

Processus et taux de déformation générant la sismicité en France métropolitaine et en Europe occidentale proche

Bulletin de la Société Géologique de France 2020, 191, 19

Stéphane Mazzotti, Hervé Jomard, Frédéric Masson

(traduction post-éditée par N. Bacaër, suggestions d'amélioration : nicolas.bacaer@ird.fr)



Résumé

La majeure partie de la France métropolitaine et de l'Europe occidentale voisine est actuellement située dans le domaine intraplaque Eurasie, loin des principales limites de plaques (la dorsale atlantique et la zone de convergence Nubie – Eurasie). Comme dans les autres régions intraplaques, les taux de déformation et de sismicité actuels sont très lents, résultant dans de fortes limites et incertitudes sur la sismotectonique actuelle et les aléas sismiques. Au cours des deux dernières décennies, de nouvelles données et recherches géologiques, sismologiques et géodésiques ont mis en évidence des modes de déformation inattendus en France métropolitaine, comme l'extension ca. 0,5 mm a⁻¹ perpendiculaire à la chaîne dans les Pyrénées et les Alpes occidentales qui ne peut pas être associée à l'histoire de formation des montagnes. Ailleurs, les données actuelles sur la déformation et la sismicité fournissent une image partielle qui indique des régimes de déformation généralement en extension ou décrochement (sauf dans l'avant-pays des Alpes occidentales). Une revue des nombreuses études et observations montre que la tectonique des plaques (mouvement des plaques, convection du manteau) n'est pas le seul, ni probablement le principal moteur de la déformation actuelle et de la sismicité, et que des processus supplémentaires doivent être envisagés, tels que l'énergie potentielle de la topographie, l'érosion ou le réajustement isostatique glaciaire depuis la dernière glaciation. Le rôle exact de chaque processus varie probablement d'une région à l'autre et reste à caractériser. De plus, l'héritage structural (affaiblissement de la croûte / du manteau à la suite d'événements tectoniques passés) peut jouer un rôle important dans la localisation et l'amplification de la déformation jusqu'à des facteurs de 5–20, ce qui pourrait expliquer une partie de la variabilité spatiale de la sismicité. Sur la base de cette revue, nous identifions trois axes de recherche qui devraient être développés pour mieux caractériser la sismicité, les taux de déformation et les processus associés en France métropolitaine : la sismicité macrosismique et historique, notamment en ce qui concerne les estimations des magnitudes de moment ; la déformation géodésique, y compris dans les régions de faible sismicité où le rapport de la déformation sismique à asismique reste un paramètre majeur inconnu ; un cadre sismotectonique intégré et cohérent comprenant modèles numériques et données géologiques, sismologiques et géodésiques. Ce dernier a le potentiel pour des améliorations significatives dans la caractérisation de la sismicité et des aléas sismiques en France métropolitaine mais aussi en Europe occidentale.

1. Introduction

Du point de vue de la tectonique des plaques, la majeure partie de la France métropolitaine et de l'Europe occidentale continentale appartient actuellement à la plaque Eurasie (Fig. 1). Les données géologiques, sismologiques et géodésiques indiquent que la convergence Nubie-Eurasie (4–6 mm an⁻¹) se fait principalement le long de la marge nord du Maghreb, avec des complexités locales associées aux micro-plaques dans l'extrême sud de l'Espagne et autour de la région Adriatique (D'Agostino et coll., 2008 ; DeMets et coll., 2010 ; Nocquet, 2012). Ainsi, en dehors des Alpes occidentales, la France métropolitaine correspond au premier ordre à un domaine intra-plaque, loin des grandes frontières de plaques (Fig. 1).

La question des processus et des forces responsables de la sismicité intra-plaque est une énigme scientifique majeure. Une variété d'hypothèses sont proposées, couvrant une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, des intersections de failles ou des contrastes de densité crustale agissant comme des concentrateurs de contraintes locaux, au transfert de contraintes à l'échelle des plaques à partir de limites de champ lointain, ou aux réservoirs

de contraintes d'événements tectoniques passés (Sykes, 1978 ;Mazzotti, 2007 ;Calais et coll., 2016 ;Talwani, 2016). Alors que la charge à l'état d'équilibre de la tectonique des plaques domine généralement dans les régions limites des plaques, son rôle mineur dans les régions intraplaques entraîne des relations complexes entre l'accumulation de contraintes et la libération de contraintes sismiques qui dépendent des mécanismes d'entraînement. Cette complexité conduit à un spectre de modèles pour la déformation et la sismicité intraplaques actuelles qui se situent entre deux membres d'extrémité: d'une part, la dynamique des régions intraplaques est considérée comme similaire, mais beaucoup plus lente que celles des zones limites de plaque, avec un chargement lent taux et tremblements de terre récurrents sur de longues périodes de retour; d'autre part, la dynamique intraplaque est considérée comme différente de celle des régions limites de plaque, avec des taux de charge négligeables et des tremblements de terre qui peuvent ne pas se répéter sur des échelles de temps géologiques(Calais et coll., 2016). Cette absence de cadre consensuel pour expliquer la déformation intra-plaque conduit à des incertitudes importantes dans la caractérisation de la sismicité et de l'aléa sismique associé (Stein et Mazzotti, 2007).

Au cours des deux dernières décennies, une richesse de nouvelles données géologiques, sismologiques et géodésiques a mis en évidence des modes de déformation inattendus en France métropolitaine, conduisant au développement de nouveaux modèles essayant d'identifier les processus et mécanismes à l'origine de l'actuel. déformation et sismicité. La plupart de ces études portent sur un processus spécifique appliqué à une région spécifique (Alpes occidentales, Graben du Rhin supérieur, etc.). Dans cet article de synthèse, nous proposons un panorama et une synthèse de ces études afin de rassembler et de discuter de la variété des informations sur les taux et processus de déformation à l'origine de la sismicité en France et en Europe occidentale contiguë. En raison de sa portée et du volume de publications associées, cette revue ne fournit pas un aperçu exhaustif de toutes les études associées à la sismicité, déformation ou processus géodynamiques actuels. En tant que tel, la plupart des références utilisées dans cet article sont censées être considérées comme des exemples et n'indiquent pas qu'ils sont les seuls ou les principaux contributeurs au sujet connexe. Les lecteurs doivent se référer aux études originales pour obtenir des références et des informations supplémentaires.

Cet article de synthèse est organisé en quatre sections principales. Dans un premier temps, nous présentons les connaissances actuelles sur la sismicité en France métropolitaine (section 2) sous l'angle des données instrumentales, historiques et géologiques. Dans la section suivante, nous présentons les avancées récentes dans la caractérisation de la cinématique et des taux de déformation à l'aide de la géodésie terrestre et spatiale (section 3). Des modèles de processus et de mécanismes à l'origine de cette déformation et sismicité sont présentés dans la section 4 . Enfin, nous discutons certaines des implications pour mieux caractériser la sismicité et les estimations de l'aléa sismique en France (Sect. 5).

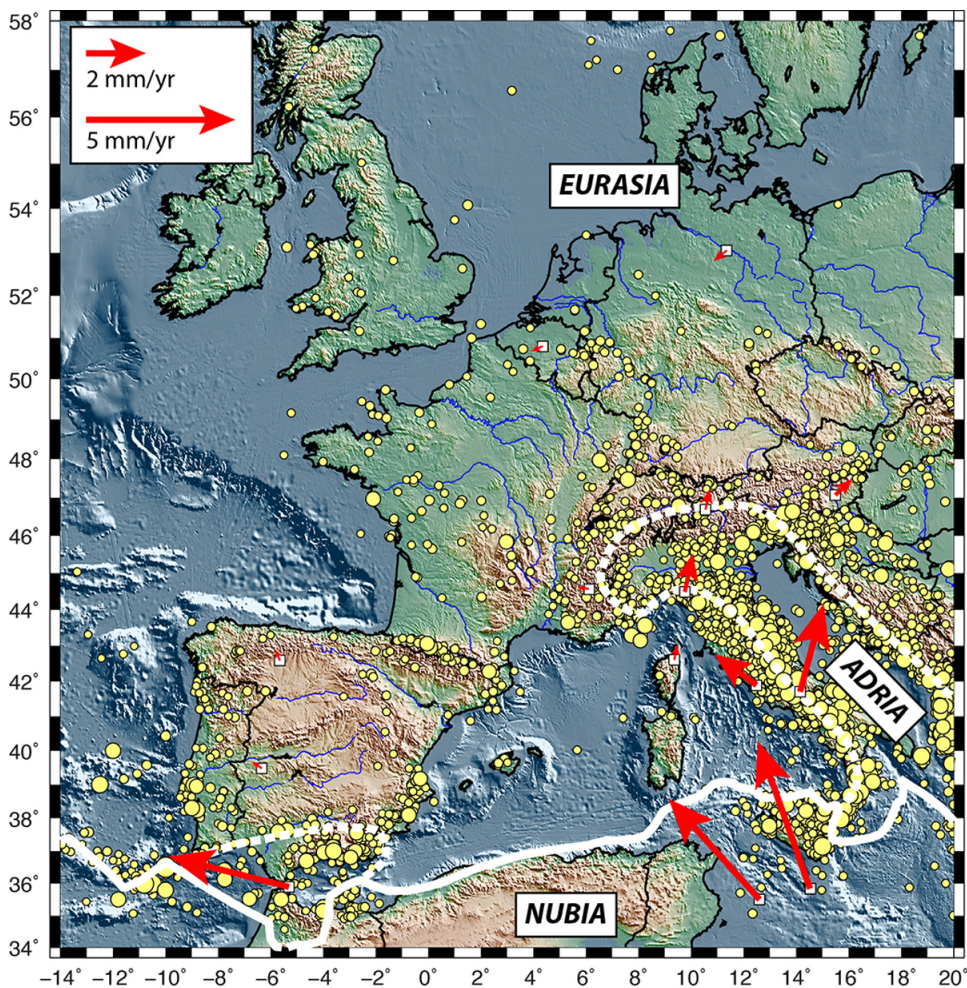


Fig. 1. Cadre tectonique actuel de l'Europe occidentale. La ligne blanche continue montre la limite de la plaque Nubie – Eurasie. Les lignes blanches pointillées montrent les limites des micro-plaques Adria et Alboran. De petits (resp. Grands) cercles jaunes montrent des tremblements de terre de magnitude $M_w \geq 4,5$ (resp. $M_w \geq 6,0$) de 1000 après JC à 2006 (catalogue SHARE, Giardini et al., 2013). Les vecteurs rouges avec des bases blanches montrent les vitesses GNSS par rapport à l'Europe occidentale (Masson et coll., 2019b) pour quelques sites sélectionnés illustrant les mouvements relatifs des plaques et des micro-plaques.

2 Sismicité

Les réseaux sismiques enregistrent l'activité sismique quotidienne en France métropolitaine. Bien que la plupart des tremblements de terre soient trop faibles pour être ressentis par la population, certains sont ressentis toutes les quelques semaines, produisent des dommages mineurs toutes les quelques années ou provoquent des effondrements de bâtiments et des décès toutes les quelques décennies. Des études historiques et géologiques montrent que des événements similaires ou peut-être plus importants et plus dommageables se sont produits dans le passé, indiquant que, bien que rares à l'échelle d'une vie, les tremblements de terre destructeurs ne peuvent être exclus.

Ci-après, les magnitudes des séismes sont données sous forme de magnitudes de moment (M_w) lorsqu'elles sont disponibles ou sous forme de magnitudes génériques (M) dans le cas contraire, sans distinction entre les différents types d'estimations de magnitudes locales (cf. Cara et coll., 2015 pour plus de détails sur les conversions de magnitude).

2.1 Sismicité pré-instrumentale et instrumentale

Le premier système d'enregistrement sismologique en France est installé en 1892 à Strasbourg (alors partie de l'Empire prussien), suivi dans les décennies suivantes par des observatoires supplémentaires à Paris-St. Maur, Marseille, Puy de Dôme... Du fait de leur rareté et de leur sensibilité limitée, leurs archives ne fournissent pas le même niveau d'information que les réseaux modernes et cette période est donc souvent qualifiée de «pré-instrumentale». Ces observatoires ont enregistré des événements importants, tels que le tremblement de terre

meurtrier de Lambesc en 1909 (Baroux et coll., 2003), et a contribué à la publication des premiers catalogues instrumentaux sur une base mensuelle à annuelle relativement régulière au cours de la première moitié du 20^e siècle. Avec des enregistrements similaires d'autres pays, ces enregistrements pré-instrumentaux sont maintenant numérisés et réanalysés afin de déduire les caractéristiques des tremblements de terre du début des années 1900 (Lee et coll., 1988 ; Cara et coll., 2008 ; Amorèse et coll., 2020).

À partir du début des années 1960, la couverture instrumentale en France métropolitaine devient généralement suffisante pour observer tous les séismes ressentis par la population (soit $M \geq \sim 2,5$). À partir de 1962, un réseau national est déployé par le Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA), qui contribue à la caractérisation de la sismicité métropolitaine en diffusant annuellement des bulletins et catalogues, selon le CEA chargé des alertes sismiques auprès des autorités françaises. À partir des années 80, plusieurs réseaux nationaux et régionaux se développent à des fins de recherche académique et de communication publique (ex : RéNaSS, Sismalp). Ils sont désormais intégrés au réseau RESIF (<https://www.resif.fr>), qui comprendra ca. 300 stations couvrant l'ensemble du territoire en 2020. SI-Hex (Cara et al., 2015) est le catalogue le plus récent et le plus complet de tremblements de terre instrumentaux pour la France métropolitaine et les régions transfrontalières, couvrant la période 1962–2009. La figure 2 présente le catalogue SI-Hex et son complément le plus récent jusqu'en 2018. Au cours de cette période, plus de 50 000 séismes ont été enregistrés avec une magnitude de complétude $M_w \approx 2,5$. En raison de l'évolution du réseau au cours des cinq dernières années, le nombre annuel de tremblements de terre enregistrés a augmenté, atteignant plus de 5000 en 2017 (Fig. 2b), mais avec un taux de tremblement de terre relativement faible. 2012-2015 en raison des redéploiements du réseau lors de l'installation du nouveau réseau haut débit (RLBP). La sismicité suit une distribution classique de Gutenberg-Richter (c'est-à-dire des fréquences de tremblement de terre inversement proportionnelles à leur magnitude) avec env. 10 à 15 tremblements de terre de magnitude $M_w \geq 3,0$ par an et un peu moins d'un $M_w \geq 4,0$ par an (Fig. 2c). L'extrapolation de cette distribution à de grandes magnitudes indiquerait une magnitude $M_w \geq 6,0$ environ tous les 300 ans. Cette extrapolation est problématique au vu des données historiques et de la stabilité du catalogue à long terme (cf. Sect. 2.4).

Hormis les bassins de Paris et d'Aquitaine, l'ensemble du pays est affecté par une sismicité modérée et diffuse (Fig. 2a). Les zones les plus actives sont les Pyrénées et les Alpes. Dans le premier cas, la sismicité couvre toute la chaîne de montagnes, avec une activité plus élevée dans les régions du centre et de l'ouest, tandis que les tremblements de terre dans les Alpes françaises ont tendance à se concentrer le long de la partie interne (orientale) de la chaîne. Une activité sismique plus faible s'étend au nord-est de la France (Jura, Alsace, Vosges), où les séismes se concentrent principalement dans le Sundgau, au nord du front du Jura, le Graben du Rhin et les Vosges. Une sismicité plus éparse est enregistrée dans le centre et l'ouest de la France, dans le Massif armoricain et le Massif central. D'ici 2020, la densification du réseau sismologique devrait améliorer les détections de petits séismes ($M < 2$) et pourrait modifier les détails de cette distribution de sismicité, notamment dans les zones à faible densité comme les bassins d'Aquitaine et de Paris.

Des tremblements de terre instrumentaux moyens à importants ($M_w > 4,5-5$) ont été enregistrés dans toutes les régions présentant une sismicité de fond (Fig. 2a). Les plus notables sont:

- Dans les Pyrénées: Arette, 13 août 1967, $M_w = 5,2$ (dernier séisme meurtrier);
- Dans les Alpes: Corrençon-en-Vercors, 25 avril 1962, $M_w = 5,5$; Annecy, 15 juillet 1996, $M_w = 4,9$; Barcelonnette, 7 avril 2014, $M_w = 4,8$;
- Le long de la marge ligurienne: 19 juillet 1963, $M_w = 6,0$;
- En Alsace et dans les Vosges: Rambervillers, 22 février 2003, $M_w = 4,9$;
- Dans l'ouest de la France: Oléron, 7 septembre 1972, $M_w = 5,0$. Plus récemment, le séisme du 11 novembre 2019 au Teil (près de Montélimar), $M_w = 4,9$, rappelle qu'une sismicité importante peut également se produire le long de la vallée du Rhône.

La sismicité des essaims est également enregistrée, caractérisée par des séries de tremblements de terre limités à quelques kilomètres et de plusieurs semaines à plusieurs mois, sans séquence claire de choc principal / réplique. Ces dernières années, l'une des principales zones sujettes aux essaims est la haute vallée de l'Ubaye (Alpes), avec plus de 16 000 séismes en 2003 et 2004, dont plusieurs de magnitude $M > 2$. Deux tremblements de terre $M > 4$ avec des séquences de répliques claires se sont produits en février 2012 et avril 2014 pendant l'essaim en cours (De Barros et coll., 2019).

Les mécanismes focaux sont également dérivés de la sismicité instrumentale, fournissant des informations importantes sur les failles et les déformations. Ces données dépendent fortement de la couverture du réseau et du modèle de vitesse utilisé pour les emplacements des séismes, en particulier pour les petits événements ($M < 3-4$) qui constituent la majorité des données. Les mécanismes focaux sont estimés depuis les années 1990 dans de nombreuses études à l'échelle locale et nationale, mais avec un fort accent sur les Alpes (Nicolas et coll., 1990

;Baroux et coll., 2001 ;Mazabraud et coll., 2005). Un catalogue de mécanismes homogènes et cohérents (calculés avec la même procédure) n'existe pas, mais une compilation nationale, avec vérification au premier ordre des solutions et analyses régionales, est produite dans le cadre du RESIF (Mazzotti et coll., subm.). Cette compilation, illustrée à la figure 3 pour les tremblements de terre de magnitude $M_w \geq 4,0$, est développée comme ligne directrice pour les études sismotectoniques de la zone métropolitaine, avec des limites dues à l'hétérogénéité des études originales.

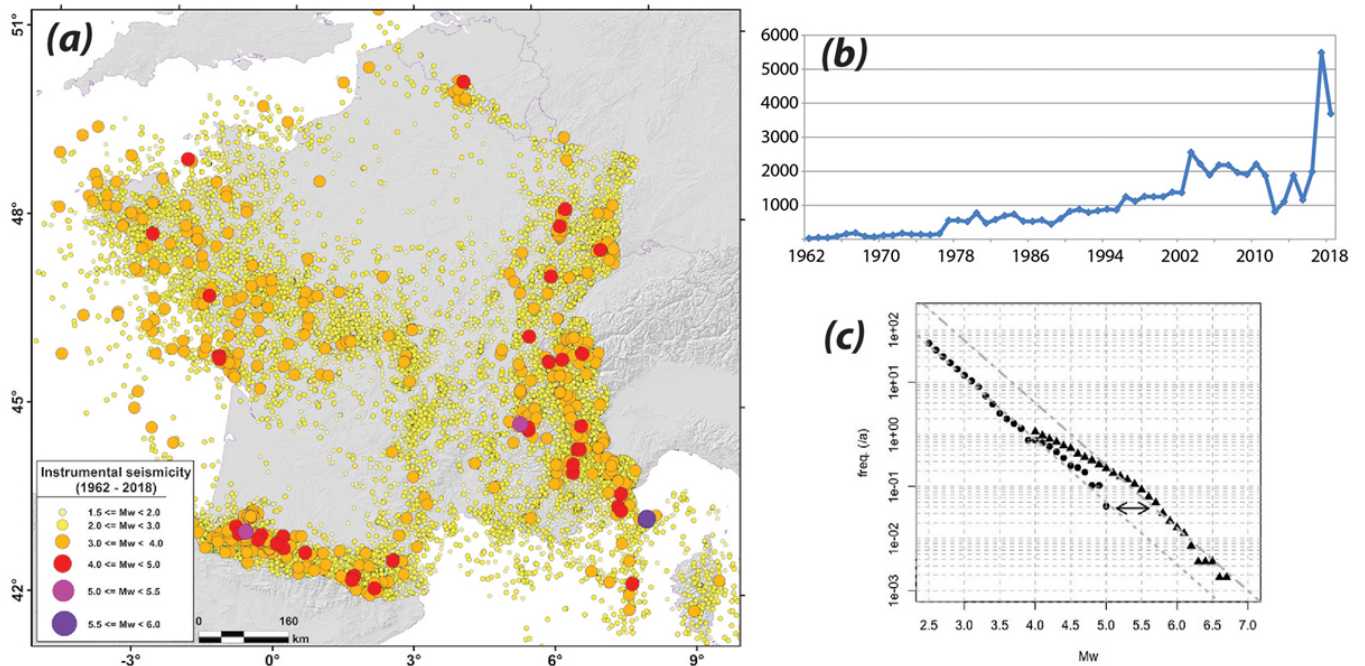


Fig. 2 Sismicité instrumentale en France métropolitaine. (a) Carte du catalogue SI-Hex étendu (1962–2018). Les cercles colorés indiquent les magnitudes des tremblements de terre M_w . (b) Nombre de tremblements de terre enregistrés par an. (c) Distribution cumulative magnitude-fréquence de la sismicité. Cercles pleins: catalogue instrumental SI-Hex (1962–2018), $M_w \geq 2,5$. Triangles pleins: catalogue FCAT17 historique et instrumental (Manchuel et coll., 2018), $M_w \geq 4,0$. Les lignes grises en pointillé et en trait plein montrent les modèles Gutenberg-Richter les mieux adaptés pour chaque catalogue, la flèche à double tête indiquant un décalage apparent de 0,5 point de magnitude.

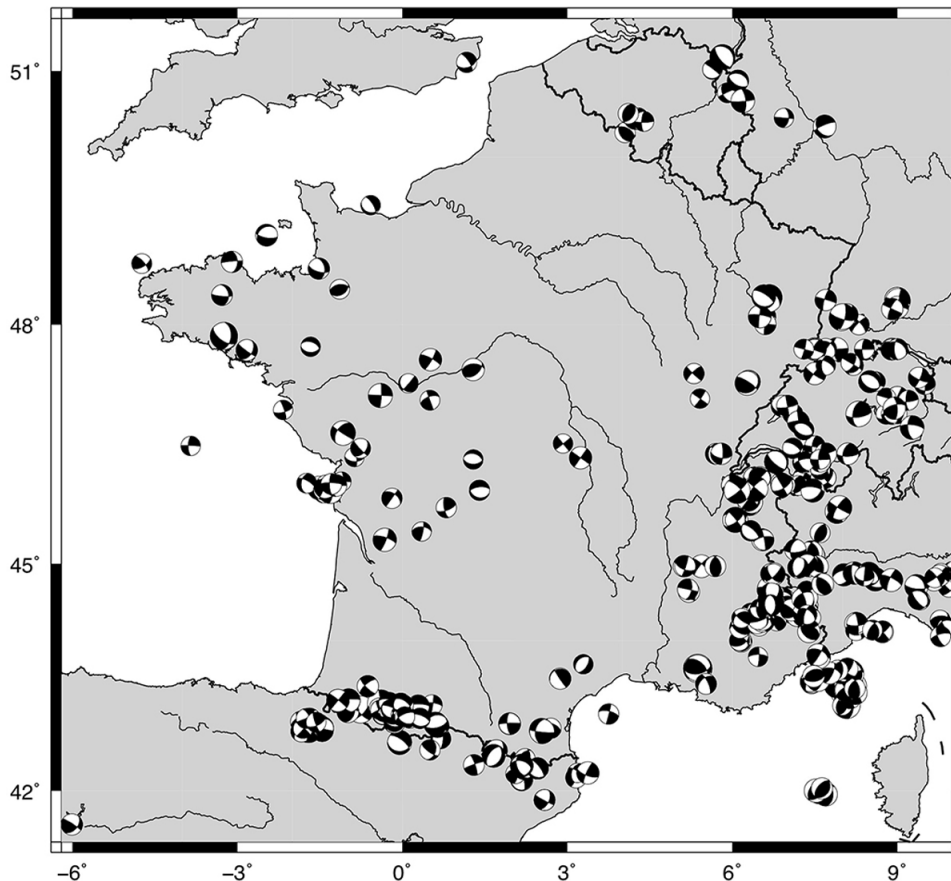


Fig. 3 Mécanismes focaux sismiques en France métropolitaine. Projections dans l'hémisphère inférieur des mécanismes focaux pour les tremblements de terre de magnitude $M_w \geq 4,0$ (compilation de Mazzotti et al., Subm.).

2.2 Données macrosismiques et tremblements de terre historiques

Avant le développement des sismomètres, les tremblements de terre sont principalement connus à partir de documents écrits relatant des témoignages humains et des dommages aux bâtiments provenant de diverses sources (par exemple, correspondances personnelles, actes paroissiaux ou notariaux, journaux). Les recherches sur ce sujet commencent à la fin du XVIII^e siècle avec le premier catalogue national de sismicité historique (Perrey, 1845). L'enrichissement de ce travail fondateur conduit à la base de données SISFRANCE (Scotti et coll., 2004), dans laquelle les témoignages et les enregistrements de dommages sont interprétés par rapport à l'échelle d'intensité MSK-64. Des enquêtes macrosismiques collectant des témoignages et des informations sur les dommages auprès des communes sont menées en France depuis le séisme de Lambesc en 1909. Ils fournissent des informations plus exhaustives et plus rigoureuses que celles déduites des analyses d'archives, qui dépendent fortement de la disponibilité et de l'interprétation des documents historiques. Ces enquêtes sont devenues systématiques après chaque tremblement de terre ressenti après env. 1920 avec la création du «Bureau Central Sismologique Français» (BCSF, <http://www.franceseisme.fr>). Cette collection n'est pas continue tout au long du 20^e siècle mais est complète depuis 1983, avec des données macrosismiques définies de nos jours sur l'échelle d'intensité EMS98.

La version la plus récente du catalogue des séismes historiques SISFRANCE (2017), compilant des données macrosismiques de 217 av.J.-C. à 2008, est présentée à la figure 4. Les tremblements de terre sont associés à une intensité épacentrale I_0 (c'est-à-dire une intensité ressentie aussi près que possible de l'épicentre estimé), ce qui constitue un moyen pratique de séparer les tremblements de terre ressentis (I_0). Le schéma général de la sismicité historique est conforme à celle instrumentale (fig. 4a contre 2a), avec des complexités locales telles que la région du Pas-de-Calais où trois grands séismes historiques ont affecté un domaine d'activité très faible instrumentale (1382, $I_0 = VII - VIII$; 1449, $I_0 = VII$; 1580, $I_0 = VII - VIII$). Une situation similaire existe en Provence, où la sismicité instrumentale à proximité du système de failles Moyenne Durance-Trevaresse est faible par rapport aux événements historiques survenus dans la région (1708, $I_0 = VIII$; 1909, $I_0 = VIII - IX$). Ces observations illustrent que si les grands tremblements de terre ont tendance à se produire dans les zones où la sismicité de fond est importante, il n'est pas possible d'exclure leur occurrence dans les zones présentant une faible sismicité instrumentale.

En plus des études macrosismiques classiques, l'archéosismologie traite de l'analyse des traces laissées par les tremblements de terre sur les bâtiments et les structures historiques. Il n'est pas limité aux temps anciens et peut être appliqué aux tremblements de terre récents, tels que le tremblement de terre de Manosque de 1708 (Quenet et coll., 2004 ; Poursoulis et Levret-Albaret, 2014). Pour les événements plus anciens, très peu de données existent en France. Par exemple, une étude sur l'aqueduc romain de Nîmes conclut sur la survenue possible d'un ou deux tremblements de terre provoquant des troubles entre 250 et 350 après JC (Volant et coll., 2008); Les observations archéologiques sur les édifices romains de Vienne confirment la survenue d'un événement du 5^{ème} siècle rapporté dans la base de données SISFRANCE, avec peut-être des plus anciens (Adjadj et coll., 2014).

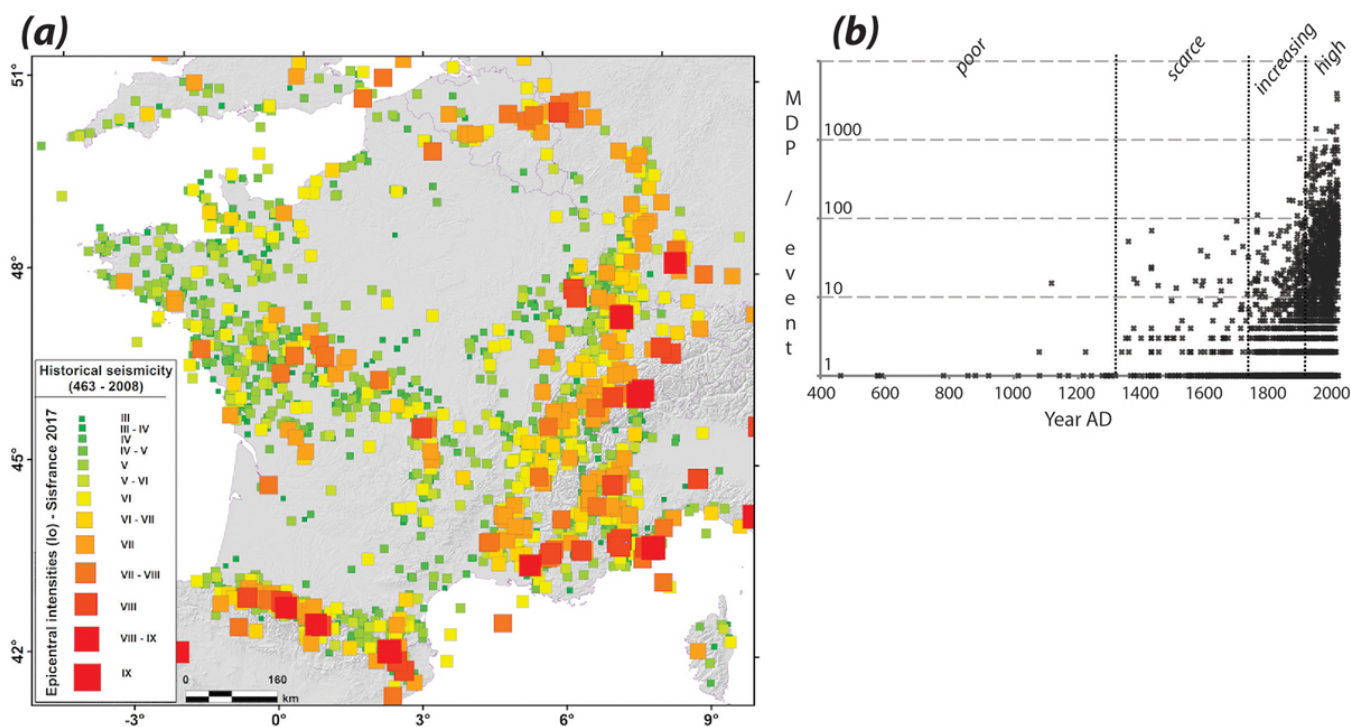


Fig. 4 Sismicité historique en France métropolitaine. (a) Carte du catalogue SISFRANCE 2017 (AD 463–2008). Les carrés de couleur indiquent les intensités épacentrales des tremblements de terre I_0 . (b) Nombre de points de données macrosismiques (MPD) par événement et par an AD. «Faible», «rare», «croissant» et «élevé» indiquent un niveau de connaissance sur les tremblements de terre historiques basé sur les types de documents et la disponibilité.

2.3 Paléosismicité et failles sismogènes

La paléosismologie traite des effets directs et indirects laissés par les tremblements de terre dans l'environnement géologique. Les observations géologiques et géophysiques peuvent fournir des informations sur les tremblements de terre et les failles sismogènes passés (c. -à- d. Les failles qui ont généré ou peuvent générer des tremblements de terre). Ces derniers sont particulièrement difficiles à évaluer dans les domaines intraplaques, où les preuves de terrain sont souvent ténues et complexes. En France métropolitaine, il existe peu de preuves géologiques d'occurrence de tremblements de terre sur des failles identifiées, alors que de nombreuses preuves de déformation post-miocène indiquent des incertitudes importantes concernant d'éventuelles failles sismogènes inconnues.

La base de données NEOPAL fournit un examen de ces données par un comité national d'experts (Fig. 5). Plusieurs compilations existent également à l'échelle régionale et nationale pour des indices néotectoniques potentiels (Baize et coll., 2013) et les failles sismogènes (Grellet et coll., 1993 ;Lacan et Ortuño, 2012). (Jomard et coll., 2017) compile la base de données la plus récente des failles sismogéniques potentielles à moins de 50 km des installations nucléaires (BDFa, Fig.5). En raison du manque ou de la rareté des contraintes dues à la déformation plio-quadernaire, les failles montrant des signes de déformation miocène ou plus récente sont considérées comme potentiellement sismogènes, en supposant que le champ de contraintes régional n'a pas connu de changements dramatiques depuis lors (voir la section 4.1 pour une discussion sur cette hypothèse). Cette approche est similaire au cadre méthodologique proposé dans les rapports récents pour identifier les failles sismogènes potentielles dans les régions à déformation lente (Bertil et Terrier, 2017 ;Terrier et coll., 2018).

Une limitation majeure des études néotectoniques et paléosismiques est leur tendance à se concentrer dans les régions de forte activité sismique, à proximité de séismes historiques majeurs ou à proximité d'installations critiques (Sévrier et coll., 1997 ;Ferry et coll., 2005 ;de La Taille et al., 2015). De ce fait, la plupart des failles des régions à sismicité modérée n'ont pas été étudiées en termes de potentiel sismogène (notamment dans le Massif Central, la Bretagne ou la majeure partie de la vallée du Rhône) et la majorité des failles sismogènes potentielles identifiées se situent en Provence, au nord Alpes, le Graben du Rhin supérieur et, dans une moindre mesure, les Pyrénées et les Alpes du sud-est (Fig. 5).

Les estimations géologiques de la magnitude et de la fréquence des tremblements de terre passés et potentiels futurs sont également sujettes à débat. Les relations d'échelle relatives aux décalages de défaut ou aux dimensions sont utilisées pour fournir des estimations des grandeurs associées (Wells et Coppersmith, 1994), conduisant à des magnitudes géologiques comprises entre $M \approx 6$ et $M \approx 7$ (Chardon et coll., 2005 ; Ferry et coll., 2005 ;Cushing et

coll., 2008). Très peu de failles sont associées à des observations directes de séismes récurrents et de leurs périodes de retour: la faille de Trevasse (Chardon et al., 2005) et la faille de Bâle Reinach (Ferry et al., 2005), plus potentiellement la faille de Courthézon (Combes et coll., 1993). Les taux de glissement de défaut peuvent également être utilisés pour fournir des estimations indirectes des périodes de retour des tremblements de terre, mais ils sont extrêmement difficiles à contraindre en raison des faibles taux de déformation, de l'érosion et des activités anthropiques qui limitent les observations. Dans ce contexte, peu de taux de glissement de faille sont déterminés en France et la plupart correspondent aux marqueurs du Pléistocène au Miocène (Jomard et al., 2017).

Les nouvelles méthodes d'archéosismologie et de paléosismologie peuvent fournir des informations importantes pour améliorer notre compréhension de la sismicité. L'archéosismologie a été développée principalement à partir d'observations qualitatives (Quenet et al., 2004 ; Poursoulis et Levret-Albaret, 2014), avec peu d'études quantitatives (par exemple, aqueduc de Nîmes, (Volant et al., 2008)). Les développements récents de la surveillance sismique et de la modélisation numérique de la réponse des bâtiments aux secousses permettent des analyses affinées des bâtiments historiques et du niveau de secousses qu'ils ont subis (cf étude des églises médiévales de Savoie (Limoge-Schraen et al., 2014)). Ces approches quantitatives devraient fournir de nouvelles données sur les tremblements de terre historiques connus ou inconnus en utilisant le grand parc de bâtiments historiques en France. De même, des progrès substantiels peuvent être attendus en paléosismologie. De nouvelles méthodes d'imagerie et de datation de surface et souterraine ont été largement appliquées dans de nombreuses régions tectoniques actives, mais encore rarement en France métropolitaine. LIDAR (Light Detection And Ranging) augmente considérablement l'identification des structures géomorphiques et des failles actives, y compris dans les régions intraplaques (Mikko et coll., 2015), mais son accessibilité reste limitée pour les études tectoniques en France. De même, la datation de la faille de la faille du sous-sol (Vrolijk et coll., 2018) ou des études de dépôts lacustres (Strasser et coll., 2006 ; Beck, 2009) peuvent considérablement améliorer les catalogues de tremblements de terre et résoudre des problèmes tels que les cycles sismiques irréguliers ou les tremblements de terre non répétés (Clark et coll., 2012 ; Calais et coll., 2016).

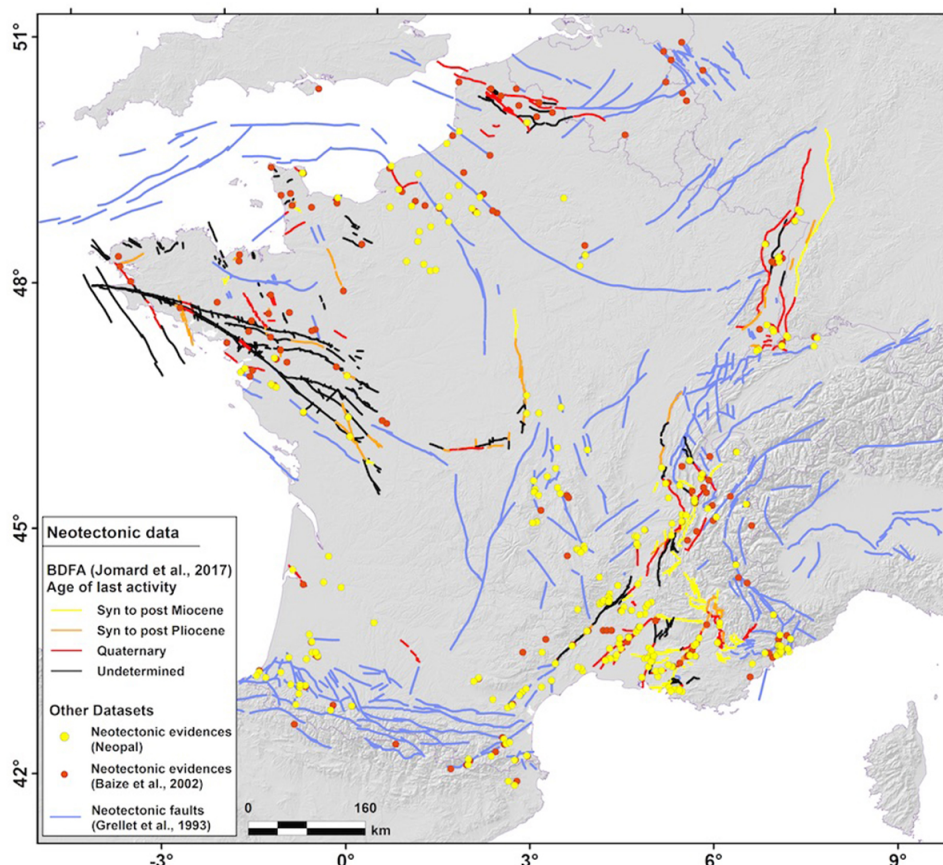


Fig. 5 Données néotectoniques et failles sismogènes potentielles en France métropolitaine. Les lignes bleu clair montrent les failles tectoniques de Grellet et al. (1993) . Les cercles jaunes et rouges montrent des indications de déformation post-miocène de la base de données NEOPAL et de Baize et al. (2013) . Les lignes noires, rouges, oranges et jaunes montrent les défauts de la base de données BDFa d'âge indéterminé, quaternaire, syn / post pliocène et syn / post miocène (Jomard et al., 2017).

2.4 Variations temporelles de la sismicité

Les variations temporelles de la sismicité peuvent être étudiées en combinant des données historiques et instrumentales dans un catalogue de sismicité homogène, avec une difficulté majeure due à l'impact de l'atténuation sismique régionale sur les estimations de magnitude (Mayor et coll., 2018). Pour le catalogue instrumental SI-Hex, cet effet est pris en compte en divisant le territoire français en quatre régions d'atténuation (Cara et coll., 2017). Pour les tremblements de terre historiques, le processus complexe d'estimations de magnitude à partir de données macrosismiques nécessite des événements d'étalonnage avec des magnitudes M_w instrumentales, des champs macrosismiques robustes et des lois régionales d'atténuation de l'intensité (Bakun et Scotti, 2006 ;Baumont et coll., 2018 ;Provost et Scotti, 2020). En France, le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018) fournit les estimations M_w les plus récentes combinant les jeux de données instrumentales SI-Hex et SISFRANCE historiques, en tenant compte des modèles d'atténuation régionaux disponibles.

L'évolution temporelle du taux de moment sismique annuel pour AD 400–2010 basé sur FCAT-17 (à l'exclusion des événements étiquetés comme «PAUVRE» et avec l'ajout du tremblement de terre du 19 juillet 1963, $M_w = 6,0$ Ligurie) est illustrée à la figure 6 . Pour un premier ordre, deux périodes principales sont observées:

- Avant le XVe siècle, le taux de moment annuel présente de fortes variations dues à l'incomplétude du catalogue. La plupart des événements sont associés à un point de données d'intensité (Fig. 4b) sans mention des dommages et des magnitudes qui sont probablement sous-estimées;
- Depuis le 15ème siècle, le taux de moment lissé sur 50 ans est stable ca. $10^{17} \text{ N m an}^{-1}$, malgré l'augmentation constante du nombre de données macrosismiques (Fig. 4b), suggérant que la plupart des grands séismes sont connus durant cette période et qu'une fenêtre de 50 ans permet de lisser les quelques événements manquants potentiels.

La période post-1450 est illustrée plus en détail sur la figure 6c . Lissé sur une fenêtre de 10 ans, le taux de moment sismique annuel varie de 2 à 3 ordres de grandeur jusqu'à env. 1700 après JC, après quoi il se stabilise vers ca. $1,1 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m an}^{-1}$, ce qui suggère que les grands tremblements de terre ($M_w \geq 5$) sont probablement complets pour toute la période post-1450, alors que certains événements plus petits ($M_w < 5$) devraient manquer avant 1700. Au cours des 50 années de la période instrumentale post-1960, le taux annuel moyen sur 10 ans montre un minimum systématique (environ $0,1 \times 10^{17} \text{ N m an}^{-1}$) par rapport à la moyenne d'avant 1960. Trois hypothèses peuvent expliquer cette apparente faible activité de la période post-1963:

- une surestimation systématique des séismes historiques (équivalant à 0,5 point de magnitude) soit à partir de surestimations des intensités, soit de biais dans les estimations de magnitude M_w ;
- une sous-estimation systématique (également équivalente à 0,5 point de magnitude) des magnitudes M_w dans SI-Hex;
- une période de quiescence sismique d'environ 50 ans depuis environ 1960, qui n'a pas été observée au cours des 500 dernières années.

Une observation similaire est faite en comparant les distributions magnitude-fréquence des catalogues historiques et instrumentaux (Fig. 2c). Un décalage systématique de ca. 0,5 point de magnitude est mis en évidence entre les deux catalogues dans la plage $M_w = 4,5-5,0$ et pour les extrapolations des distributions de Gutenberg-Richter. À l'heure actuelle, aucune preuve ne permet de rejeter l'une quelconque des explications possibles, excluant une conclusion claire concernant les variations temporelles de la sismicité et l'aléa sismique associé en France métropolitaine. Bien que les nouveaux réseaux fourniront des données importantes pour une meilleure caractérisation de la sismicité de fond, les améliorations du catalogue des tremblements de terre historiques et les conversions aux magnitudes M_w ressortent clairement comme une exigence majeure pour les études futures.

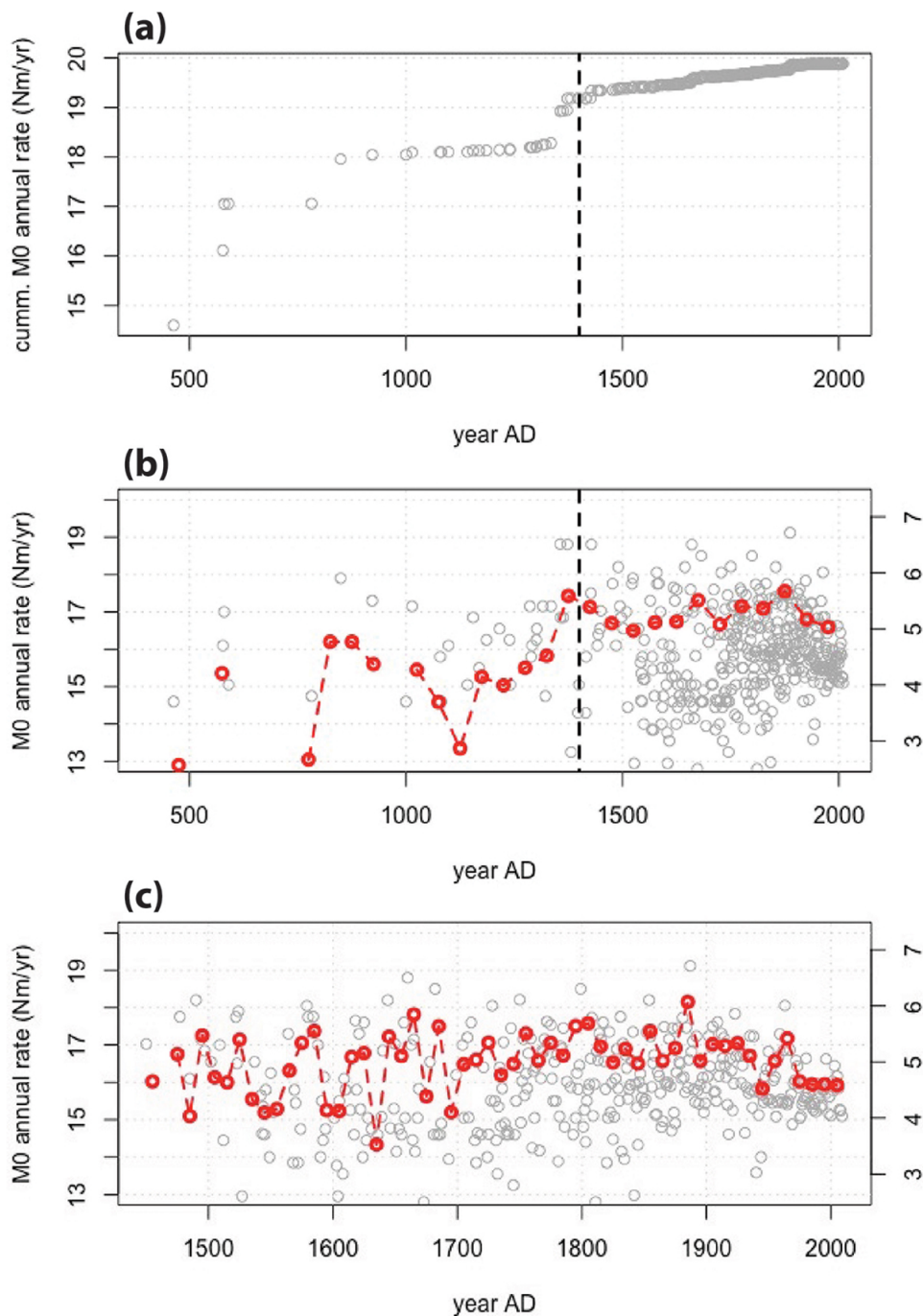


Fig. 6 Variations des taux de moment sismique annuels. Logarithme décimal du taux annuel cumulatif (a) et incrémental (b) du moment sismique du catalogue FCAT-17 AD 400–2010. Les symboles rouges en (b) indiquent la moyenne sur 50 ans. (c) Logarithme décimal de la vitesse incrémentielle du moment sismique AD 1450–2010. Les symboles rouges indiquent la moyenne sur 10 ans. Les étiquettes du côté droit indiquent la magnitude M_w équivalente.

3 Cinématique et taux de déformation

Par définition, la principale caractéristique d'une région intraplaque est son très faible taux de déformation qui ne peut être quantifié à l'aide de données géologiques classiques. Ainsi, les données géodésiques ont été utilisées pour tenter de fournir des estimations quantitatives de la cinématique locale et régionale et des taux de déformation en France métropolitaine, en utilisant dans un premier temps la géodésie terrestre traditionnelle (triangulation, nivellement) puis rapidement la géodésie spatiale. Les premières publications utilisant des levés géodésiques terrestres pour étudier la déformation en France ont suivi de près le développement de ces techniques dans des régions limitrophes de plaques comme la Californie.

3.1 Nivellement et triangulation

En raison de sa précision relativement faible sur de longues distances, la géodésie terrestre (nivellement, triangulation, trilatération) nécessite des levés séparés de plusieurs décennies afin d'estimer les vitesses avec un niveau de précision de quelques mm an^{-1} (soit quelques cm sur 10 ans). Les premières études sur la déformation verticale combinent les deux grandes enquêtes nationales de nivellement (1887–1907 et 1965–1979) avec des enquêtes régionales supplémentaires pour calculer les taux relatifs de soulèvement et d'affaissement dans diverses régions de France (Fourniguet, 1980). Ils estiment généralement des vitesses verticales différentielles (soulèvement et affaissement) jusqu'à $1\text{--}3 \text{ mm an}^{-1}$ sur des distances de $10\text{--}100 \text{ km}$. Ces mouvements verticaux sont provisoirement associés à des structures géologiques actives et à des failles, par exemple en Bretagne (Lenôtre et coll., 1999) ou les montagnes du Jura (Jouanne et coll., 1995), bien que les résultats soient à la limite de résolution de la méthode de nivellement, en particulier dans les régions à fort relief (Rigo et Cushing, 1999).

Contrairement au nivellement, seules quelques études ont pris en compte les données de triangulation et de trilatération pour les analyses de déformation horizontale en France et dans les régions voisines (Reilly et Gubler, 1990 ; Jouanne et coll., 1994). Par exemple, la comparaison des campagnes de triangulation de 1930–1936 et de 1979–1984 suggère un raccourcissement à des taux allant jusqu'à 5 mm an^{-1} dans le nord des Alpes françaises (Jouanne et al., 1994). Bien que compatible au premier ordre avec les indicateurs de déformation limitée (mécanismes focaux) dans cette région, un tel mouvement relatif rapide est probablement une expression de la résolution limitée des données de géodésie terrestre.

3.2 Géodésie spatiale, GPS, GNSS

L'avènement de la géodésie spatiale, et en particulier du GPS (Global Positioning System), a fortement amélioré la précision des mesures des positions relatives et des déplacements sur des distances de 10 à 1000 km . Les premiers projets GPS se concentrent sur les réarpentages des réseaux de géodésie terrestre existants dans les régions de déformation rapide attendue telles que les Alpes occidentales (Martinod et coll., 1996 ; Ferhat et coll., 1998 ; Calais et coll., 2000b). Ces études combinent les premières données de triangulation (généralement de 1940 à 1950) avec de nouvelles données GPS (début des années 1990) pour estimer les taux de déformation horizontale et les vitesses relatives. Les schémas de déformation dérivés indiquent un raccourcissement d'environ 1 à 5 mm an^{-1} de NW-SE à NS du nord au sud des Alpes françaises. La précision relativement faible des données de géodésie terrestre combinée à la complexité de l'ajustement de la géodésie terrestre et des mesures GPS entraîne une résolution limitée et des taux de déformation généralement surestimés.

Des réseaux GPS spécifiques dédiés aux applications géodynamiques ont été installés entre le milieu et la fin des années 1990, à la fois en mode d'acquisition campagne (épisode) et permanent (continu), d'abord dans les Alpes occidentales et lentement dans d'autres régions (Calais et coll., 2000a ; Vigny et coll., 2002 ; Masson et coll., 2010 ; L'équipe RENAG, 2010 ; Rigo et coll., 2015). Ces réseaux géodésiques sont maintenant complétés par de grands réseaux privés installés dans les années 2000 pour des applications de géomatique et de cadastre, fournissant plus de 700 stations GNSS (Global Navigation Satellite System) sur le territoire métropolitain (Fig. 7). Parallèlement aux développements du réseau, la précision de l'estimation de la vitesse géodésique s'est considérablement améliorée au cours de la dernière décennie en raison de l'augmentation naturelle de la durée des séries temporelles et des améliorations des caractéristiques GNSS, telles que la définition du cadre de référence, les éphémérides des satellites ou les étalonnages d'antennes (Dow et coll., 2009). Les analyses du bruit et de la variabilité des données GNSS indiquent que les stations avec env. 10 ans ou plus de mesures peuvent actuellement fournir des estimations des vitesses horizontales (resp. Verticales) avec une précision d'environ env. $0,2 \text{ mm an}^{-1}$ (resp. $0,5 \text{ mm an}^{-1}$) au niveau de confiance de 95% (Williams, 2003 ; Santamaría-Gómez et al., 2011 ; Masson et coll., 2019a).

En raison de ces réseaux concomitants et de ces développements techniques, des études récentes des vitesses et des taux de déformation GNSS régionaux ont identifié des signaux cohérents et significatifs dans les Alpes occidentales et centrales, les Pyrénées et le Graben du Rhin supérieur. Ils sont examinés dans les sections suivantes. En dehors de ces régions, la majorité des études ne fournissent que des limites approximatives sur la déformation maximale possible équivalente à des vitesses horizontales différentielles de $0,2$ à $0,5 \text{ mm an}^{-1}$ (Nocquet, 2012 ; Nguyen et coll., 2016). Cependant, des études très récentes utilisant des techniques de filtrage basées sur les réseaux indiquent que les vitesses horizontales cohérentes peuvent être résolues avec une précision de $0,1$ à $0,2 \text{ mm an}^{-1}$ à des échelles spatiales de 100 à 200 km (Masson et al., 2019b), ce qui entraîne l'identification de schémas de déformations complexes dans toute la France métropolitaine qui nécessiteront des analyses complémentaires avant de pouvoir être utilisés dans des modèles sismotectoniques.

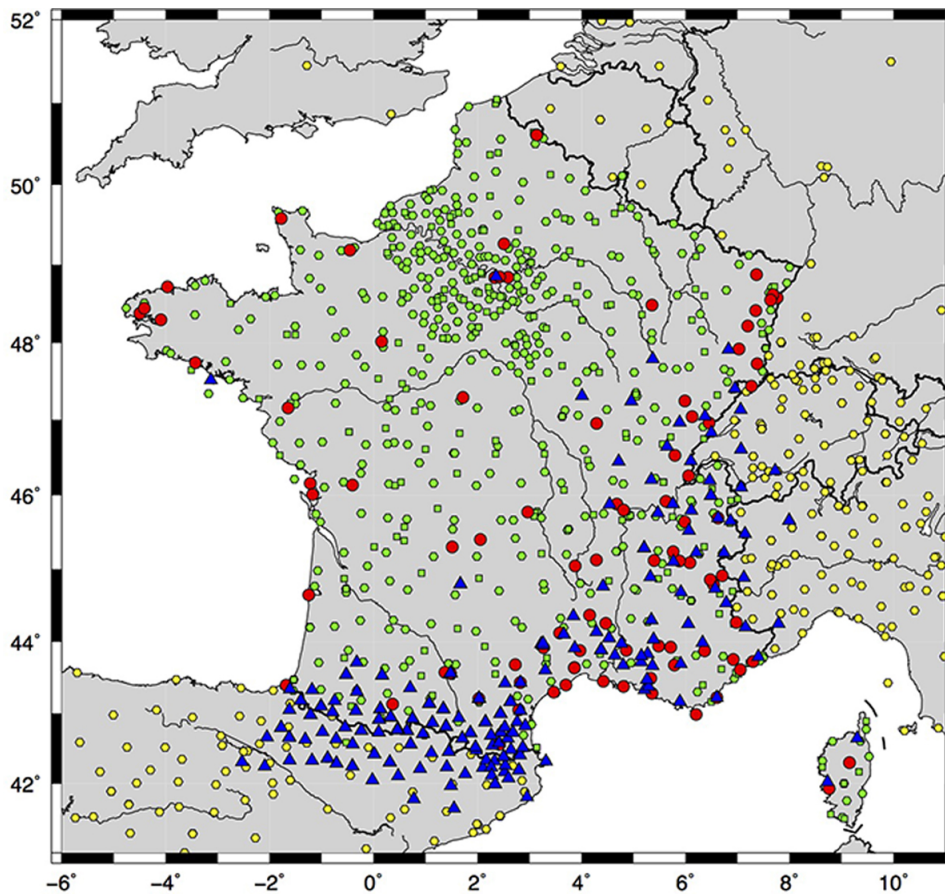


Fig. 7 Réseaux GNSS en France métropolitaine. Les cercles rouges indiquent les stations RENAG et IGN permanentes. Les cercles verts (resp. Jaunes) indiquent les stations permanentes d'autres opérateurs publics et privés en France (resp. Dans d'autres pays). Des triangles bleus montrent les stations de campagne dans le corridor Pyrénées - Alpes.

3.3 Alpes occidentales et centrales

La déformation la plus significative observée dans les Alpes occidentales et centrales est un taux de soulèvement actuel allant jusqu'à $2\text{--}3 \text{ mm an}^{-1}$ (Brockmann et coll., 2012 ; Serpelloni et coll., 2013 ; Nocquet et coll., 2016). La densité des stations géodésiques, combinée à la réévaluation conjointe des données de mise à niveau, permet une bonne détermination de la distribution spatiale des mouvements verticaux (figure 8) : Taux de soulèvement de $1,0$ à $2,5 \text{ mm an}^{-1}$ sont limités à la centrale et les Alpes nord des Alpes occidentales, alors que les régions environnantes, y compris le sud des Alpes occidentales, ne présentent pas de mouvement vertical significatif cohérent ($0,0 \pm 0,5 \text{ mm an}^{-1}$). À l'heure actuelle, une détermination plus précise de la configuration des mouvements verticaux est limitée à la fois par la qualité des données individuelles et par l'intégration des données à travers les frontières nationales.

Les estimations de la déformation horizontale bénéficient également des récentes améliorations des données GNSS, fournissant les premières quantifications significatives de la déformation actuelle dans les Alpes. Dans les Alpes occidentales, le mouvement relatif global sur toute l'aire de répartition, de la plaine du Pô à la vallée du Rhône, est probablement inférieur à env. $0,2 \text{ mm an}^{-1}$ (Nocquet, 2012 ; Sánchez et coll., 2018 ; Masson et coll., 2019b). Cependant, une extension orogène-normale significative est observée dans les domaines alpins intérieurs (Fig. 8) avec des vitesses de déformation ca. $(5\text{--}15) \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$, soit $0,5\text{--}1,5 \text{ mm an}^{-1}$ sur des distances de 100 km. Cette extension interne est combinée à des taux de raccourcissement orogènes-normaux plus lents env. $(1\text{--}5) \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$ dans l'avant-pays français (Sánchez et al., 2018 ; Walpersdorf et coll., 2018 ; Masson et coll., 2019b). Ces nouveaux modèles de déformation géodésiques sont cohérents avec les indicateurs de sismicité et de déformation sismo-tectonique (Sue et coll., 1999 ; Walpersdorf et coll., 2015). L'augmentation du volume et de la précision des données géodésiques et sismiques nécessite une réévaluation de la comparaison géodésique / sismique pour aborder des questions telles que la déformation asismique potentielle (Sue et coll., 2007).

Ces schémas de déformation horizontale dans les Alpes occidentales ne sont probablement pas liés à la cinématique régionale de la micro-plaque d'Adria (Fig. 1). Les analyses en blocs rigides définissent une rotation anti-horaire d'Adria par rapport à l'Eurasie avec un pôle situé dans le nord-ouest de l'Italie, entraînant un

raccourcissement à peu près NS des Alpes orientales et de très petits mouvements relatifs transtensionnels ($<0,5 \text{ mm an}^{-1}$) dans les Alpes occidentales (D'Agostino et al., 2008). En revanche, les données GPS suggèrent une transition rapide de l'extension EW dans les Alpes occidentales françaises à l'extension NS près de la frontière franco-italienne-suisse (Fig. 8), incompatible avec la rotation des micro-plaques Adria et nécessitant des mécanismes d'entraînement supplémentaires tels que le rebond isostatique de l'érosion, la déglaciation du dernier maximum glaciaire ou la déchirure de la plaque européenne (cf. section 4).

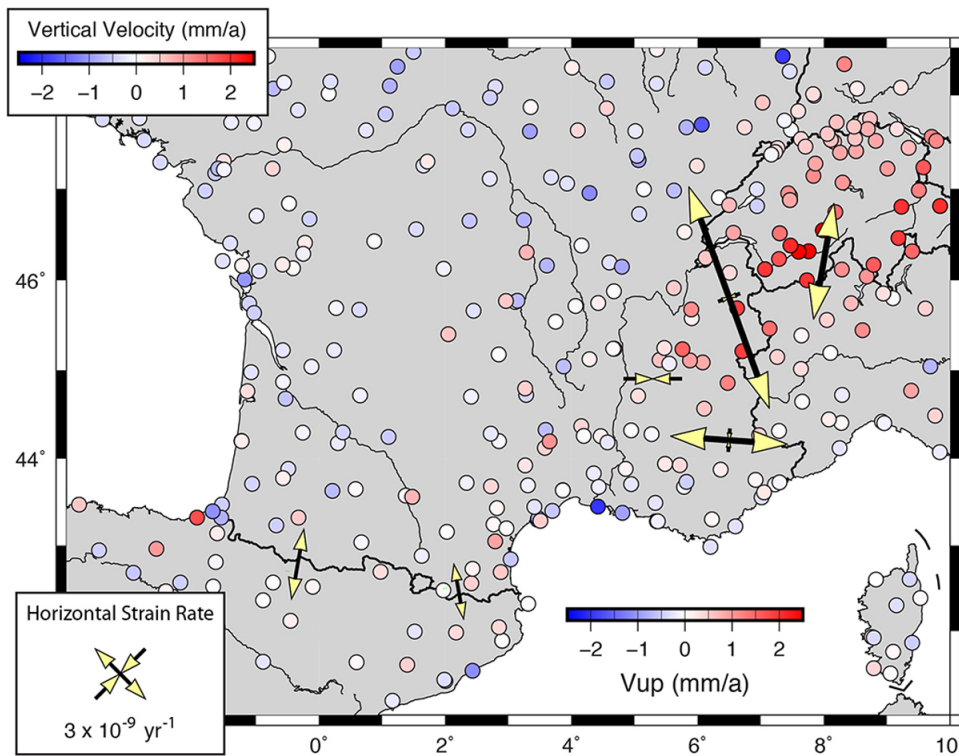


Fig. 8 Vitesses verticales GNSS et taux de déformation horizontale dans les Alpes et les Pyrénées. Les cercles colorés montrent les vitesses verticales sur les sites GNSS (pour les erreurs standard inférieures à $0,25 \text{ mm an}^{-1}$; Masson et al., 2019b). Les croix jaunes et noires montrent les taux de déformation horizontale dans les Alpes et les Pyrénées (cf. texte pour les références).

3.4 Pyrénées

Une campagne récente et des données GPS permanentes indiquent un taux d'extension significatif de la NS à travers les Pyrénées env. $(1-4) \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$, équivalent à ca. $0,1-0,4 \text{ mm an}^{-1}$ sur toute la largeur de 50–100 km de l'orogène (Asensio et coll., 2012; Rigo et coll., 2015; Masson et coll., 2019b). La densité de la station et la qualité des données ne permettent pas une détermination plus précise de la localisation des déformations, hormis des suggestions de taux d'extension plus faibles dans les Pyrénées orientales par rapport au côté ouest (Fig. 8). Comme dans les Alpes occidentales, l'extension orogène-normale est cohérente dans le style avec la sismicité et les indicateurs néotectoniques (Fig. 3); de plus, les taux de déformation géodésique et sismique concordent dans leurs incertitudes (Rigo et al., 2015). Cependant, contrairement aux Alpes occidentales, le raccourcissement associé de l'avant-pays pyrénéen n'est actuellement pas observé dans les données géodésiques.

La faible densité de stations GPS permanentes dans la partie centrale des Pyrénées, ainsi que la faible résolution des données de campagne, imposent de fortes limites à la détection de mouvements verticaux importants. Les données actuelles suggèrent qu'il n'y a pas de soulèvement ou d'affaissement significatif à l'intérieur de ca. $\pm 0,5 \text{ mm an}^{-1}$ dans les domaines internes et les avant-pays (Masson et al., 2019b).

Comme dans les Alpes, la relation entre ces schémas de déformation et la cinématique d'une microplaque Iberia potentiellement indépendante reste floue. Les données GPS en Espagne et au Portugal suggèrent une rotation horaire de la micro-plaque Iberia, par rapport à l'Eurasie, avec un pôle situé dans le nord de l'Espagne au sud-ouest des Pyrénées (Palano et coll., 2015). La compatibilité de cette rotation rigide d'une micro-plaque d'Iberia avec les estimations de vitesse de déformation dans les Pyrénées reste à étudier en détail.

3.5 Graben du Rhin supérieur

La déformation tectonique dans le Graben du Rhin supérieur a jusqu'à présent été insaisissable. Les études utilisant GNSS en combinaison avec le nivellement ou InSAR (Interferometry of Synthetic Aperture Radar) ne détectent aucune déformation horizontale significative dans un rayon d'env. $\pm 0,3\text{--}0,5 \text{ mm an}^{-1}$ de précision (Fuhrmann et coll., 2015 ; Henrion et coll., 2015). Alternativement, les études les plus récentes basées sur les seules données GNSS suggèrent un raccourcissement général du NS dans la région Vosges-Forêt-Noire-Jura suisse env. $1 \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$ (éq. $0,1\text{--}0,2 \text{ mm an}^{-1}$), ce qui nécessite des analyses supplémentaires pour comparer avec d'autres indicateurs néotectoniques (Sánchez et al., 2018 ; Masson et al., 2019b). Des taux d'affaissement allant jusqu'à $0,5 \text{ mm an}^{-1}$ sont observés dans la partie nord du Graben du Rhin supérieur sur des zones d'une dimension de 10 à 20 km (Fuhrmann et al., 2015). La question de savoir si ces signaux d'affaissement peuvent être d'origine anthropique, en particulier en association avec la production géothermique, fait l'objet de recherches en cours utilisant diverses techniques géodésiques, dont la gravimétrie (Heimlich et coll., 2015 ; Ferhat et coll., 2017).

4 Processus et modèles

Divers mécanismes et processus ont été proposés pour expliquer la déformation et la sismicité en France, en général avec une application à une région spécifique. Ils peuvent être classés en deux grandes catégories selon qu'ils génèrent des charges stationnaires ou transitoires sur une échelle de temps géologique (environ 1 Myr). Les formateurs sont associés à des conducteurs tectoniques classiques tels que la cinématique des plaques, la convection du manteau ou la topographie. Ces derniers correspondent à des processus qui ont été proposés plus récemment et dont l'impact reste débattu, comme l'érosion ou l'ajustement isostatique glaciaire.

4.1 Champ de stress régional et tectonique des plaques

Depuis les années 1980, le projet World Stress Map a permis une augmentation spectaculaire de la compréhension de l'état de stress dans la croûte et la lithosphère (Zoback et coll., 1989 ; Heidbach et coll., 2018). En particulier, de nombreuses études ont montré que les orientations de la contrainte de compression horizontale maximale (σ_H) démontrent une cohérence spatiale de premier ordre à l'échelle continentale qui peut être attribuée à l'effet des forces aux limites de la plaque (Zoback, 1992). Dans la majeure partie de la France et de l'Europe occidentale continentale, σ_H montre une orientation générale NW-SE à NNW-SSE (azimut d'env. $N 135\text{--}160^\circ$, Fig. 9). Les modèles mécaniques montrent que ce modèle de contrainte est principalement dû à la force de poussée de la crête de la dorsale médio-atlantique combinée à la résistance à la subduction / collision le long des frontières Nubie-Eurasie et Adria-Eurasie (Müller et coll., 1992 ; Gölke et Coblentz, 1996).

Cette orientation NW-SE à NNW-SSE à l'échelle continentale de la contrainte de compression horizontale maximale est cohérente avec les tenseurs de contraintes locaux dérivés des inversions de mécanisme focal dans la plupart de la France et les régions voisines (Fig. 9). Des régimes de strike-slip et de contraintes d'extension associés à une orientation NW-SE de σ_H sont observés dans la majeure partie de la Bretagne, de la Vendée et du nord du Massif (Delouis et coll., 1993 ; Mazabraud et coll., 2005), dans la baie du Bas-Rhin et le Massif rhénan (Hinzen, 2003), et plus au sud dans le Graben du Rhin supérieur et l'avant-pays alpin suisse (Delouis et al., 1993). Les Pyrénées montrent une combinaison similaire de régimes de décrochement et d'extension, mais avec des variations plus fortes dans les orientations de σ_H dans le quadrant NW-SE (Rigo et al., 2015).

En revanche, les Alpes occidentales sont la seule région où coexistent des régimes de contraintes d'extension, de décrochement et de raccourcissement sur de petites échelles spatiales (10 s km), avec des orientations de contraintes pouvant varier de plusieurs 10° de degrés (Sue et al., 1999 ; Baroux et al., 2001). Au premier ordre, le modèle de contrainte alpine est cohérent avec la déformation géodésique, tous deux indiquant une extension approximativement EW au centre de l'orogène avec un raccourcissement dans l'avant-pays (figures 3, 8 et 9).

Dans l'ensemble, ces observations suggèrent que les forces de bord de plaque en champ lointain constituent un contrôle majeur sur le champ de contraintes à l'échelle continentale en France métropolitaine et en Europe occidentale continentale, imprimant une compression horizontale maximale orientée NW-SE vers NNW-SSE. Les régimes de déformation associés oscillent entre le décrochement et l'extension, suggérant un état de contrainte permettant des permutations faciles des deux plus grandes contraintes principales (σ_1 et σ_2) entre la compression NW-SE verticale et horizontale (Fig. 9b). Les écarts locaux par rapport à cet état général, en particulier dans les Alpes occidentales, soulignent le rôle important des mécanismes et processus supplémentaires dans la déformation locale.

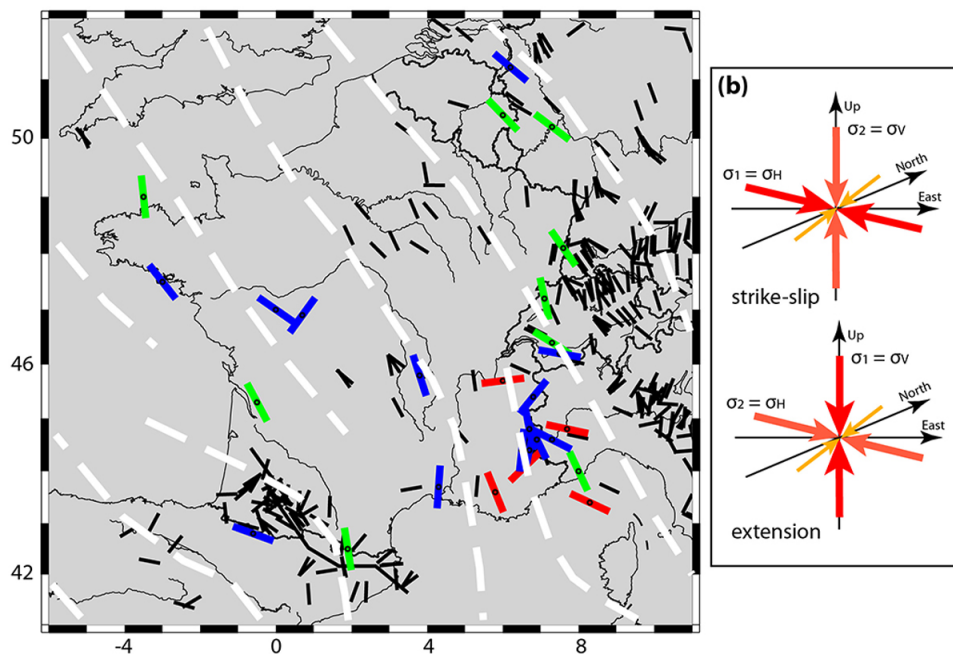


Fig. 9 Orientation de la contrainte de compression horizontale maximale en France métropolitaine et en Europe de l'Ouest. De petites barres pleines montrent les orientations de la contrainte de compression horizontale maximale in situ (σ_H) à partir de la carte mondiale des contraintes (Heidbach et al., 2018). Les lignes blanches en pointillés épaisses indiquent l'orientation σ_H lissée. Les barres vertes, bleues et rouges montrent l'orientation σ_H à partir des inversions du mécanisme focal dans les régimes de contrainte de décrochement, d'extension et de raccourcissement. (b) Schéma d'état de contrainte avec permutations entre σ_1 et σ_2 permettant des oscillations entre les régimes de décrochement et d'extension tout en conservant l'orientation σ_H .

4.2 Dynamique du manteau, subduction et déchirure de la plaque

Les effets potentiels de la dynamique du manteau sous-lithosphérique sur la déformation actuelle en France et en Europe occidentale peuvent être divisés en deux catégories. À très grande échelle spatiale (des centaines à des milliers de km), la convection du manteau supérieur peut contribuer aux variations spatiales des orientations et des amplitudes des contraintes lithosphériques. La dynamique de convection et les interactions complexes avec la subduction des plaques ont probablement joué un rôle majeur dans la tectonique globale de la région méditerranéenne au cours des 30 à 40 derniers Ma (Faccenna et coll., 2014). Plus précisément, les modèles numériques de convection du manteau suggèrent que le couplage asthénosphère-lithosphère peut entraîner une compression horizontale NW-SE dans la majeure partie de la France, ainsi qu'un soulèvement dynamique dans le Massif Central (Faccenna et Becker, 2010 ; Faccenna et coll., 2014). Cependant, l'efficacité du transfert des contraintes de l'asthénosphère à la croûte et de la topographie dynamique liée à la convection du manteau sont encore largement débattues (Coltice et coll., 2017).

Un deuxième processus, plus local, lié à la dynamique sous-lithosphérique a été proposé pour expliquer le soulèvement et l'extension EW observés dans les Alpes occidentales. Les images de tomographie sismique suggèrent une déchirure dans la lithosphère européenne subductée, qui peut s'être récemment détachée de la surface dans les Alpes occidentales alors qu'elle reste attachée dans les Alpes orientales. Cette récente déchirure (environ 2 à 5 Ma) de la plaque européenne pourrait entraîner une flexion vers le haut, et donc un soulèvement et une extension horizontale, de la croûte alpine due au rebond élastique (après retrait du poids de la plaque) et à un écoulement ascendant asthénosphère plus chaude (Baran et coll., 2014 ; Fox et coll., 2015 ; Nocquet et coll., 2016). Il existe très peu de modèles quantitatifs de déformation associés à un rebond de brame-déchirure. Ils montrent que l'amplitude et la longueur d'onde spatiale de la déformation crustale dépendent fortement des propriétés du matériau supposées et de la géométrie du modèle (Gardi et coll., 2010). Dans tous les cas, les taux de soulèvement prévus restent faibles ($0,1-0,5 \text{ mm an}^{-1}$) par rapport à ceux observés par géodésie.

4.3 Énergie potentielle gravitationnelle

Le troisième processus classique agissant sur une échelle de temps géologique est l'énergie potentielle gravitationnelle (GPE), c'est-à-dire les forces résultant des contrastes de densité soit à la surface (topographie),

soit à l'intérieur de la lithosphère. Les modèles d'équilibre des forces et dynamiques montrent que le GPE est un mécanisme majeur dans les régions limites des plaques et potentiellement dans les régions intraplaques, malgré la topographie inférieure (Assameur et Mareschal, 1995 ; Ghosh et coll., 2006). Utilisation des variations de hauteur du géoïde comme proxy pour le GPE, (Camelbeeck et coll., 2013) calculent la contrainte associée intégrée sur l'épaisseur de la lithosphère en Europe occidentale. Dans leur modèle, les contraintes du GPE varient à des échelles spatiales de quelques 10 s km, ce qui entraîne des variations de courte longueur d'onde des régimes tectoniques, des amplitudes de contraintes (environ 1 à 10 MPa) et des orientations des contraintes, avec deux modes principaux de compression horizontale maximale contrainte (σ_H) à peu près NE-SW et NW-SE. Ces orientations de stress locales sont cohérentes avec la plupart des données de la World Stress Map (mécanismes in-situ et focaux), mettant en évidence le rôle du GPE dans les variations de stress locales en France et en Europe occidentale continue (Heidbach et coll., 2007 ; Camelbeeck et coll., 2013).

Des études complémentaires soulignent le rôle potentiel du GPE dans les Alpes et les Pyrénées (Jiménez-Munt et coll., 2005 ; Neres et coll., 2018). La topographie élevée de l'orogène interne par rapport à son avant-pays se traduit par une tectonique d'extension avec la direction d'extension principale (contrainte horizontale minimale) perpendiculaire à la direction locale de l'orogène, cohérente avec la déformation actuelle observée dans les données géologiques, sismologiques et géodésiques. À plus petite échelle, le GPE peut également être lié à des grappes de sismicité dans les Pyrénées centrales en association avec l'affaissement d'un bloc de croûte inférieure dense emprisonné dans la croûte supérieure (Souriau et coll., 2014) et dans le sud des Alpes occidentales où le GPE peut entraîner l'écoulement vers le sud de la couverture sédimentaire sur un niveau de décollement du Trias (Le Pichon et coll., 2010). Au total, ces études font partie du débat en cours sur le concept d'effondrement gravitationnel et son applicabilité aux Alpes et aux Pyrénées (Selverstone, 2005 ; Vernant et coll., 2013).

Une hypothèse majeure des modèles GPE est l'équilibre isostatique local, c'est-à-dire un support négligeable des charges de topographie et de densité par la force de la lithosphère. Cette hypothèse est contredite par les études de cohérence ou d'admittance gravitation-topographique qui indiquent une épaisseur élastique effective de la lithosphère de 10 à 40 km sur la majeure partie de l'Europe occidentale (Pérez-Gussinyé et Watts, 2005 ; Tesaro et coll., 2009). Ainsi, les charges à courte longueur d'onde (< environ 100 km) devraient être principalement supportées par la rigidité à la flexion de la lithosphère avec un effet GPE limité, alors que les charges à longue longueur d'onde (> 100 à 200 km, comme les Alpes ou les Pyrénées) peuvent entraîner un GPE beaucoup plus fort. effets. Les modèles mécaniques incluant l'élasticité de la lithosphère indiquent que la topographie et les charges crustales dans les Pyrénées centrales ont très peu d'effet sur la déformation modélisée (Genti et coll., 2016).

4.4 Érosion

Le couplage entre érosion, déformation crustale et climat a été proposé sur des échelles de temps allant de périodes géologiques (1–10 Myr) à humaines (1–10 ans) (Dadson et coll., 2003 ; Willett et coll., 2006 ; Steer et coll., 2014). En pratique, les taux d'érosion (c'est-à-dire les taux auxquels les matériaux sont enlevés et transportés hors de la zone d'intérêt) ne sont estimés que par des analyses de substitution. Les bilans sédimentaires dans les bassins de dépôt et les modèles d'exhumation basés sur la thermochronologie à basse température fournissent des estimations des taux d'érosion sur des périodes de quelques Myr. À des échelles de temps intermédiaires, la dénudation des bassins versants des rivières estimée à l'aide de l'exposition aux nucléides cosmogéniques est utilisée comme indicateur des taux d'érosion sur quelques kyr. Les flux de sédiments actuels dans le transport fluvial sont utilisés pour estimer les taux d'érosion sur quelques 10 s an. Ces techniques ne fournissent que des estimations indirectes des taux d'érosion moyennés sur la période considérée et qui dépendent de modèles avec de multiples inconnues.

En France et en Europe occidentale continentale, l'érosion à long terme a été proposée comme un facteur possible du soulèvement et de l'extension actuels dans les Alpes et les Pyrénées (Champagnac et coll., 2007 ; Vernant et coll., 2013). Pour ces derniers, des taux d'érosion lents (<0,1 mm an⁻¹) sont estimés pour la période post-orogénique (Néogène). Les modèles d'exhumation suggèrent des taux d'érosion très lents (environ 0,02 mm an⁻¹) en moyenne sur les 30 derniers Ma (Fillon et van der Beek, 2012). Des taux d'érosion légèrement plus rapides (environ 0,05–0,1 mm an⁻¹) sont proposés pour les derniers 1000–10 ka dans les Pyrénées orientales sur la base de datations cosmogéniques et d'analyses morphométriques (Molliex et coll., 2016). Les modèles mécaniques montrent que ces taux d'érosion très lents, combinés au rééquilibrage isostatique de la racine crustale surcompensée, peuvent entraîner des taux de soulèvement et d'extension lents dans les Pyrénées compatibles avec les observations géodésiques et sismiques (Genti et al., 2016).

Un corpus de travaux plus large existe dans les Alpes qui fournit une image plus détaillée des taux d'érosion, bien que les variations spatiales et temporelles restent débattues, en particulier en ce qui concerne l'accélération potentielle des taux d'érosion dans les 1 à 5 derniers Ma en raison des glaciations du Néogène climat plus humide. Les estimations des taux d'exhumation à partir de la thermochronologie à basse température varient entre moins de $0,4 \text{ mm an}^{-1}$ et plus de $1,0 \text{ mm an}^{-1}$ dans les Alpes occidentales et centrales, avec des indications de taux à l'état d'équilibre depuis env. 15 Ma ou accélération au cours des 2 à 5 derniers Ma (Glotzbach et coll., 2011 ; Glotzbach et coll., 2013 ; Fox et coll., 2015 ; Molliex et coll., 2016). Sur une échelle de temps plus courte, les données de dénudation indiquent des taux d'érosion moyens de même ampleur (environ $0,5$ à $1,0 \text{ mm an}^{-1}$) au cours des 5 à 20 derniers ka, avec une augmentation possible associée à la dernière déglaciation (Glotzbach et al., 2013 ; Molliex et al., 2016). Les modèles mécaniques montrent que la réponse au soulèvement à l'érosion atteint $0,1$ – $0,5 \text{ mm an}^{-1}$ (50–80% des taux d'érosion), c'est-à-dire plus 30 à 50% des vitesses de soulèvement observées, selon la paramétrisation mécanique de la lithosphère (Champagnac et al., 2007 ; Mey et coll., 2016).

Les estimations d'érosion sont rares dans les autres régions de France métropolitaine. Les mesures de dénudation dans les bassins versants du Massif Central indiquent des taux d'érosion env. $0,05$ – $0,08 \text{ mm an}^{-1}$, environ un ordre de grandeur plus lent que les Alpes occidentales et légèrement plus lent que les Pyrénées (Schaller et coll., 2001 ; Olivetti et coll., 2016). Taux plus lents env. $0,01$ – $0,05 \text{ mm an}^{-1}$ sont estimés dans la région des Ardennes et du Graben du Rhin (Schaller et al., 2001). Une simple mise à l'échelle linéaire suggère que le soulèvement et l'extension en réponse à l'érosion dans ces régions devraient être environ 10 fois plus petits que dans les Alpes occidentales et environ 2 à 5 fois plus petits que dans les Pyrénées.

4.5 Ajustement isostatique glaciaire

L'ajustement isostatique glaciaire (GIA), également appelé rebond postglaciaire, est la réponse de la Terre solide au chargement et au déchargement de surface associés aux fluctuations des calottes glaciaires, des glaciers et du niveau de la mer à des périodes contrôlées par le forçage orbital (ca. 23, 42 et 100 kyr; (Hays et coll., 1976)). En Europe, les systèmes de glace quaternaire comprennent les calottes glaciaires fennoscandiennes et celtiques qui couvraient la Scandinavie et la plupart des îles britanniques, ainsi que des calottes glaciaires et des glaciers de montagne plus petits dans les régions de haute altitude telles que les Alpes et, dans une bien moindre mesure, les Pyrénées et le Massif Central (Florineth et Schlüchter, 2000 ; Patton et coll., 2016). Depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, environ 18–20 ka), GIA induit de grandes déformations dans le nord de l'Europe en réponse à la fonte de la calotte glaciaire Fennoscandian (par exemple, les taux de soulèvement actuels jusqu'à 10 – $15 \text{ mm par an}^{-1}$ en Scandinavie centrale). Cette déformation liée au GIA correspond au premier ordre à un processus viscoélastique et peut être responsable de grands tremblements de terre de l'Holocène ($M = 7$ – 8) en Scandinavie et aussi loin au sud que le centre de l'Allemagne (Steffen et coll., 2014 ; Brandes et coll., 2015).

Bien que plus petit qu'en Europe du Nord, l'impact des glaciations LGM en France métropolitaine et dans les régions voisines peut être associé à une déformation et une sismicité à deux niveaux: à très grande échelle spatiale (environ 1000 km) en réponse à la calotte fennoscandienne, et à une échelle plus locale (10–100 km) en réponse à la calotte glaciaire alpine et aux glaciers. Pour le premier, les données géodésiques et les modèles numériques indiquent que l'effet des calottes glaciaires du nord est probablement limité aux faibles taux d'affaissement ($<1 \text{ mm an}^{-1}$) et aux taux de raccourcissement NE-SW ($<1 \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$) en Belgique et sud-ouest de l'Allemagne (Nocquet et coll., 2005 ; van Camp et coll., 2011 ; Peltier et coll., 2015). En France métropolitaine, le signal Fennoscandien GIA est vraisemblablement à la limite ou plus petit que la résolution des données géodésiques.

Dans les Alpes, la calotte glaciaire du LGM couvrait la majeure partie de la chaîne de montagnes, à l'exception du sud des Alpes occidentales, avec une épaisseur de glace moyenne d'environ 500 m et maximum jusqu'à 1,5 km dans les vallées principales (Mey et al., 2016). En raison des dimensions relativement petites de la calotte alpine, les modèles GIA standard donnent de très petites déformations actuelles, avec au plus $0,5 \text{ mm an}^{-1}$ de soulèvement au centre des Alpes (Stocchi et coll., 2005). En revanche, les modèles récents plus complexes incluent les variations spatiales de la rhéologie de la lithosphère et en particulier l'amincissement de la couche élastique sous les Alpes (Chéry et coll., 2016 ; Mey et coll., 2016). Ces modèles se traduisent par une déformation GIA actuelle plus rapide: taux de soulèvement env. 1 – 2 mm an^{-1} et extension EW dans la région intérieure des Alpes occidentales passant à un mouvement vertical proche de zéro et un raccourcissement dans l'avant-pays, cohérent en amplitude et en style avec les données géologiques, sismiques et géodésiques.

4.6 Activités anthropiques

Les événements sismiques liés à l'activité humaine représentent environ un tiers de tous les séismes en France métropolitaine entre 1962 et 2009 (Cara et al., 2015). La plupart sont des explosions de carrière de faible magnitude (environ $M < 3$) et d'impact spatial très limité (quelques 10–100 m). D'autres activités anthropiques telles que l'extraction de pétrole et de gaz, la production géothermique ou les barrages hydroélectriques peuvent entraîner le déclenchement de séismes plus importants sur des zones plus larges (Foulger et coll., 2018). Dans le dernier cas, les effets du chargement / déchargement des barrages hydrauliques (ou d'autres modifications de la masse de surface) sont généralement associés à des perturbations de contrainte qui affectent les failles déjà à l'équilibre de contrainte proche de la rupture (Grasso et coll., 1992). En France métropolitaine, plusieurs zones présentent des signes de déformation anthropique et de sismicité à des niveaux justifiant une surveillance géodésique et sismique. Le champ gazier de Lacq, dans le sud-ouest de la France, est un cas typique de déformation anthropique associée à l'exploitation des hydrocarbures. Entre 1974 et 1992, la production de gaz a entraîné plus de 2000 tremblements de terre (jusqu'à $M = 4,2$) et des affaissements jusqu'à 5 cm dans une zone d'environ 10×20 km (Bardainne et coll., 2008). Alternativement, des exemples d'affaissement significatif avec peu ou pas de sismicité sont observés dans les systèmes d'extraction en solution et en tunnel (Guéguen et coll., 2009). La sismicité induite associée à la production d'énergie géothermique, et en particulier les systèmes géothermiques améliorés, est également un sujet de recherche important et permanent en France et en Europe de l'Ouest (Majer et coll., 2007). En raison de ses caractéristiques complexes et spécifiques, la génération anthropique de déformation et de sismicité dépasse le cadre de cette revue.

5 Discussion

La revue précédente met en évidence les subtilités des processus de sismicité et de déformation en France métropolitaine et en Europe occidentale voisine, synthétisées dans la figure 10. La cohérence des données de stress *in situ* et des mécanismes focaux sismiques suggère que les forces tectoniques en champ lointain sont un facteur majeur définissant le modèle de contrainte crustale à grande échelle (compression horizontale maximale, Fig. 9). Pourtant, les processus non tectoniques tels que l'érosion et l'ajustement isostatique glaciaire doivent jouer un rôle important dans les variations locales et régionales de sismicité et de déformation, en particulier en relation avec l'extension orogène-normale dans les Alpes et les Pyrénées. En outre, les forces gravitationnelles locales issues de la topographie ou de la dynamique du manteau peuvent également contribuer dans des zones spécifiques telles que les Alpes.

La modélisation numérique mécanique est une approche critique pour aborder et déchiffrer les complexités de la déformation actuelle et les contributions relatives des divers processus de conduite. Cela est particulièrement vrai lorsque l'on considère les complexités supplémentaires des rhéologies crustales et du manteau dérivées des variations d'épaisseur, de composition, de géothermie ou d'histoire tectonique. A titre d'exemple, la réponse actuelle à la déglaciation dans les Alpes peut varier d'un facteur cinq en fonction de la présence de domaines crustaux et mantelliques faibles liés à la tectonique alpine (Chéry et al., 2016). Ce rôle potentiel de l'héritage structural dans la déformation et la sismicité actuelles est examiné dans la section suivante. Nous discutons ensuite des difficultés d'intégration de cette richesse d'informations dans les futurs calculs d'aléa sismique.

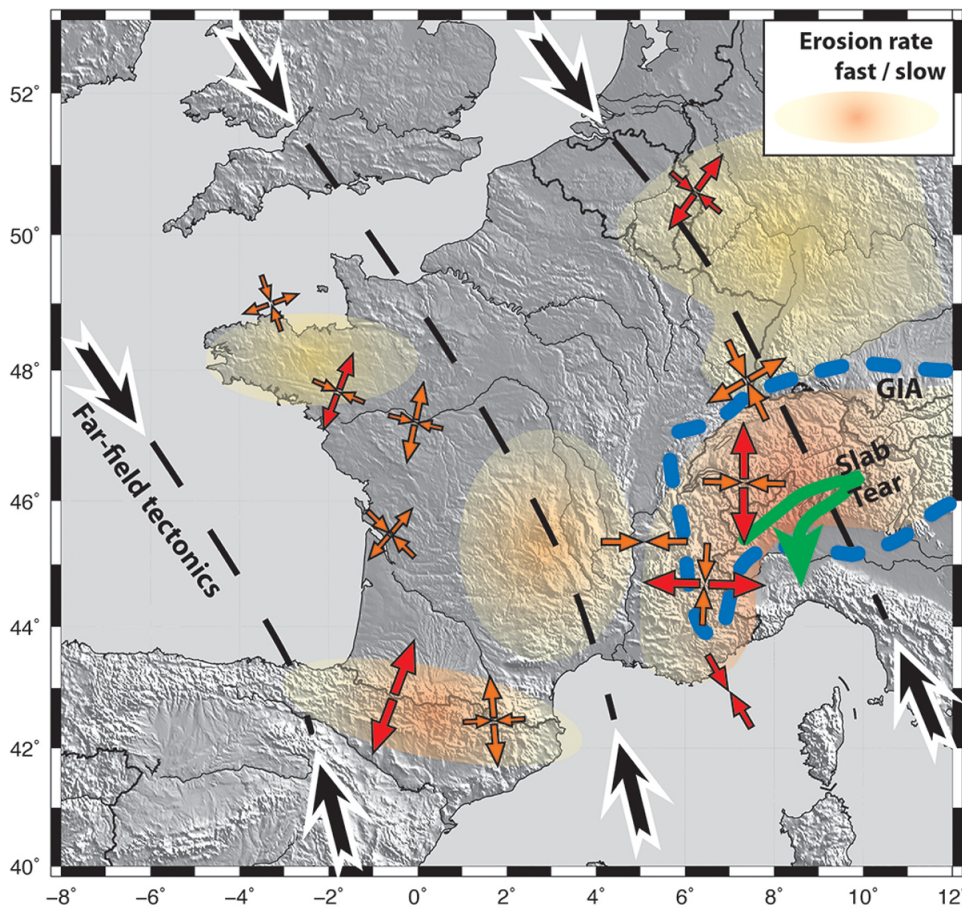


Fig. 10 Synthèse schématique des déformations et processus moteurs actuels en France métropolitaine et en Europe de l'Ouest. Les croix rouges (resp. Orange) montrent les styles et les amplitudes relatives des déformations horizontales actuelles bien contraintes (resp. Probables) des mécanismes focaux sismiques et des données géodésiques. Les lignes et les flèches noires en pointillés montrent la compression horizontale NW-SE à grande échelle des forces tectoniques en champ lointain. La ligne pointillée bleue montre la zone touchée par l'ajustement isostatique glaciaire (GIA) de la calotte glaciaire alpine. La flèche verte incurvée montre la zone affectée par la déchirure de la plaque européenne et la dynamique du manteau associée. Les ombres orange montrent les zones affectées par l'érosion à long terme (rouge – jaune = rapide – lent).

5.1 Rôle de l'héritage structurel

Dans les régions continentales intraplaques, une corrélation spatiale de premier ordre entre la sismicité et l'héritage structurel est observée et discutée depuis les années 1970 (Sykes, 1978 ; Johnston, 1989). Dans ces études, l'héritage structurel est généralement défini comme des structures géologiques à l'échelle lithosphérique associées à des événements tectoniques majeurs passés (généralement du Paléozoïque ou plus ancien) et à une grande contrainte affectant des régions de 10 à 100 km. En fonction des paramètres et des définitions, 55 à 95% de la sismicité intraplaque se produit dans les régions à fort héritage structurel telles que les paléo-rifts et les marges passives (Johnston, 1989 ; Schulte et Mooney, 2005). Au premier ordre, une corrélation spatiale entre sismicité et héritage structurel peut également être observée en France métropolitaine (Fig. 11). La micro-sismicité de fond et les séismes $M_W \geq 4,5$ se produisent préférentiellement dans un rayon d'env. 50 km de systèmes de failles affectant le Moho et le sous-sol variscaïn: par exemple, la zone de faille sud-armoricaine, la faille nord-pyrénéenne, la faille du front pennique et la faille de Belledonne, le système de faille du Bas-Rhin. Les exceptions à cette corrélation sont de deux types: (1) la sismicité se produisant dans les régions où l'héritage structurel est limité à la tectonique à peau mince et peu profonde (Jura et avant-pays alpin) et (2) les régions à héritage structurel majeur avec peu ou pas de sismicité (ex., Faille de Bray, Faille des Cévennes).

Cette corrélation de premier ordre entre la sismicité intra-plaque et l'héritage structurel est communément liée à l'affaiblissement mécanique et donc à la concentration de contraintes au sein de la lithosphère dans les domaines paléo-tectoniques (Sykes, 1978 ; Mazzotti, 2007). Les études géologiques des zones de cisaillement exposées indiquent que dans le manteau lithosphérique, cet affaiblissement mécanique est lié à l'alignement des cristaux d'olivine ou à la réduction de la taille des grains lors d'événements tectoniques passés (Précigout et Gueydan, 2009 ; Tommasi et coll., 2009). Dans la croûte, le principal mécanisme d'affaiblissement mécanique est la nucléation de couches minérales (p. Ex., Mica, talc) dans les zones de failles et de cisaillement (Gueydan et coll.,

2003 ;Holdsworth, 2004). Ces divers mécanismes peuvent entraîner une réduction permanente de la résistance jusqu'à des facteurs de 10 à 100 ou plus.

Peu d'études fournissent des analyses quantitatives de la relation potentielle entre l'affaiblissement de l'héritage structural et l'amplification de la déformation et de la sismicité actuelles. Des zones faibles ad hoc ont été testées dans des modèles numériques d'ajustement isostatique glaciaire en réduisant la viscosité du manteau ou l'épaisseur de la plaque élastique dans les régions d'héritage structural (Grollmund et Zoback, 2001 ;Wu et Mazzotti, 2007 ; Chéry et coll., 2016). Ils montrent que la réduction de la résistance d'un ordre de grandeur peut entraîner une concentration et une augmentation de la déformation GIA par des facteurs ca. 2–10 selon les hypothèses du modèle. Des modèles numériques plus complexes intégrant des lois rhéologiques spécifiques pour les mécanismes d'affaiblissement sont également développés (Mazzotti et Gueydan, 2018 ;Tarayoun et coll., 2019). Dans ces modèles, l'impact de l'héritage structural sur la déformation actuelle dépend fortement de l'amplitude et de la localisation des zones faibles, mais aussi des caractéristiques des mécanismes de forçage (ex : tectonique à long terme ou GIA transitoire). Cependant, ces premières études suggèrent que les variations spatiales des taux de déformation actuels, et donc des taux de sismicité, peuvent être limitées à un facteur de ca. 2 à 25 dans les régions intraplaques comme la France métropolitaine (Tarayoun et al., 2019). Les implications de ces contraintes sur la sismicité et l'aléa sismique restent à examiner.

Enfin, une anti-corrélation apparente est observée entre la sismicité et la présence de grands bassins sédimentaires. Les bassins de Paris et d'Aquitaine sont associés à une sismicité de fond très faible, bien qu'ils abritent quelques grands séismes ($M_w \geq 4,0$) et des indices de déformation néotectonique (Fig. 5 et 11). L'effet de ces grands bassins méso-cénozoïques en tant qu'inhibiteurs potentiels de la déformation et de la sismicité actuelles reste à étudier. Il est à noter que le bassin du Sud-Est ne présente pas d'anti-corrélation similaire.

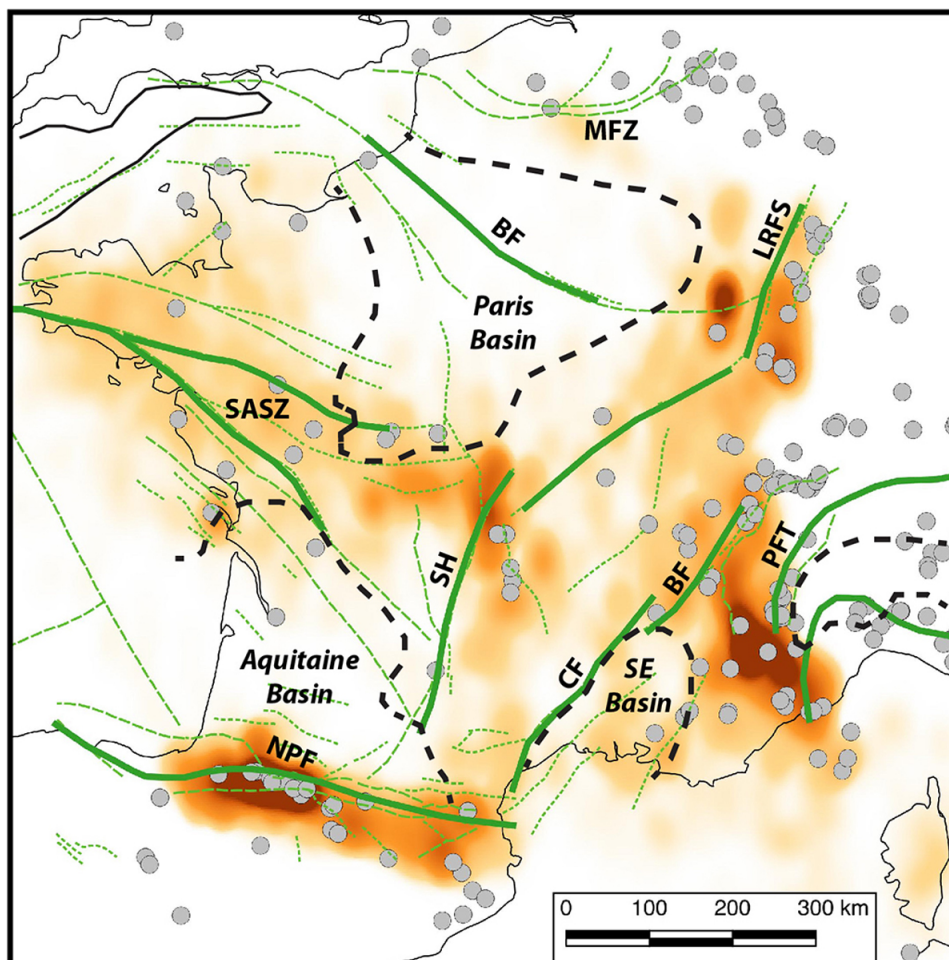


Fig. 11 Relation entre héritage structural et sismicité en France métropolitaine. Les lignes vertes pleines et pointillées montrent les principales failles crustales et les zones de failles (MFZ: Midi Fault Zone; BF: Bray Fault; LRFS: Lower Rhine Fault System; SASZ: South Armorican Shear Zone; SH: Sillon Houiller; NPF: North Pyrenees Fault; CF : Faille des Cévennes; BF: Faille de Belledonne; PFT: Poussée avant Pennic). Les lignes pointillées pleines montrent les principaux bassins sédimentaires. Les cercles gris montrent les tremblements de terre historiques et instrumentaux ($M_w \geq 4,5$, catalogue SHARE). L'ombrage orange montre la densité relative des tremblements de terre instrumentaux ($M_w \geq 2,0$, catalogue SI-Hex).

5.2 Implications des risques sismiques

Comme le montrent les sections précédentes, la caractérisation de la sismicité en France métropolitaine et en Europe de l'Ouest est confrontée à de nombreuses complexités et inconnues, des processus moteurs et du rôle de l'héritage structural dans la localisation des déformations, à l'amplitude et à la variabilité temporelle des déformations à long et court terme. taux, ou l'identification des failles actives potentielles et de la récurrence de grands tremblements de terre. Ainsi, comme pour toutes les régions continentales intraplaques, l'évaluation des risques sismiques reste un défi majeur tant du point de vue scientifique que sociétal. Ce numéro est parfaitement illustré par la pléthore d'articles et de rapports publiés au cours des 20 dernières années sur le sujet de l'aléa sismique dans la zone sismique de New Madrid, à l'est des États-Unis. Bien qu'il s'agisse probablement du système intraplaque le mieux étudié, Frankel, 2004 ; Wang et Cobb, 2012).

En France, les calculs d'aléa sismique ont été réalisés par des instituts publics et des entreprises privées selon des méthodes déterministes ou probabilistes, selon les réglementations et les applications (Dominique et coll., 1998 ; Marin et coll., 2004). La plupart de ces études s'appuient sur des définitions classiques des zones sismotectoniques qui représentent des «régions tectoniquement cohérentes» (Grellet et al., 1993 ; Baize et al., 2013), les développements récents se concentrant sur l'intégration de failles sismogènes individuelles (Cushing et al., 2008 ; Jomard et al., 2017). Dans le cas d'une évaluation probabiliste des dangers, les calculs nécessitent la définition des fréquences locales d'occurrence des séismes. Ainsi, une solide connaissance des taux de déformations (déformation régionale ou glissement de faille individuel) et de leurs incertitudes est essentielle pour ces modèles (Chartier et coll., 2017). Dans le cas des calculs déterministes, le cadre sismotectonique fournit également des contraintes importantes sur la magnitude maximale locale, le mécanisme sismique prédominant, etc., pour compenser les connaissances limitées sur les grands séismes historiques et paléo-séismes en France.

L'intégration quantitative des taux de déformation dérivés de données géodésiques ou de modèles numériques devient un aspect important de l'évaluation des risques sismiques, en particulier dans les régions de déformation rapide telles que les zones de délimitation des plaques (Field et coll., 2014 ; Evans, 2017). Cependant, la complexité et le rôle probable des processus non tectoniques entraînent des difficultés supplémentaires en France métropolitaine et en Europe occidentale voisine, comme dans la plupart des régions continentales intraplaques (Atkinson, 2007 ; Mazzotti, 2018). En particulier, des problèmes majeurs restent à résoudre avant que les taux de déformation dus aux processus de chargement / déchargement, tels que l'érosion et l'ajustement isostatique glaciaire (GIA), puissent être inclus dans les modèles d'aléa sismique. De tels processus sont associés à des schémas de déformation lisses contrôlés en partie par la réponse élastique de la lithosphère, c'est-à-dire une déformation à des échelles spatiales de 10 à 100 km et en partie à totalement aiséismique. À l'échelle mondiale, les comparaisons des taux de déformation sismique et géodésique indiquent une très grande variabilité du rapport de déformation sismique / aiséismique (Mazzotti, 2018). En outre, les progrès récents dans l'analyse des données géodésiques suggèrent également que ce ratio peut être fortement affecté par la présence d'un héritage structural majeur (Tarayoun et coll., 2018).

Enfin, le rôle probable des processus environnementaux non tectoniques tels que l'érosion et le GIA pose également la question de la déformation en fonction du temps et donc de l'aléa sismique. Le forçage orbital sur le climat produit une forte variabilité des taux de glaciation et d'érosion sur des échelles de temps de 1 à 10 kyr, mais des modulations plus courtes existent également sur des échelles de temps de 1 à 100 ans (par exemple, petit âge glaciaire ou événements de fortes précipitations méditerranéennes). L'impact de ces mécanismes de forçage variant dans le temps sur la déformation et le déclenchement des tremblements de terre ou le regroupement des séismes commence à être abordé dans les régions actives (Steer et coll., 2017). Leurs effets potentiels en France métropolitaine restent à étudier.

6. Conclusion

Les recherches menées au cours des dernières décennies ont mis en lumière les subtilités de la sismicité, de la déformation actuelle et des processus moteurs associés en France métropolitaine et en Europe occidentale continentale (Fig.10). En particulier, de nouvelles données géologiques, sismologiques et géodésiques montrent que les Pyrénées et les Alpes occidentales connaissent actuellement une extension orogène-normale ca. 0,5 mm an⁻¹ sans rapport avec leur histoire tectonique cénozoïque de convergence et de construction de montagnes. Ailleurs, la déformation actuelle reste plus insaisissable. Les styles de déformation, dérivés des mécanismes focaux des tremblements de terre, varient principalement entre l'extension et le glissement de frappe, le raccourcissement étant limité à l'avant-pays des Alpes occidentales. Les données géodésiques n'ont jusqu'à présent fourni que des limites supérieures sur les taux de déformation (moins de 0,2–0,5 mm an⁻¹ sur 100–200

km), mais les améliorations drastiques de la densité des données et des méthodes d'analyse suggèrent que des vitesses de déformation significatives peuvent désormais être résolues en l'essentiel de la France métropolitaine et de l'Europe occidentale.

Les nombreuses études et observations examinées ici pointent vers la première conclusion, et peut-être la plus importante, selon laquelle la tectonique des plaques et ses mécanismes classiques (mouvements relatifs des plaques, convection du manteau) ne sont pas les principaux moteurs de la déformation et de la sismicité actuelles en France métropolitaine. Des processus supplémentaires doivent jouer un rôle majeur dans les complexités régionales et locales. Une variété de candidats potentiels existe dans différentes régions, allant des processus à long terme (par exemple, énergie potentielle des contrastes de densité et de la topographie, propagation de la déchirure de la plaque) aux processus transitoires non tectoniques agissant sur des échelles de temps allant du Myr au kyr (par exemple, érosion, ajustement isostatique glaciaire). En raison de cette variété de processus de conduite potentiels, la relation entre la déformation continue et la sismicité - et donc l'aléa sismique - reste une incertitude clé. La question de savoir si la déformation à long terme entraîne des taux de charge de faille très lents et des tremblements de terre récurrents avec de très longues périodes de retour, ou si la charge actuelle est négligeable et les grands tremblements de terre peuvent ne pas être récurrents reste une question ouverte, potentiellement avec des réponses différentes dans différentes régions métropolitaines. France et Europe occidentale continentale. Il convient de noter que ces divers processus jouent probablement également un rôle dans les zones limites des plaques. À grande échelle, leurs contributions sont généralement éclipsées par la tectonique des plaques standard,

Les relations entre les processus de conduite, la déformation et la sismicité doivent être abordées à travers une modélisation numérique mécanique afin de tirer parti des données géologiques, sismologiques et géodésiques qui continueront de s'améliorer dans un proche avenir. En particulier, des études récentes montrent que l'héritage structural (variabilité de la résistance de la croûte ou du manteau due à l'histoire tectonique) peut jouer un rôle majeur dans la localisation et l'amplification de la déformation et donc de la sismicité. Une intégration complète des modèles numériques, des données géodésiques, sismologiques et géologiques dans un cadre sismotectonique cohérent est une prochaine étape qui devrait être soutenue à l'échelle de la France et de l'Europe de l'Ouest (cf. (Field et al., 2014).) pour l'exemple californien). En particulier, les données macrosismiques et les catalogues archéologiques et historiques des séismes sont fondamentaux pour mieux définir les caractéristiques spatiales et temporelles de la sismicité en France métropolitaine; les études des données historiques doivent être reprises et soutenues.

Remerciements

Cet article s'inscrit dans un effort permanent de l'infrastructure de recherche RESIF (Réseau Sismologique et Géodésique Français) pour rassembler les différentes communautés pouvant contribuer à mieux comprendre la sismicité en France (<https://www.resif.fr>). Les idées pour cette revue sont nées d'une série d'ateliers sur l'aléa sismique et la sismotectonique en France organisés entre 2017 et 2019 par le RESIF «Action Transverse Sismicité» (<https://www.resif.fr/spip.php?article144>). Nous remercions les nombreux collègues qui ont participé aux ateliers et contribué aux discussions sur la sismicité, la déformation et leurs mécanismes de pilotage, avec un merci spécial à Oona Scotti pour son soutien à ces ateliers. Les données et résultats présentés dans cette revue n'ont été possibles que grâce aux institutions et organisations qui depuis des décennies ont fourni des ressources financières et humaines pour l'observation et l'étude de la sismicité de la France métropolitaine (dans une indifférence quasi générale). Les chiffres de cet article ont été réalisés à l'aide de GMT 5 (Wessel et al., 2013), R (R Core Team, 2019) et QGIS (QGIS Development Team, 2019)) Logiciel. Nous remercions un critique anonyme, Romain Jolivet et les éditeurs pour leurs commentaires et suggestions.

Références

- Adjadj F, Helly B, Lauxerois R. 2014. Carte archéologique de la Gaule 38/3. Vienne, Paris, France.
- Amorèse D, Benjumea J, Cara M. 2020. Source parameters of the 1926 and 1927 Jersey earthquakes from historical, instrumental, and macroseismic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 300: 106420. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106420>.
- Asensio E, Khazaradze G, Echeverria A, King RW, Vilajosana I. 2012. GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophysical Journal International* 190: 913–921. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x>.
- Assameur DM, Mareschal J-C. 1995. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics* 241: 179–192.

- Atkinson GM. 2007. Challenges in seismic hazard analysis for continental interior. In: Stein S, Mazzotti S, eds. Geological Society of America – Special Papers 425: 329–345. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(21)).
- Baize S, Cushing EM, Lemeille F, Jomard H. 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 184: 225–259. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.3.225>.
- Bakun WH, Scotti O. 2006. Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. *Geophysical Journal International* 164: 596–610. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02808.x>.
- Baran R, Friedrich AM, 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. <https://doi.org/10.1007/s00015-009-1306-4>.
- Bardainne T, Dubos-Sallée N, Sénéchal G, Gaillot P, Perroud H. 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophysical Journal International* 172: 1151–1162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03705.x>.
- Baroux E, Béthoux N, Bellier O. 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Journal International* 145: 336–348.
- Baroux E, Pino NA, Valensise G, Scotti O, Cushing EM. 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108: 1–23. <https://doi.org/10.1029/2000JB900259>.
- Baumont D, Manchuel K, Traversa P, Durouchoux C, Nayman E, Ameri G. 2018. Intensity predictive attenuation models calibrated in Mw for metropolitan France. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16: 2285–2310. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0344-6>.
- Beck C. 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews* 96: 327–344. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.07.005>.
- Bertil D, Terrier M. 2017. Élaboration d'une méthodologie d'estimation de l'activité des failles – Phase 1 : synthèse des méthodes sur l'identification et la classification des failles actives. Rapport final, 148 p. BRGM/RP-67434-FR.
- Brandes C, Steffen H, Steffen R, Wu P. 2015. Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. *Geology* 43: 611–614. <https://doi.org/10.1130/G36710.1>.
- Brockmann E, Ineichen D, Marti U, Schaer S, Schlatter A. 2012. Determination of tectonic movements in the Swiss Alps using GNSS and levelling. In: Kenyon S, P achino M, Marti U, eds. *Geodesy for Planet Earth*, International Association of Geodesy Symposia, Berlin, Heidelberg, pp. 689–695.
- Calais E, Bayer R, Chéry J, Cotton F, Doerflinger E, Flouzat M, et al. 2000a. Regal : réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science* 331: 435–442.
- Calais E, Galisson L, Stéphan JF, Delteil J, Derverchère J, Larroque C, et al. 2000b. Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998. *Tectonophysics* 319: 1–17.
- Calais E, Camelbeeck T, Stein S, Liu M, Craig TJ. 2016. A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters* 43: 10621–10637. <https://doi.org/10.1002/2016GL070815>.
- Camelbeeck T, de Viron O, van Camp M, Kusters D. 2013. Local stress sources in Western Europe lithosphere from geoid anomalies. *Lithosphere* 5: 235–246. <https://doi.org/10.1130/L238.1>.
- Cara M, Alasset P-J, Sira C. 2008. Magnitude of historical earthquakes, from macroseismic data to seismic waveform modelling: application to the Pyrenees and a 1905 earthquake in the Alps. In: Fréchet J, Meghraoui M, Stucchi M, eds. *Historical Seismology*. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 369–384.
- Cara M, et al. 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186: 3–19.
- Cara M, Denieul M, Sèbe O, Delouis B, Cansi Y, Schlupp A. 2017. Magnitude Mw in metropolitan France. *Journal of Seismology* 21(3): 551–565. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9617-1>.
- Champagnac J-D, Molnar P, Anderson RS, Sue C, Delacou B. 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35: 195–198. <https://doi.org/10.1130/G23053A.1>.
- Chardon D, Hermitte D, Nguyen F, Bellier O. 2005. First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology* 33: 901. <https://doi.org/10.1130/G21713.1>.
- Chartier T, Scotti O, Clément C, Jomard H, Baize S. 2017. Transposing an active fault database into a fault-based seismic hazard assessment for nuclear facilities – Part 2: Impact of fault parameter uncertainties on a site-specific PSHA exercise in the Upper Rhine Graben, eastern France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17: 1585–1593. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1585-2017>.

- Chéry J, Genti M, Vernant P. 2016. Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. *Geophysical Research Letters* 43: 1–8. <https://doi.org/10.1002/2016GL067821>.
- Clark D, McPherson A, Van Dissen R. 2012. Long-term behaviour of Australian stable continental region (SCR) faults. *Tectonophysics* 566–567: 1–30. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.004>.
- Coltice N, Gèrault M, Ulvrová M. 2017. A mantle convection perspective on global tectonics. *Earth Science Reviews* 165: 120–150. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.006>.
- Combes P, Carbon D, Cushing EM, Granier T, Vaskou P. 1993. Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône, implications sur les connaissances de la sismicité en France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science* 317: 689–696.
- Cushing EM, Bellier O, Nechtschein S, Sébrier M, Lomax A, Volant, P, et al. 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophysical Journal International* 172: 1163–1178. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x>.
- Dadson SJ, Hovius N, Chen H, Dade WB, Hsieh M-L, Willett SD, et al. 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426: 648–651. <https://doi.org/10.1038/nature02150>.
- D'Agostino N, Avallone A, Cheloni D, D'Anastasio E, Mantenuto S, Selvaggi G. 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113: B09401. <https://doi.org/10.1029/2008JB005860>.
- De Barros L, Baques M, Godano M, Helmstetter A, Deschamps A, Larroque C, et al. 2019. Fluid-Induced Swarms and Coseismic Stress Transfer: A Dual Process Highlighted in the Aftershock Sequence of the 7 April 2014 Earthquake (Ml 4.8, Ubaye, France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124: 3918–3932. <https://doi.org/10.1029/2018JB017226>.
- de La Taille C, Jouanne F, Crouzet C, Beck C, Jomard H, de Rycker K, et al. 2015. Impact of active faulting on the post LGM infill of Le Bourget Lake (western Alps, France). *Tectonophysics* 664: 31–49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.024>.
- Delouis B, Haessler H, Cisternas A, Rivera L. 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 221: 413–437.
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181: 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>. [CrossRef] [EDP Sciences]
- Dominique P, Autran A, Bles J, Fitzenz D, Samarcq F, Terrier M, et al. 1998. Probabilistic seismic hazard assessment in France, Part 2: probabilistic approach: seismic hazard map on the national territory (France). Balkema, Rotterdam, Paris, France.
- Dow JM, Neilan RE, Rizos C. 2009. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy* 83: 191–198. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0300-3>.
- Evans EL. 2017. Using strain rates to forecast seismic hazards. *Eos* 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO067343>.
- Faccenna C, Becker TW. 2010. Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature* 465: 602–605. <https://doi.org/10.1038/nature09064>.
- Faccenna C, Becker TW, Auer L, Billi A, Boschi L, Brun J-P, et al. 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Review of Geophysics* 52: 283–332. [https://doi.org/10.1002/\(ISSN\)1944-9208](https://doi.org/10.1002/(ISSN)1944-9208).
- Ferhat G, Feigl K, Ritz J-F, Souriau A. 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947–1994. *Earth and Planetary Science Letters* 159: 35–46.
- Ferhat G, Portier N, Hinderer J, Calvo Garcia-Maroto M, Abdelfettah Y, Riccardi U. 2017. Three years of monitoring using leveling and hybrid gravimetry applied to geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen, Rhine Graben, France. In: *Intern. Conf. Eng. Surv.*, Lisbon, Portugal.
- Ferry M, Meghraoui M, Delouis B, Giardini D. 2005. Evidence for Holocene palaeoseismicity along the Basel-Reinach active normal fault (Switzerland): a seismic source for the 1356 earthquake in the Upper Rhine graben. *Geophysical Journal International* 160: 554–572. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02404.x>.
- Field EH, Arrowsmith RJ, Biasi GP, Bird P, Dawson TE, Felzer KR, et al. 2014. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 3 (UCERF3) – The Time-Independent Model. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104: 1122–1180. <https://doi.org/10.1785/0120130164>.
- Fillon C, van der Beek PA. 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research* 24: 418–436. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x>.
- Florineth D, Schlüchter C. 2000. Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54: 295–308. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2169>.

- Foulger GR, Wilson MP, Gluyas JG, Julian BR, Davies RJ. 2018. Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* 178: 438–514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>.
- Fourniguet J. 1980. Mouvements verticaux actuels en Bassin de Paris révélés par les combinaisons de nivellements. *Bulletin de la Société Géologique de France* 4: 685–693.
- Fox M, Herman F, Kissling E, Willett SD. 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. *Geology* 43: 379–382. <https://doi.org/10.1130/G36411.1>.
- Frankel A. 2004. How can seismic hazard around the New Madrid seismic zone be similar to that in California? *Seismological Research Letters* 75: 575–586.
- Fuhrmann T, Caro Cuenca M, Knöpfler A, van Leijen FJ, Mayer M, Westerhaus M, et al. 2015. Estimation of small surface displacements in the Upper Rhine Graben area from a combined analysis of PS-InSAR, levelling and GNSS data. *Geophysical Journal International* 203: 614–631. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90338-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90338-7).
- Gardi A, Baize S, Scotti O. 2010. Present-day vertical isostatic readjustment of the Western Alps revealed by numerical modelling and geodetic and seismotectonic data. *Geological Society, London, Special Publications* 332: 115–128. <https://doi.org/10.1144/SP332.8>.
- Genti M, Chéry J, Vernant P, Rigo A. 2016. Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models. *Comptes rendus – Geoscience* 348: 173–183. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.004>.
- Ghosh A, Holt WE, Flesch LM, Haines AJ. 2006. Gravitational potential energy of the Tibetan Plateau and the forces driving the Indian plate. *Geology* 34: 321. <https://doi.org/10.1130/G22071.1>.
- Glotzbach C, Bernet M, van der Beek P. 2011. Detrital thermochronology records changing source areas and steady exhumation in the Western European Alps. *Geology* 39: 239–242. <https://doi.org/10.1130/G31757.1>.
- Glotzbach C, van der Beek P, Carcaillet J, Delunel R. 2013. Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118: 1491–1515. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20107>.
- Gölke M, Coblentz DD. 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics* 266: 11–24.
- Grasso JR, Guyoton F, Fréchet J, Gamond JF. 1992. Triggered earthquakes as stress gauge: Implication for the uppercrust behavior in the Grenoble area, France. *Pure and Applied Geophysics* 139: 579–605.
- Grellet B, Combes P, Granier T, Philip H. 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Société Géologique France. Mémoires de la société géologique de France* 164: 76.
- Grollimund B, Zoback MD. 2001. Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology* 29: 175–178.
- Guéguen Y, Deffontaines B, Fruneau B, Heib MA, Michele M de, Raucoules D, et al. 2009. Monitoring residual mining subsidence of Nord Pas-de-Calais coal basin from differential and Persistent Scatterer Interferometry (Northern France). *Journal of Applied Geophysics* 69: 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.008>.
- Gueydan F, Leroy YM, Jolivet L, Agard P. 2003. Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reaction-softening and microfracturing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108: 2064. <https://doi.org/10.1029/2001JB000611>.
- Hays JD, Imbrie J, Shackleton NJ. 1976. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194: 1121–1132. [NASA ADS] [CrossRef] [PubMed]
- Heidbach O, Reinecker J, Tingay M, Müller B, Sperner B, Fuchs K, et al. 2007. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics* 26: TC6014. <https://doi.org/10.1029/2007TC002133>.
- Heidbach O, Rajabi M, Cui X, Fuchs K, Müller B, Reinecker J, et al. 2018. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics* 744: 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>.
- Heimlich C, Gourmelen N, Masson F, Schmittbuhl J, Kim SW, Azzola J. 2015. Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) as observed by InSAR monitoring. *Geothermal Energy* 3: 1–12. <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0024-y>.
- Henrion E, Ulrich P, Masson F. 2015. Champ de vitesse GPS du Nord-Est de la France, apport des stations permanentes pour une précision submillimétrique. *XYZ* 142: 19–23.
- Hinzen K-G. 2003. Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. *Tectonophysics* 377: 325–356. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.004>.
- Holdsworth RE. 2004. Weak fault– Rotten core. *Science* 303: 181–182.
- Jiménez-Munt I, Garcia-Castellanos D, Negrodo AM, Platt JP. 2005. Gravitational and tectonic forces controlling postcollisional deformation and the present-day stress field of the Alps: Constraints from numerical modeling. *Tectonics* 24: TC5009. <https://doi.org/10.1029/2004TC001754>.

- Johnston AC. 1989. The Seismicity of “Stable Continental Interiors”. In: Gregersen S, Basham PW, eds. *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, NATO ASI Series. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 299–327.
- Jomard H, Cushing EM, Palumbo L, Baize S, David C, Chartier T. 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17: 1573–1584. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>.
- Jouanne F, Ménard G, Jault D. 1994. Present-day deformation of the French northwestern Alps/southern Jura mountains: comparison between historical triangulations. *Geophysical Journal International* 119: 151–165.
- Jouanne F, Ménard 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.
- Lacan P, Ortuño M. 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology* 38. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203.
- Le Pichon X, Rangin C, Hamon Y, Loget N, Lin JY, Andreani L, et al. 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181: 477–501.
- Lee WHK, Meyers H, Shimazaki K, eds. 1988. *Historical seismograms and earthquakes of the world*. San Diego: Academic Press.
- Lenôtre N, Thierry P, Blanchin R, Brochard G. 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics* 301: 333–344.
- Limoge-Schraen C, Giry C, Desprez C, Ragueneau F. 2014. Toward a large-scale seismic assessment method for heritage building: vulnerability of masonry baroque churches. *European Journal of Environmental and Civil Engineering* 20: 680–710. <https://doi.org/10.1080/19648189.2015.1061459>.
- Majer EL, Baria R, Stark M, Oates S, Bommer J, Smith B, et al. 2007. Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics* 36: 185–222. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.03.003>.
- Manchuel K, Traversa P, Baumont D, Cara M, Nayman E, Durouchoux C. 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16: 2227–2251. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1>.
- Marin S, Avouac J-P, Nicolas M, Schlupp A. 2004. A Probabilistic Approach to Seismic Hazard in Metropolitan France. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94: 2137–2163.
- Martinod J, Jouanne F, Taverna J, Ménard G, Gamond JF, Darmendrail X, et al. 1996. Present-day deformation of the Dauphine Alpine and Subalpine massifs (SE France). *Geophysical Journal International* 127: 189–200.
- Masson F, Knoepfler A, Mayer M, Ulrich P, Heck B. 2010. Upper bounds of deformation in the Upper Rhine Graben from GPS data – First results from GURN (GNSS Upper Rhine Graben Network). In: EGU General Assembly, 4516 p.
- Masson C, Mazzotti S, Vernant P. 2019a. Precision of continuous GPS velocities from statistical analysis of synthetic time series. *Solid Earth* 10: 329–342. <https://doi.org/10.5194/se-10-329-2019>.
- Masson C, Mazzotti S, Vernant P, Doerflinger E. 2019b. Extracting small deformation beyond individual station precision from dense GNSS networks in France and Western Europe. *Solid Earth* 10: 1905–1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>.
- Mayor J, Traversa P, Calvet M, Margerin L. 2018. Tomography of crustal seismic attenuation in Metropolitan France: Implications for seismicity analysis. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16(6): 2195–2210.
- Mazabraud Y, Béthoux N, Guilbert J, Bellier O. 2005. Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International* 160: 161–178. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.1.93>.
- Mazzotti S. 2007. Geodynamic models for earthquake studies in intraplate North America. In: Stein S, Mazzotti S, eds. *Geological Society of America – Special Papers* 425: 17–33. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(02)).
- Mazzotti S. 2018. Challenges of integrating geodetic and model-based strain rates into seismic hazard calculations in regions of low distributed deformation. In: *European Seismological Commission, Valeta, Malta, ESC2018-S22-744*.
- Mazzotti S, Gueydan F. 2018. Control of tectonic inheritance on continental intraplate strain rate and seismicity. *Tectonophysics* 746: 602–610. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.014>.
- Mazzotti S, Aubagnac C, Bollinger L, Coca Oscanoa K, Delouis B, Do Paco D, et al. *subm. FMHex20: A database of earthquake focal mechanisms in metropolitan France and conterminous Western Europe*. *Bull. Soc. Geol. France*.

- Mey J, Scherler D, Wickert AD, Egholm DL, Tesauro M, Schildgen TF, et al. 2016. Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications* 7: 1–9. <https://doi.org/10.1038/ncomms13382>.
- Mikko H, Smith CA, Lund B, Ask MVS, Munier R. 2015. LiDAR-derived inventory of post-glacial fault scarps in Sweden. *GFF* 137: 334–338. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1036360>.
- Molliex S, Rabineau M, Leroux E, Bourlès D, Authemayou C, Aslanian D, et al. 2016. Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth and Planetary Science Letters* 444: 101–115. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.043>.
- Müller B, Zoback ML, Fuchs K, Mastin L, Gregesen S, Pavoni N, et al. 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97: 11783–11803.
- Neres M, Neves MC, Custódio S, Palano M, Fernandes R, Matias L, et al. 2018. Gravitational Potential Energy in Iberia: A Driver of Active Deformation in High-Topography Regions. *Journal of Geophysical Research* 123: 10277–10296. <https://doi.org/10.1029/2017JB015002>.
- Nguyen HN, Vernant P, Mazzotti S, Khazaradze G, Asensio E. 2016. 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth* 7: 1349–1363. <https://doi.org/10.5194/se-7-1349-2016>.
- Nicolas M, Santoire JP, Delpech PY. 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics* 179: 27–53.
- Nocquet J-M. 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579: 220–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>.
- Nocquet J-M, Calais E, Parsons B. 2005. Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe. *Geophysical Research Letters* 32: 29077. <https://doi.org/10.1029/2004GL022174>.
- Nocquet J-M, Sue C, Walpersdorf A, Tran T, Lenôtre N, Vernant P, et al. 2016. Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Reports* 6. <https://doi.org/10.1038/srep28404>.
- Olivetti V, Godard V, Bellier O. 2016. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 444: 179–191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.049>.
- Palano M, González PJ, Fernández J. 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 430: 439–447. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040>.
- Patton H, Hubbard A, Andreassen K, Winsborrow M, Stroeven AP. 2016. The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing. *Quaternary Science Reviews* 153: 97–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009>.
- Peltier WR, Argus DF, Drummond R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120: 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>.
- Pérez-Gussinyé M, Watts AB. 2005. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature* 436: 381–384. <https://doi.org/10.1038/nature03854>.
- Perrey A. 1845. *Mémoire sur les tremblements de terre ressentis en France, en Belgique et en Hollande, depuis le quatrième siècle de l'ère chrétienne jusqu'à nos jours (1843 inclusiv.)*. Bruxelles: M. Hayez.
- Poursoulis G, Levret-Albaret A. 2014. *Le tremblement de terre de 1708 à Manosque. Apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance*. Perpignan, France.
- Précigout J, Gueydan F. 2009. Mantle weakening and strain localization: Implications for the long-term strength of the continental lithosphere. *Geology* 37: 147–150. <https://doi.org/10.1130/G25239A.1>.
- Provost L, Scotti O. 2020. QUake-MD: Open-Source Code to Quantify Uncertainties in Magnitude–Depth Estimates of Earthquakes from Macroseismic Intensities. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220200064>.
- QGIS Development Team. 2019. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation.
- Quenet G, Baumont D, Scotti O, Levret A. 2004. The 14 August 1708 Manosque, France earthquake: new constraints on the damage area from in-depth historical studies. *Annals of Geophysics* 47: 583–595.
- R Core Team. 2019. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- Reilly WI, Gubler E. 1990. Crustal strain in Switzerland 1870–1970. *Geophysical Journal International* 103: 251–256.
- Rigo A, Cushing EM. 1999. Effets topographiques sur les comparaisons de profils de nivellement: cas français de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales) et d'Arudy (Pyrénées-Atlantiques). *C. R. Acad. Sci.* 329: 697–704.
- Rigo A, Vernant P, Feigl K, Goula X, Khazaradze G, Talaya J, et al. 2015. Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophysical Journal International* 201: 947–964. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv052>.

- Sánchez L, Völksen C, Sokolov A, Arenz H, Seitz F. 2018. Present-day surface deformation of the Alpine Region inferred from geodetic techniques. *Earth System Science Data* 10: 1503–1526. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1503-2018>.
- Santamaría-Gómez A, Bouin M-N, Collilieux X, Wöppelmann G. 2011. Correlated errors in GPS position time series: Implications for velocity estimates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116: B01405. <https://doi.org/10.1029/2010JB007701>.
- Schaller M, von Blanckenburg F, Hovius N, Kubik P. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 441–458.
- Schulte SM, Mooney WD. 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International* 161: 707–721. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x>.
- Scotti O, Baumont D, Quenet G, Levret A. 2004. The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of Geophysics* 47: 571–581.
- Sébrier M, Ghafiri A, Bles J-L. 1997. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics* 24: 207–217. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(97\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00005-7).
- Selverstone J. 2005. Are the Alps Collapsing. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33: 113–132. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122535>.
- Serpelloni E, Faccenna C, Spada G, Dong D, Williams SDP. 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118: 6003–6024. <https://doi.org/10.1002/2013JB010102>.
- Souriau A, Rigo A, Sylvander M, Benahmed S, Grimaud F. 2014. Seismicity in central-western Pyrenees (France): A consequence of the subsidence of dense exhumed bodies. *Tectonophysics* 621: 123–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.008>.
- Steer P, Simoes M, Cattin R, Shyu JBH. 2014. Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nature Communications* 5: 5564. <https://doi.org/10.1038/ncomms6564>.
- Steer P, Jeandet L, Cubas N, Marc O, Meunier P, Hovius N, et al. 2017. Typhoon-driven landsliding induces earthquakes: example of the 2009 Morakot typhoon. Vienna, Austria: EGU2017-9089.
- Steffen R, Steffen H, Wu P, Eaton DW. 2014. Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle. *Tectonics* 33: 1461–1476. <https://doi.org/10.1002/2013TC003450>.
- Stein S, Mazzotti S, eds. 2007. Continental intraplate earthquakes: Science, hazard, and policy issues. Boulder, CO: Geological Society of America.
- Stocchi P, Spada G, Cianetti S. 2005. Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 162: 137–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02653.x>.
- Strasser M, Anselmetti FS, Fäh D, Giardini D, Schnellmann M. 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology* 34: 1005. <https://doi.org/10.1130/G22784A.1>.
- Sue C, Thouvenot F, Fréchet J, Tricart P. 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104: 25611–25622.
- Sue C, Delacou B, Champagnac J-D, Allanic C, Burkhard M. 2007. Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova* 19: 182–188. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00732.x>.
- Sykes LR. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Review of Geophysics* 16: 621. <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00621>.
- Talwani P. 2016. On the nature of intraplate earthquakes. *Journal of Seismology* 1–22. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9582-8>.
- Tarayoun A, Mazzotti S, Craymer MR, Henton JA. 2018. Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation: GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada. *Journal of Geophysical Research* 123: 7004–7020. <https://doi.org/10.1029/2017JB015417>.
- Tarayoun A, Mazzotti S, Gueydan F. 2019. Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones. *Earth and Planetary Science Letters* 518: 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.043>.
- Terrier M, Bertil D, Rohmer J. 2018. Méthode d'identification des failles actives en domaine de déformation lente. Rapport final. BRGM/RP-68553-FR, 87 p.
- Tesauro M, Kaban MK, Cloetingh SAPL. 2009. How rigid is Europe's lithosphere? *Geophysical Research Letters* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL039229>.

- The RENAG Team. 2010. RESIF-RENAG: The French GPS component of a European infrastructure. In: EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Tommasi A, Knoll M, Vauchez A, Signorelli JW, Thoraval C, Logé R. 2009. Structural reactivation in plate tectonics controlled by olivine crystal anisotropy. *Nature Geoscience* 2: 423–427. <https://doi.org/10.1038/ngeo528>.
- van Camp M, de Viron O, Scherneck H-G, Hinzen K-G, Williams SDP, Lecocq T, et al. 2011. Repeated absolute gravity measurements for monitoring slow intraplate vertical deformation in western Europe. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116: B08402. <https://doi.org/10.1029/2010JB008174>.
- 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. <https://doi.org/10.1130/G33942.1>.
- Vigny C, Chéry J, Duquesnoy T, Jouanne F, Ammann J, Anzidei M, et al. 2002. GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–1998. *Journal of Geodesy* 76: 63–76. <https://doi.org/10.1007/s00190-001-0231-8>.
- Volant P, Levret A, Carbon D, Scotti O, Combescure D, Verdel T, et al. 2008. An archaeo-seismological study of the Nîmes Roman aqueduct, France: indirect evidence for an $M > 6$ seismic event? *Natural Hazards* 49: 53–77. <https://doi.org/10.1007/s11069-008-9276-9>.
- Vrolijk P, Pevear D, Covey M, LaRiviere A. 2018. Fault gouge dating: history and evolution. Peter Vrolijk et al. Fault gouge dating. *Clay Minerals* 53: 305–324. <https://doi.org/10.1180/clm.2018.22>.
- Walpersdorf A, Sue C, Baize S, Cotte N, Bascou P, Beauval C, et al. 2015. Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France). *Journal of Geodynamics* 85: 58–65. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.02.001>.
- Walpersdorf A, Pinget L, Vernant P, Sue C, Deprez A, The RENAG Team. 2018. Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? *Tectonics* 91: 937. <https://doi.org/10.1029/96JB03860>.
- Wang Z, Cobb JC. 2012. A critique of probabilistic versus deterministic seismic hazard analysis with special reference to the New Madrid seismic zone. In: *Recent Advances in North American Paleoseismology and Neotectonics East of the Rockies*. Geological Society of America Special Paper, pp. 259–275.
- Wells DL, Coppersmith KJ. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84: 974–1002.
- Wessel P, Smith WHF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. 2013. Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 94: 409–410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>.
- Willett SD, Schlunegger F, Picotti V. 2006. Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology* 34: 613. <https://doi.org/10.1130/G22280.1>.
- Williams SDP. 2003. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy* 76: 483–494. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0283-4>.
- Wu P, Mazzotti S. 2007. Effects of a lithospheric weak zone on postglacial seismotectonics in eastern Canada and the northeastern United States (S. Stein, S. Mazzotti, eds.). *Geological Society of America – Special Papers* 425: 113–128. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(09\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(09)).
- Zoback ML. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97: 11703–11728.
- Zoback ML, Zoback MD, Adams J, Assumpção M, Bell S, Bergman EA, et al. 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature* 341: 291–298.