. doi:10.1016/0012-821X(84)90166-3
- Goldrick, G., Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 649–671. doi:10.1002/esp.1413
- Goldstein, S.J., Stirling, C.H., 2003. Techniques for Measuring Uranium-series Nuclides: 1992–2002. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 23–57. doi:10.2113/0520023
- Golledge, N.R., Hubbard, A.L., Sugden, D.E., 2009. Mass balance, flow and subglacial processes of a modelled Younger Dryas ice cap in Scotland. *J. Glaciol.* 55, 32–42. doi:10.3189/002214309788608967
- Golterman, H.L., 1982. La géochimie du Rhin et du Rhône et l'impact humain. *Hydrobiologia* 91-92, 85–91. doi:10.1007/BF02391924
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* 20, 1475–1560. doi:10.1016/S0277-3791(00)00171-2

- Götze, J., 2012. Application of cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in geosciences. *Microsc. Microanal.* 18, 1270–1284.
- Gudmundsson, G., 1994. An Order-of-Magnitude Estimate of the Current Uplift-Rates in Switzerland Caused by the Wurm Alpine Deglaciation. *Eclogae Geol. Helvetiae* 87, 545–557.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geophys.* 9, 1–15.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 32, 163–191.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan Accretionary Wedge. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 10161–10176. doi:10.1029/97JB03541
- Haeuselmann, P., Lauritzen, S.-E., Jeannin, P.-Y., Monbaron, M., 2008. Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St. Beatus Caves (BE, Switzerland). *Quat. Int.* 189, 173–189. doi:10.1016/j.quaint.2008.04.011
- Hardebeck, J.L., Michael, A.J., 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B11310. doi:10.1029/2005JB004144
- Hatfield, C.B., England, P., Molnar, P., Pinter, N., Keller, E.A., 1991. Comments and Replies on “Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.” *Geology* 19, 1051–1054. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<1051:CAROSU>2.3.CO;2
- Heim, A., 1919. *Geologie der Schweiz*.
- Hellstrom, J., 2003. Rapid and accurate U/Th dating using parallel ion-counting multi-collector ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 18, 1346–1351. doi:10.1039/B308781F
- Henry, P., Deloule, E., Michard, A., 1997. The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-Alpine molasse sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 627–644. doi:10.1016/S0012-821X(96)00252-X
- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2010. Introduction to GAMIT/GLOBK. Release 10.4. Boston: Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. MIT.(2010-10-04)[2013-05-15]. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/Intro_GG.pdf.
- Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P.D., Urai, J.L., 2001. Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *J. Struct. Geol.* 23, 873–885. doi:10.1016/S0191-8141(00)00160-7
- Hilgers, C., Urai, J.L., 2002. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics* 352, 257–274. doi:10.1016/S0040-1951(02)00185-3
- Hindle, D., 1997. Quantifying stresses and strains from the Jura Arc, and their usefulness in choosing a deformation model for the region. Neuchatel.
- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc. *J. Struct. Geol.* 21, 1089–1101. doi:10.1016/S0191-8141(99)00021-8
- Homberg, C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 2004. Using stress deflections to identify slip events in fault systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 409–424. doi:10.1016/S0012-821X(03)00586-7
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics, Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins* 357, 137–158. doi:10.1016/S0040-1951(02)00366-9

- Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Lacombe, O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones: Insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *J. Struct. Geol.* 19, 703–718. doi:10.1016/S0191-8141(96)00104-6
- Homberg, C., Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., 1999. New constraints for indentation mechanisms in arcuate belts from the Jura Mountains, France. *Geology* 27, 827–830. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0827:NCFIMI>2.3.CO;2
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 30, 2261–2285. doi:10.1029/94WR00757
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105–107. doi:10.1038/313105a0
- Huntley, D.J., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Can. J. Earth Sci.* 38, 1093–1106. doi:10.1139/e01-013
- Hurtrez, J.-E., Lucazeau, F., 1999. Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 328, 687–694. doi:10.1016/S1251-8050(99)80178-5
- Illies, J.H., Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 770–782. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<770:RATAS>2.0.CO;2
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *J. Struct. Geol.* 18, 217–234. doi:10.1016/S0191-8141(96)80046-0
- Janssen, C., Romer, R.L., Hoffmann-Rothe, A., Mingham, B., Dulski, P., Möller, P., Al-Zubi, H., Group, the D.R., 2005. The role of fluids in faulting deformation: a case study from the Dead Sea Transform (Jordan). *Int. J. Earth Sci.* 94, 243–255. doi:10.1007/s00531-004-0461-0
- Janssen, C., Romer, R.L., Plessen, B., Naumann, R., Hoffmann-Rothe, A., Matar, A., 2007. Contrasting fluid regimes along the Dead Sea Transform. *Geofluids* 7, 275–291. doi:10.1111/j.1468-8123.2007.00185.x
- Jeanbourquin, P., Burri, M., 1991. Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan, in: *Eclogae Geologicae Helvetiae*. Presented at the Mantle structure and geotectonics. Symposium, Birkhäuser, pp. 463–481.
- Jouanne, F., Genaudeau, N., Menard, G., Darmendrail, X., 1998. Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts: an example from the Chartreuse Massif and the southern Jura Mountains, western Alps. *Tectonophysics* 296, 403–419. doi:10.1016/S0040-1951(98)00156-5
- Jouanne, F., Menard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-Day Vertical Displacements in the North-Western Alps and Southern Jura Mountains - Data from Leveling Comparisons. *Tectonics* 14, 606–616. doi:10.1029/94TC03336
- Jouanne, F., Ménard, G., Jault, D., 1994. Present-day deformation of the French northwestern Alps/southern Jura mountains: comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.* 119, 151–165. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00919.x
- Kagan, E.J., Agnon, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., 2005. Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology* 33, 261–264. doi:10.1130/G21193.1
- Kastrup, U., Zoback, M.L., Deichmann, N., Evans, K.F., Giardini, D., Michael, A.J., 2004. Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109. doi:10.1029/2003JB002550

- Kaufman, A., 1993. An evaluation of several methods for determining $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ages in impure carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2303–2317. doi:10.1016/0016-7037(93)90571-D
- Kaufman, A., Broecker, W., 1965. Comparison of Th^{230} and C^{14} ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville. *J. Geophys. Res.* 70, 4039–4054. doi:10.1029/JZ070i016p04039
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54–75. doi:10.1016/j.jsg.2012.07.009
- Kleman, J., 1994. Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology* 9, 19–32. doi:10.1016/0169-555X(94)90028-0
- Kondolf, G.M., 1997. PROFILE: Hungry Water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels. *Environ. Manage.* 21, 533–551. doi:10.1007/s002679900048
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int. J. Earth Sci.* 91, 818–837. doi:10.1007/s00531-002-0266-y
- Kühni, A., Pfiffner, O.A., 2001. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology* 41, 285–307. doi:10.1016/S0169-555X(01)00060-5
- Ku, T.-L., 2000. Uranium-Series Methods, in: Noller, J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology*. American Geophysical Union, pp. 101–114.
- Lacave, C., Egozcue, J.J., Koller, M.G., 2003. Can broken—and unbroken—speleothems tell us something about seismic history, in: 12th European Conference on Earthquake Engineering.
- Lacave, C., Levret, A., Koller, M.G., 2000. Measurements of natural frequencies and damping of speleothems, in: *Proc. of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, Auckland, New-Zealand, Paper.
- Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., Laurent, P., 1990. Polyphase Tectonics and Stress Perturbations in the Rhine-Saone Transform Zone Inferred from Both Analyses of Calcite Twins and Fault Slips. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 6, 853–863.
- Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, D., Dupin, J.M., 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone Continental Transform Zone (eastern France). *Tectonics* 12, 874–888. doi:10.1029/93TC00233
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12–1. doi:10.1029/2001TC901018
- Lardeaux, J. m., Schwartz, S., Tricart, P., Paul, A., Guillot, S., Béthoux, N., Masson, F., 2006. A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova* 18, 412–422. doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x
- Laubscher, H., 2010. Jura, Alps and the boundary of the Adria subplate. *Tectonophysics* 483, 223–239. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.011
- Laubscher, H., 1992. Jura Kinematics and the Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helvetiae* 85, 653–675.
- Laubscher, H.P., 1977. Fold development in the Jura. *Tectonophysics* 37, 337–362. doi:10.1016/0040-1951(77)90056-7
- Lebeau, R., 1951. Sur la structure du Jura : les enseignements de l'excursion géologique interuniversitaire en Franche-Comté (31 août - 6 septembre 1949). *Rev. Géographie Lyon* 26, 71–75. doi:10.3406/geoca.1951.6039

- LeMasurier, W.E., Landis, C.A., 1996. Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 1450–1466. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<1450:MPARBL>2.3.CO;2
- Lemeille, F., Cushing, M., Carbon, D., Grellet, B., Bitterli, T., Flehoc, C., Innocent, C., 1999. Co-seismic ruptures and deformations recorded by speleothems in the epicentral zone of the Basel earthquake. *Geodin. Acta* 12, 179–191. doi:10.1016/S0985-3111(00)88657-X
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Pet. Geol.* 3, 179–199. doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9
- Lemoine, M., De Graciansky, P.C., Tricart, P., 2000. De l’océan à la chaîne de montagnes: tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers.
- Lemoine, M., Tricart, P., Lagabriele, Y., Deville, E., Fudral, S., Marthaler, M., Sartori, M., 1993. From oceanic closure to continental collision: A synthesis of the “Schistes lustrés” metamorphic complex of the Western Alps: Alternative interpretation and reply. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 845–849. doi:10.1130/0016-7606(1993)105<0845:FOCTCC>2.3.CO;2
- Lifton, N.A., Chase, C.G., 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology* 5, 77–114. doi:10.1016/0169-555X(92)90059-W
- Lippitsch, R., Kissling, E., Ansorge, J., 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108, 2376. doi:10.1029/2002JB002016
- Lugeon, M., 1901. Recherches sur l’origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. Géographie* 10, 401–428. doi:10.3406/geo.1901.2148
- Lund, B., Townend, J., 2007. Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophys. J. Int.* 170, 1328–1335. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56, 394–415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x
- Lyon-Caen, H., Molnar, P., 1989. Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophys. J. Int.* 99, 19–32. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02013.x
- Madritsch, H., 2008. Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfert Zone. University of Basel.
- Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.-M., Preusser, F., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2010a. Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Int. J. EARTH Sci.* 99, S103–S122. doi:10.1007/s00531-009-0468-7
- Madritsch, H., Kounov, A., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2009. Multiple fault reactivations within the intra-continental Rhine–Bresse Transfer Zone (La Serre Horst, eastern France). *Tectonophysics* 471, 297–318. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.044
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., 2012. Climatic and tectonic controls on the development of the River Ognon terrace system (eastern France). *Geomorphology* 151, 126–138. doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.023
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., Schmid, S.M., 2010b. Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional

- deformation of fluvial meanders. *TERRA NOVA* 22, 147–154. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00928.x
- Madritsch, H., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2008. Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Tectonics* 27, TC5005. doi:10.1029/2008TC002282
- Marthaler, M., Nicollier, C., Escher, A., 2001. Le Cervin est-il africain?: Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. *Lep.*
- Martínez-Garzón, P., Kwiatak, G., Ickrath, M., Bohnhoff, M., 2014. MSATSI: A MATLAB Package for Stress Inversion Combining Solid Classic Methodology, a New Simplified User-Handling, and a Visualization Tool. *Seismol. Res. Lett.* 85, 896–904. doi:10.1785/0220130189
- Maury, J., 2013. Seismic potential analysis of a lithospheric sector north-west of the Alps (Thesis). Université de Strasbourg.
- Maury, J., Cornet, F.H., Dorbath, L., 2013. A review of methods for determining stress fields from earthquakes focal mechanisms; Application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 184, 319–334. doi:10.2113/gssgfbull.184.4-5.319
- Ménard, G., Molnar, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature* 334, 235–237. doi:10.1038/334235a0
- Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 172, 213–221. doi:10.2113/172.2.213
- Meyer, M.C., Cliff, R.A., Spoetl, C., Knipping, M., Mangini, A., 2009. Speleothems from the earliest Quaternary: Snapshots of paleoclimate and landscape evolution at the northern rim of the Alps. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1374–1391. doi:10.1016/j.quascirev.2009.01.010
- Meyer, M.C., Spoetl, C., Mangini, A., Tessadri, R., 2012. Speleothem deposition at the glaciation threshold — An attempt to constrain the age and paleoenvironmental significance of a detrital-rich flowstone sequence from Entrische Kirche Cave (Austria). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 319–320, 93–106. doi:10.1016/j.palaeo.2012.01.010
- Michael, A.J., 1991. Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96, 6303–6319. doi:10.1029/91JB00195
- Michael, A.J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92, 357–368. doi:10.1029/JB092iB01p00357
- Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 11517–11526. doi:10.1029/JB089iB13p11517
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sediment. Geol., The Messinian Salinity Crisis Revisited Next Messinian colloquium* 188–189, 219–233. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.006
- Molliex, S., Fabbri, O., Bichet, V., Madritsch, H., 2011. Possible Quaternary growth of a hidden anticline at the front of the Jura fold-and-thrust belt: geomorphological constraints from the Forêt de Chaux area, France. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 337–346.
- Molnar, P., 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. *GSA Today* 19, 44–45. doi:10.1130/GSATG00GW.1
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic Uplift of Mountain-Ranges and Global Climate Change - Chicken or Egg. *Nature* 346, 29–34. doi:10.1038/346029a0

- Monbaron, M., 1975. Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional (Thèse Universitaire). Neuchâtel, Neuchâtel.
- Mosar, J., 1999. Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 143–155. doi:10.1016/S0012-821X(99)00238-1
- Mouchet, R., 1940. Le Val de Fier : antécédence ou surimposition ? Etude de la formation et de l'évolution d'une cluse. *Études Rhodan.* 16, 289–318. doi:10.3406/geoca.1940.4505
- Mudry, J., Rosenthal, P., 1977. La Haute-chaîne du Jura entre Morez, Saint-Claude et la Pesse. Étude géologique et hydrologique. Université de Franche-Comté.
- Nivière, B., Giamboni, M., Innocent, C., Winter, T., 2006. Kinematic evolution of a tectonic wedge above a flat-lying décollement: The Alpine foreland at the interface between the Jura Mountains (Northern Alps) and the Upper Rhine graben. *Geology* 34, 469–472. doi:10.1130/G22334.1
- Nivière, B., Winter, T., 2000. Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben: seismotectonic implications. *Glob. Planet. Change* 27, 263–288. doi:10.1016/S0921-8181(01)00070-4
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics, Orogenic processes and structural heritage in Alpine-type mountain belts* 579, 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophys. J. Int.* 154, 72–88. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x
- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., van der Beek, P.A., in prep. Present-day uplift of the western Alps.
- Norton, K.P., Hampel, A., 2010. Postglacial rebound promotes glacial re-advances – a case study from the European Alps. *Terra Nova* 22, 297–302. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00946.x
- Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.-X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B., Weinberger, R., 2012a. U-Th dating of striated fault planes. *Geology* 40, 647–650. doi:10.1130/G32970.1
- Nuriel, P., Weinberger, R., Rosenbaum, G., Golding, S.D., Zhao, J., Tonguc Uysal, I., Bar-Matthews, M., Gross, M.R., 2012b. Timing and mechanism of late-Pleistocene calcite vein formation across the Dead Sea Fault Zone, northern Israel. *J. Struct. Geol.* 36, 43–54. doi:10.1016/j.jsg.2011.12.010
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology* 8, 263–277. doi:10.1016/0169-555X(93)90023-U
- Ostermann, M., Sanders, D., Kramers, J., 2006. 230 234 Th/U ages of calcite cements of the proglacial valley fills of Gamperdona and Bürs (Riss ice age, Vorarlberg, Austria): geological implications. *Austrian J. Earth Sci.* 230, 234.
- Pagonis, V., Chithambo, M.L., Chen, R., Chruścińska, A., Fasoli, M., Li, S.H., Martini, M., Ramseyer, K., 2013. Thermal Dependence Of Luminescence Lifetimes And Radioluminescence In Quartz. *J. Lumin.* doi:10.1016/j.jlumin.2013.07.022
- Paola, N.D., Holdsworth, R.E., Collettini, C., 2008. The Internal Structure of Dilational Stepovers in Regional Transtension Zones. *Int. Geol. Rev.* 50, 291–304. doi:10.2747/0020-6814.50.3.291

- Peacock, D.C.P., 2001. The temporal relationship between joints and faults. *J. Struct. Geol.* 23, 329–341. doi:10.1016/S0191-8141(00)00099-7
- Perrin, J., Luetscher, M., 2008. Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information: example of the Swiss Jura. *Hydrogeol. J.* 16, 951–967. doi:10.1007/s10040-008-0281-6
- Persaud, M., Pfiffner, O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics* 385, 59–84. doi:10.1016/j.tecto.2004.04.020
- Pfiffner, O.A., 1990. Kinematics and intrabed-strain in mesoscopically folded limestone layers-examples from the jura and the helvetic zone of the Alps. *Eclogae Geol. Helvetiae* 83, 585–602.
- Phillips, J.D., McCormack, S., Duan, J., Russo, J.P., Schumacher, A.M., Tripathi, G.N., Brockman, R.B., Mays, A.B., Pulugurtha, S., 2010. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky-Tennessee. *Geomorphology* 114, 188–198. doi:10.1016/j.geomorph.2009.06.023
- Plan, L., Grasemann, B., Spötl, C., Decker, K., Boch, R., Kramers, J., 2010. Neotectonic extrusion of the Eastern Alps: Constraints from U/Th dating of tectonically damaged speleothems. *Geology* 38, 483–486. doi:10.1130/G30854.1
- Platt, J.P., Lister, G.S., 1985. Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.* 7, 145–160. doi:10.1016/0191-8141(85)90128-2
- Plenefisch, T., Bonjer, K.-P., 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophysics* 275, 71–97. doi:10.1016/S0040-1951(97)00016-4
- Preusser, F., Schlüchter, C., 2004. Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 245–253. doi:10.1007/s00015-004-1119-4
- Rabin, M., Sue, C., Valla, P.G., Champagnac, J.-D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015a. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). *Swiss J. Geosci.* 1–24. doi:10.1007/s00015-015-0200-5
- Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenko-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015b. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 2014TC003790. doi:10.1002/2014TC003790
- Ramsay, J.G., 1980. The crack–seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135–139. doi:10.1038/284135a0
- Rantitsch, G., Pischinger, G., Kurz, W., 2009. Stream profile analysis of the Koralm Range (Eastern Alps). *Swiss J. Geosci.* 102, 31–41. doi:10.1007/s00015-009-1305-5
- Raucoules, D., Cartannaz, C., Mathieu, F., Midot, D., 2013. Combined use of space-borne SAR interferometric techniques and ground-based measurements on a 0.3 km² subsidence phenomenon. *Remote Sens. Environ.* 139, 331–339. doi:10.1016/j.rse.2013.08.016
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B05411. doi:10.1029/2005JB004051

- Richards, D.A., Dorale, J.A., 2003. Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Rev. Mineral. Geochem.* 52, 407–460. doi:10.2113/0520407
- Robl, J., Stüwe, K., Hergarten, S., 2008. Channel profiles around Himalayan river anticlines: Constraints on their formation from digital elevation model analysis. *Tectonics* 27, n/a–n/a. doi:10.1029/2007TC002215
- Rollier, L., 1903. Le plissement de la chaîne du Jura. *Ann. Géographie* 12, 403–410. doi:10.3406/geo.1903.6377
- Rouland, D., Haessler, H., Bonjer, K.P., Gilg, B., Mayer-Rosa, D., Pavoni, N., 1980. The Sierentz southern-rhinegraben earthquake of July 15, 1980. Preliminary results. *Proc. 17th Assem. ESC Bp.* 441–446.
- Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 94, 18409–18427. doi:10.1029/JD094iD15p18409
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Lamb, H.H., Andrews, J.T., 1988. Northern Hemisphere Climate Regimes During the Past 3 Ma: Possible Tectonic Connections [and Discussion]. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 318, 411–430. doi:10.1098/rstb.1988.0017
- Sample, J.C., 2010. Stable isotope constraints on vein formation and fluid evolution along a recent thrust fault in the Cascadia accretionary wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 293, 300–312. doi:10.1016/j.epsl.2010.02.044
- Sbai, A., 1988. Quelques aspects des rapports karst-structure dans le Jura : exemple de la région d'Oyonnax. *Rev. Géographique Est* 28, 97–118. doi:10.3406/rgest.1988.1638
- Schaer, J.-P., Jeanrichard, F., 1974. Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae Geol. Helvetiae* 67, 101–119.
- Schlatter, A., Schneider, D., Geiger, A., Kahle, H.-G., 2005. Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. *Int. J. Earth Sci.* 94, 507–514. doi:10.1007/s00531-004-0449-9
- Schlunegger, F., Hinderer, M., 2003. Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova* 15, 88–95. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00469.x
- Schlunegger, F., Jordan, T.E., Klaper, E.M., 1997. Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16, 823–840. doi:10.1029/97TC01657
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helvetiae* 97, 93–117. doi:10.1007/s00015-004-1113-x
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62–85. doi:10.1029/1999TC900057
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D.P., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2013JB010102. doi:10.1002/2013JB010102
- Seward, D., Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806. doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0803:NKOTCA>2.3.CO;2
- Shahzad, F., Mahmood, S.A., Gloaguen, R., 2007. Stream profile and neotectonic analysis in Hazara Kashmir Syntaxis using shuttle radar digital elevation-data. *Ieee*, New York.
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15, 701–704. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2

- Sibson, R.H., 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature* 316, 248–251.
- Singer, J., Diehl, T., Husen, S., Kissling, E., Duretz, T., 2014. Alpine lithosphere slab rollback causing lower crustal seismicity in northern foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 397, 42–56. doi:10.1016/j.epsl.2014.04.002
- Singh, T., Awasthi, A.K., 2010. Stream profiles as indicator of active tectonic deformation along the Intra-Foreland Thrust, Nahan Salient, NW India. *Curr. Sci.* 98, 95–98.
- Smit, J.H.W., 2005. Brittle-ductile coupling in thrust wedges and continental transforms.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 1250–1263. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2
- Somayajulu, B.L.K., Tatsumoto, M., Rosholt, J.N., Knight, R.J., 1966. Disequilibrium of the ^{238}U series in basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1, 387–391. doi:10.1016/0012-821X(66)90032-X
- Sommaruga, A., 1999. Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Mar. Pet. Geol.* 16, 111–134. doi:10.1016/S0264-8172(98)00068-3
- Sougnéz, N., Vanacker, V., 2010. Spatial variability in channel and slope morphology within the Ardennes Massif, and its link with tectonics. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 7, 6981–7006.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.* 8, 77–106.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159–204. doi:10.1016/S0040-1951(98)00142-5
- Steer, P., Simoes, M., Cattin, R., Shyu, J.B.H., 2014. Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nat. Commun.* 5. doi:10.1038/ncomms6564
- Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.-D., Fox, M., Salcher, B., Willett, S.D., 2012. Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology* 40, 1067–1070. doi:10.1130/G33540.1
- Stocchi, P., Spada, G., 2009. Influence of glacial isostatic adjustment upon current sea level variations in the Mediterranean. *Tectonophysics, TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes* 474, 56–68. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.003
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans. Am. Geophys. Union* 38, 913–920.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-Altitude) Analysis of Erosional Topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63, 1117–1142. doi:10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Burkhard, M., 2007a. Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova* 19, 182–188. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00732.x
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007b. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1101–1129. doi:10.1007/s00531-007-0181-3
- Sue, C., Thouvenot, F., Frechet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 25611–25622. doi:10.1029/1999JB900249

- Sue, C., Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics. *J. Geol. Soc.* 159, 61–70. doi:10.1144/0016-764901-026
- Swanson, M.T., 2006. Late Paleozoic strike-slip faults and related vein arrays of Cape Elizabeth, Maine. *J. Struct. Geol.* 28, 456–473. doi:10.1016/j.jsg.2005.12.009
- Szeidovitz, G., Surányi, G., Gribovszki, K., Bus, Z., Leél-Őssy, S., Varga, Z., 2008. Estimation of an upper limit on prehistoric peak ground acceleration using the parameters of intact speleothems in Hungarian caves. *J. Seismol.* 12, 21–33. doi:10.1007/s10950-007-9068-9
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature* 467, 313–317. doi:10.1038/nature09365
- Thouvenot, F., Frechet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.C., Le Brun, B., Menard, G., Lacassin, R., Jenatton, L., Grasso, J.R., Coutant, O., Paul, A., Hatzfeld, D., 1998. The M-L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.* 135, 876–892. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00662.x
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sci.* 284, 97–120. doi:10.2475/ajs.284.2.97
- Tricart, P., 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux : évolution structurale d'une chaîne de collision. (Thesis). Université Louis Pasteur - Strasbourg I.
- Trümpy, R., 1960. Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 843–907. doi:10.1130/0016-7606(1960)71[843:PEOTCA]2.0.CO;2
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben - Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.* 100, 293–312. doi:10.1007/s00015-007-1226-0
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2006. Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics* 25. doi:10.1029/2005TC001915
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S.D., Lawrence, M.G., Collerson, K.D., 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 450–462. doi:10.1016/j.epsl.2007.03.004
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Bolhar, R., Işık, V., Baublys, K.A., Yago, A., Golding, S.D., 2011. Seismic cycles recorded in late Quaternary calcite veins: Geochronological, geochemical and microstructural evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 303, 84–96. doi:10.1016/j.epsl.2010.12.039
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Isik, V., Nuriel, P., Golding, S.D., 2009. Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary. *Chem. Geol.* 265, 442–454. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.05.011
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci.* 4, 688–692. doi:10.1038/ngeo1242
- Valla, P.G., van der Beek, P.A., Shuster, D.L., Braun, J., Herman, F., Tassan-Got, L., Gautheron, C., 2012. Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and ⁴He/³He thermochronometry. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117, F01004. doi:10.1029/2011JF002043
- van der Beek, P., Bourbon, P., 2008. A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology, Glacial Landscape*

- Evolution - Implications for Glacial Processes, Patterns and Reconstructions 97, 52–72. doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.038
- van Hinsbergen, D.J.J., Mensink, M., Langereis, C.G., Maffione, M., Spalluto, L., Tropeano, M., Sabato, L., 2014. Did Adria rotate relative to Africa? *Solid Earth* 5, 611–629. doi:10.5194/se-5-611-2014
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Keppens, E., Hodge, E.J., Richards, D.A., 2004. Origin of palaeofluids in a normal fault setting in the Aegean region. *Geofluids* 4, 300–314. doi:10.1111/j.1468-8123.2004.00094.x
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Waelkens, M., 2003. Reconstruction of neotectonic activity using carbonate precipitates: a case study from the northwestern extremity of the Isparta Angle (SW Turkey). *J. Geochem. Explor., Proceedings of Geofluids IV* Fourth International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts 78–79, 197–201. doi:10.1016/S0375-6742(03)00070-0
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470. doi:10.1130/G33942.1
- Vigny, C., Chery, J., Duquesnoy, T., Jouanne, F., Ammann, J., Anzidei, M., Avouac, J.-P., Barlier, F., Bayer, R., Briole, P., Calais, E., Cotton, F., Duquenne, F., Feigl, K.L., Ferhat, G., Flouzat, M., Gamond, J.F., Geiger, A., Harmel, A., Kasser, M., Laplanche, M., Le Pape, M., Martinod, J., Menard, G., Meyer, B., Ruegg, J.C., Scheubel, J.M., Scotti, O., Vidal, G., 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period; 1993-1998. *J. Geod.* 76, 63–76.
- Vouillamoz, N., 2015. Microseismic characterization of Fribourg area (Switzerland) by Nanoseismic Monitoring. Fribourg, Department of geoscience.
- Walker, M., Walker, M.J.C., 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley and Sons.
- Walpersdorf, A., Baize, S., Calais, E., Tregoning, P., Nocquet, J.-M., 2006. Deformation in the Jura Mountains (France): First results from semi-permanent GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 365–372. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.037
- Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Cotte, N., Bascou, P., Beauval, C., Collard, P., Daniel, G., Dyer, H., Grasso, J.-R., Hauteceur, O., Helmstetter, A., Hok, S., Langlais, M., Menard, G., Mousavi, Z., Ponton, F., Rizza, M., Rolland, L., Souami, D., Thirard, L., Vaudey, P., Voisin, C., Martinod, J., 2015. Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France). *J. Geodyn.* 85, 58–65. doi:10.1016/j.jog.2015.02.001
- Walsh, L.S., Martin, A.J., Ojha, T.P., Fedenczuk, T., 2012. Correlations of fluvial knickzones with landslide dams, lithologic contacts, and faults in the southwestern Annapurna Range, central Nepalese Himalaya. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 117. doi:10.1029/2011JF001984
- Wang, X.L., Wintle, A.G., Lu, Y.C., 2006. Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: Basic observations. *Radiat. Meas.* 41, 649–658. doi:10.1016/j.radmeas.2006.01.001
- Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., Sheehan, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data, online report. GSA Annu. Meet. http://www.geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro_UserGuidees_Final.pdf.
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts (vol 2, pg 97, 2009). *Nat. Geosci.* 2, 730–730. doi:10.1038/ngeo638
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185. doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356

- Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *Am. J. Sci.* 301, 313–325. doi:10.2475/ajs.301.4-5.313
- Whipple, K.X., Meade, B.J., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 218–228. doi:10.1016/j.epsl.2005.12.022
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 17661–17674. doi:10.1029/1999JB900120
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.-Y., 2014. Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765. doi:10.1126/science.1248765
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991a. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resour. Res.* 27, 1671–1684. doi:10.1029/91WR00935
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991b. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 2. Nondimensionalization and applications. *Water Resour. Res.* 27, 1685–1696. doi:10.1029/91WR00936
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398, 55–74. doi:10.1130/2006.2398(04)
- Yanites, B.J., Ehlers, T.A., Becker, J.K., Schnellmann, M., Heuberger, S., 2013. High magnitude and rapid incision from river capture: Rhine River, Switzerland. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 1060–1084. doi:10.1002/jgrf.20056
- Zander, A., Hilgers, A., 2013. Potential and limits of OSL, TT-OSL, IRSL and pIRIR 290 dating methods applied on a Middle Pleistocene sediment record of Lake El'gygytgyn, Russia. *Clim. Past* 9, 719–733.
- Zerathe, S., Braucher, R., Lebourg, T., Bourlès, D., Manetti, M., Léanni, L., 2013. Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : Possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl applied to coexisting limestone. *Quat. Geochronol.* 17, 81–93. doi:10.1016/j.quageo.2013.01.003
- Zhou, H., Zhao, J., Qing, W., Feng, Y., Tang, J., 2011. Speleothem-derived Asian summer monsoon variations in Central China, 54–46 ka. *J. Quat. Sci.* 26, 781–790. doi:10.1002/jqs.1506
- Ziegler, P.A., Fraefel, M., 2009. Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. *Swiss J. Geosci.* 102, 57–75. doi:10.1007/s00015-009-1306-4
- Zoback, M., 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. USGS Staff -- Publ. Res.

***LISTE DES TABLES ET
DES FIGURES***

8 Liste des tables et des figures

Figure 1 : Cartes tectono-géographiques des Alpes	3
Figure 2 : Évolution tectonique et paléogéographique de la chaîne alpine	5
Figure 3: Carte structurale du Jura basée sur la carte géologique du BRGM au 1/1000000	7
Figure 4: Carte des vecteurs de déplacement et modèles de formation de l'arc du Jura	10
Figure 5: Modèles de formation de l'arc du Jura et coupes schématiques	11
Figure 6: Cartes de variation d'épaisseur du Keuper et des contraintes horizontales	12
Figure 7: Extensions glaciaires dans le massif du Jura	15
Figure 8: Carte des principaux bassins hydrographiques (topographiques) du Jura	18
Figure 9: Évolution du réseau hydrique du Jura entre le Miocène et aujourd'hui	19
Figure 10 : Localisation des entrées de grottes dans le massif du Jura	21
Figure 11: Localisation des cibles géomorphologiques et spéléologiques	23
Figure 12: Méandre abandonné le long de l'ancien lit du Doubs	29
Figure 13 : Zone de prélèvement du méandre abandonné	30
Figure 14: Analyse de la zone prélevée et de l'échantillon	30
Figure 15 : LIDAR du méandre de Bonnevaux	32
Figure 16 : Connexions karstiques du Doubs et de la Loue	36
Figure 17. Simplified structural map of the Jura Mountains	42
Figure 18: Schematic cross sections	43
Figure 19. Schematic map of the northern Alpine river network organization	47
Figure 20. Map of main river catchments in the Jura Mountains	49
Figure 21. Ice extent over the Jura Mountains	51
Figure 22. Map of the Doubs River and its longitudinal profile and ksn evolution	57
Figure 23: Field observations along flow paths of the Valserine, Doubs and Areuse rivers	59
Figure 24. Map of the Ain River and its longitudinal profile and ksn evolution	61
Figure 25. Map of the Loue River and its longitudinal profile and ksn evolution	64
Figure 26. General map and analyses of knickpoints in the Jura Mountains	66
Figure 27 : Analyses hypsométriques de l'Ain, de la Loue et du Doubs	82
Figure 28 : Chaîne de désintégration et temps de demi-vie de ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th	90
Figure 29: Variations des rapports d'activités isotopiques de l'uranium et du thorium	92
Figure 30 : Carte structurale des six failles décrochantes échantillonnées	94
Figure 31 : Observations au microscope en lumière polarisée et en cathodoluminescence	96
Table 1: Table de composition des solutions de dopage utilisées	97
Figure 32: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Saint-Claude	98
Figure 33: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Buron	100
Figure 34: Détails du plan de faille de Buron	100
Figure 35: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Morez	101
Figure 36: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Mouthé	102
Figure 37: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Pontarlier	103
Figure 38: Présentation du secteur d'échantillonnage de la faille de Chaux-de-Fonds	103
Table 2: Tableau synthétique des étapes de traitement des échantillons	104
Figure 39: Tableau récapitulatif des analyses isotopiques et des datations	105
Figure 40 : Carte des cibles spéléologiques étudiées	107
Figure 41: Présentation du secteur du réseau de Pourpeville au Nord du Jura	110

Figure 42: Photographies des réseaux de la Malatière et de Pourpevelle..	111
Figure 43: Topographie (CARS) et photographies de la grotte du Coudrier.	114
Figure 44: Détails sur la topographie dans le secteur central de la grotte du Coudrier.	115
Figure 45: Détails sur la topographie dans le secteur Nord de la grotte du Coudrier	116
Figure 46: Détails sur la topographie dans le secteur Sud de la grotte du Coudrier.	117
Figure 47: Simplified structural map of the Jura Mountains.	126
Figure 48: Schematic cross sections	127
Figure 49: Earthquakes recorded and focal mechanisms computed in the Jura Mountains ..	131
Figure 50: Statistical characterization of earthquakes within the Jura Mountains..	132
Figure 51: Seismic Network around the Jura Mountains.	133
Table 3: Focal mechanisms list.	135
Figure 52: Results of the seismic inversions for the entire arc	137
Figure 53: Best fit tensors of the 8 computed inversions.	138
Figure 54: Depth distribution of recorded earthquakes in the Jura Mountains.	140
Figure 55: Station network of permanent GPS stations on the Jura Mountains.	141
Table 4: List of the permanent GPS stations.	142
Figure 56: Period of GPS measurement for each station.	143
Table 5: GPS analysis results.	145
Figure 57: Map of geodetic horizontal and vertical velocities in the Jura Mountains.	146
Figure 58: Deformation axes from GPS stations	147
Figure 59: Map of geodetic velocities from station older than 5 yr in the Jura Mountains.	148
Figure 60: Synthetic map of geodetic velocities and seismic $S_{H \max}$ orientations.	151
Figure 61: Interpretative map of the current deformation of the Jura and its vicinity	153
Figure 62: Carte de contrainte dans le Jura issues des données sismiques et de surface	165
Figure 63: Carte synthétique des données sismologiques et géodésiques dans le Jura	167
Figure 64: Carte synthétique de la néo-déformation de l'arc du Jura	171
Figure 65: Champs de déformation dans les Alpes issus des données géodésiques.	172
Figure 66: Vitesses des mouvements verticaux dans les Alpes et son avant-pays	173
Figure 67 : Carte néotectonique synthétique des Alpes occidentales.	174
Figure 68: Modèle cinématique et tectonique des Alpes occidentales.	176
Figure 69 : Modèles géodynamiques des Alpes occidentales et centrales.	178
Figure 70 : Modèle néotectonique du système Jura-Alpes.	182

ANNEXES

9 Annexes

9.1 Supplementary Material for " Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (Northern Alpine Foreland)" by Rabin et al.

Theoretical framework:

We used the equation for river profile evolution after Kirby and Whipple (2001):

$$(1) \quad \frac{dz}{dt} = U(x, t) - K A^m S^n$$

where z is the channel elevation and time t , U is the rock-uplift (function of channel position x and time t); the drainage area A is used as a proxy for discharge and S is the local channel gradient. K is an empirical erodibility factor, which is also depending on the hydrological and geological settings, while m and n are empirical parameters.

The variables m and n may be determined theoretically or empirically and their ratio is typically around 0.4 (Whipple, 2004; Wobus et al., 2006; Croissant and Braun, 2014). Under steady-state conditions (i.e., $\frac{dz}{dt} = 0$), Equation (1) can be written as:

$$(2) \quad S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\left(\frac{m}{n}\right)}$$

and more generally under the form:

$$(3) \quad S = k_s A^{-\theta}$$

where $k_s = (U/K)^{1/n}$ sets the channel steepness and $\theta = m/n$ is the intrinsic channel concavity (Whipple and Tucker, 1999). To quantify channel concavity and evolution of the channel steepness along the river profile, we adopted the methodological protocol detailed in Figure S1.

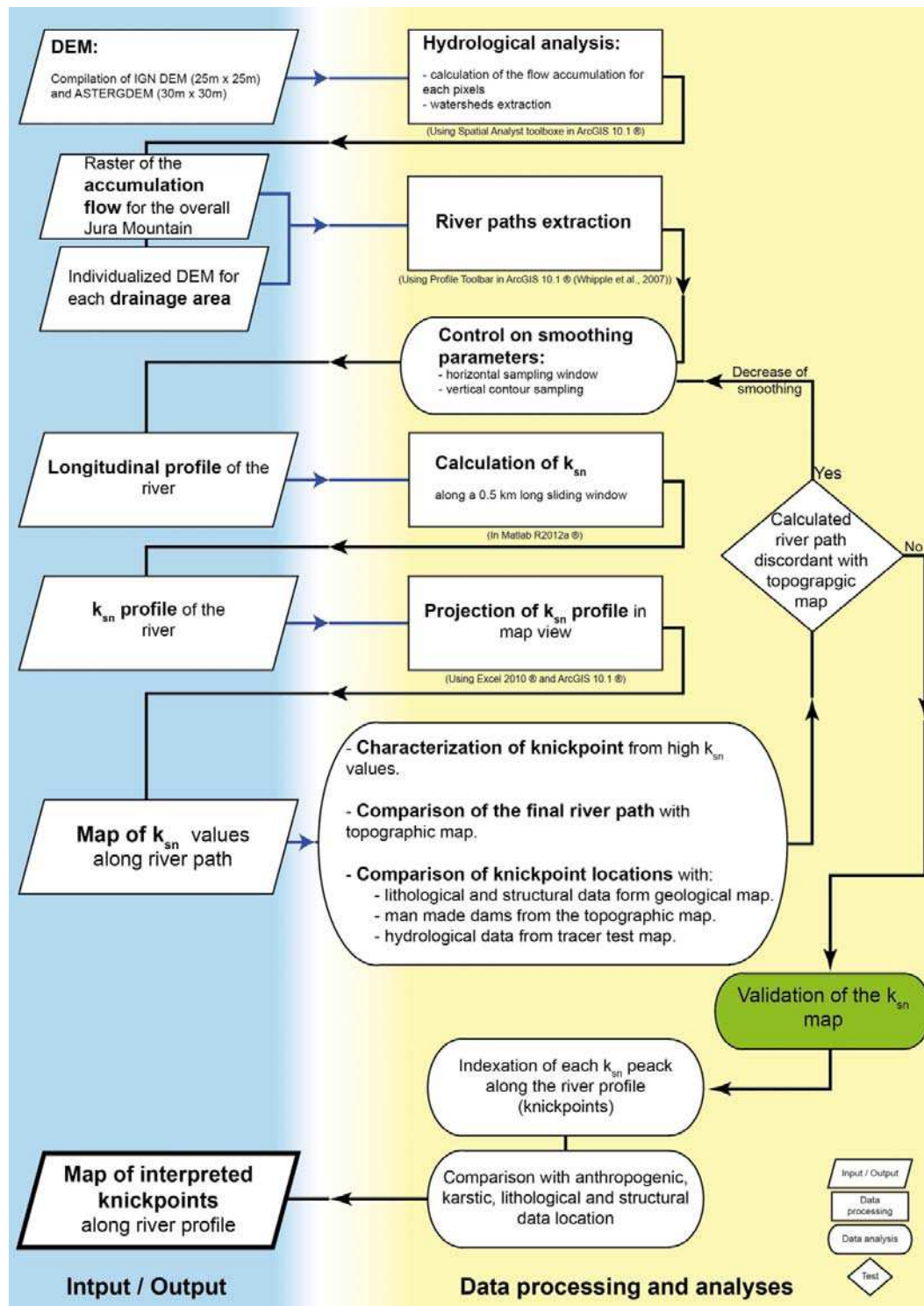


Figure S1. Methodological approach for the river profile analysis. After defining the river network and watershed distribution from a DEM (ArcGIS 10.1), the k_{sn} values have been calculated over a 0.5-km sliding window using Matlab routines modified from Whipple et al. (2007). Smoothing parameters have been decreased until obtaining results in agreement with observable man-made buildings (i.e., dams or city locations).

River Profiles and slope-area plots:

We show below the longitudinal profiles of studied rivers and the associated slope-area plots (e.g. Whipple et al., 2007). The noise in slope-area plots highlight the complexity of these rivers, we thus decided to perform the regression on the entire river profiles (see Figure S1) to discuss ksn variations along them.

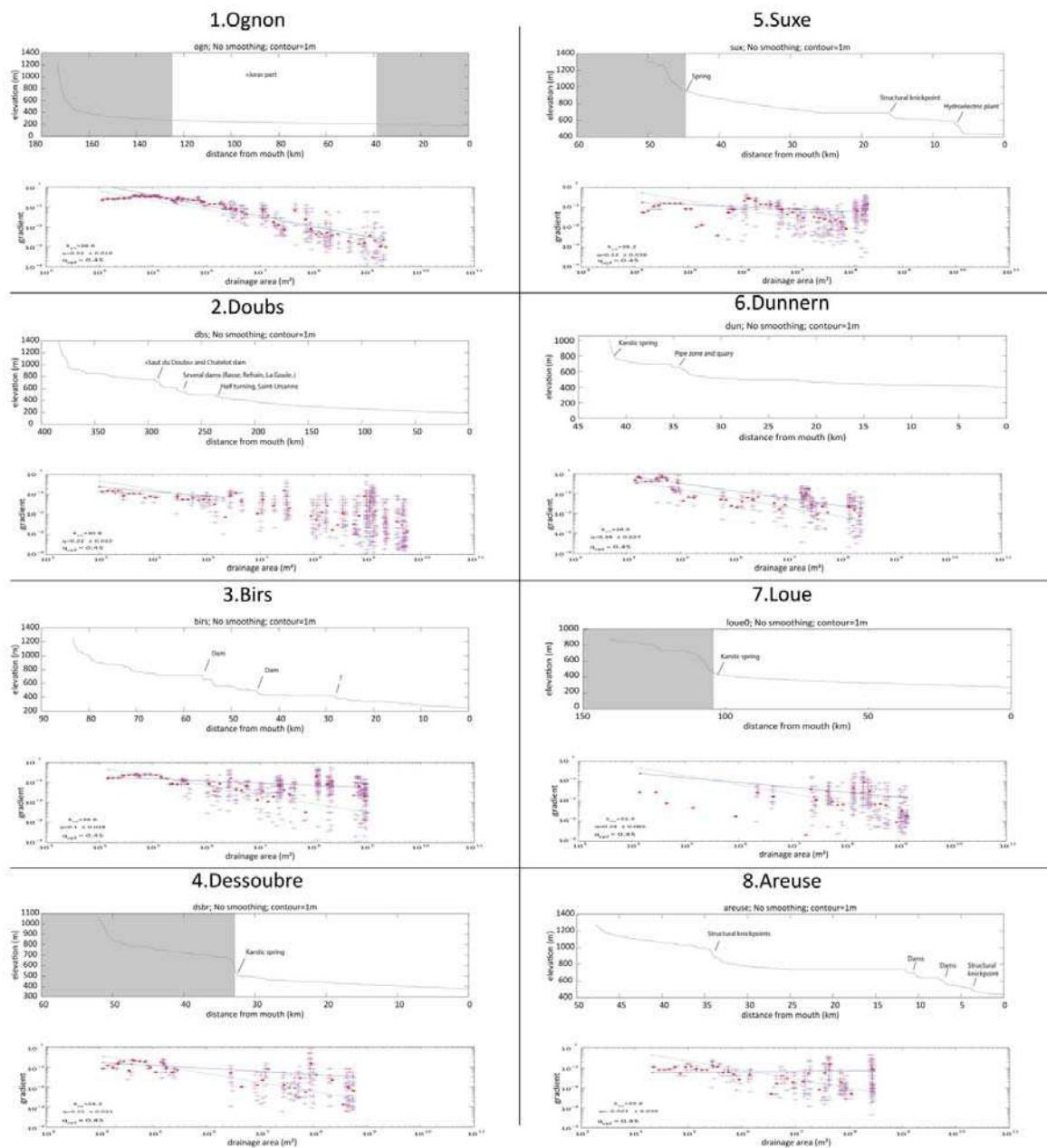


Figure S2. Longitudinal river profiles and slope-area plots for the 16 studied rivers. The overall shape of the longitudinal river profile is mainly controlled by anthropogenic dams and karstic outlets.

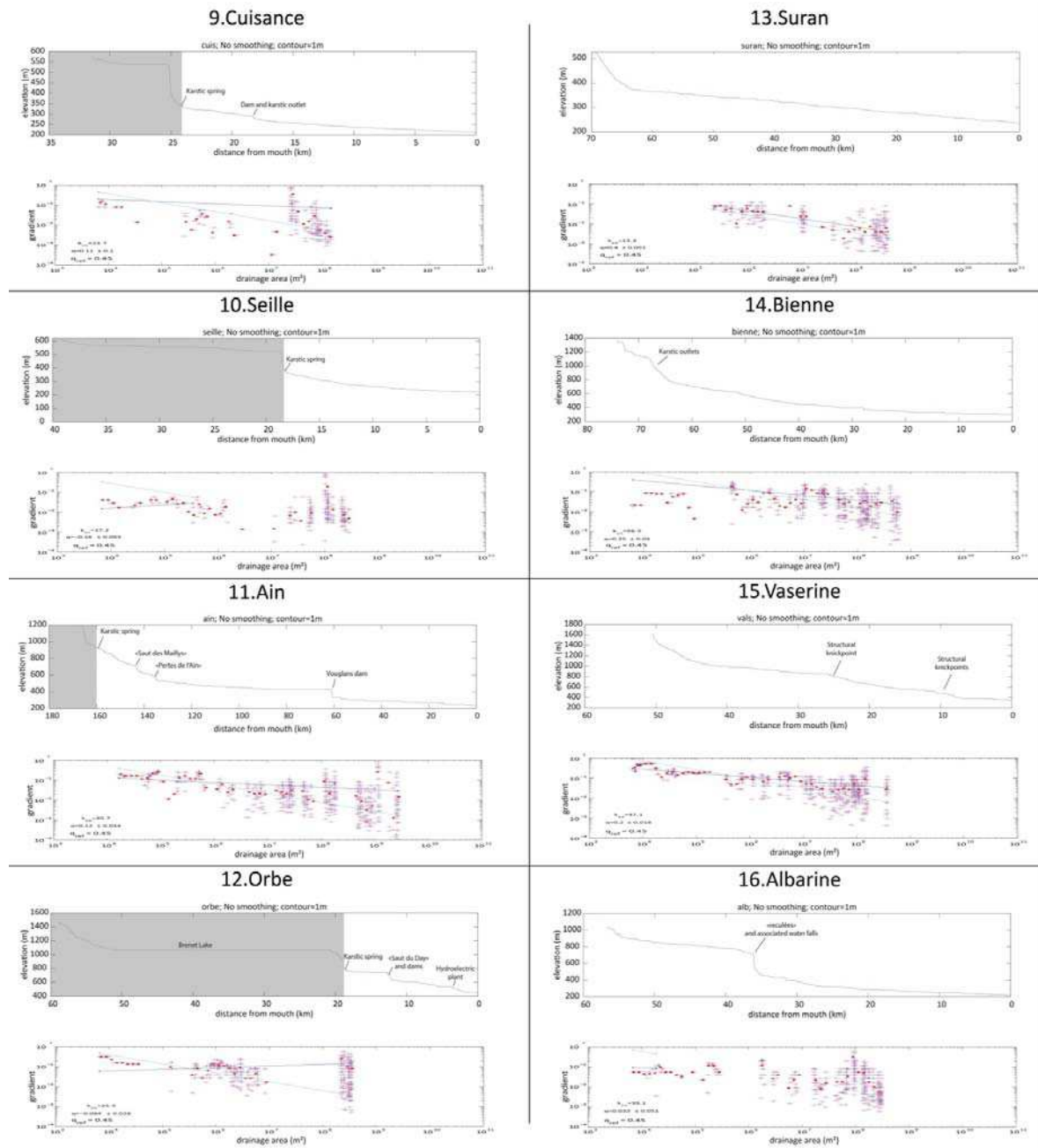


Figure S2. (continued).

Karst influence:

We present here an example of the karst influence on watershed determination and potential biases in drainage areas for the Jura rivers. In Figure S3, the topographic drainage area of the Loue river does not correspond to the real area. The river path extracted automatically (arcHydroTool routine of ArcGIS 10.1) presents also differences from the actual river: an upstream part (upstream to the karstic spring) of the Loue River was estimated in runoff by the automatic method. The river discharge estimated by the algorithm through this “false” area allows estimating at first-order the underground part of the drainage area (black dotted line in Figure S3). However this approach cannot take into account the total drained area through the karst network because of its complex nature. As a consequence, the inferred river profile will be disturbed by major discharge changes which occur at the locus of karst outlets (see Figure S2 for examples).

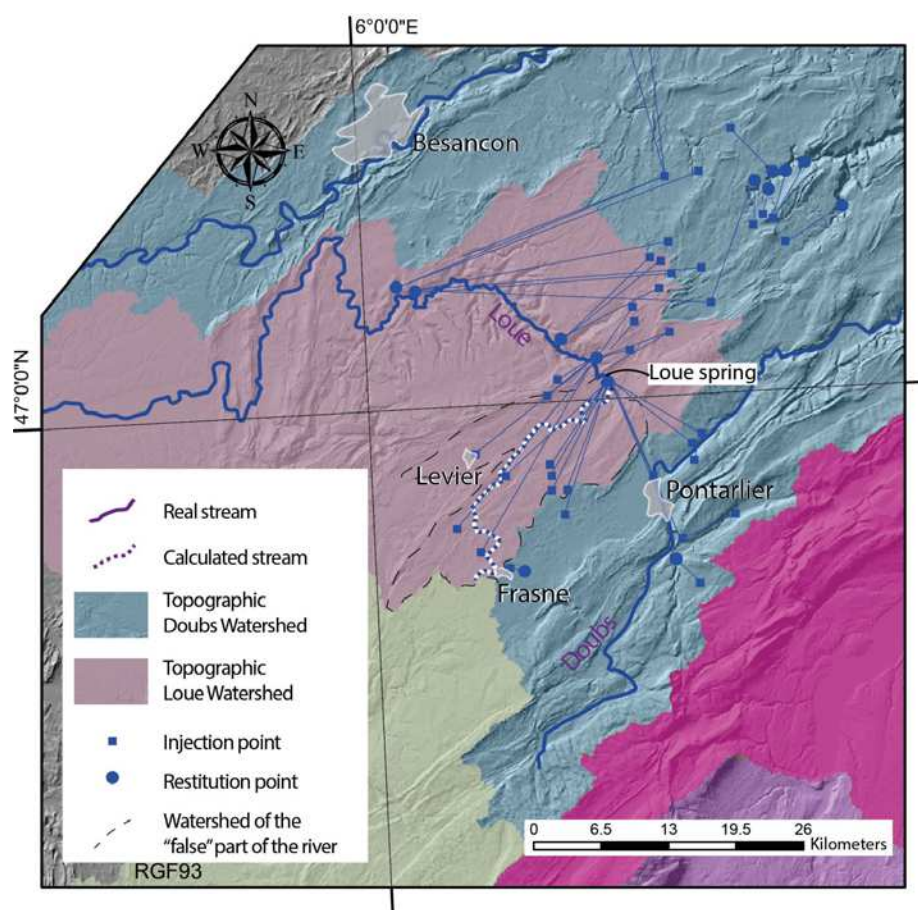
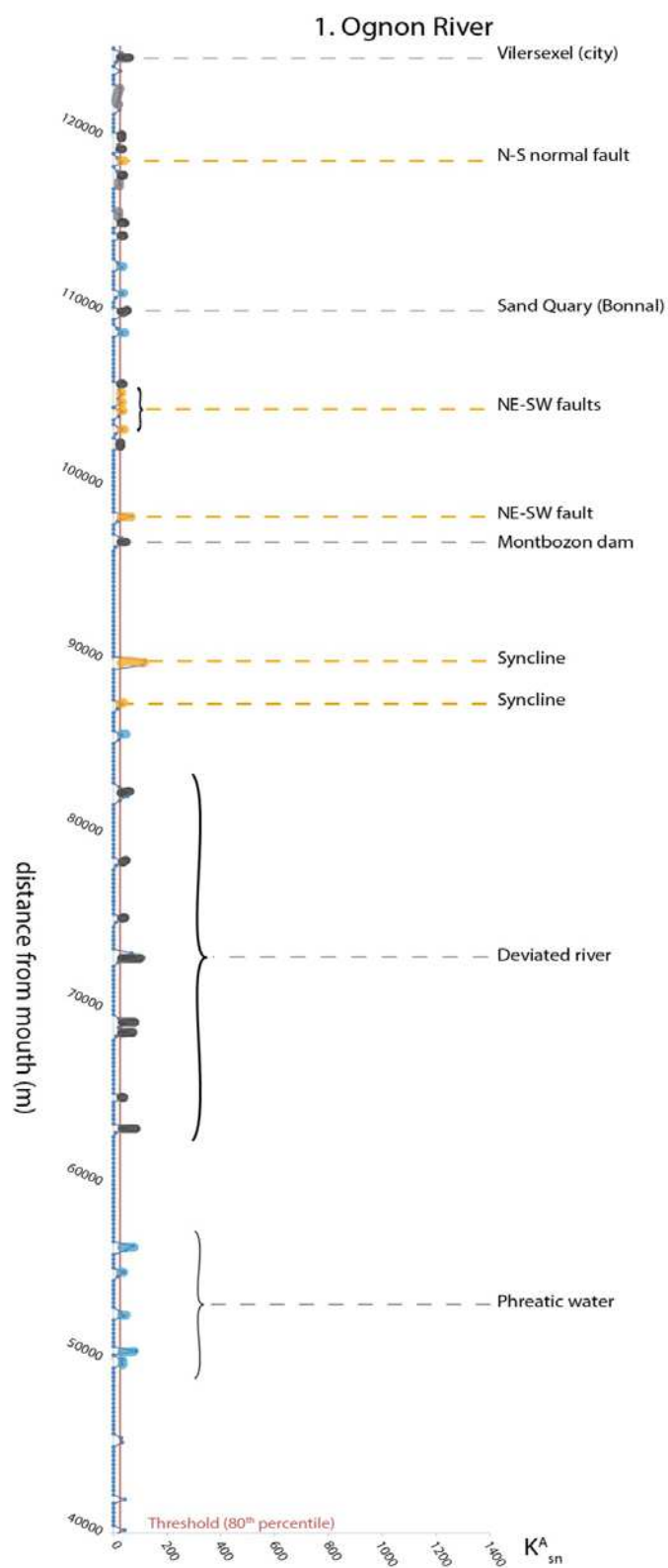


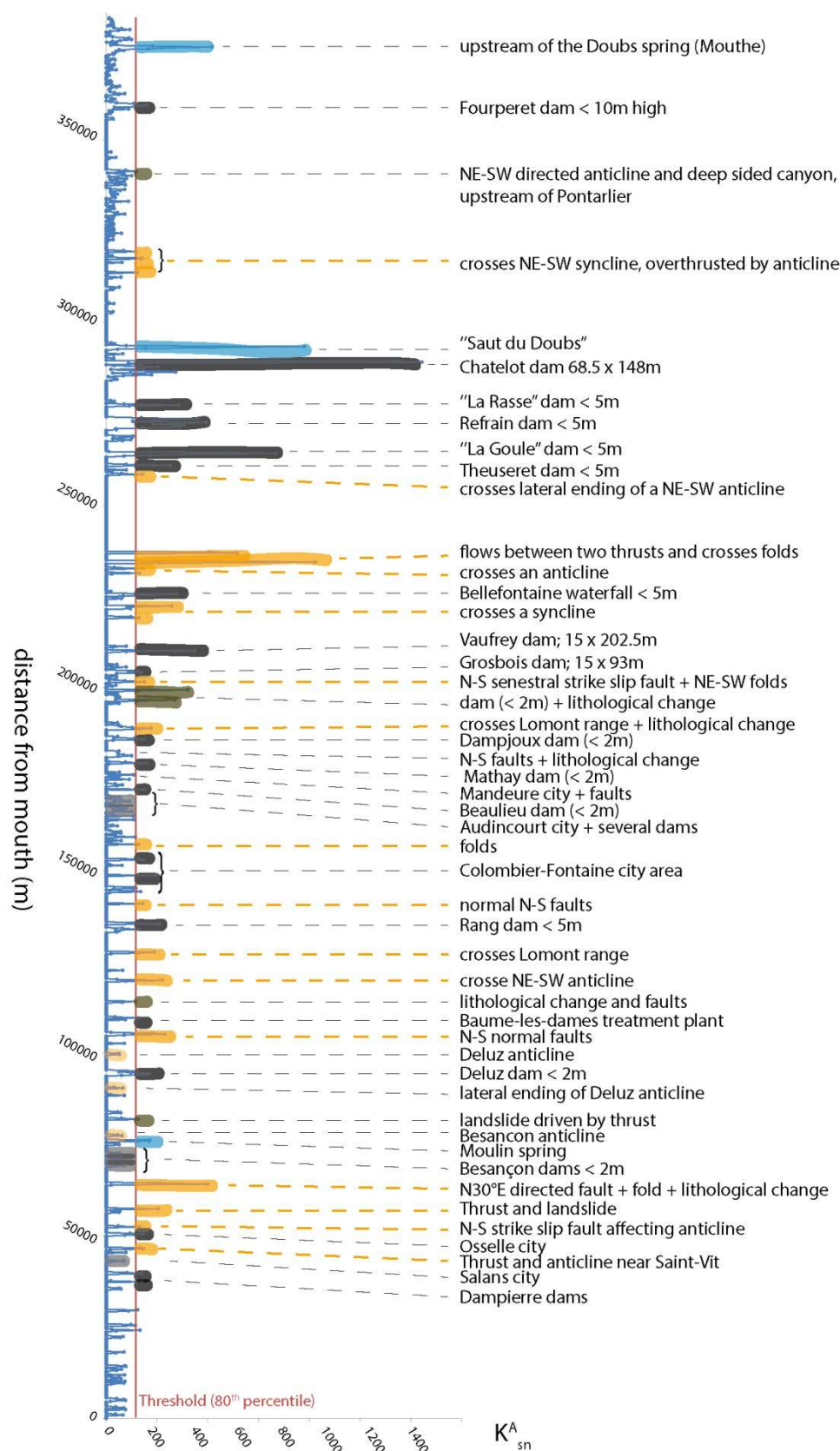
Figure S3. Hydrological map of Loue and Doubs watersheds. Topographic drainage areas of the Loue and Doubs rivers are represented in colored surfaces on map. These areas are those used as a proxy for the discharge in the profile analysis routine. Results of tracer tests performed in this region (blue squares and dots) highlight the complexity of the groundwater network.

K_{sn} interpretations:

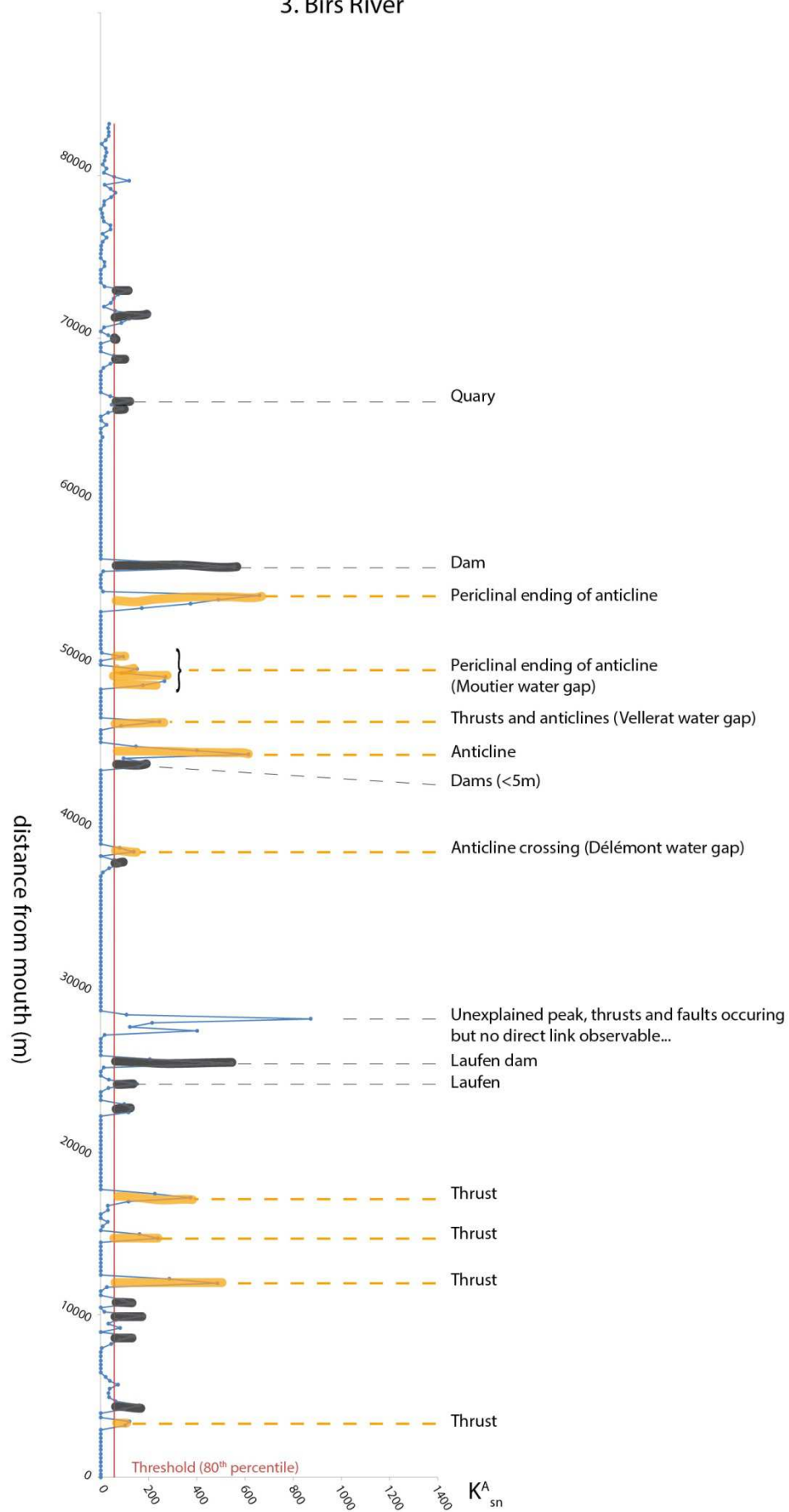
We present hereafter the results of knickpoints identification and discrimination along the 16 studied rivers in the Jura Mountains (Figure S4, see Figure 3 for river locations).

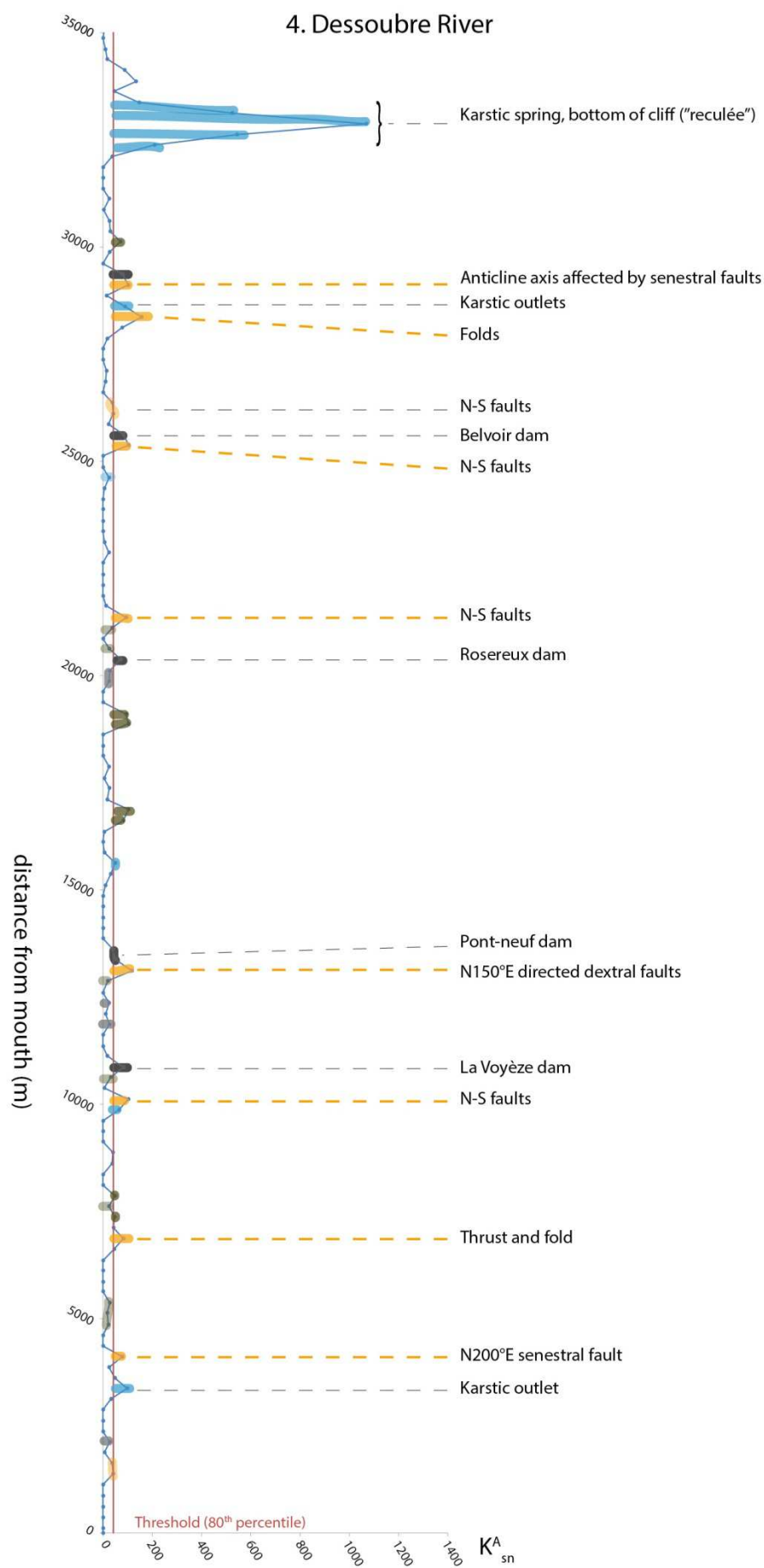


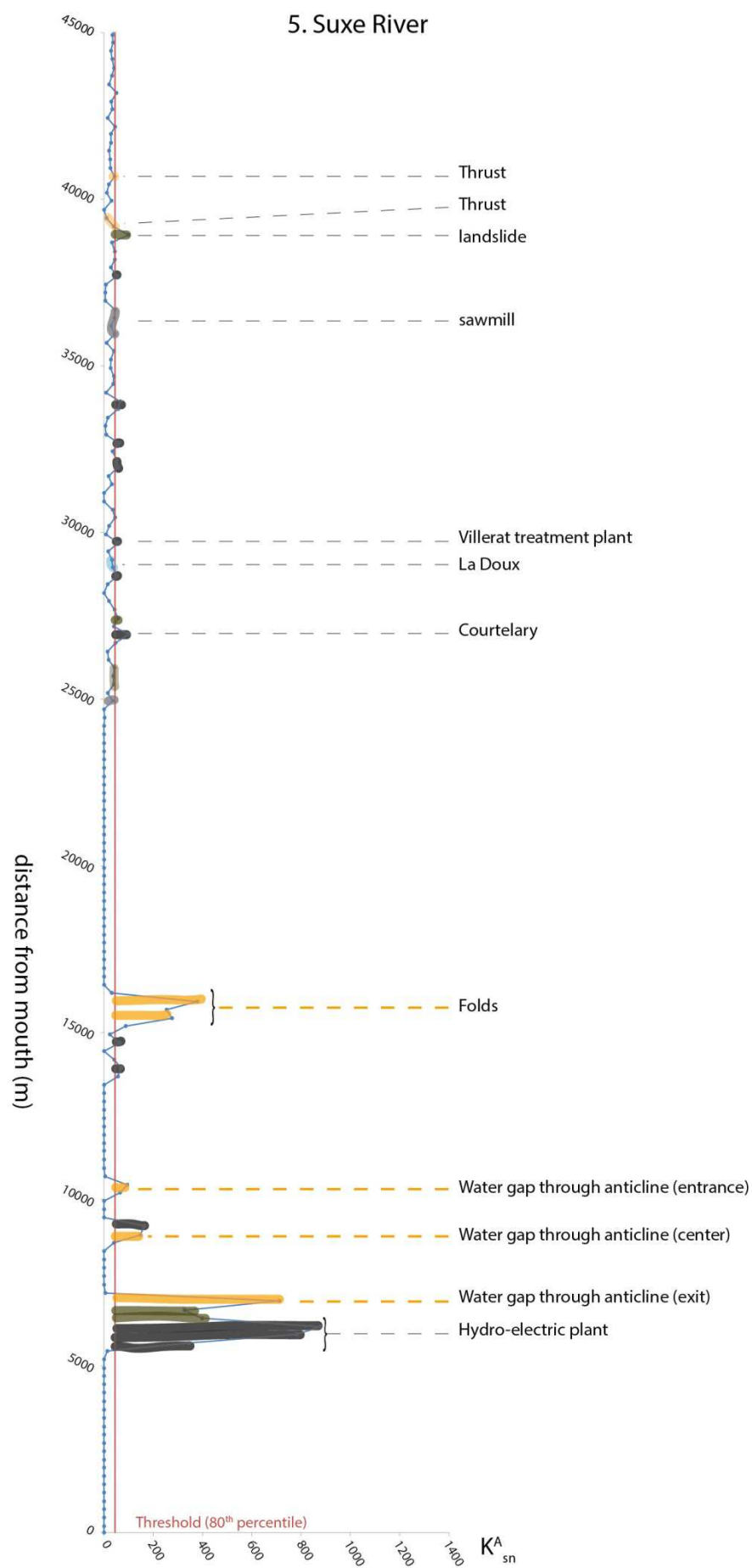
2. Doubs River

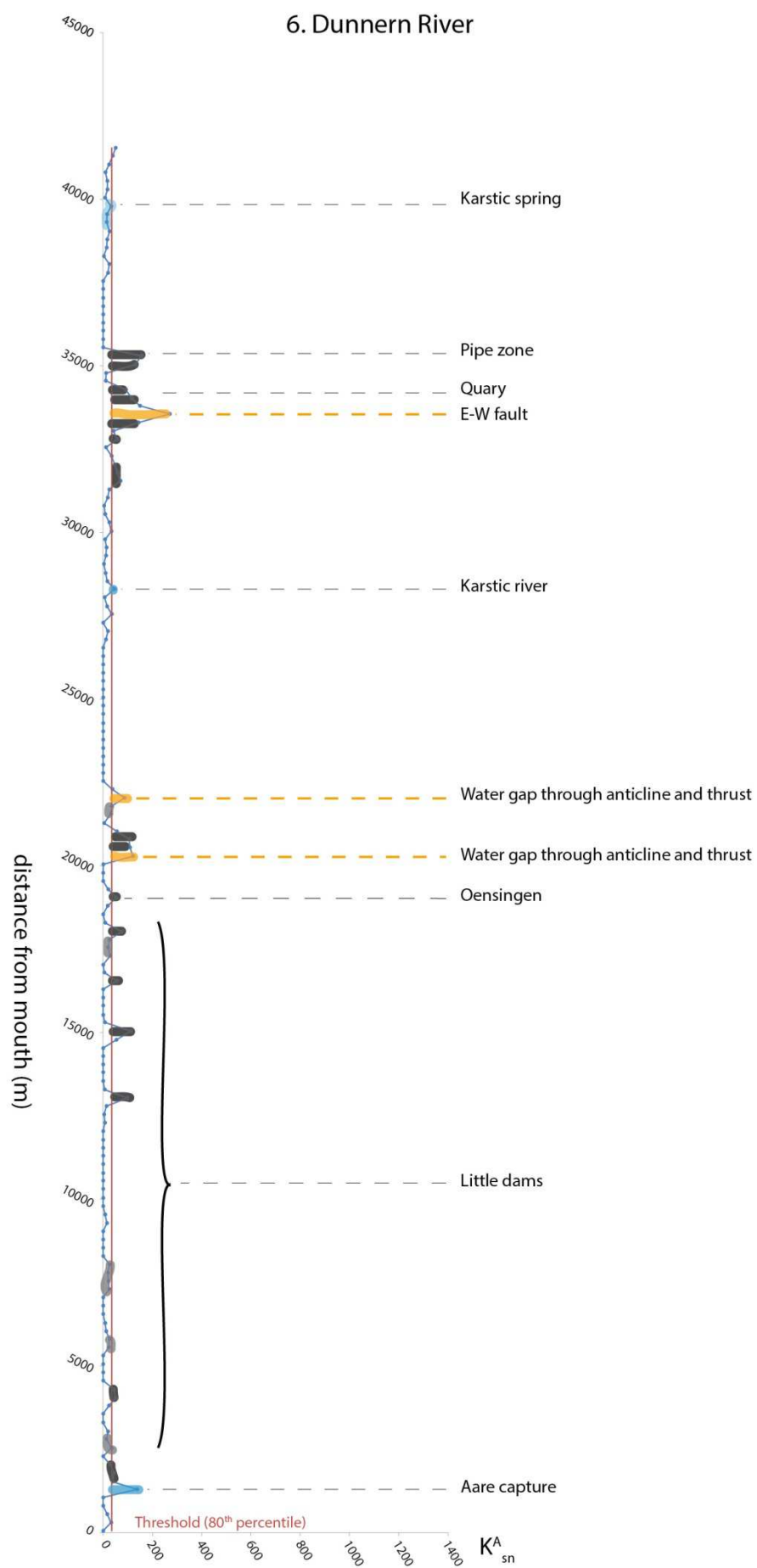


3. Birs River

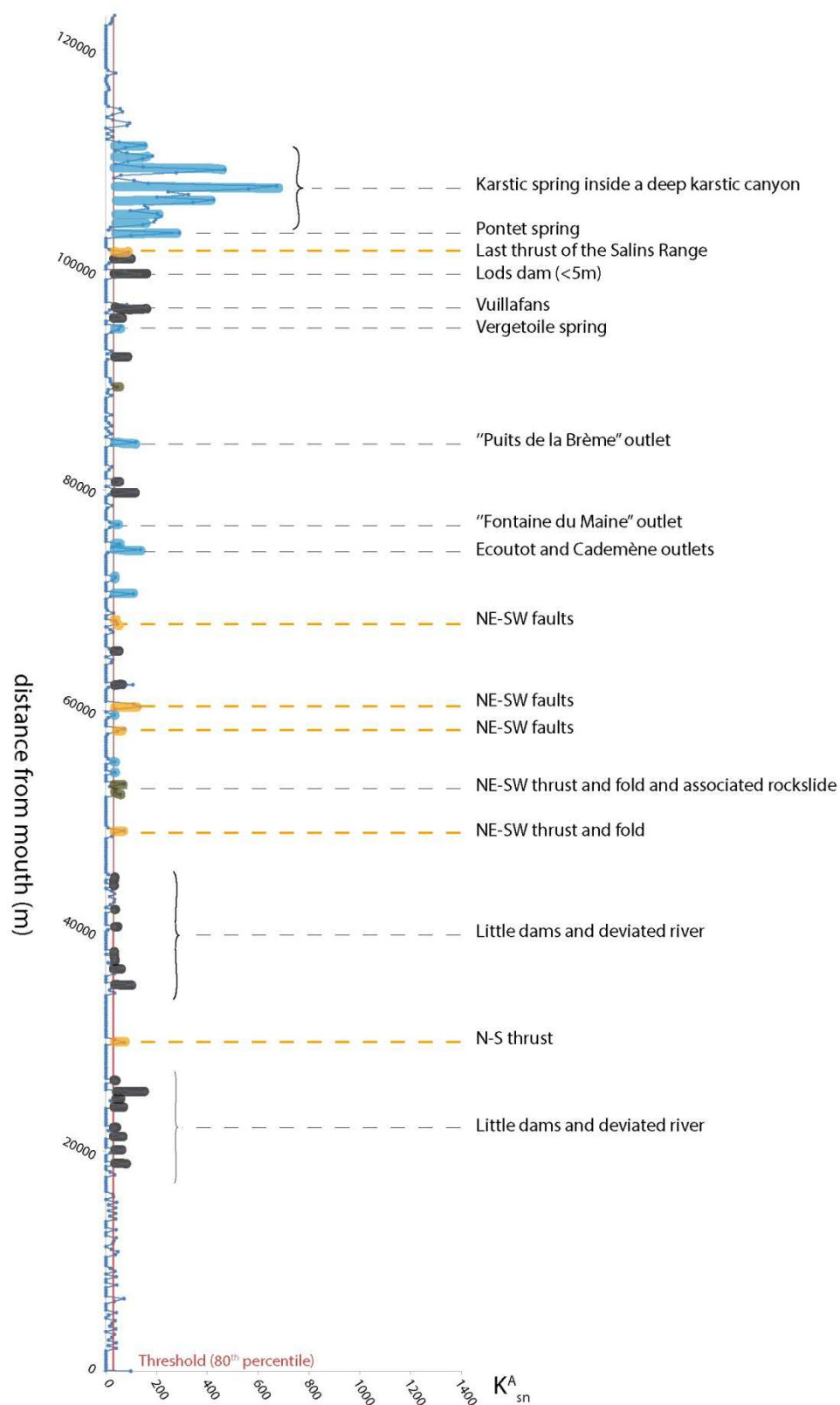


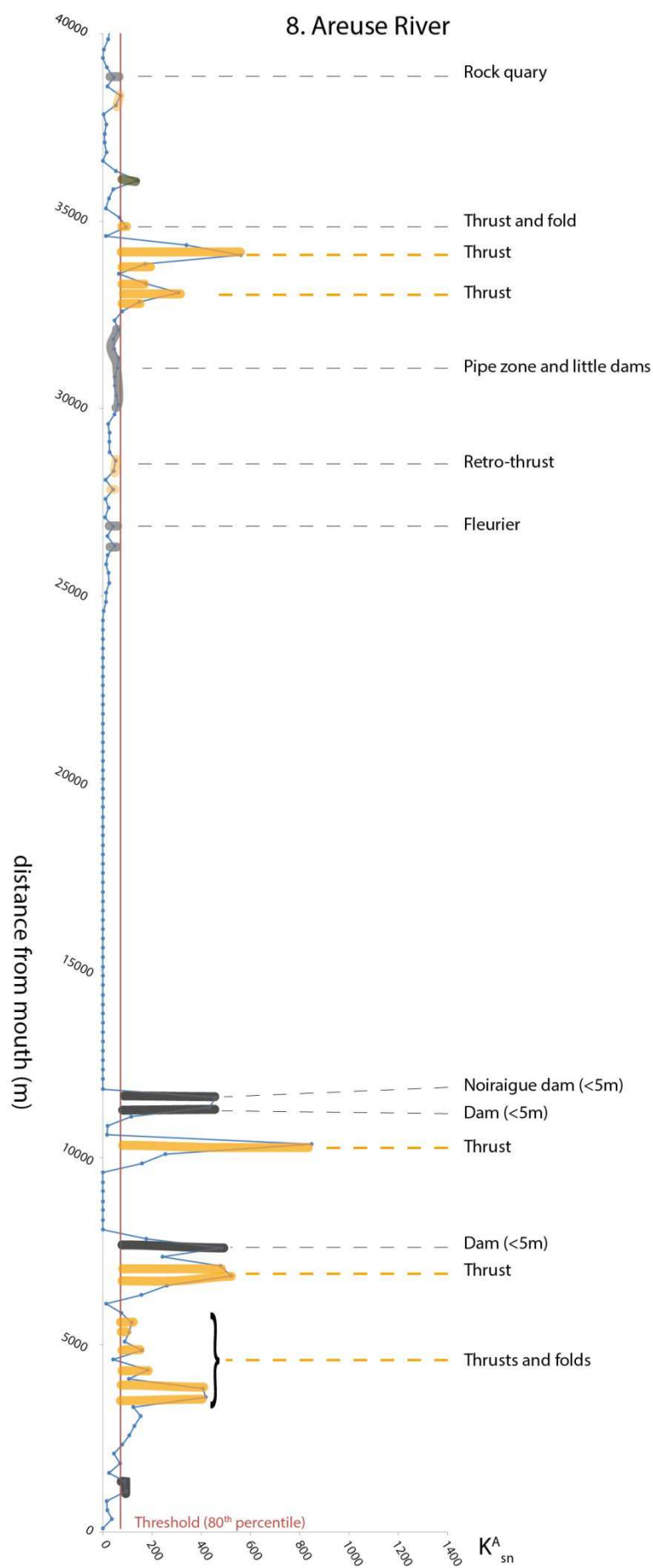




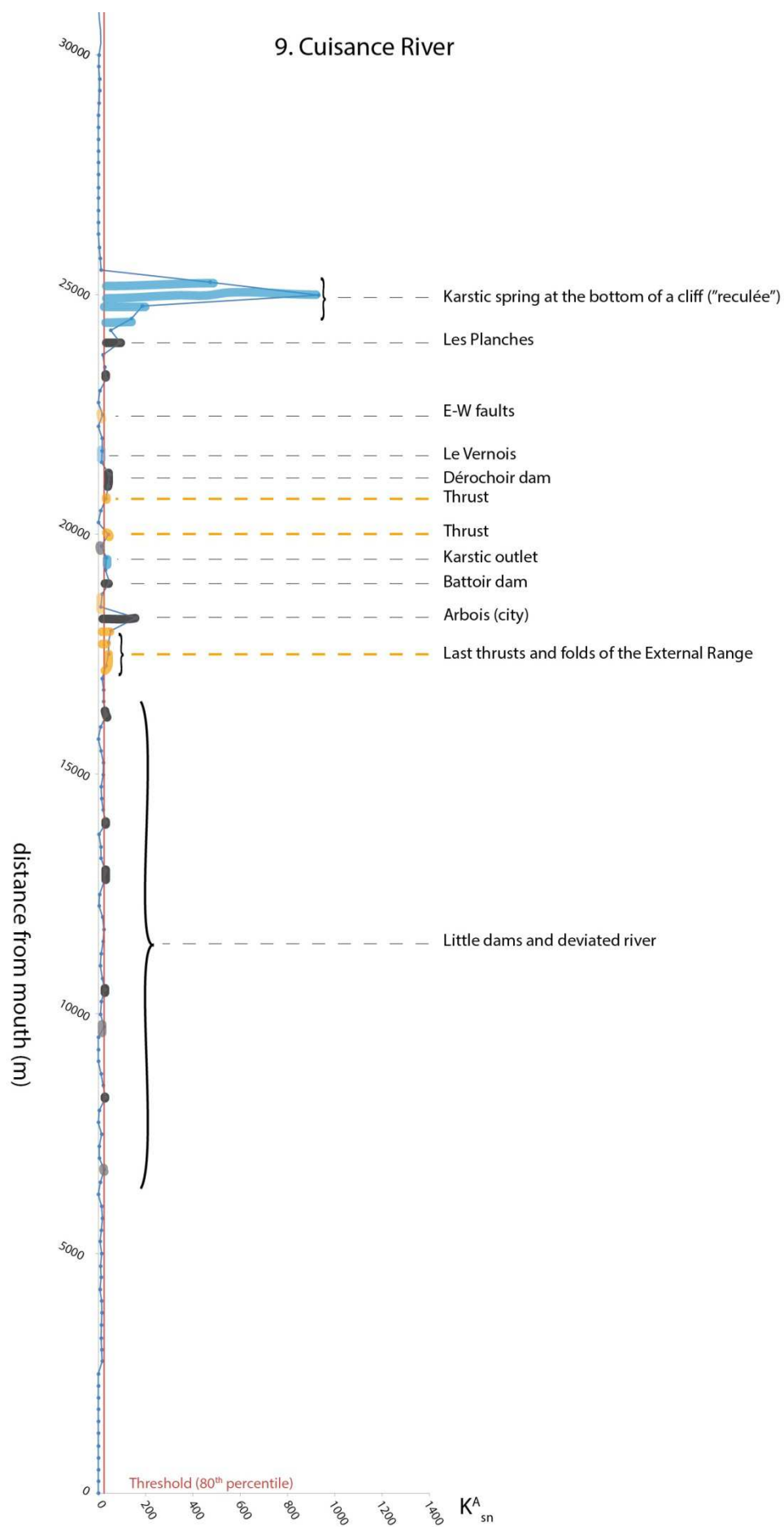


7. Loue River

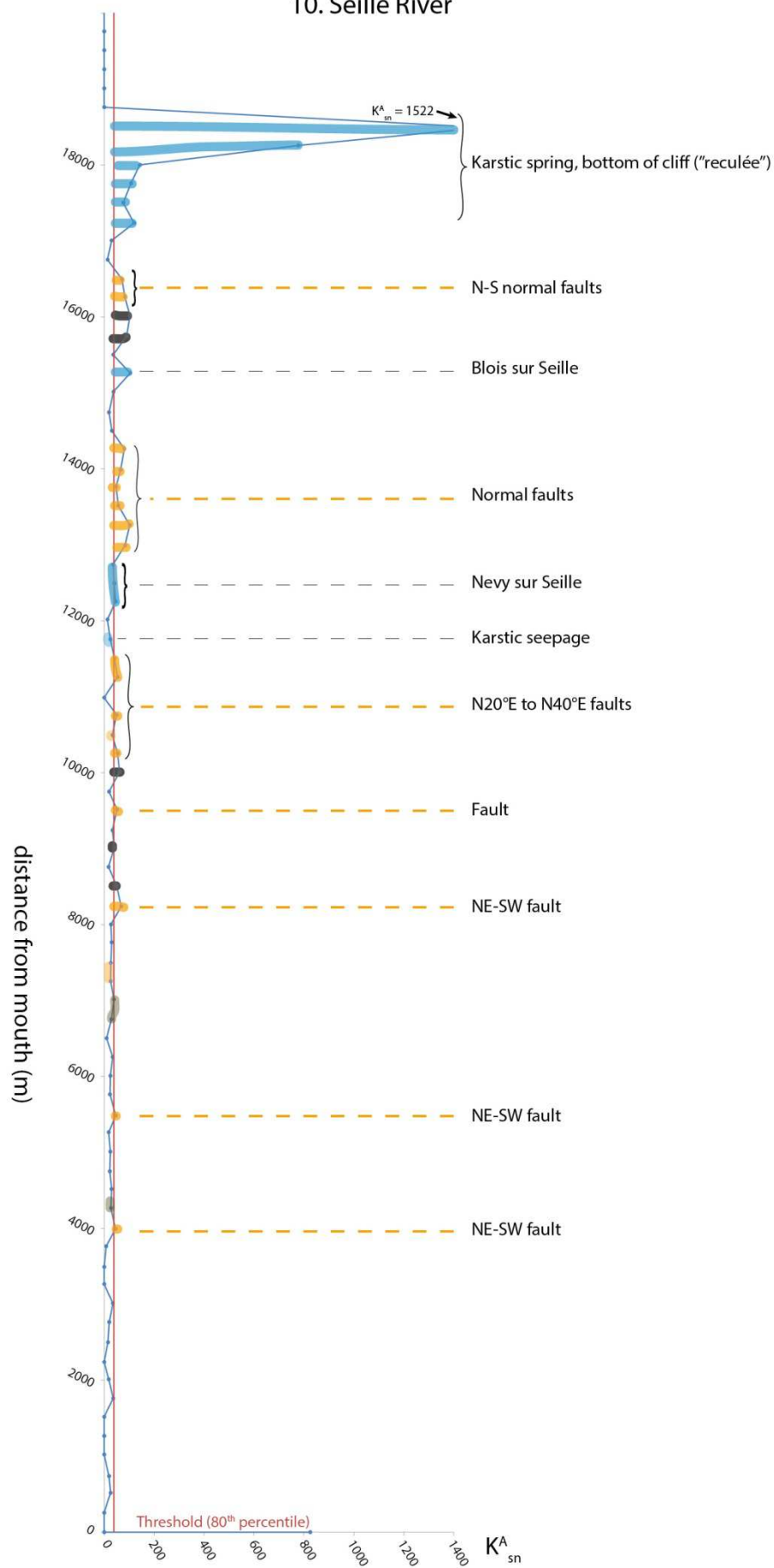


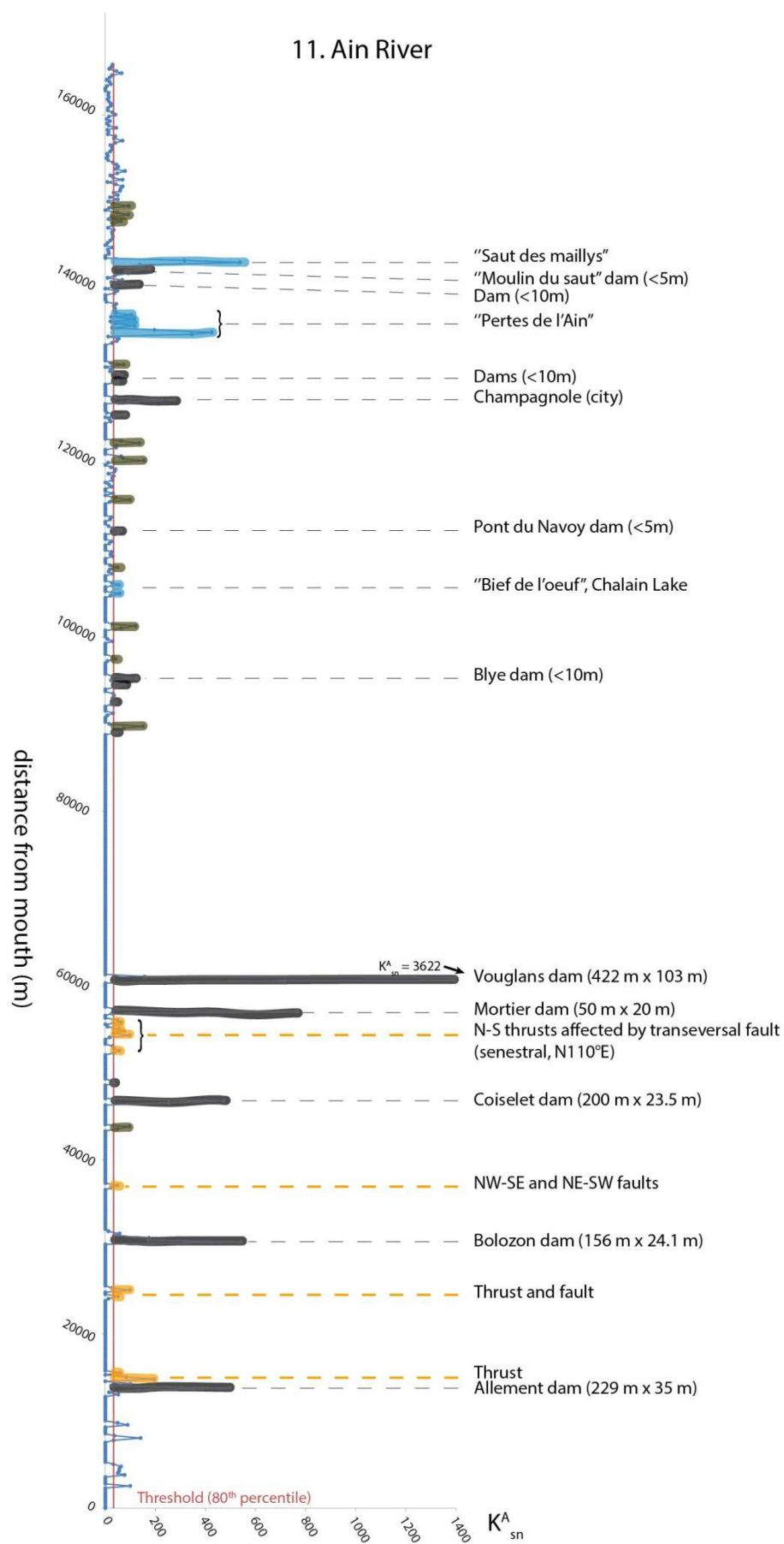


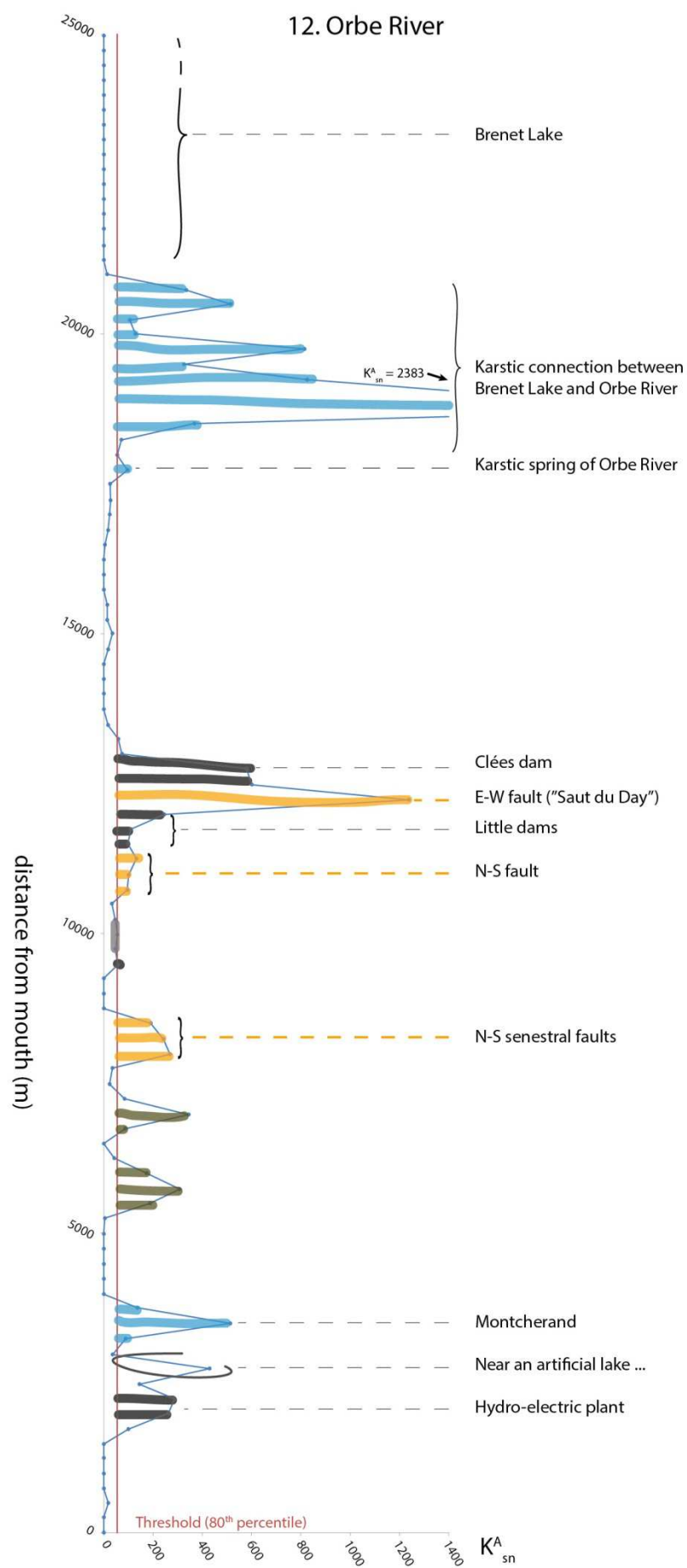
9. Cuisance River



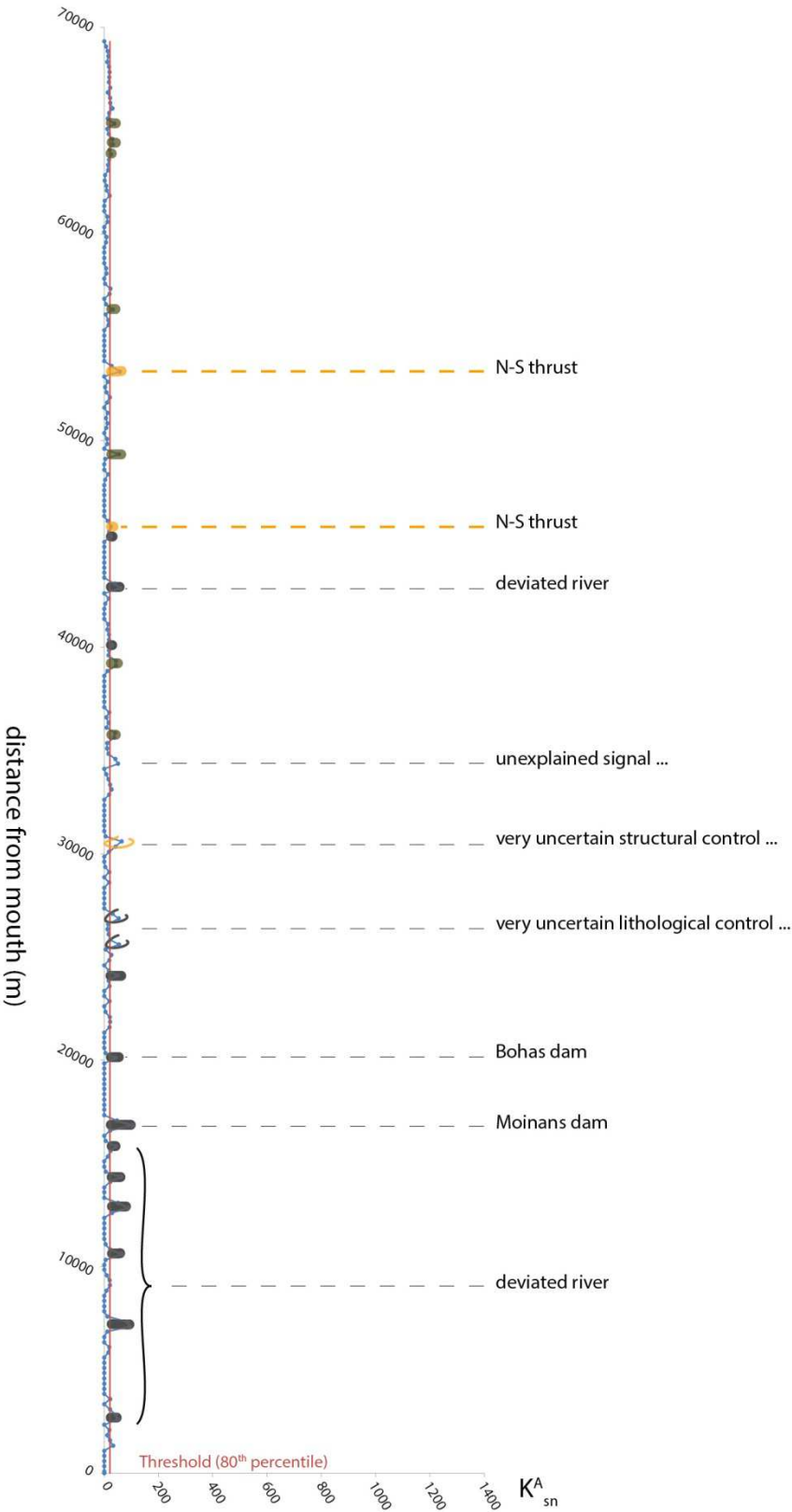
10. Seille River

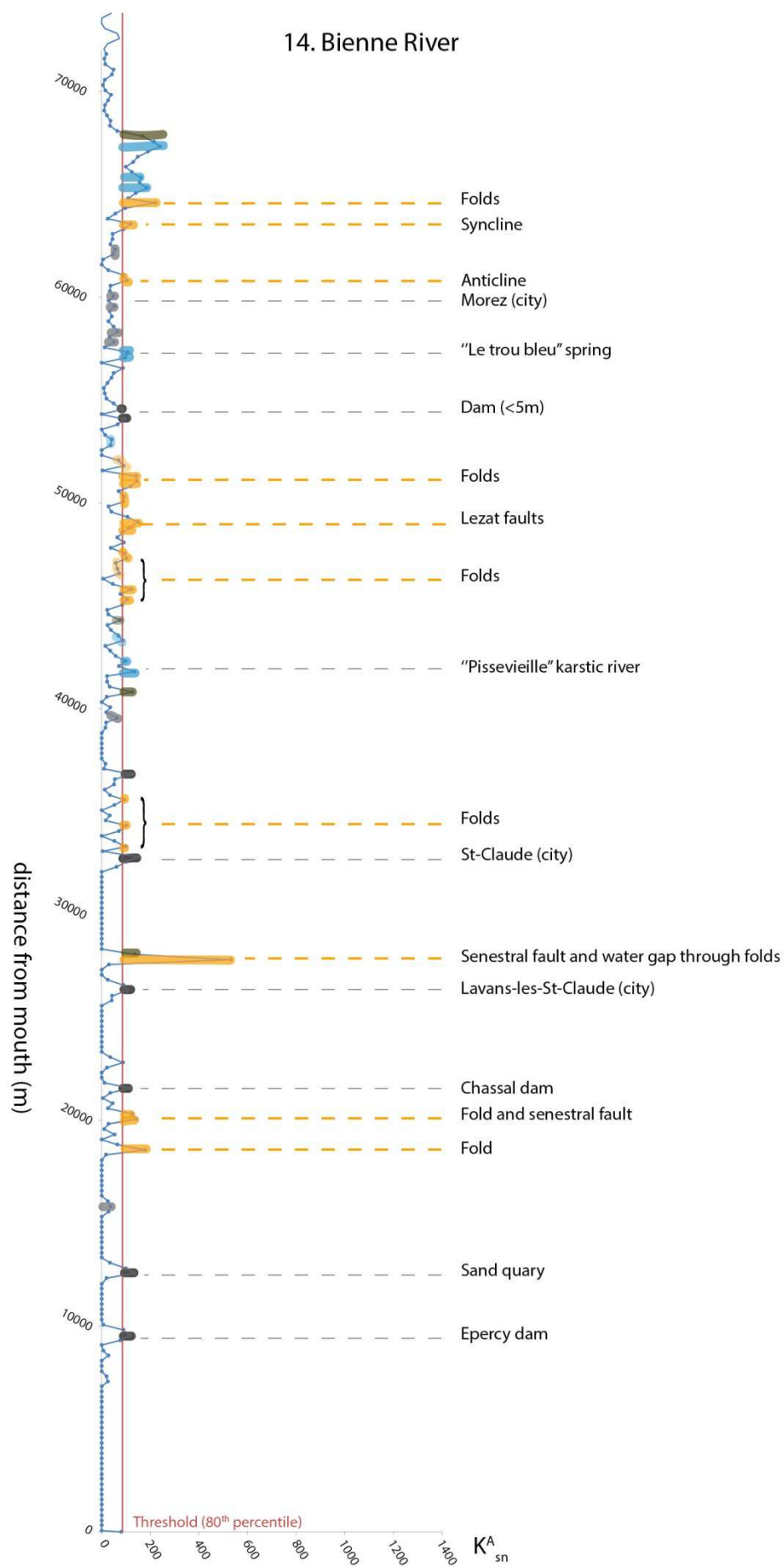


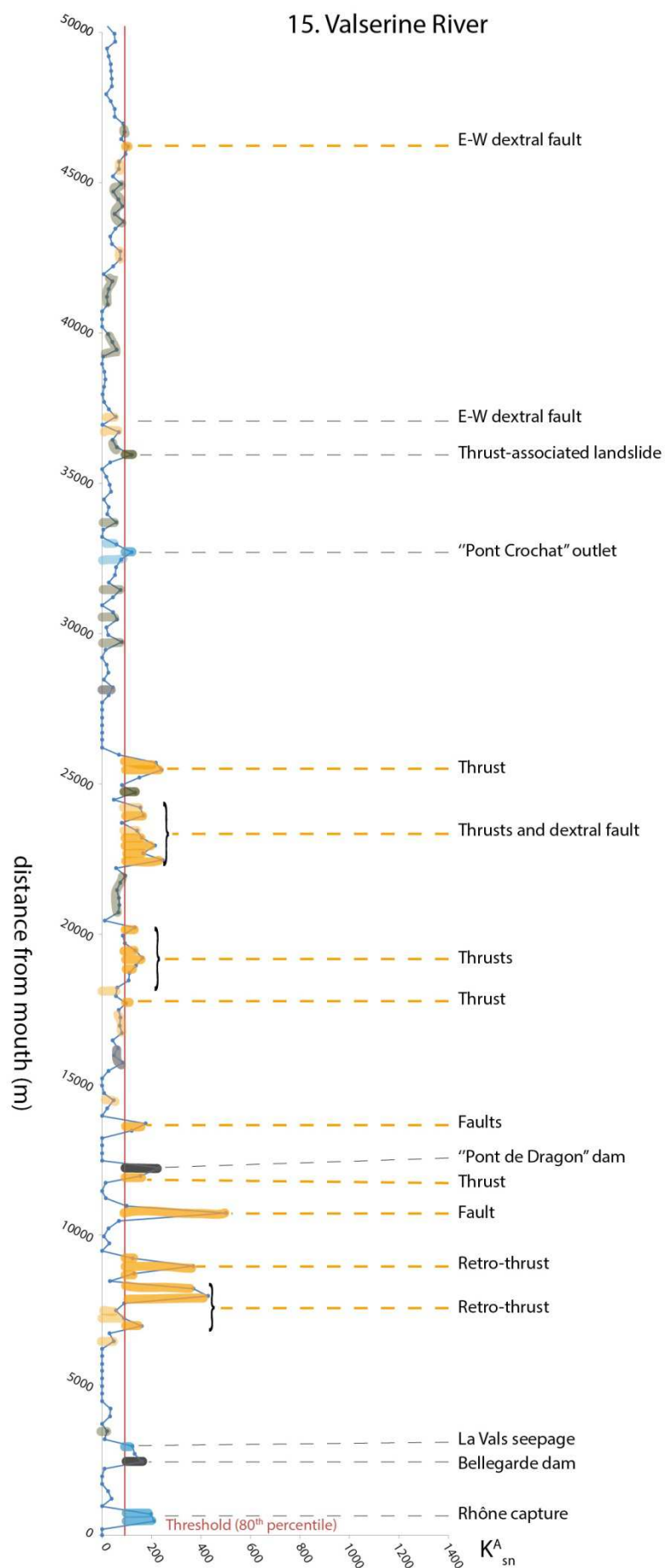




13. Suran River







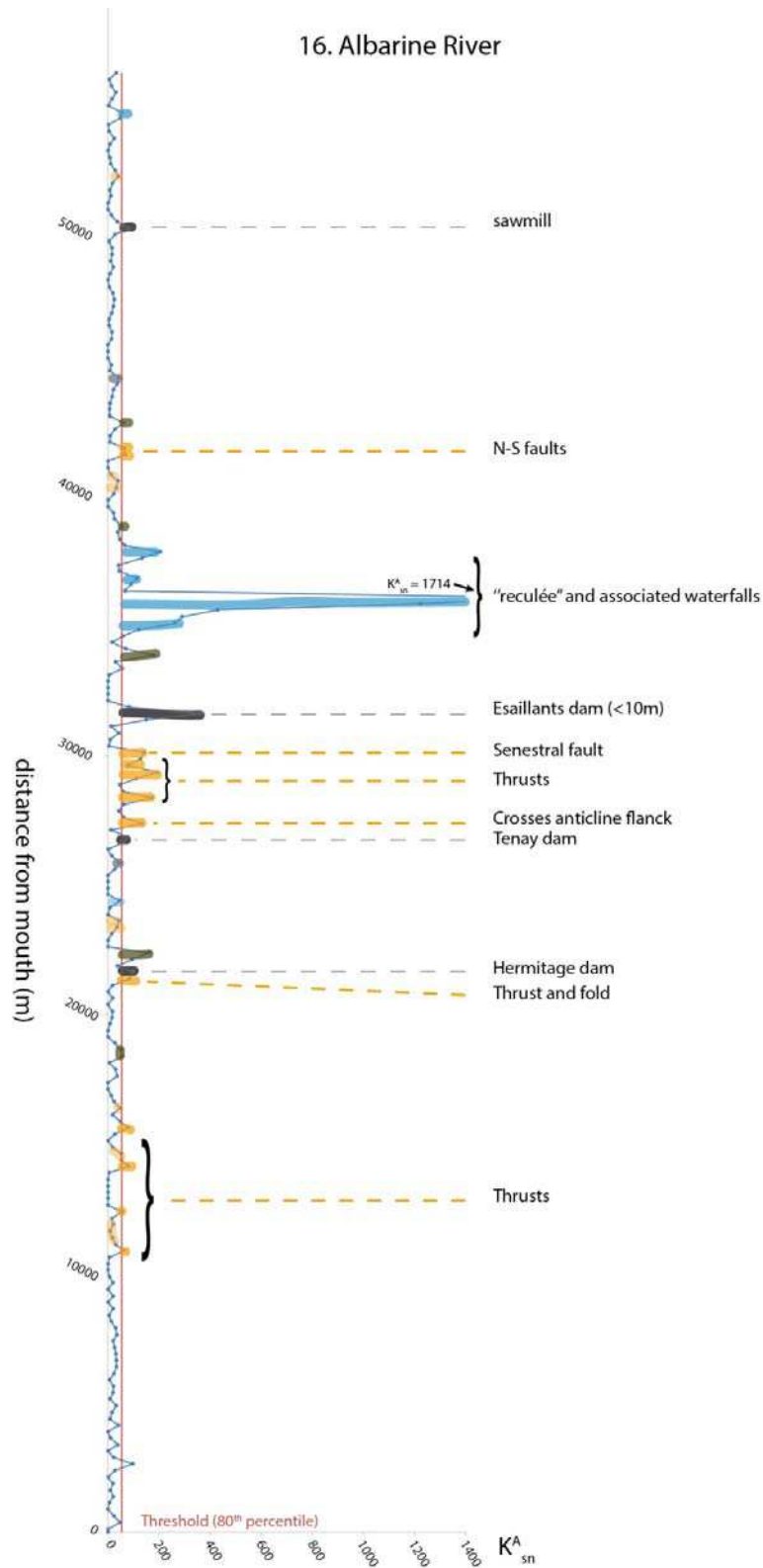


Figure S4. K_{sn} variations and knickpoint origin along the 16 studied rivers. For the color coding, see Figure 5 in main text, and for discrimination details see notes along the profiles.

K_{sn} correlations with morphometric parameters:

Here we present all knickpoints identified along the 16 rivers (anthropogenic, karstic, lithological and structural) and confront them with morphometric parameters (Figure S5).

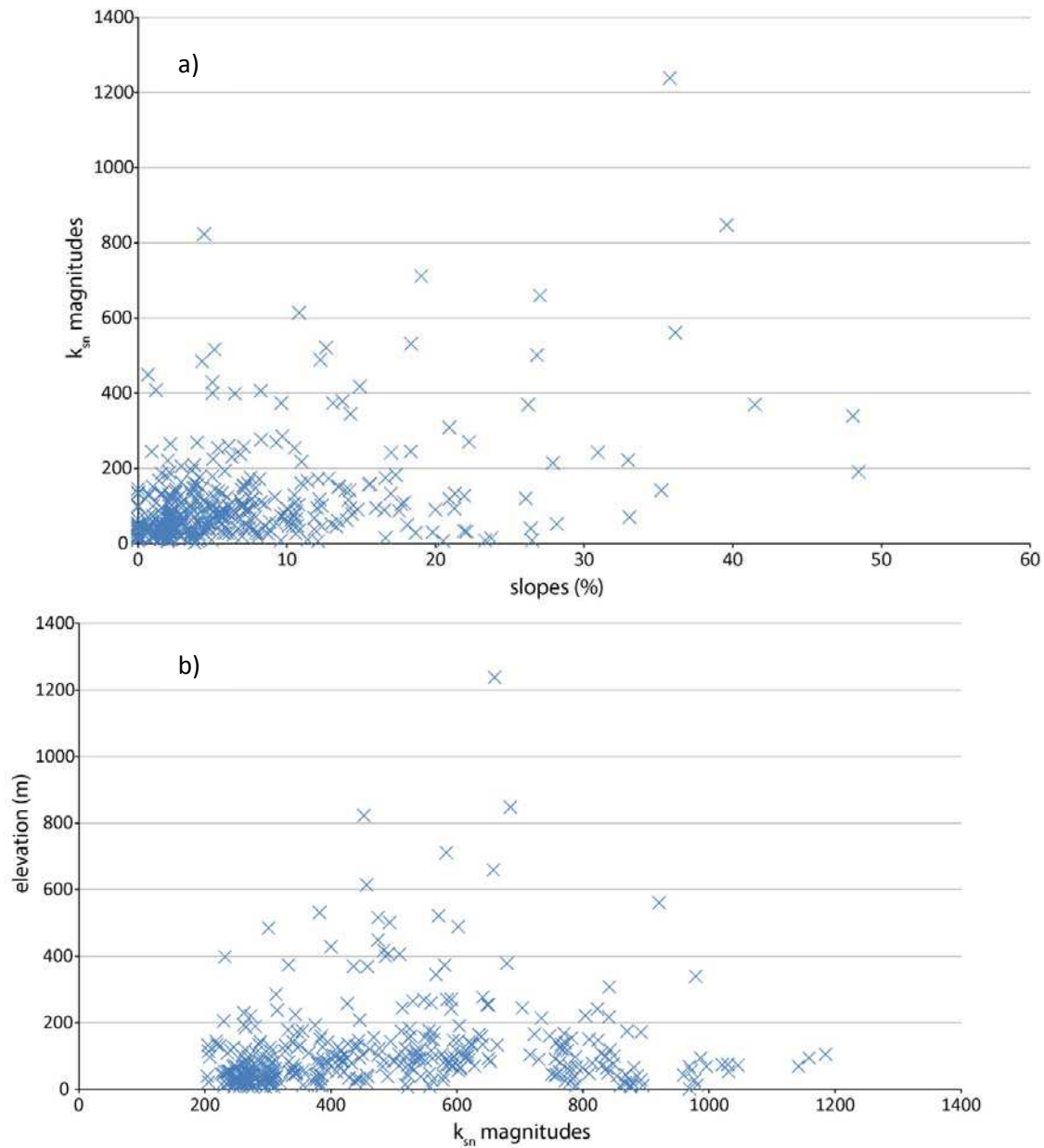


Figure S5. Graph of the k_{sn} magnitudes compared to the slope (a) and to the elevation (b) highlighting that there is no direct correlations between these parameters. As explain in the main text, the k_{sn} distribution could not be explain neither by the local slope nor by the drainage area.

References:

- Croissant, T., Braun, J., 2014. Constraining the stream power law: a novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method. *Earth Surf. Dyn.* 2, 155–166. doi:10.5194/esurf-2-155-2014
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2
- Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., Sheehan, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data, online report. GSA Annu. Meet. http://www.geomorphertools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro_UserGuidees_Final.pdf.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 151–185. doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 104, 17661–17674. doi:10.1029/1999JB900120
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 398, 55–74. doi:10.1130/2006.2398(04)

9.2. Données supplémentaires concernant les résultats de l'analyse MC-ICP-MS pour la datation des failles décrochantes du Jura.

Des échantillons ont été prélevés sur six failles décrochantes majeures réparties sur l'ensemble de l'arc du Jura. Nous présentons ci-dessous les résultats détaillés pour chaque échantillon des analyses de la poudre de calcite au spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et multi-collecteur (MC-ICP-MS) associé à un nébuliseur (DNS-100).

Analyse des rapports isotopiques en Thorium.

La série commence par l'analyse de la solution de dopage, puis se termine par le passage d'un échantillon d'eau distillé (Blank). Sur chaque feuille de résultats, le nom de l'échantillon est spécifié à la 4ème ligne.

```

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014                      Time : 09:35

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_ICI_2Z.nrf
Sample   : Moss+dope 1880 V

Tau Correction invoked
Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25213.txt

Axial Masses used : 233.74 234.75

Block Number: 1

Exp. fract. factor      1.350731E+00    2.49E-02    13 out of 14
Baseline at 229.5       1.015044E-05    0.00E+00    14 out of 14
229Th/232Th fr.corr     -9.257587E-07    1.14E-07    13 out of 14
230Th/232Th fr.corr     1.338365E-04    5.30E-07    14 out of 14
230Th/232Th fr.& sp.corr 1.338365E-04    5.30E-07    14 out of 14
229Th/230Th only fr.corr -6.915663E-03    8.57E-04    13 out of 14
U beam                  1.785803E+00    1.24E-02    14 out of 14
Th beam                  5.894627E-01    4.85E-03    14 out of 14
Baseline at 230.5       1.014121E-05    3.43E-14    14 out of 14

```

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 12:07

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Sample : GLA

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25217.txt

Axial Masses used : 233.79 234.78

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.369869E+00	3.40E-02	15 out of 15
Baseline at 229.5	2.403289E-07	1.81E-15	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	6.951253E-05	2.75E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	1.502686E-04	1.07E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.502658E-04	1.07E-06	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	4.649951E-01	4.43E-03	14 out of 15
U beam	1.345470E+00	1.58E-02	15 out of 15
Th beam	1.532244E-01	2.12E-03	14 out of 15
Baseline at 230.5	3.462517E-07	0.00E+00	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.509487E+00	1.73E-02	8 out of 8
Baseline at 229.5	2.732160E-07	0.00E+00	8 out of 8
229Th/232Th fr.corr	6.851465E-05	3.16E-07	8 out of 8
230Th/232Th fr.corr	1.437483E-04	1.49E-06	7 out of 8
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.437455E-04	1.49E-06	7 out of 8
229Th/230Th only fr.corr	4.702688E-01	8.78E-03	8 out of 8
U beam	1.878271E+00	1.22E-01	8 out of 8
Th beam	1.601613E-01	2.05E-03	8 out of 8
Baseline at 230.5	3.642880E-07	0.00E+00	8 out of 8

Running total results

Exp. fract. factor	1.430405E+00	2.50E-02	22 out of 23
Baseline at 229.5	2.517679E-07	3.34E-09	23 out of 23
229Th/232Th fr.corr	6.914966E-05	2.30E-07	22 out of 23
230Th/232Th fr.corr	1.480952E-04	1.09E-06	21 out of 23
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.480929E-04	1.09E-06	21 out of 23
229Th/230Th only fr.corr	4.669128E-01	4.17E-03	22 out of 23
U beam	1.462461E+00	5.43E-02	21 out of 23
Th beam	1.557469E-01	1.67E-03	22 out of 23
Baseline at 230.5	3.525252E-07	1.63E-09	23 out of 23

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 15:14

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Sample : J20B

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25225.txt

Axial Masses used : 233.80 234.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.290369E+00	3.33E-02	14 out of 15
Baseline at 229.5	1.281754E-07	4.96E-16	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	1.271655E-03	1.01E-05	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	6.971552E-03	5.06E-05	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	6.971511E-03	5.06E-05	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	1.824246E-01	1.02E-03	15 out of 15
U beam	1.413034E+00	4.68E-02	15 out of 15
Th beam	1.649504E-02	5.60E-04	15 out of 15
Baseline at 230.5	1.798016E-07	1.21E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.374858E+00	1.12E-02	11 out of 12
Baseline at 229.5	1.770844E-07	7.39E-16	12 out of 12
229Th/232Th fr.corr	1.350044E-03	6.90E-06	11 out of 12
230Th/232Th fr.corr	7.336919E-03	3.98E-05	10 out of 12
230Th/232Th fr.& sp.corr	7.336877E-03	3.98E-05	10 out of 12
229Th/230Th only fr.corr	1.838120E-01	1.40E-03	11 out of 12
U beam	1.796312E+00	9.25E-03	12 out of 12
Th beam	2.156588E-02	2.61E-04	11 out of 12
Baseline at 230.5	2.227048E-07	0.00E+00	12 out of 12

Running total results

Exp. fract. factor	1.330514E+00	1.36E-02	23 out of 27
Baseline at 229.5	1.499127E-07	4.77E-09	27 out of 27
229Th/232Th fr.corr	<u>1.310746E-03</u>	<u>1.08E-05</u>	26 out of 27
230Th/232Th fr.corr	<u>7.123789E-03</u>	<u>5.01E-05</u>	24 out of 27
230Th/232Th fr.& sp.corr	<u>7.123747E-03</u>	<u>5.01E-05</u>	24 out of 27
229Th/230Th only fr.corr	<u>1.826388E-01</u>	<u>7.72E-04</u>	25 out of 27
U beam	1.602239E+00	4.30E-02	26 out of 27
Th beam	1.884435E-02	6.15E-04	27 out of 27
Baseline at 230.5	1.988697E-07	4.18E-09	27 out of 27

DATA RE-ANALYSIS

Sample Name is J22A

Started analysis at 11:09 on the Friday, December 12, 2014

Source is : Data_25214.txt

Analysis file is : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Exp. fract. factor	1.375670E+00	9.75E-03	23 out of 25
Baseline at 229.5	2.046252E-07	5.14E-10	25 out of 25
229Th/232Th fr.corr	1.139275E-04	3.38E-07	24 out of 25
230Th/232Th fr.corr	5.387574E-04	5.13E-06	22 out of 25
230Th/232Th fr. & sp.corr	5.387529E-04	5.13E-06	22 out of 25
229Th/230Th only fr.corr	2.113630E-01	2.92E-03	24 out of 25
U beam	2.091803E+00	1.10E-01	25 out of 25
Th beam	1.217374E-01	3.20E-03	24 out of 25
Baseline at 230.5	2.903173E-07	1.52E-09	25 out of 25

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 11:09

Run File : C:\Nu Plasma\Analysis\Th_IC1_22.nrf

Sample : J22A

Law Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25214.txt

Axial Masses used : 233.78 234.78

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.361170E+00	1.99E-02	15 out of 15
Baseline at 229.5	2.066828E-07	1.40E-15	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	1.136623E-04	5.08E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr.corr	5.264538E-04	7.20E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	5.264492E-04	7.20E-06	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	2.135065E-01	1.53E-03	13 out of 15
U beam	1.671372E+00	5.02E-02	14 out of 15
Th beam	1.149845E-01	5.75E-04	13 out of 15
Baseline at 230.5	2.964056E-07	0.00E+00	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.359158E+00	8.61E-03	9 out of 11
Baseline at 229.5	2.015389E-07	0.00E+00	11 out of 11
229Th/232Th fr.corr	1.132482E-04	4.90E-07	10 out of 11
230Th/232Th fr.corr	5.479136E-04	1.05E-05	9 out of 11
230Th/232Th fr.& sp.corr	5.479090E-04	1.05E-05	9 out of 11
229Th/230Th only fr.corr	2.130194E-01	5.77E-03	10 out of 11
U beam	2.661278E+00	1.85E-01	10 out of 11
Th beam	1.315542E-01	6.40E-03	10 out of 11
Baseline at 230.5	2.311948E-07	1.23E-15	11 out of 11

Running total results

Exp. fract. factor	1.375670E+00	9.35E-03	23 out of 26
Baseline at 229.5	2.045065E-07	5.98E-10	26 out of 26
229Th/232Th fr.corr	1.117766E-04	3.57E-07	25 out of 26
230Th/232Th fr.corr	5.348513E-04	6.27E-06	23 out of 26
230Th/232Th fr.& sp.corr	5.348465E-04	6.27E-06	23 out of 26
229Th/230Th only fr.corr	2.131158E-01	3.30E-03	25 out of 26
U beam	2.651803E+00	1.10E-01	25 out of 26
Th beam	1.226003E-01	3.19E-03	25 out of 26
Baseline at 230.5	2.895660E-07	1.50E-09	26 out of 26

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 11:43

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_2Z.nrf

Sample : J22B

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25216.txt

Axial Masses used : 233.79 234.78

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.415283E+00	3.54E-02	14 out of 15
Baseline at 229.5	1.349215E-07	2.19E-16	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	2.094826E-04	4.01E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	7.121963E-04	3.91E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr. & sp.corr	7.121879E-04	3.91E-06	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	2.938183E-01	1.97E-03	14 out of 15
U beam	1.048212E+00	4.65E-02	15 out of 15
Th beam	7.184665E-02	3.28E-03	15 out of 15
Baseline at 230.5	2.499420E-07	1.34E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.440705E+00	2.82E-02	13 out of 13
Baseline at 229.5	1.425108E-07	7.88E-16	13 out of 13
229Th/232Th fr.corr	2.089479E-04	6.25E-07	12 out of 13
230Th/232Th fr.corr	7.212544E-04	6.22E-06	12 out of 13
230Th/232Th fr. & sp.corr	7.212461E-04	6.22E-06	12 out of 13
229Th/230Th only fr.corr	2.890725E-01	2.91E-03	12 out of 13
U beam	1.257617E+00	1.92E-02	12 out of 13
Th beam	6.580230E-02	7.94E-04	12 out of 13
Baseline at 230.5	1.813007E-07	0.00E+00	13 out of 13

Running total results

Exp. fract. factor	1.427523E+00	2.26E-02	27 out of 28
Baseline at 229.5	1.384451E-07	7.28E-16	28 out of 28
229Th/232Th fr.corr	2.090746E-04	3.79E-07	27 out of 28
230Th/232Th fr.corr	7.163770E-04	3.60E-06	26 out of 28
230Th/232Th fr. & sp.corr	7.163686E-04	3.60E-06	26 out of 28
229Th/230Th only fr.corr	2.924550E-01	1.87E-03	27 out of 28
U beam	1.166572E+00	3.26E-02	27 out of 28
Th beam	6.873902E-02	1.79E-03	27 out of 28
Baseline at 230.5	2.180728E-07	6.59E-09	28 out of 28

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 12:31

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Sample : J23A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25218.txt

Axial Masses used : 233.78 234.79

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.341272E+00	2.81E-02	15 out of 15
Baseline at 229.5	1.551597E-07	0.00E+00	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	3.173956E-04	1.33E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	8.013458E-05	5.67E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	8.012153E-05	5.67E-07	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	3.988515E+00	3.38E-02	14 out of 15
U beam	1.150592E+00	1.65E-02	14 out of 15
Th beam	2.521041E-02	4.05E-04	14 out of 15
Baseline at 230.5	1.954675E-07	1.15E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.501837E+00	4.59E-02	8 out of 9
Baseline at 229.5	1.433541E-07	7.52E-16	9 out of 9
229Th/232Th fr.corr	3.177094E-04	1.29E-06	8 out of 9
230Th/232Th fr.corr	8.272510E-05	3.39E-06	9 out of 9
230Th/232Th fr.& sp.corr	8.271219E-05	3.39E-06	9 out of 9
229Th/230Th only fr.corr	3.880210E+00	1.78E-01	9 out of 9
U beam	1.198408E+00	1.05E-01	9 out of 9
Th beam	1.904274E-02	1.59E-03	9 out of 9
Baseline at 230.5	1.593760E-07	0.00E+00	9 out of 9

Running total results

Exp. fract. factor	1.397121E+00	2.87E-02	23 out of 24
Baseline at 229.5	1.507326E-07	1.19E-09	24 out of 24
229Th/232Th fr.corr	3.175097E-04	9.47E-07	22 out of 24
230Th/232Th fr.corr	8.151789E-05	1.34E-06	24 out of 24
230Th/232Th fr.& sp.corr	8.150491E-05	1.34E-06	24 out of 24
229Th/230Th only fr.corr	3.925512E+00	7.12E-02	24 out of 24
U beam	1.173418E+00	3.36E-02	22 out of 24
Th beam	2.402358E-02	6.95E-04	22 out of 24
Baseline at 230.5	1.819332E-07	3.64E-09	24 out of 24

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 12:54

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_ICl_2Z.nrf

Sample : J23B

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25219.txt

Axial Masses used : 233.78 234.80

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.308936E+00	2.47E-02	13 out of 15
Baseline at 229.5	2.515442E-07	1.20E-15	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	4.674275E-04	2.55E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	9.246889E-05	8.70E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	9.244972E-05	8.70E-07	15 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	5.049008E+00	5.22E-02	14 out of 15
U beam	1.612263E+00	8.99E-03	14 out of 15
Th beam	2.013310E-02	1.43E-04	14 out of 15
Baseline at 230.5	2.917677E-07	1.71E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.441570E+00	3.03E-02	9 out of 9
Baseline at 229.5	2.980078E-07	1.45E-15	9 out of 9
229Th/232Th fr.corr	4.749265E-04	2.77E-06	9 out of 9
230Th/232Th fr.corr	8.727143E-05	1.08E-06	9 out of 9
230Th/232Th fr.& sp.corr	8.725203E-05	1.08E-06	9 out of 9
229Th/230Th only fr.corr	5.450075E+00	8.67E-02	9 out of 9
U beam	1.579511E+00	6.69E-03	8 out of 9
Th beam	2.023193E-02	2.55E-04	8 out of 9
Baseline at 230.5	3.566987E-07	1.87E-15	9 out of 9

Running total results

Exp. fract. factor	1.363195E+00	2.35E-02	22 out of 24
Baseline at 229.5	2.689681E-07	4.69E-09	24 out of 24
229Th/232Th fr.corr	<u>4.703619E-04</u>	<u>2.01E-06</u>	23 out of 24
230Th/232Th fr.corr	9.051984E-05	8.46E-07	24 out of 24
230Th/232Th fr.& sp.corr	<u>9.050058E-05</u>	<u>8.46E-07</u>	24 out of 24
229Th/230Th only fr.corr	<u>5.219926E+00</u>	<u>6.06E-02</u>	24 out of 24
U beam	1.600353E+00	7.01E-03	22 out of 24
Th beam	2.025748E-02	1.50E-04	23 out of 24
Baseline at 230.5	3.161168E-07	6.55E-09	24 out of 24

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 13:14

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Sample : J26A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25220.txt

Axial Masses used : 233.79 234.79

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.408963E+00	1.48E-02	13 out of 15
Baseline at 229.5	1.728681E-07	0.00E+00	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	4.686621E-05	2.02E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	3.206495E-04	9.03E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	3.206476E-04	9.03E-07	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	1.463039E-01	9.65E-04	15 out of 15
U beam	1.185546E+00	9.93E-03	14 out of 15
Th beam	1.827748E-01	1.76E-03	14 out of 15
Baseline at 230.5	2.536805E-07	1.98E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.486015E+00	3.59E-02	11 out of 12
Baseline at 229.5	1.947929E-07	1.73E-15	12 out of 12
229Th/232Th fr.corr	4.631393E-05	2.81E-07	12 out of 12
230Th/232Th fr.corr	3.241033E-04	3.37E-06	11 out of 12
230Th/232Th fr.& sp.corr	3.241014E-04	3.37E-06	11 out of 12
229Th/230Th only fr.corr	1.435205E-01	2.02E-03	11 out of 12
U beam	1.171743E+00	1.07E-02	12 out of 12
Th beam	2.046414E-01	7.87E-03	12 out of 12
Baseline at 230.5	2.656267E-07	1.91E-15	12 out of 12

Running total results

Exp. fract. factor	1.415815E+00	1.55E-02	23 out of 27
Baseline at 229.5	1.826125E-07	2.14E-09	27 out of 27
229Th/232Th fr.corr	<u>4.661131E-05</u>	<u>1.74E-07</u>	26 out of 27
230Th/232Th fr.corr	3.216458E-04	8.77E-07	23 out of 27
230Th/232Th fr.& sp.corr	3.216439E-04	<u>8.77E-07</u>	23 out of 27
229Th/230Th only fr.corr	<u>1.451263E-01</u>	<u>1.13E-03</u>	26 out of 27
U beam	1.179176E+00	7.25E-03	26 out of 27
Th beam	1.848380E-01	1.49E-03	22 out of 27
Baseline at 230.5	2.589899E-07	1.16E-09	27 out of 27

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 16:25

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_ICl_2%.nrf

Sample : Blank

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25227.txt

Axial Masses used : 233.80 234.80

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.375957E+00	6.31E-02	14 out of 15
Baseline at 229.5	1.222726E-07	5.75E-16	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	8.750758E-03	9.14E-05	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	1.075223E-04	3.98E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr. & sp.corr	1.071610E-04	3.98E-06	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	7.981283E+01	3.38E+00	14 out of 15
U beam	9.064961E-01	3.45E-02	15 out of 15
Th beam	2.043082E-03	4.84E-05	15 out of 15
Baseline at 230.5	1.770423E-07	8.63E-16	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.426514E+00	2.17E-02	5 out of 5
Baseline at 229.5	1.077029E-07	0.00E+00	5 out of 5
229Th/232Th fr.corr	8.747023E-03	9.21E-05	5 out of 5
230Th/232Th fr.corr	1.081815E-04	6.24E-06	5 out of 5
230Th/232Th fr. & sp.corr	1.078245E-04	6.24E-06	5 out of 5
229Th/230Th only fr.corr	8.190652E+01	4.57E+00	5 out of 5
U beam	1.031351E+00	7.05E-03	5 out of 5
Th beam	1.881356E-03	2.58E-05	5 out of 5
Baseline at 230.5	1.450406E-07	5.41E-16	5 out of 5

Running total results

Exp. fract. factor	1.336046E+00	2.66E-02	17 out of 20
Baseline at 229.5	1.186302E-07	1.45E-09	20 out of 20
229Th/232Th fr.corr	8.749775E-03	7.03E-05	19 out of 20
230Th/232Th fr.corr	1.076958E-04	3.27E-06	19 out of 20
230Th/232Th fr. & sp.corr	1.073362E-04	3.27E-06	19 out of 20
229Th/230Th only fr.corr	8.036380E+01	2.71E+00	19 out of 20
U beam	9.377098E-01	2.85E-02	20 out of 20
Th beam	2.002650E-03	3.98E-05	20 out of 20
Baseline at 230.5	1.690419E-07	3.18E-09	20 out of 20

Série d'échantillons qui ont été retiré de la suite de l'analyse car la valeur des rapports isotopiques $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ indique une possible contamination en Th

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 13:46

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_ZZ.nrf

Sample : J11E

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25221.txt

Axial Masses used : 233.79 234.80

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.165517E+00	7.37E-02	14 out of 15
Baseline at 229.5	1.635923E-07	0.00E+00	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	3.261687E-04	1.44E-06	15 out of 15
230Th/232Th fr.corr	4.664372E-05	7.29E-07	14 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	4.663037E-05	7.29E-07	14 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	7.017839E+00	1.10E-01	14 out of 15
U beam	1.385217E+00	9.41E-03	14 out of 15
Th beam	4.116650E-02	3.47E-04	14 out of 15
Baseline at 230.5	2.285232E-07	1.84E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.323201E+00	3.69E-02	9 out of 10
Baseline at 229.5	1.922631E-07	9.30E-16	10 out of 10
229Th/232Th fr.corr	3.224980E-04	1.61E-06	10 out of 10
230Th/232Th fr.corr	5.241208E-05	8.44E-07	8 out of 10
230Th/232Th fr.& sp.corr	5.239893E-05	8.44E-07	8 out of 10
229Th/230Th only fr.corr	6.062942E+00	1.61E-01	9 out of 10
U beam	1.327931E+00	1.51E-02	10 out of 10
Th beam	4.878385E-02	1.54E-03	10 out of 10
Baseline at 230.5	2.361126E-07	1.14E-15	10 out of 10

Running total results

Exp. fract. factor	1.271926E+00	2.14E-02	22 out
Baseline at 229.5	1.750606E-07	2.87E-09	25 out
229Th/232Th fr.corr	3.246831E-04	9.69E-07	23 out
230Th/232Th fr.corr	4.934279E-05	9.83E-07	23 out
230Th/232Th fr.& sp.corr	4.932950E-05	<u>9.83E-07</u>	23 out
229Th/230Th only fr.corr	6.644184E+00	1.34E-01	23 out
U beam	1.362717E+00	9.48E-03	24 out
Th beam	4.337452E-02	7.49E-04	23 out
Baseline at 230.5	2.315590E-07	7.59E-10	25 out of 25

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 14:11

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_22.nrf

Sample : J11F

Tau Correction Invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25222.txt

Axial Masses used : 233.78 234.78

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.437402E+00	2.85E-02	15 out of 15
Baseline at 229.5	1.475703E-07	9.44E-16	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	2.244774E-04	1.01E-06	15 out of 15
230Th/232Th fr.corr	1.892732E-05	4.03E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.891813E-05	4.03E-07	15 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	1.193505E+01	2.56E-01	15 out of 15
U beam	1.452910E+00	2.46E-02	15 out of 15
Th beam	4.063920E-02	5.84E-04	15 out of 15
Baseline at 230.5	2.074418E-07	1.64E-15	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.505986E+00	2.44E-02	8 out of 8
Baseline at 229.5	1.228347E-07	4.05E-16	8 out of 8
229Th/232Th fr.corr	2.242083E-04	1.19E-06	8 out of 8
230Th/232Th fr.corr	1.802782E-05	4.03E-07	8 out of 8
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.801864E-05	4.03E-07	8 out of 8
229Th/230Th only fr.corr	1.248166E+01	2.94E-01	8 out of 8
U beam	1.266480E+00	1.06E-02	8 out of 8
Th beam	3.911224E-02	8.42E-04	8 out of 8
Baseline at 230.5	1.686518E-07	0.00E+00	8 out of 8

Running total results

Exp. fract. factor	1.471457E+00	1.95E-02	22 out of 23
Baseline at 229.5	1.389666E-07	2.51E-09	23 out of 23
229Th/232Th fr.corr	2.240385E-04	7.08E-07	22 out of 23
230Th/232Th fr.corr	1.831826E-05	2.50E-07	21 out of 23
230Th/232Th fr.& sp.corr	1.830906E-05	2.50E-07	21 out of 23
229Th/230Th only fr.corr	1.231303E+01	1.66E-01	21 out of 23
U beam	1.388065E+00	2.49E-02	23 out of 23
Th beam	3.988126E-02	4.59E-04	22 out of 23
Baseline at 230.5	1.939496E-07	3.94E-09	23 out of 23

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 14:30

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_IC1_23.nrf

Sample : J18D

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25223.txt

Axial Masses used : 233.66 234.78

Block Number: 1

Exp. fract. factor	-2.457884E-02	7.36E-02	14 out of 15
Baseline at 229.5	1.256456E-07	6.86E-16	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	2.294455E-04	1.06E-06	14 out of 15
230Th/232Th fr.corr	8.803737E-06	2.99E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr. & sp.corr	8.794311E-06	2.99E-07	15 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	2.597914E+01	8.24E-01	14 out of 15
U beam	1.169596E+00	1.81E-02	14 out of 15
Th beam	2.832273E-02	4.33E-04	14 out of 15
Baseline at 230.5	1.786445E-07	8.11E-16	15 out of 15

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	-2.526491E-01	6.30E-02	11 out of 11
Baseline at 229.5	1.433962E-07	8.61E-16	11 out of 11
229Th/232Th fr.corr	2.246489E-04	1.84E-06	11 out of 11
230Th/232Th fr.corr	8.651165E-06	5.85E-07	11 out of 11
230Th/232Th fr. & sp.corr	8.641965E-06	5.85E-07	11 out of 11
229Th/230Th only fr.corr	2.596997E+01	1.85E+00	10 out of 11
U beam	1.706518E+00	6.03E-02	11 out of 11
Th beam	3.355508E-02	7.61E-04	10 out of 11
Baseline at 230.5	1.730368E-07	5.58E-16	11 out of 11

Running total results

Exp. fract. factor	-1.551101E-01	4.66E-02	24 out of 26
Baseline at 229.5	1.331555E-07	1.75E-09	26 out of 26
229Th/232Th fr.corr	2.273350E-04	1.09E-06	25 out of 26
230Th/232Th fr.corr	9.805869E-06	2.50E-07	24 out of 26
230Th/232Th fr. & sp.corr	8.996522E-06	2.50E-07	24 out of 26
229Th/230Th only fr.corr	2.585750E+01	8.19E+01	24 out of 26
U beam	1.361816E+00	5.61E-02	24 out of 26
Th beam	3.067028E-02	6.62E-04	24 out of 26
Baseline at 230.5	1.762720E-07	5.54E-16	24 out of 26

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 15:45

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\Th_ICI_22.nrf

Sample : J20A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25226.txt

Axial Masses used : 233.81 234.82

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.385590E+00	4.66E-03	13 out of 15
Baseline at 229.5	2.040687E-07	1.18E-15	15 out of 15
229Th/232Th fr.corr	4.954363E-05	2.37E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr.corr	2.153730E-05	1.18E-07	15 out of 15
230Th/232Th fr.& sp.corr	2.153527E-05	1.18E-07	15 out of 15
229Th/230Th only fr.corr	2.291080E+00	1.28E-02	14 out of 15
U beam	4.748992E+00	8.46E-02	14 out of 15
Th beam	3.416874E-01	7.27E-03	15 out of 15
Baseline at 230.5	3.428693E-07	1.13E-15	15 out of 15

Analyse des rapports isotopiques en Uranium.

La série commence et se termine par l'analyse d'une solution test. Sur chaque feuille de résultats, le nom de l'échantillon est spécifié à la 4ème ligne.

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 16:57

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC0&1_2Z.nrf

Sample : U 050 new

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25229.txt

Axial Masses used : 238.82

Block Number: 1

Exp. fract. factor	6.227669E+00	2.10E-01	19 out of 20
Gain/factor IC0	1.004581E+00	3.06E-03	19 out of 20
Gain/factor IC1	1.038735E+00	1.51E-03	18 out of 20
236U/238U fr. corr	1.480126E+00	6.45E-02	20 out of 20
234U/238U fr. corr.	1.546596E+00	7.65E-02	20 out of 20
234U/238U fr.& sp. corr.	1.523030E+00	6.42E-02	20 out of 20
Total U beam	3.416146E-01	1.22E-03	19 out of 20
Baseline at 235.5	2.241453E-05	3.24E-14	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.305945E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	1.146832E-07	3.31E-16	20 out of 20
Baseline at 234.5	1.619058E-07	7.73E-16	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	-5.429681E+01	2.10E-01	1 out of 1
Gain/factor IC0	1.887933E+00	3.06E-03	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.557313E+00	1.51E-03	1 out of 1
236U/238U fr. corr	1.662801E-04	6.45E-02	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	1.153929E-04	7.65E-02	1 out of 1
234U/238U fr.& sp. corr.	1.151669E-04	6.42E-02	1 out of 1
Total U beam	2.694424E-02	1.22E-03	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.085858E-05	3.24E-14	1 out of 1
Baseline at 236.5	1.993601E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 233.5	9.697479E-08	3.31E-16	1 out of 1
Baseline at 234.5	6.889427E-08	7.73E-16	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	6.227669E+00	2.10E-01	19 out of 21
- Gain/factor IC0	1.004581E+00	3.06E-03	19 out of 21
- Gain/factor IC1	1.038735E+00	1.51E-03	18 out of 21
236U/238U fr. corr	1.480126E+00	6.45E-02	20 out of 21
234U/238U fr. corr.	1.546596E+00	7.65E-02	20 out of 21
234U/238U fr.& sp. corr.	1.523030E+00	6.42E-02	20 out of 21
Total U beam	3.416146E-01	1.22E-03	19 out of 21
Baseline at 235.5	2.241453E-05	3.24E-14	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.305945E-05	1.49E-07	20 out of 21
Baseline at 233.5	1.146832E-07	3.31E-16	20 out of 21
Baseline at 234.5	1.619058E-07	7.73E-16	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 18:15

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC041_23.nrf

Sample : GlA

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25230.txt

Axial Masses used : 238.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.147961E+00	1.13E-02	19 out of 20
Gain/factor IC0	1.516573E+00	5.01E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.562738E+00	7.03E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr	1.438555E-04	1.02E-07	19 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.529945E-05	2.52E-08	19 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	5.510398E-05	2.51E-08	19 out of 20
Total U beam	2.984537E+00	9.31E-03	20 out of 20
Baseline at 235.5	2.302082E-05	1.31E-13	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.520091E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	2.968273E-07	1.87E-15	20 out of 20
Baseline at 234.5	5.503534E-07	0.00E+00	20 out of 20

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 20:19

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC061_22.nrf

Sample : J208third

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25236.txt

Axial Masses used : 238.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.189924E+00	9.03E-03	18 out of 20
Gain/factor IC0	1.559743E+00	7.18E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.539478E+00	6.98E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr.	5.201915E-05	1.08E-07	20 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.436494E-05	5.71E-08	19 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	5.429419E-05	5.71E-08	19 out of 20
Total U beam	2.480943E+00	5.90E-03	19 out of 20
Baseline at 235.5	2.895511E-05	1.30E-13	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.825613E-05	1.46E-13	20 out of 20
Baseline at 233.5	5.346266E-07	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 234.5	7.564041E-07	5.19E-15	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.221499E+00	9.03E-03	1 out of 1
Gain/factor IC0	1.610795E+00	7.18E-02	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.517389E+00	6.98E-02	1 out of 1
236U/238U fr. corr.	5.166731E-05	1.08E-07	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	5.466934E-05	5.71E-08	1 out of 1
234U/238U fr. & sp. corr.	5.459910E-05	5.71E-08	1 out of 1
Total U beam	2.519240E+00	5.90E-03	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.812710E-05	1.30E-13	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.967797E-05	1.46E-13	1 out of 1
Baseline at 233.5	5.767895E-07	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 234.5	7.770639E-07	5.19E-15	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	1.191585E+00	8.70E-03	19 out of 21
Gain/factor IC0	1.562174E+00	6.83E-02	21 out of 21
Gain/factor IC1	1.538426E+00	6.64E-02	21 out of 21
236U/238U fr. corr.	5.200239E-05	1.04E-07	21 out of 21
234U/238U fr. corr.	5.438016E-05	5.62E-08	20 out of 21
234U/238U fr. & sp. corr.	5.430944E-05	5.62E-08	20 out of 21
Total U beam	2.482858E+00	5.92E-03	20 out of 21
Baseline at 235.5	2.895511E-05	1.30E-13	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.825613E-05	1.46E-13	20 out of 21
Baseline at 233.5	5.346266E-07	2.01E-09	20 out of 21
Baseline at 234.5	7.564041E-07	5.19E-15	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 18:57

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC0&1_22.nrf

Sample : J22A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25233.txt

Axial Masses used : 238.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.067633E+00	1.17E-02	19 out of 20
Gain/factor IC0	1.408921E+00	7.05E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.524758E+00	5.90E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr	6.209498E-05	1.14E-07	19 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.441930E-05	5.09E-08	19 out of 20
234U/238U fr.& sp. corr.	5.433487E-05	5.09E-08	19 out of 20
Total U beam	2.488436E+00	1.56E-02	18 out of 20
Baseline at 235.5	2.566397E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.743372E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	2.664699E-07	2.24E-15	20 out of 20
Baseline at 234.5	4.398020E-07	2.67E-15	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.207736E+00	1.17E-02	1 out of 1
Gain/factor IC0	1.805299E+00	7.05E-02	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.855753E+00	5.90E-02	1 out of 1
236U/238U fr. corr	6.224319E-05	1.14E-07	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	5.406929E-05	5.09E-08	1 out of 1
234U/238U fr.& sp. corr.	5.398466E-05	5.09E-08	1 out of 1
Total U beam	2.500568E+00	1.56E-02	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.585520E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.793204E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 233.5	2.538210E-07	2.24E-15	1 out of 1
Baseline at 234.5	4.772849E-07	2.67E-15	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	1.093638E+00	1.26E-02	20 out of 21
Gain/factor IC0	1.427796E+00	6.97E-02	21 out of 21
Gain/factor IC1	1.540519E+00	5.03E-02	21 out of 21
236U/238U fr. corr	6.210239E-05	1.09E-07	20 out of 21
234U/238U fr. corr.	5.440180E-05	5.14E-08	20 out of 21
234U/238U fr.& sp. corr.	5.431736E-05	5.14E-08	20 out of 21
Total U beam	2.489074E+00	1.48E-02	19 out of 21
Baseline at 235.5	2.566397E-05	9.11E-09	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.743372E-05	2.37E-08	20 out of 21
Baseline at 233.5	2.664699E-07	2.24E-15	20 out of 21
Baseline at 234.5	4.398020E-07	2.67E-15	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 18:31

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC041_23.nrf

Sample : J229 (first run)

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25231.txt

Axial Masses used : 238.80

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.144339E+00	9.59E-03	17 out of 20
Gain/factor IC0	1.531995E+00	6.59E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.493660E+00	6.80E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr	8.552431E-05	1.43E-07	19 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.450048E-05	6.40E-08	20 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	5.438430E-05	6.39E-08	20 out of 20
Total U beam	3.180353E+00	1.78E-02	19 out of 20
Baseline at 235.5	2.636098E-05	8.86E-14	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.814354E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	2.603563E-07	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 234.5	5.719830E-07	0.00E+00	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	-2.515179E-01	6.73E-01	2 out of 2
Gain/factor IC0	1.651565E+00	1.95E-01	2 out of 2
Gain/factor IC1	1.390746E+00	2.07E-01	2 out of 2
236U/238U fr. corr	7.145957E-05	9.20E-06	2 out of 2
234U/238U fr. corr.	5.076003E-05	2.57E-06	2 out of 2
234U/238U fr. & sp. corr.	5.066287E-05	2.56E-06	2 out of 2
Total U beam	1.637029E-01	9.50E-02	2 out of 2
Baseline at 235.5	2.385064E-05	0.00E+00	2 out of 2
Baseline at 236.5	2.416022E-05	0.00E+00	2 out of 2
Baseline at 233.5	3.263414E-07	0.00E+00	2 out of 2
Baseline at 234.5	2.787016E-07	0.00E+00	2 out of 2

Running total results

Exp. fract. factor	1.144339E+00	9.59E-03	17 out of 22
Gain/factor IC0	1.542865E+00	6.16E-02	22 out of 22
Gain/factor IC1	1.475213E+00	6.34E-02	22 out of 22
236U/238U fr. corr	<u>8.544987E-05</u>	<u>1.54E-07</u>	20 out of 22
234U/238U fr. corr.	5.450048E-05	6.40E-08	20 out of 22
234U/238U fr. & sp. corr.	<u>5.438430E-05</u>	<u>6.39E-08</u>	20 out of 22
Total U beam	3.180353E+00	1.78E-02	19 out of 22
Baseline at 235.5	2.636098E-05	8.86E-14	20 out of 22
Baseline at 236.5	2.814354E-05	2.50E-07	20 out of 22
Baseline at 233.5	2.603563E-07	4.14E-09	20 out of 22
Baseline at 234.5	5.719830E-07	1.84E-08	20 out of 22

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 18:44

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC0&1_22.nrf

Sample : J22Basec (new and old)

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25232.txt

Axial Masses used : 238.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.198137E+00	9.32E-03	19 out of 20
Gain/factor IC0	1.531508E+00	6.81E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.361682E+00	6.60E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr.	8.476891E-05	1.96E-07	20 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.439569E-05	5.92E-08	19 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	5.428050E-05	5.92E-08	19 out of 20
Total U beam	4.379135E+00	1.56E-01	20 out of 20
Baseline at 235.5	2.724077E-05	8.71E-14	20 out of 20
Baseline at 236.5	3.143124E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	6.661751E-07	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 234.5	1.175210E-06	5.34E-15	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.112228E+00	3.12E-02	2 out of 2
Gain/factor IC0	1.738288E+00	1.88E-01	2 out of 2
Gain/factor IC1	1.310264E+00	2.54E-01	2 out of 2
236U/238U fr. corr.	8.456746E-05	2.29E-07	2 out of 2
234U/238U fr. corr.	5.455989E-05	9.98E-08	2 out of 2
234U/238U fr. & sp. corr.	5.444491E-05	9.95E-08	2 out of 2
Total U beam	3.472277E+00	1.58E-02	2 out of 2
Baseline at 235.5	2.731757E-05	8.85E-14	2 out of 2
Baseline at 236.5	3.263046E-05	0.00E+00	2 out of 2
Baseline at 233.5	4.030780E-07	0.00E+00	2 out of 2
Baseline at 234.5	6.504905E-07	4.00E-15	2 out of 2

Running total results

Exp. fract. factor	1.189955E+00	1.04E-02	21 out of 22
Gain/factor IC0	1.550306E+00	6.43E-02	22 out of 22
Gain/factor IC1	1.357008E+00	6.22E-02	22 out of 22
236U/238U fr. corr.	8.475059E-05	1.79E-07	22 out of 22
234U/238U fr. corr.	5.443982E-05	4.94E-08	20 out of 22
234U/238U fr. & sp. corr.	5.432464E-05	4.94E-08	20 out of 22
Total U beam	4.296693E+00	1.53E-01	22 out of 22
Baseline at 235.5	2.724077E-05	8.71E-14	20 out of 22
Baseline at 236.5	3.143124E-05	7.52E-08	20 out of 22
Baseline at 233.5	6.661751E-07	1.65E-08	20 out of 22
Baseline at 234.5	1.175210E-06	5.34E-15	20 out of 22

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 20:38

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC0&1_22.nrf

Sample : J23A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25237.txt

Axial Masses used : 238.80

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.123900E+00	2.80E-02	18 out of 20
Gain/factor IC0	1.460423E+00	6.83E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.584311E+00	6.40E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr	1.368208E-03	1.99E-06	19 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.740800E-05	8.79E-08	19 out of 20
234U/238U fr.& sp. corr.	5.554612E-05	8.83E-08	19 out of 20
Total U beam	9.015468E-01	5.32E-03	19 out of 20
Baseline at 235.5	2.368872E-05	1.14E-13	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.562525E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	2.285232E-07	1.36E-15	20 out of 20
Baseline at 234.5	2.932013E-07	0.00E+00	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.679157E+00	2.80E-02	1 out of 1
Gain/factor IC0	1.585984E+00	6.83E-02	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.685572E+00	6.40E-02	1 out of 1
236U/238U fr. corr	1.372305E-03	1.99E-06	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	5.815912E-05	8.79E-08	1 out of 1
234U/238U fr.& sp. corr.	5.629337E-05	8.83E-08	1 out of 1
Total U beam	9.248732E-01	5.32E-03	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.242013E-05	1.14E-13	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.072732E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 233.5	2.539475E-07	1.36E-15	1 out of 1
Baseline at 234.5	3.128492E-07	0.00E+00	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	1.153124E+00	3.95E-02	19 out of 21
Gain/factor IC0	1.466403E+00	6.93E-02	21 out of 21
Gain/factor IC1	1.589133E+00	6.11E-02	21 out of 21
236U/238U fr. corr	1.367313E-03	1.63E-06	19 out of 21
234U/238U fr. corr.	5.744556E-05	9.15E-08	20 out of 21
234U/238U fr.& sp. corr.	5.558342E-05	9.17E-08	20 out of 21
Total U beam	9.027131E-01	5.18E-03	20 out of 21
Baseline at 235.5	2.368872E-05	1.14E-13	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.562525E-05	2.33E-07	20 out of 21
Baseline at 233.5	2.265232E-07	1.36E-15	20 out of 21
Baseline at 234.5	2.932013E-07	9.36E-10	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 20:56

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_ICO&1_Fr_fix.nrf

Sample : J233

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25238.txt

Axial Masses used : 238.82

Block Number: 1

235U/238U fr. corr.	7.525089E-03	3.20E-06	19 out of 20
236U/238U fr. corr.	2.117428E-03	1.55E-06	20 out of 20
234U/238U fr. corr.	6.063061E-05	7.71E-08	20 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	5.715184E-05	7.77E-08	20 out of 20
Total U beam	8.648323E-01	4.50E-03	19 out of 20
Baseline at 236.5	2.393430E-05	1.38E-13	20 out of 20
Baseline at 234.5	3.356172E-07	0.00E+00	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

235U/238U fr. corr.	7.463960E-03	3.20E-06	1 out of 1
236U/238U fr. corr.	2.112665E-03	1.55E-06	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	6.013109E-05	7.71E-08	1 out of 1
234U/238U fr. & sp. corr.	5.725879E-05	7.77E-08	1 out of 1
Total U beam	8.776116E-01	4.50E-03	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.396533E-05	1.38E-13	1 out of 1
Baseline at 234.5	3.685043E-07	0.00E+00	1 out of 1

Running total results

235U/238U fr. corr.	7.525089E-03	3.20E-06	19 out of 21
236U/238U fr. corr.	2.117201E-03	1.49E-06	21 out of 21
234U/238U fr. corr.	6.003540E-05	7.35E-08	21 out of 21
234U/238U fr. & sp. corr.	5.715623E-05	7.41E-08	21 out of 21
Total U beam	8.654713E-01	4.32E-03	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.393430E-05	1.38E-13	20 out of 21
Baseline at 234.5	3.356172E-07	1.57E-09	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 19:42

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC0&1_22.nrf

Sample : J26A

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25235.txt

Axial Masses used : 230.01

Block Number: 1

Exp. fract. factor	1.148407E+03	2.46E-02	19 out of 20
Gain/factor IC0	1.525284E+03	7.10E-02	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.381917E+03	5.85E-02	20 out of 20
236U/238U fr. corr.	4.387081E-05	3.31E-07	20 out of 20
234U/238U fr. corr.	5.400553E-05	6.18E-08	19 out of 20
234U/238U fr.& sp. corr.	5.394583E-05	6.18E-08	19 out of 20
Total U beam	2.144474E+00	7.60E-03	20 out of 20
Baseline at 235.5	1.992058E-05	2.68E-14	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.205802E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	2.243069E-07	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 234.5	4.545169E-07	0.00E+00	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	1.203200E+00	2.46E-02	1 out of 1
Gain/factor IC0	1.836869E+00	7.10E-02	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.339167E+00	5.85E-02	1 out of 1
236U/238U fr. corr.	4.175791E-05	3.31E-07	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	5.420430E-05	6.18E-08	1 out of 1
234U/238U fr.& sp. corr.	5.414753E-05	6.18E-08	1 out of 1
Total U beam	2.137608E+00	7.60E-03	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.669177E-05	2.68E-14	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.680739E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 233.5	2.340981E-07	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 234.5	3.880867E-07	0.00E+00	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	1.151147E+03	2.35E-02	20 out of 21
Gain/factor IC0	1.540122E+03	6.92E-02	21 out of 21
Gain/factor IC1	1.379881E+03	5.57E-02	21 out of 21
236U/238U fr. corr.	4.377019E-05	3.31E-07	21 out of 21
234U/238U fr. corr.	<u>5.401547E-05</u>	<u>5.95E-08</u>	20 out of 21
234U/238U fr.& sp. corr.	<u>5.395591E-05</u>	<u>5.95E-08</u>	20 out of 21
Total U beam	2.140820E+00	6.76E-03	20 out of 21
Baseline at 235.5	1.992058E-05	2.68E-14	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.205802E-05	2.26E-07	20 out of 21
Baseline at 233.5	2.243069E-07	4.66E-10	20 out of 21
Baseline at 234.5	4.545169E-07	3.16E-09	20 out of 21

Nu Plasma Isotope Analysis Program

Date : Friday, December 12, 2014

Time : 21:41

Run File : C:\Nu Plasma\Analyses\U_IC041_22.ncf

Sample : U50 gain

Tau Correction invoked

Raw data is stored in file: C:\Nu Plasma\Results\Data_25239.txt

Axial Masses used : 238.81

Block Number: 1

Exp. fract. factor	4.197542E+00	6.46E-02	20 out of 20
Gain/factor IC0	9.612960E-01	9.91E-04	20 out of 20
Gain/factor IC1	1.003499E+00	1.04E-03	19 out of 20
236U/238U fr. corr.	1.320466E+00	4.09E-02	19 out of 20
234U/238U fr. corr.	1.472208E+00	5.76E-02	20 out of 20
234U/238U fr. & sp. corr.	1.611036E+00	5.58E-02	20 out of 20
Total U beam	6.073484E-01	2.05E-03	19 out of 20
Baseline at 235.5	2.345344E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 236.5	2.351770E-05	0.00E+00	20 out of 20
Baseline at 233.5	1.780214E-07	4.81E-16	20 out of 20
Baseline at 234.5	3.484769E-07	1.96E-15	20 out of 20

Block Number: 2

Block data

Exp. fract. factor	4.845722E+01	6.46E-02	1 out of 1
Gain/factor IC0	9.568018E-01	9.91E-04	1 out of 1
Gain/factor IC1	1.334992E+00	1.04E-03	1 out of 1
236U/238U fr. corr.	1.590753E+00	4.09E-02	1 out of 1
234U/238U fr. corr.	1.136354E+00	5.76E-02	1 out of 1
234U/238U fr. & sp. corr.	1.745094E+00	5.58E-02	1 out of 1
Total U beam	2.341126E-02	2.05E-03	1 out of 1
Baseline at 235.5	2.109977E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 236.5	2.215896E-05	0.00E+00	1 out of 1
Baseline at 233.5	1.794455E-07	4.81E-16	1 out of 1
Baseline at 234.5	1.526299E-07	1.96E-15	1 out of 1

Running total results

Exp. fract. factor	4.197542E+00	6.46E-02	20 out of 21
Gain/factor IC0	9.610820E-01	9.67E-04	21 out of 21
Gain/factor IC1	1.003499E+00	1.04E-03	19 out of 21
236U/238U fr. corr.	1.333600E+00	4.11E-02	20 out of 21
234U/238U fr. corr.	1.456215E+00	5.70E-02	21 out of 21
234U/238U fr. & sp. corr.	1.617419E+00	5.35E-02	21 out of 21
Total U beam	6.073484E-01	2.05E-03	19 out of 21
Baseline at 235.5	2.345344E-05	1.12E-07	20 out of 21
Baseline at 236.5	2.351770E-05	6.47E-08	20 out of 21
Baseline at 233.5	1.780214E-07	4.81E-16	20 out of 21
Baseline at 234.5	3.484769E-07	1.96E-15	20 out of 21