

Environnement de la LGV Rhin-Rhône

La LGV Rhin-Rhône, ou *ligne nouvelle 7* (LN7), est une ligne ferroviaire à grande vitesse à écartement standard et à double voie. Encore inachevée, elle est prévue pour former un ensemble de lignes ferroviaires nouvelles en forme d'étoile à trois branches (Ouest, Est et Sud) autour de Dijon, avec une double fonctionnalité de trafic Est-Ouest et Nord-Sud.

La branche Est, est actuellement constituée de 137,5 km de ligne nouvelle entre Villers-les-Pots (Côte d'or) et Petit -Croix (Territoire de Belfort), ouverts à la circulation le 11 Décembre 2011. Portant le nom officiel de « ligne Rhin-Rhône (LGV) » et désignée sous le n° 014 000 du réseau ferré national, elle dessert les villes de Besançon, Montbéliard et Belfort, par le biais de deux gares nouvelles, et devrait à terme être prolongée pour constituer un total de 190 km de ligne nouvelle entre Dijon et Mulhouse. La branche Ouest, en projet, est destinée à raccorder la branche Est à la LGV Sud-Est, et ainsi à la région parisienne, en traversant l'agglomération dijonnaise par sa bordure orientale. La branche Sud, également au stade de projet, représenterait environ 150 km de ligne nouvelle pour relier la branche Est à Lyon et à la LGV Méditerranée, assurant une connexion des bassins de population des villes de l'Est de la France, du Benelux, de l'Allemagne et du Nord de la Suisse à la métropole lyonnaise et à l'arc méditerranéen.

La branche Est

La branche Est de la LGV Rhin-Rhône relie les villes de Dijon et Mulhouse. Les travaux de réalisation ont été divisés en deux phases :

- la première phase, achevée en 2011 et ouverte au trafic, constitue 137,5 km de ligne et relie Villers-les-Pots (21, à l'Est de Dijon à Petit-Croix (90), à l'Est de Belfort. Elle se compose de la ligne proprement dite d'une longueur de 134,5 km, complétée vers Belfort par le raccordement de Petit-Croix, long de 3,1 km ;
- la seconde phase, pour laquelle les travaux auraient dû commencer en 2014 mais ne sont pas financés à ce jour, représente au total 50 km supplémentaires. Elle est destinée à prolonger chacune des deux extrémités de la première phase :
 - côté Dijon : de Genlis (21), à proximité de Dijon (ou plus exactement d'un point situé à proximité du PK 318,0 de la ligne Dijon-Dole à Villers-les-Pots (21), soit environ 15 km de ligne,

- côté Mulhouse : de Petit-Croix à Lutterbach (68), en banlieue de Mulhouse, soit environ 35 km de ligne.

L'ensemble des deux phases totaliserait donc un peu moins de 188 km de ligne nouvelle.

11,2 millions de voyageurs devraient emprunter chaque année les dessertes assurées par la branche Est de la LGV Rhin-Rhône à partir de décembre 2011 soit 2,4 millions de voyageurs supplémentaires.

Première phase de la branche Est

La première phase de la branche Est de la LGV Rhin-Rhône est constituée de :

- 137,5 km de ligne nouvelle ;
- deux nouvelles gares certifiées HQE¹:
 - la gare de Besançon Franche -Comté TGV sur la commune des Auxons,
 - la gare de Belfort – Montbéliard TGV sur la commune de Meroux, pour la desserte des agglomérations de Belfort et Montbéliard. Elle est reliée au réseau ferré suisse via la ligne de Belfort à Bienne par Delle.
- deux sous-stations d'alimentation électrique sur les communes de Besançon et d'Héricourt (70).

Les trains roulent actuellement sur la LGV à 320 km/h mais la conception de la ligne permet d'atteindre 350 km/h.

Environnement

Environ 40 % du tracé des 137,5 km de la première phase se situe en milieu boisé. Au total, trente-sept passages à gibier ont été réalisés en partenariat avec les élus locaux et les associations, afin d'éviter l'isolement de populations, qui entrainerait une limitation du brassage génétique. Ils peuvent être de deux types : soit mixtes avec le rétablissement d'un chemin ou d'un cours d'eau, soit spécifiquement réservés à la faune. Par ailleurs, 51 passages réservés à la petite faune ont été réalisés. Pour assurer la reproduction des amphibiens, vingt-sept mares ont été aménagées le long du tracé, se substituant aux mares existantes.

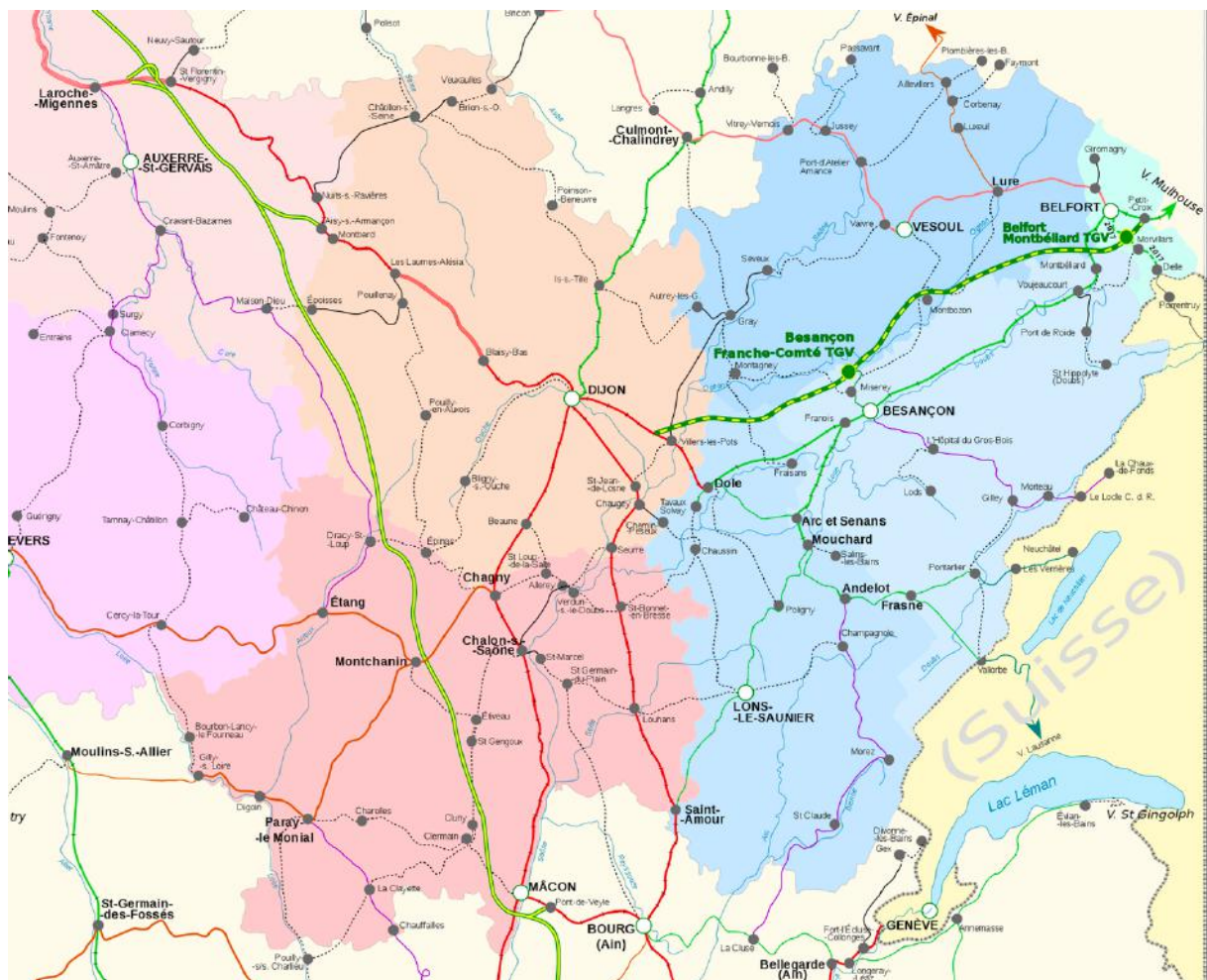
Le « bilan carbone » a été pris en compte dès la conception de la ligne, avec un inventaire précis de la situation, avant et après réalisation de l'infrastructure, et en réalisant la ligne avec pour objectif de minimiser les émissions de gaz à effet de serre.

Le bruit a été pris en compte dès le choix du tracé : l'éloignement des habitations a été une priorité, ce qui a permis de limiter l'impact pour les riverains. Le long des 137,5 km du tracé, seuls dix bâtiments ont dû être détruits et déplacés.

¹ HQE : Haute Qualité Environnementale

Ouvrages d'art

Les 137,5 km de la première phase de la Branche Est de la LGV Rhin-Rhône ont nécessité la construction de presque 175 ouvrages d'art de toute nature dont 160 ouvrages d'art courants (ponts-route, ponts-rails, passages à faune) et une douzaine d'ouvrages d'art importants. Le long des 137,5 km de ligne on peut répertorier : 80 ponts-route, 51 ponts-rail, 87 passages à faune, 210 ouvrages hydrauliques, 48 zones de dépôt, 26 410 m de protection acoustique, 23 mares de substitution, 37 bassins d'écêtement, 1 base travaux provisoire à Villersexel, 1 base maintenance à Geneuille, la jonction à la ligne Dijon-Vallorbe (à Villers-les-Pots), trois raccordements au réseau ferré classique, 2 sous-stations électriques à Héricourt-Bussurel et à Besançon, et 2 gares nouvelles, Besançon TGV et Belfort-Montbéliard TGV.



Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/LGV_RhinRh%C3%B4ne#/media/Fichier:Lignes_ferroviaires_Bourgogne_Franche_Comte.svg

Régions de Bourgogne & Franche-Comté Schéma des lignes ferroviaires

Le projet de la ligne LGV Rhin Rhône Branche Est se déroule entre Genlis (Côte d'Or) et Lutterbach (Haut-Rhin). Cette opération se répartit en deux tranches tout d'abord celle concernant les travaux entre Villers les Pots (21) et Petit Croix (90) objet du présent document,

ensuite celle correspondant aux travaux des deux extrémités , Genlis – Villers – les - Pots et Petit Croix – Lutterbach constituant une 2^{ème} tranche.



L'environnement naturel

Le climat

La température

Éloigné de l'influence régulatrice de l'océan, le département du Doubs possède une forte influence continentale, neige et fortes gelées l'hiver, sécheresses et chaleur l'été ponctuées par des pluies pouvant être orageuses. Les orages sont particulièrement fréquents et violents dans le Haut-Doubs.

La principale particularité du climat de ce département de vallées, plateaux et montagne est sa grande variabilité aussi bien au cours d'une saison que d'une année sur l'autre.

L'amplitude entre la température annuelle la plus froide et la plus chaude atteint plus de 70° : 72,4° à Mouthe, 76,7° à Pierrefontaine-les-Varans, 59,5° à Besançon.

Le climat est donc plus continental que montagnard sur le Massif du Jura.

Les précipitations

Le département du Doubs est l'un des plus arrosés de France. La hauteur moyenne annuelle des précipitations (pluie et neige) varie de 1 000 mm en plaine à plus de 1700 mm en montagne. La présence de neige n'introduit de gêne qu'à partir de 700 mètres d'altitude. Le manteau neigeux couvre le sol entre 70 et 120 jours par an. Cependant, sa permanence n'est pas régulièrement assurée au cours de la saison froide, des redoux inopinés pouvant le faire disparaître totalement au cœur de l'hiver.

L'hydrographie

Sur l'ensemble de son tracé, la branche Est s'inscrit totalement dans le bassin versant de la Saône, avec deux de ses principaux affluents, l'Ognon et le Doubs. Il a été subdivisé en cinq unités hydrographiques principales : la Saône, la basse vallée de l'Ognon, la moyenne vallée de l'Ognon, la haute vallée de l'Ognon et le Doubs.

La Saône

Depuis Villers-les-Pots, la ligne nouvelle s'inscrit dans le bois de Mondragon, puis elle pénètre dans la vallée de la Saône proprement dite et son large champ d'inondation. La plaine alluviale de la Saône comporte un fort intérêt patrimonial et fonctionnel. Son vaste champ d'inondation constitue un fort atout dans la gestion des risques d'inondation pour l'ensemble du bassin versant Rhône-Saône. Le grand ensemble de prairies humides et de milieux associés répartis tout au long de la vallée en font un site remarquable par son étendue et sa biodiversité. Les débordements de la Saône sont fréquents avec un champ d'inondation d'une largeur approximative de quatre kilomètres au droit du projet. La nappe alluviale est activement exploitée pour l'alimentation en eau potable, c'est notamment le cas à Poncey-les-Athée où sont situés les champs captants alimentant la ville de Dijon.

L'Ognon

L'Ognon prend sa source sur le versant Ouest du Ballon d'Alsace puis coule vers le Sud-ouest avec de nombreux méandres jusqu'à la Saône. L'Ognon est franchi deux fois par la LGV : à Voray-sur-l'Ognon en Haute-Saône et à Thieffrans et Tressandans en limite de la Haute-Saône et du Doubs par des viaducs. Les formations carbonatées du secondaire présentes dans une bonne partie du bassin de l'Ognon lui confèrent un caractère karstique. Ces formations rocheuses sont parcourues par un réseau hydrographique souterrain se traduisant par d'innombrables pertes, exurgences et résurgences. Plusieurs affluents de l'Ognon intéressent le projet parmi lesquels la Buthiers, la Quenoche et la Linotte en rive droite, les Vèze de Brans et d'Ougney, le Gravellon, le Recologne, la Lanterne, le ruisseau d'Auxon, le Bief d'Auta, le ruisseau de Beveuge et le ruisseau de la Prairie en rive gauche.

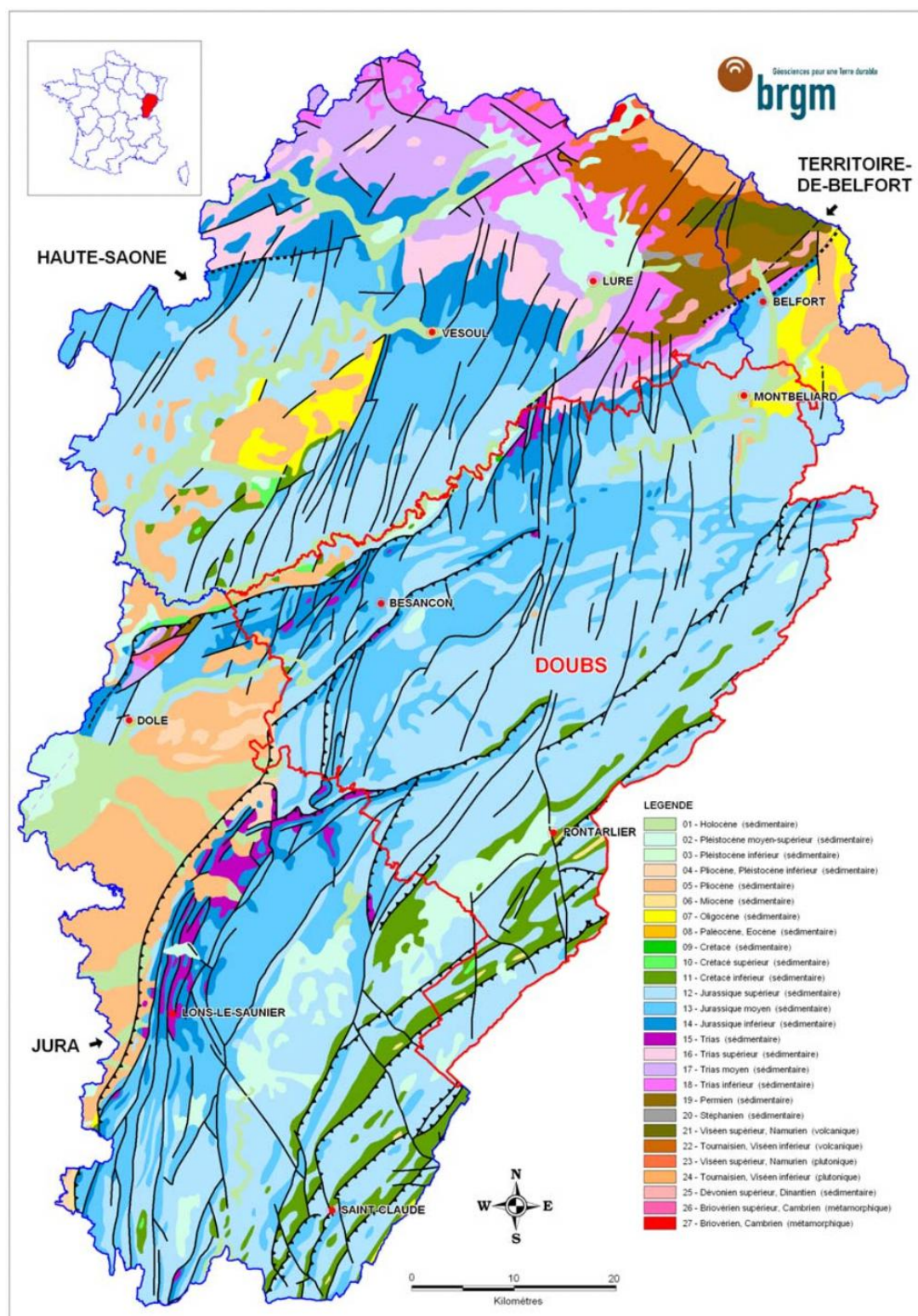
Les cours d'eau vosgiens

La LGV traverse le bassin versant du Doubs et elle franchit plusieurs de ses affluents, tous issus de la bordure Sud du massif vosgien et s'écoulant dans la direction Nord-Sud. Il s'agit de la Lizaine, de la Savoureuse, de la Madeleine, de l'Autruche (affluent de la Madeleine). Tous ces cours d'eau sont franchis par des ouvrages importants, viaducs ou pont-rails.

Le réseau hydrographique est réduit (Doubs, Loue et leurs affluents) et la plus grande partie des eaux de pluie subit au moins un parcours souterrain. D'une manière générale les réseaux souterrains se sont progressivement enfoncés au cours des temps et les sources sortent actuellement au niveau le plus bas. Parmi celles-ci, il faut distinguer les exurgences (source du Doubs), qui sont des sources dont les eaux ont toujours circulé en profondeur, et les résurgences, qui sont la réapparition à l'air libre de cours d'eau qui s'étaient perdus dans les calcaires (source de la Loue). Une mention particulière doit être faite pour la Loue qui est un affluent du Doubs, mais qui est alimentée par des pertes situées dans le haut cours du Doubs (entre Pontarlier et Morteau).

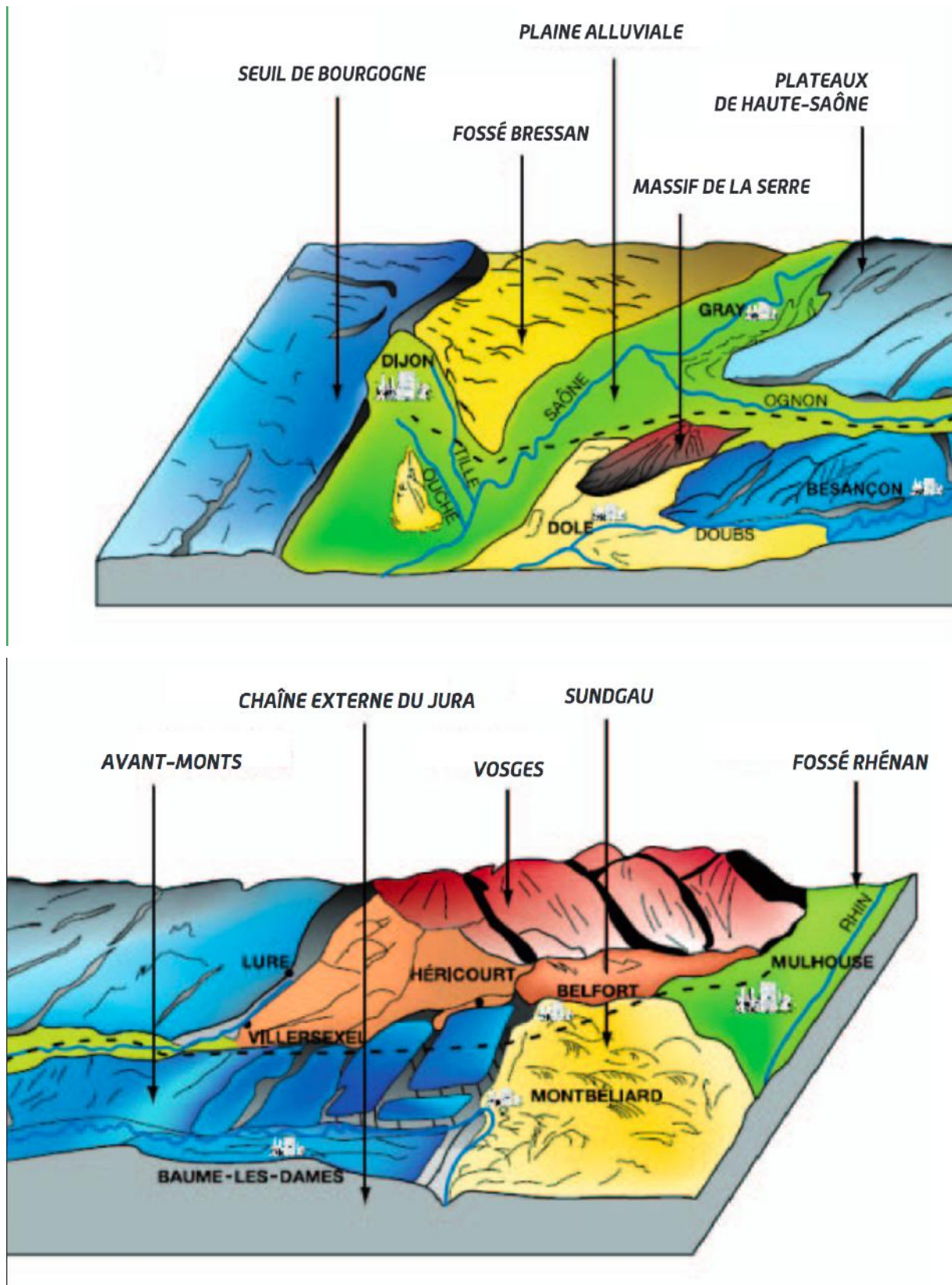
Le contexte géologique régional

Une carte géologique simplifiée de la région de Franche-Comté, tirée de la carte géologique de la France à l'échelle 1/1 000 000 (6^{ème} édition de 2003), résume cette présentation (Illustration 6). L'histoire géologique de la région s'inscrit en grande partie dans celle de la Chaîne du Jura. La Chaîne du Jura s'allonge en un arc montagneux en forme de croissant dont la convexité est tournée vers le Nord-Ouest. Avant-pays alpin, il est séparé des Alpes par la dépression molassique qui disparaît au Sud de la région de Voreppe, là où l'arc jurassien jouxte les massifs subalpins. Les limites du Jura sont relativement nettes car il est bordé sur la plus grande partie de son pourtour par des dépressions : plaine molassique suisse, Bas-Dauphiné, fossé bressan et fossé du Rhin. Au Nord-Ouest, il passe sans discontinuité au bassin de Paris ; au Nord, il s'appuie sur les massifs anciens de la Forêt Noire et des Vosges ; au Sud-Est, il se sépare de la zone subalpine. La structure de la chaîne qui est contemporaine des grands mouvements alpins, permet de distinguer une région interne par rapport aux Alpes (haute chaîne) où se succèdent des plis réguliers conformes et des chevauchements recoupés par de grands accidents transverses et un domaine plus externe où l'on rencontre des zones tabulaires séparées par des zones étroites et plissées : les faisceaux. La transition avec le bassin de Paris s'effectue progressivement au Nord-Ouest par des zones à caractères mixtes : les zones préjurassiennes.



- Source : BRGM, « Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département du Doubs », rapport final, BRGM-57338-FR, Septembre 2009, 151 p.

Illustration 6 : Le département du Doubs dans son contexte géologique régional franc-comtois (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000, BRGM, 2003)



Source : <http://medias.sncf.com/sncfcom/education/biodiversite/lycee/Lyce Document Cahier.pdf>

Trois principales entités géomorphologiques

D'Ouest en Est, la branche Est de la LGV traverse trois régions naturelles marquées par un contexte géologique très distinct.

De Villers-les-Pots à Brans, la LGV s'inscrit dans une zone de plaine, encadrée à l'Ouest par la montagne Bourguignonne, au Nord par les plateaux de Haute-Saône et au Sud par le massif cristallin de la Serre, correspondant à l'extrémité Nord du fossé d'effondrement de la Bresse. Dans cette dépression, se sont accumulées d'épaisses séries alluvionnaires et détritiques, d'âge Oligocène, qui contiennent des nappes importantes exploitées activement pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération dijonnaise et pour l'irrigation des cultures.

De Brans à Belfort, la ligne traverse d'abord la basse vallée de l'Ognon jusqu'aux environs de Voray-sur-l'Ognon marquée par la présence de sédiments d'origine fluvio-glaciaire reposant sur les assises sous-jacentes du Jurassique-Trias supérieur. Plus à l'Est, s'étendent les plateaux de Haute-Saône, limités au Sud par les Avant-Monts, constitués de formations carbonatées du Jurassique supérieur fréquemment recouvertes de dépôts argileux d'altération. Puis, après avoir franchi une dernière fois l'Ognon, la LGV pénètre dans une dépression étroite, peu vallonnée, insérée entre les collines sous-vosgiennes au Nord et les plateaux de la zone Préjurassienne au Sud. C'est dans ce secteur où les formations carbonatées sont prédominantes que se rencontrent des phénomènes karstiques parfois très développés, induisant une forte sensibilité sur le plan hydrogéologique.

De Belfort à Petit-Croix, après la vallée de la Savoureuse, la ligne s'inscrit dans la région colinéaire du Sundgau. Les formations géologiques sont d'origines fluvio-glaciaires et éoliennes, masquant presque complètement le substratum tertiaire (Oligocène et Eocène) qui affleure sur quelques versants du Sundgau. Elles contiennent des nappes phréatiques significatives, mais vulnérables.

Le retrait gonflement des argiles

Les phénomènes de retrait-gonflement de certaines formations géologiques argileuses affleurantes provoquent des tassements différentiels qui se manifestent par des désordres affectant principalement le bâti individuel.

Selon le rapport sur la cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le Doubs ci-dessous référencé : « Dans le département du Doubs, aucune formation n'est classée en aléa fort vis à vis du phénomène de retrait-gonflement des argiles. En revanche, 7 formations présentent un aléa moyen, résultant d'une susceptibilité moyenne combinée avec une sinistralité forte. Ces formations couvrent 7,15 % de la surface départementale. 16 formations, couvrant 39,65 % de la surface départementale, sont considérées comme présentant un aléa faible vis à vis du phénomène de retrait-gonflement. Elles résultent d'une susceptibilité faible associée à une sinistralité faible à forte, voire non significative, ou d'une susceptibilité moyenne combinée à une sinistralité faible ».

« Cette carte d'aléa retrait-gonflement des terrains argileux du département du Doubs, constitue le préalable à l'élaboration de Plans de Prévention des Risques naturels (PPRN), en vue d'attirer l'attention des constructeurs et maîtres d'ouvrages sur la nécessité de respecter

certaines règles constructives préventives dans les zones soumises à l'aléa retrait-gonflement, en fonction du niveau de celui-ci. »

Les mouvements de terrain

Les principales formations affleurant dans le Doubs sont datées du Jurassique et sont réparties dans deux grands types de zones :

- les terrains marneux qui ont été mis à jour par érosion des couches calcaires supérieures,
- le relief de corniches et de falaises calcaires, avec présence de plateaux qui sont le lieu de développement des karsts. Le département du Doubs est fortement exposé aux risques de mouvements de terrain, de trois grands types.

Les glissements de terrain

Ils se produisent dans les coteaux constitués par des marnes recouvertes d'argiles et d'éboulis, qui se trouvent déstabilisés par une modification des circulations d'eaux souterraines ou de l'état hydrique des sols. On distingue les glissements anciens (indices observés dans le relief mais sans désordres récents) et les glissements actifs (mouvements actuels ou récents). Il s'agit de sols très instables pouvant être mis en mouvement spontanément (précipitations) ou sous l'effet de faibles modifications de l'état initial (altération du sol, aménagement en surface...).

Les chutes de pierres et de blocs et les éboulements

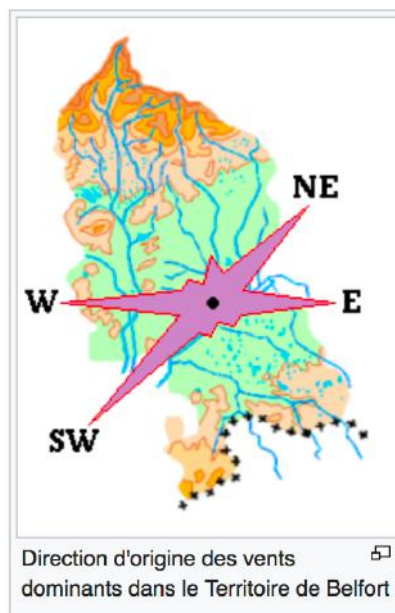
Ils sont liés aux falaises et aux versants rocheux très pentus, ils sont dus aux phénomènes naturels de dissolution par les eaux météoriques, au développement du système racinaire des végétaux et à l'action des cycles de gel-dégel.

Les effondrements

Ils ont pour origine la remontée en surface de vides naturels ou artificiels qui existent à l'intérieur du sol. Le phénomène peut être lent (formation de dolines en forme de cuvette) ou rapide (apparition d'un fontis, d'un gouffre ou d'un aven). Les risques d'effondrement résultant de l'évolution de cavités karstiques sont relativement importants (zones de plateaux calcaires, dans les dépressions topographiques fermées où leur développement est favorisé par l'infiltration des eaux).

Le vent sur la Franche – Comté

La petite carte ci-dessous selon wikipedia Territoire de Belfort nous indique les directions de l'origine des vents dominants dans la Trouée de Belfort. On voit nettement l'influence des massifs montagneux, Vosges (au Nord) et Jura (au Sud), qui forment les murs d'un couloir reliant la vallée du Rhin et la plaine d'Alsace au bassin de la Saône.

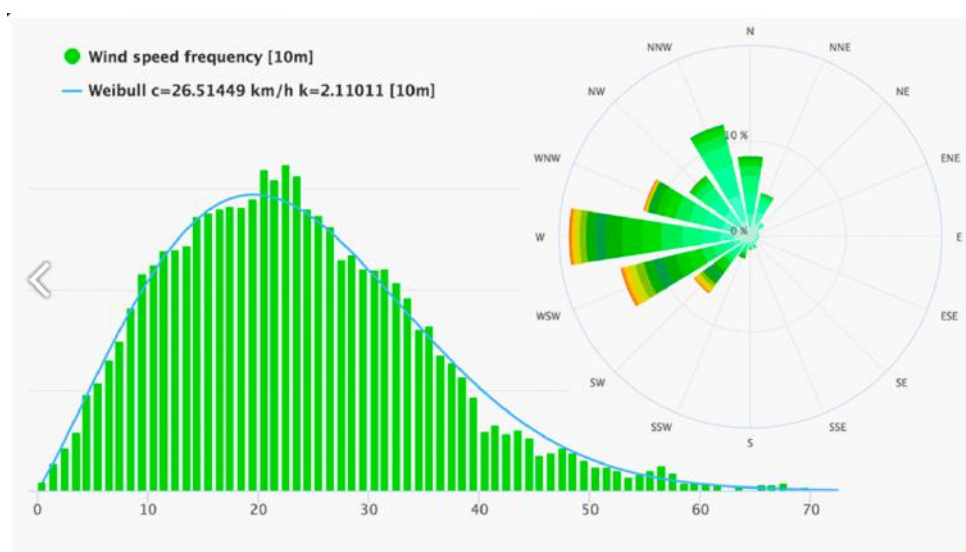


Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Climat_du_Territoire_de_Belfort

Mesures de vitesse de vent sur le Territoire de Belfort

Deux sortes de vents déterminent le climat dans la Trouée de Belfort :

- Les vents d'Ouest/Sud-Ouest : tempérés et humides, ils apportent la pluie, les orages ou la neige selon la saison.
- La bise : elle vient de l'Est ou du Nord-Est. Froide en hiver, relativement chaude en été, sèche en toutes saisons. C'est une des composantes du mistral. Il arrive qu'elle souffle pendant des longs jours sans faiblir, refroidissant les maisons les mieux isolées en s'infiltrant partout. On dit qu'elle dure 3, 6 ou 9 jours.



Source : <https://www.meteoblue.com/fr/historyplus>

Mesures de vitesse de vent sur Besançon

Climat à Besançon par saison en 2019

	Hiver	Printemps	Été	Automne
Soleil				
Heures d'ensoleillement	405 h	658 h	nc	nc
Moyenne nationale	445 h	655 h	nc	nc
Equivalent jours de soleil	17 j	27 j	nc	nc
Moyenne nationale	19 j	27 j	nc	nc
Pluie				
Hauteur de pluie	176 mm	256 mm	nc	nc
Moyenne nationale	129 mm	183 mm	nc	nc
Vent				
Vitesse de vent maximale	79 km/h	65 km/h	nc	nc
Moyenne nationale	191 km/h	158 km/h	nc	nc

Source : <http://www.linternaute.com/voyage/climat/besancon/ville-25056>

Climat à Montbéliard par saison en 2019

	Hiver	Printemps	Été	Automne
Soleil				
Heures d'ensoleillement	nc	nc	nc	nc
Moyenne nationale	445 h	655 h	nc	nc
Equivalent jours de soleil	nc	nc	nc	nc
Moyenne nationale	19 j	27 j	nc	nc
Pluie				
Hauteur de pluie	234 mm	239 mm	nc	nc
Moyenne nationale	129 mm	183 mm	nc	nc
Vent				
Vitesse de vent maximale	94 km/h	83 km/h	nc	nc
Moyenne nationale	191 km/h	158 km/h	nc	nc

Les vents traversiers

Des études sur les vents traversiers permettent de s'assurer que le train à grande vitesse circule bien à une vitesse telle que des vents violents dits traversiers ne fassent pas dérailler le train. Pour cela il faut connaître la vitesse des rafales de vent et adapter la vitesse du TGV de manière à circuler en sécurité.

Des abaques conditionnent la sécurité. Couplés avec les données météorologiques, ils permettent de définir les zones à protéger et sont implémentés dans les stations anémométriques de surveillance de la ligne.

Couverture et surveillance du tracé à l'aide du système DVL

Le paramétrage retenu pour les stations DVL² est :

- alarme « vents forts » : limitation de vitesse à 230 km/h,
- alarme « vents violents » : limitation de vitesse à 170 km/h.

² DVL : Détection des Vents Latéraux

- alarme « vents très violents » : limitation de vitesse à 80 km/h.

Une étude sur l'ensemble du tracé était nécessaire pour la mise en place de Détecteurs de Vents Latéraux (DVL) compte tenu du dépassement de l'abaque à 320 – 350 km/h sur tout le linéaire.

Il a été décidé de couvrir l'ensemble du tracé de la LGV sans prendre en compte l'éventuelle mise en place de protections passives, compte tenu du fait que tout le linéaire est au moins concerné par le dépassement de l'abaque 320 km/h sur les 8 ans de données météo.

Un DVL couvre une zone de 20 km environ sur un tracé de 140 km, 7 DVL sont donc nécessaires.

Chaque station DVL mesure la vitesse des vents, leur direction, déclenche l'alerte ou les alarmes, les communique aux installations de signalisation locales via le système SEI, et au poste central DVL. Les défauts DVL tant des stations que du poste central sont répercutés au centre de maintenance (centre de supervision).

Par ailleurs la thèse de Xavier Quost ci-dessous référencée, « Modélisation de l'effet du vent sur les TGV : Etude dynamique et stochastique appliquée aux risques de renversement » soutenue en 2005 permet d'approfondir le sujet de la sécurité des circulations des rames soumises aux vents traversiers grâce aux outils de simulation de dynamique ferroviaire incluant les développements effectués sur la modélisation du contact roue-rail et sur la mécanique des solides et des liaisons en les simplifiant : ainsi un outil fiable permettrait de calculer le renversement d'un véhicule en un temps très court.

La sismicité régionale

Les séismes dans le Doubs

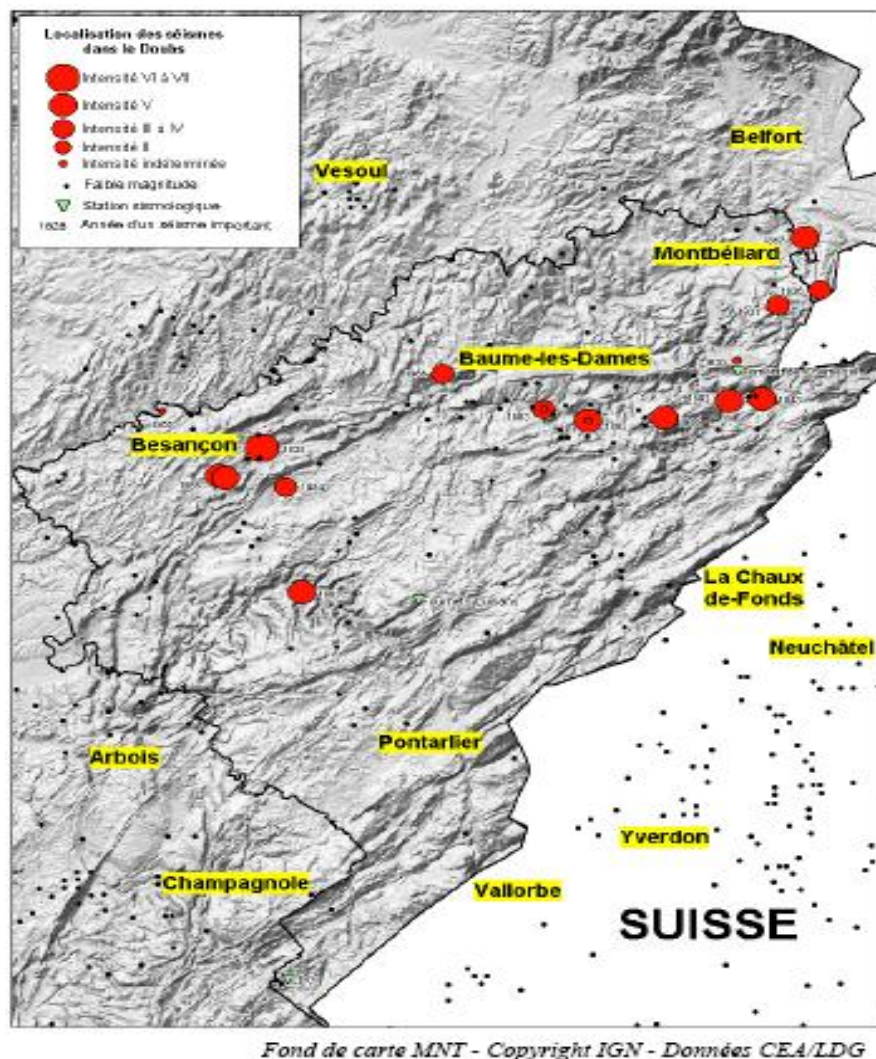
Une étude réalisée dans le cadre des opérations de Service Public du BRGM 2001-RIS-112 d'octobre 2001 sur « Le risque sismique dans le département du Doubs » indique qu'au cours des siècles, les villes du Doubs ont subi les contrecoups de plusieurs séismes très violents dont les épicentres étaient situés en dehors du département : il s'agissait des séismes historiques survenus à Bâle le 18 octobre 1356, dans le Jura suisse le 8 janvier 1925 et dans le Valais le 25 janvier 1946.

Pour les séismes dont l'épicentre était situé dans les limites du département du Doubs, le plus violent s'est produit à Thise près de Besançon le 30 octobre 1828, l'intensité épicentrale étant de VII. Il avait été précédé 4 jours auparavant par un précurseur d'intensité épicentrale VI. Cette sismicité trouve son explication géologique. Appartenant au domaine du Jura septentrional, le Doubs est constitué d'une succession de plateaux séparés par des faisceaux (groupement de failles parallèles) plissés orientés NE/SW, avec des altitudes augmentant en direction de la Suisse .

Voray-sur-l'Ognon marquée par la présence de sédiments d'origine fluvio-glaciaire reposant sur les assises sous-jacentes du Jurassique-Trias supérieur. Plus à l'Est, s'étendent les plateaux de Haute-Saône, limités au Sud par les Avant-Monts, constitués de formations carbonatées du Jurassique supérieur fréquemment recouvertes de dépôts argileux d'altération. Puis, après avoir franchi une dernière fois l'Ognon, la LGV pénètre dans une dépression étroite, peu vallonnée, insérée entre les collines sous-vosgiennes au Nord et les plateaux de la zone

Préjurassienne au Sud. C'est dans ce secteur où les formations carbonatées sont prédominantes que se rencontrent des phénomènes karstiques parfois très développés, induisant une forte sensibilité sur le plan hydrogéologique.

De Belfort à Petit-Croix, après la vallée de la Savoureuse, la ligne s'inscrit dans la région colinéaire du Sundgau. Les formations géologiques sont d'origines fluvio-glaciaires et éoliennes, masquant presque complètement le substratum tertiaire (Oligocène et Eocène) qui affleure sur quelques versants du Sundgau. Elles contiennent des nappes phréatiques significatives, mais vulnérables.



Source : Etude du BRGM, « Le risque sismique dans le département du Doubs », octobre 2001 BRGM/RP-51304-FR, document public sur internet.

Le tracé de la LGV suit le tracé de la rivière Lognon au Nord de Besançon c'est à dire de 10 à 40 km de la ligne formée par les points d'intensité allant de III à VII passant par Besançon, Baumes les Dames et Montbéliard.

Séisme à Roulans (Doubs) du 23 Février 2004 d'après les Observations sismologiques 2003-2005 du BCSF

Un séisme de magnitude 5,1 M_L ³ qui s'est produit au Nord-Est de Besançon le 23 février 2004, avec une seule réplique de magnitude 2,3 M_L a été enregistrée dans la zone épacentrale par le RéNaSS le 26 février. Complétant les réseaux permanents du RéNaSS⁴, du LGD⁵, du RAP⁶ et les stations suisses de l'ETH⁷, 3 stations ont été déployées le 27 février pour une durée de 2 mois. L'enregistrement et la localisation de l'unique réplique du 8 mars (47,207°N – 6,288 °E – prof : 14,5 km) par le réseau temporaire dans la zone épacentrale confirme la profondeur de l'hypocentre.

La région épacentrale se situe dans la partie septentrionale du Jura, sur la bordure Nord-Est du plateau de la Saône, presque à l'aplomb de la Vallée du Doubs, à environ 20 km au NE de Besançon. Ici, la couverture plissée du Jura n'atteint probablement pas 3 km d'épaisseur, ce qui situe la zone de décollement jurassique à quelques kilomètres de la surface. Le foyer du tremblement de terre étant profond, il s'agit très probablement d'un accident du socle primaire qui aurait rejoué. Ceci serait compatible avec la réactivation de failles hercyniennes ou oligocènes de direction N60 identifiées dans le socle. Une partie du mouvement inverse dans le socle pourrait s'être propagé en surface et être à l'origine des plis localisés du front du Jura.

Le séisme de Roulans a été enregistré par la plupart des stations du RAP, depuis celles du Réseau Fossé-Rhénan (RAP-EOST), jusqu'à celles du Réseau Alpes (RAP-LGIT) et du Réseau Sud Est (RAP-AZUR).

Localisé dans la vallée du Doubs, dans le canton de Roulans, près de Besançon, ce séisme a produit une intensité maximale égale à V-VI, dans 9 communes du Doubs, soit un degré en dessous des intensités maximales observées lors du séisme de Rambervillers en février 2003 à 120 km plus au Nord. Selon les témoins, la secousse a duré jusqu'à une dizaine de secondes, provoquant une coupure d'électricité dans de nombreuses communes de la zone épacentrale. L'enquête effectuée a montré que ce séisme a été très largement ressenti par la population du grand Est français. La forme ellipsoïdale des effets en surface est orientée nettement Nord-Est Sud-Ouest, comme la direction locale des plissements jurassiens. Si l'isoséiste V (forte secousse) est assez délimitée sur la carte avec une surface de près de 9000 km² (675 800 habitants), et un rayon (dans sa grande longueur) de près de 90 km, les isoséistes III et IV sont, elles, plus difficile à délimiter l'une de l'autre.

³ # Magnitude locale M_L :

on l'utilise pour des séismes proches dits séismes locaux. Elle est définie à partir de l'amplitude maximale des ondes P. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrections locales.

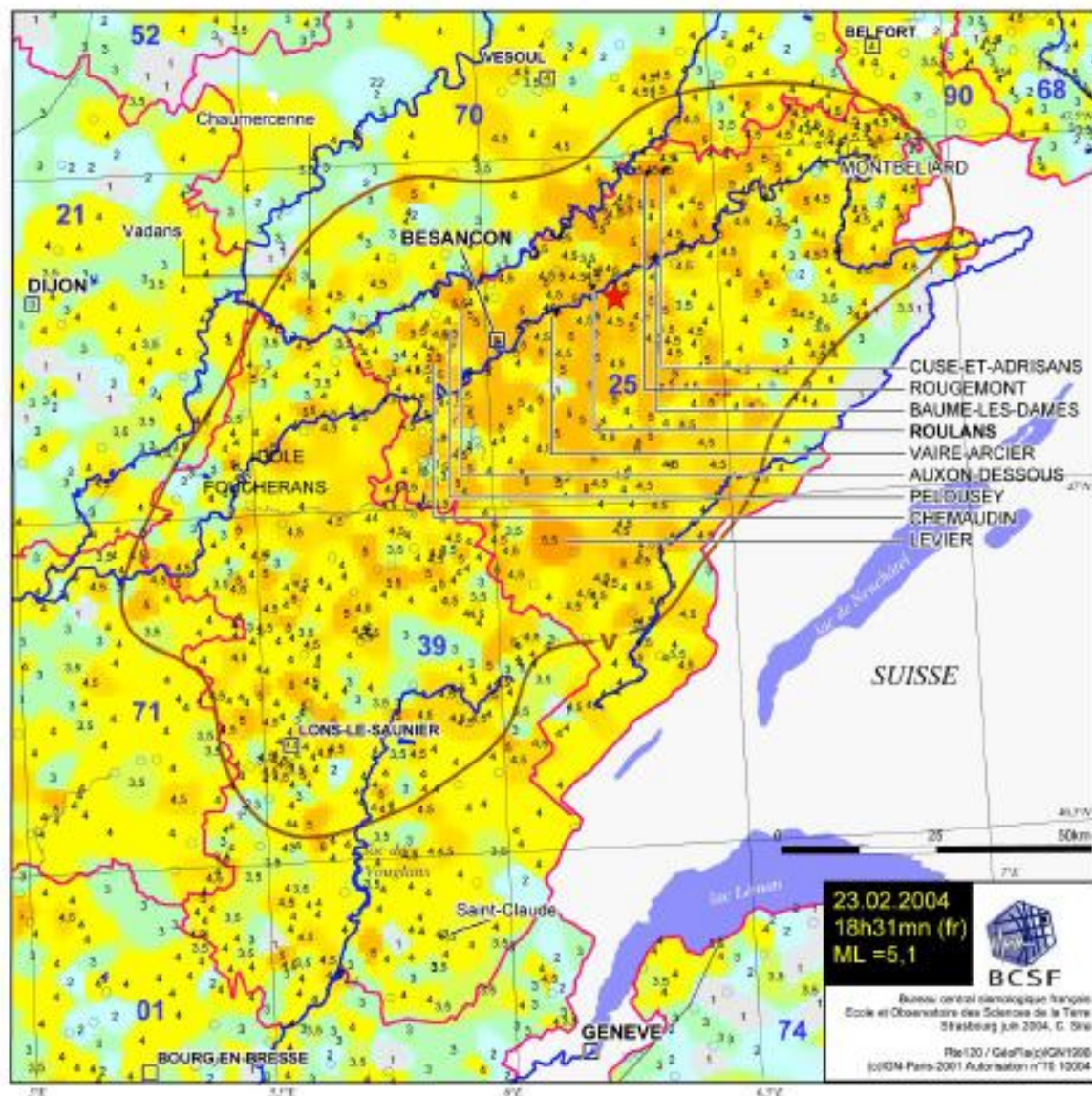
⁴ RéNaSS : Réseau National de Surveillance Sismique

⁵ LGD : Laboratoire de Détection Géophysique

⁶ RAP : Réseau Accélérométrique Permanent

⁷ ETHZ : Eidgenössische Technische Hochschule Zürich

Fig.9 Carte macrosismique (EMS98) - zone épicentrale
Séisme de Roulans du 23 février 2004 (dép.25)



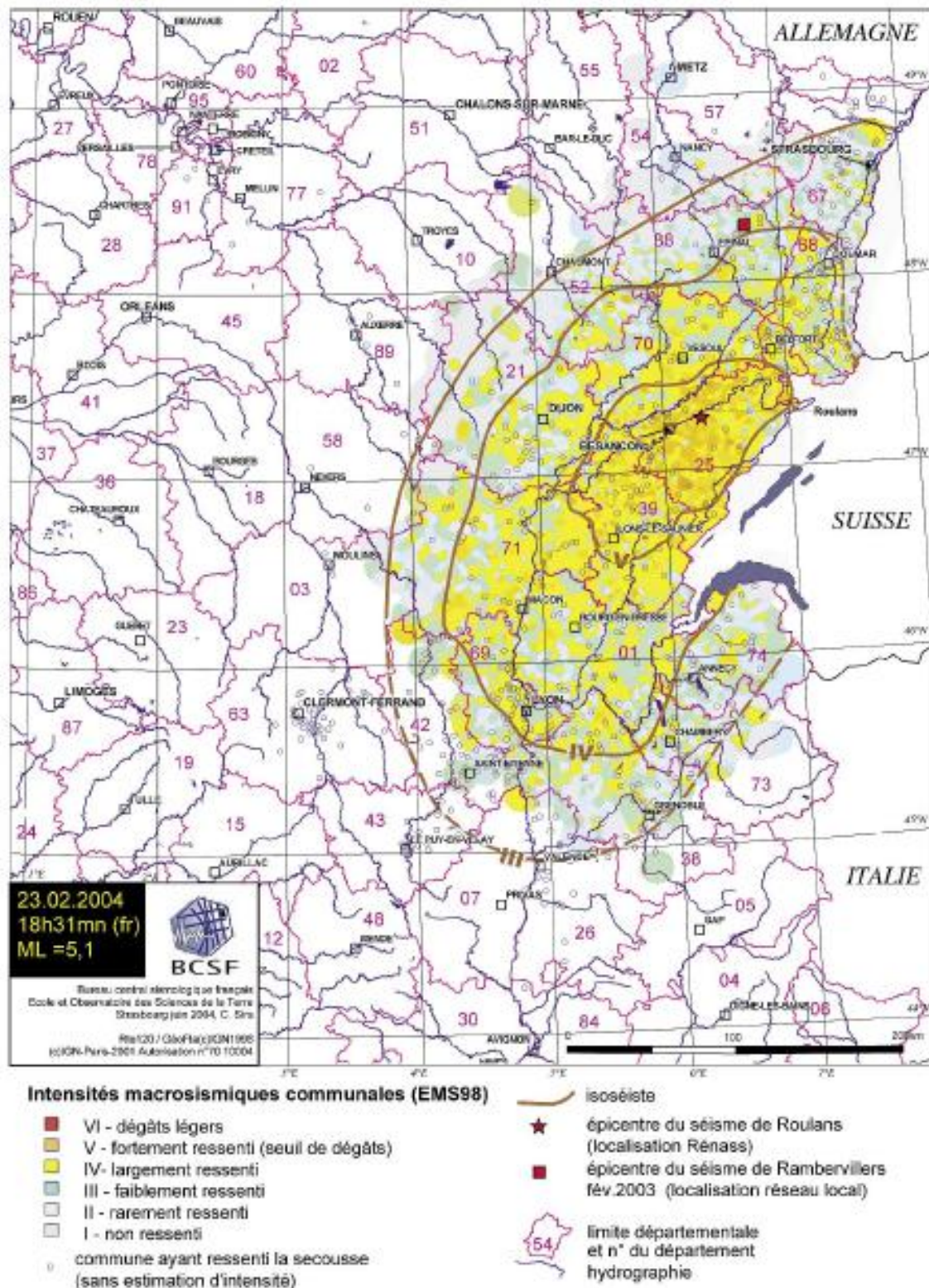
Intensités macrosismiques communales (EMS98)

- VI - dégâts légers
- V - fortement senti (seuil de dégâts)
- IV - largement senti
- III - faiblement senti
- II - rarement senti
- I - non senti
- commune ayant senti (sans estimation d'intensité)

- isoséiste d'intensité V
- ★ épicentre du séisme (localisation Rénass)
- limite départementale et n° du département
- hydrographie

Source : BCSF, Séisme de Roulans (25) du 23 février 2004, Note préliminaire

Fig.8 Carte macrosismique (EMS98)
Séisme de Roulers du 23 février 2004 (dép.25)



14 BCSF - note préliminaire : séisme de Roulers du 23.02.2004

Séisme à Rambervilliers (Vosges) du 22 Février 2003

d'après la Note préliminaire du séisme de Rambervilliers du 22/02/03 du BCSF

Le séisme de magnitude 5,4 (RéNaSS) qui s'est produit à l'Ouest de St Dié le samedi 22 février 2003 a été suivi de nombreuses répliques dont, entre autres, une de magnitude 3,4 moins d'un quart d'heure après, une de magnitude 3,1 le lendemain matin et au total 6 de magnitude $M_I > 3$. Ce séisme n'a pas causé de victimes ni de dégâts très importants, hormis quelques chutes de cheminées, des fissures dans les murs et la fragilisation d'édifices. Il a été ressenti très largement en dehors des Vosges et du Fossé Rhénan, jusqu'à Lyon et Paris. Le dernier séisme connu dans la région avait atteint la magnitude de 4,8 en 1984. Ce séisme a son épicentre au Nord d'une zone relativement sismique, connue depuis longtemps, dont fait partie le tremblement de terre historique de Remiremont de 1682.

Cette zone sismique s'étend sur un axe NNE-SSW de 80 km de long sur 20 km de large allant de Lure au sud à Thaon les Vosges au Nord. Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) dispose de 10 stations dans un rayon de 200 km autour de l'épicentre (réseau Fossé Rhénan), la plus proche étant située à 40 km de l'épicentre. Huit autres stations étrangères se sont associées au RéNaSS ainsi qu'un réseau temporaire de 11 stations 3 composantes a été disposé durant 3 mois pendant lesquels le RéNaSS a enregistré un total de 180 répliques alors que le réseau temporaire en enregistrerait 4 à 5 fois plus c'est à dire 500-600 répliques dont les magnitudes sont comprises entre 0 et 3,4.

Carte d'intensités du séisme de Rambervilliers

On note tout d'abord que l'épicentre du séisme du 22 février 2003 se situe en bordure de la zone 1a au Nord du canton de Bruyères et de Remiremont selon la carte du décret n°91-461 du 14 mai 1991. Sur la carte ci-dessous l'isotéiste (intensités EMS98)⁸ échelle VI passe entre Nancy au nord et Epinal au sud. L'isotéiste de niveau V passe au sud du tracé de la LGV par Besançon, Belfort, Colmar, Nancy. Donc le niveau des accélérations à l'intérieur de l'ellipse formée par l'isotéiste de niveau V se situe entre 20 et 50 mg.

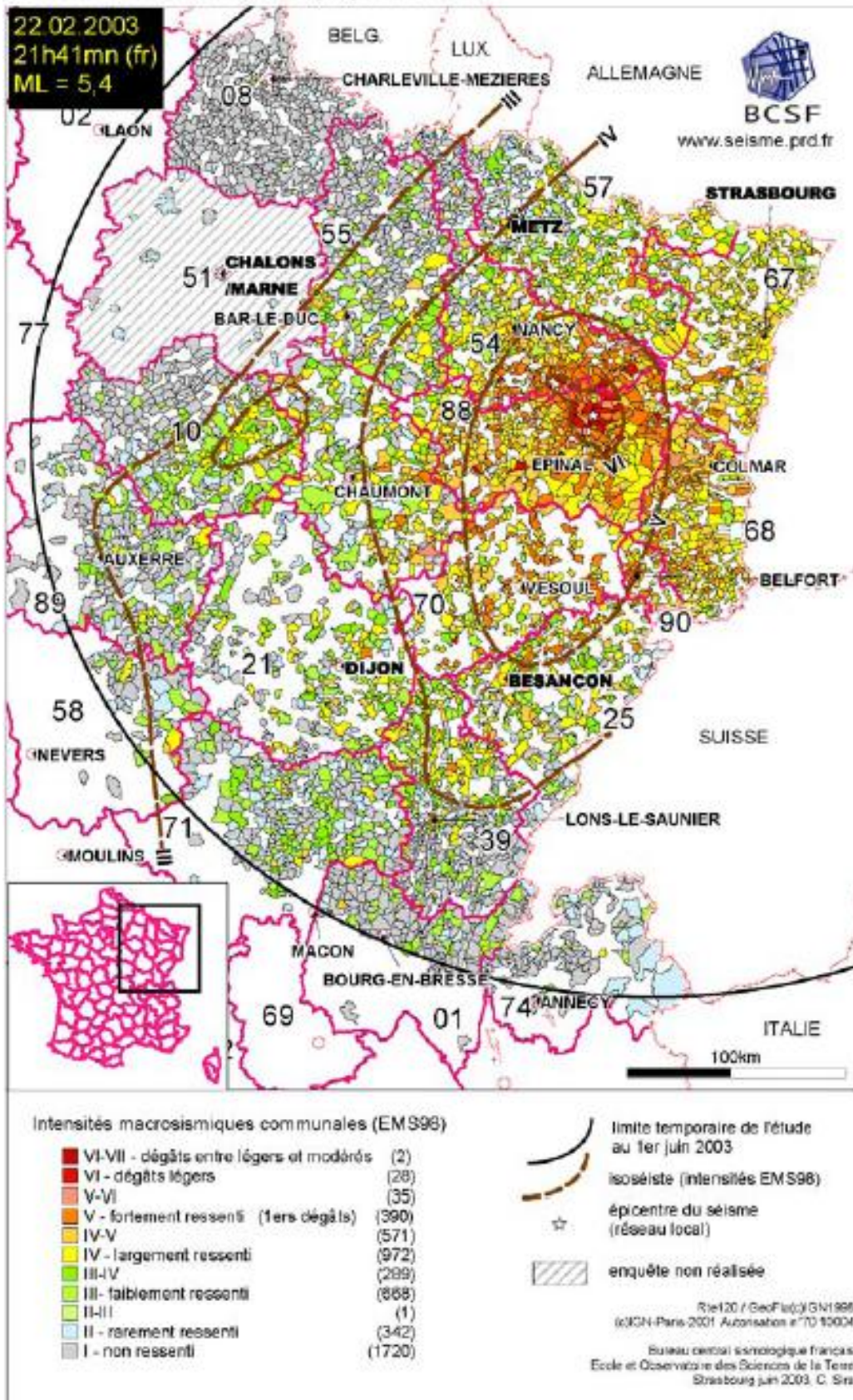
Ainsi lors de ce tremblement de terre, le seuil d'alarme mineure aurait été dépassé ($> 40 \text{ mg}^9$ et $< 65 \text{ mg}$), soit $> 0,4 \text{ m/s}^2$ et $< 0,65 \text{ m/s}^2$ et une limitation de vitesse à 170 km/h aurait été demandée dans une configuration LGV Méditerranée avec une protection des circulations.

⁸ Depuis peu, une nouvelle échelle a été adoptée par les pays européens : EMS 98 (European Macroseismic Scale 1998)

⁹ mg : « milli gé » est une unité d'accélération correspondant au millième de la pesanteur terrestre

Carte d'intensités

Séisme de Rambervillers (88) 22/02/2003



En résumé, deux tremblements de terre supplémentaires ressentis dans le Doubs en 2003, le 22 février à Rambervillers (Vosges) et le 23 février 2004 à Roulans près de Besançon sont rappelés : ces deux tremblements (cf cartes ci-dessus) ont produit des intensités de niveau V dont les isotéistes englobent bien le tracé de la LGV première tranche. Dans les deux cas les TGV auraient dû être ralenti à 170 km/ h et cela une fois par an en 2003 et 2004. Il doit être ajouté que les épicentres de ces tremblements de terre sont situés en zone 0 où l'aléa sismique est négligeable mais non nul.

Alsace, Vosges, Franche-Comté : 782 et 799 Wissembourg ; 11-1-1155 Cluny, Dijon ; 1225 Marbach ; 1239 Strasbourg ; 18-10-1356 Bâle, Mulhouse (40 châteaux détruits, 300 †, ressenti à Paris) IX, m. 6 ; 12-5-1682

Remiremont : VIII (église détruite, plusieurs †) ; 3-8-1728 Lahr Strasbourg VII ; 1802 Bas-Rhin ; 30-10-1928 Besançon : VII ; 1933 et 1952, 21-6-1971 Vaux-lès-Saint-Claude : VII, m. 4,5 ; 15-7-1980 Mulhouse : VII, m. 4,7 ; du 19-12-1984 au 8-1-1985 Remiremont : V, environ 395 secousses sur une faille de 3 km nord-sud ; le 29-12 : VI, m. 4,8 ; 23-2-2004 Baume-les-Dames (Doubs) m. 5,1.

In

http://www.quid.fr/2007/Geographie_Et_Sciences_De_La_Terre/Tremblements_De_Terre/
2

Date	Localisation	Intensité épicentrale (MSK)	Distance à la ligne (km)
22/02/2003	Rambervillers (Vosges)	VI-VII	85,2
23/02/2004	Roulans (Doubs)	V-VI	17,6

Détermination des occurrences d'impact sur les circulations

La probabilité pour qu'un train soit impacté directement est nécessairement plus faible que la probabilité d'occurrence de l'événement sismique lui – même.

-4-

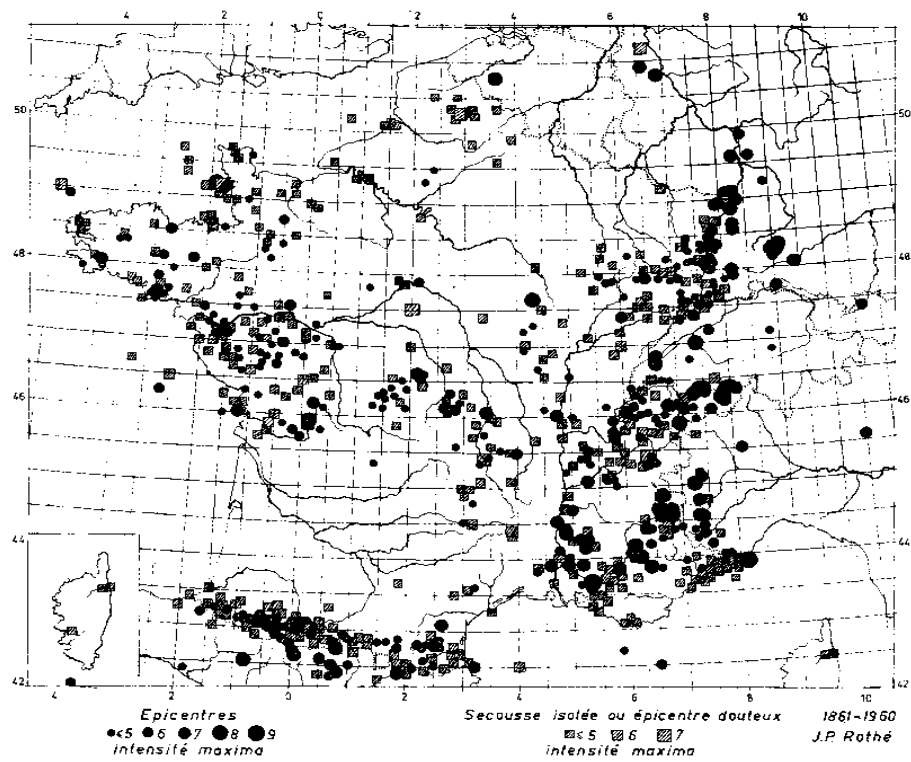
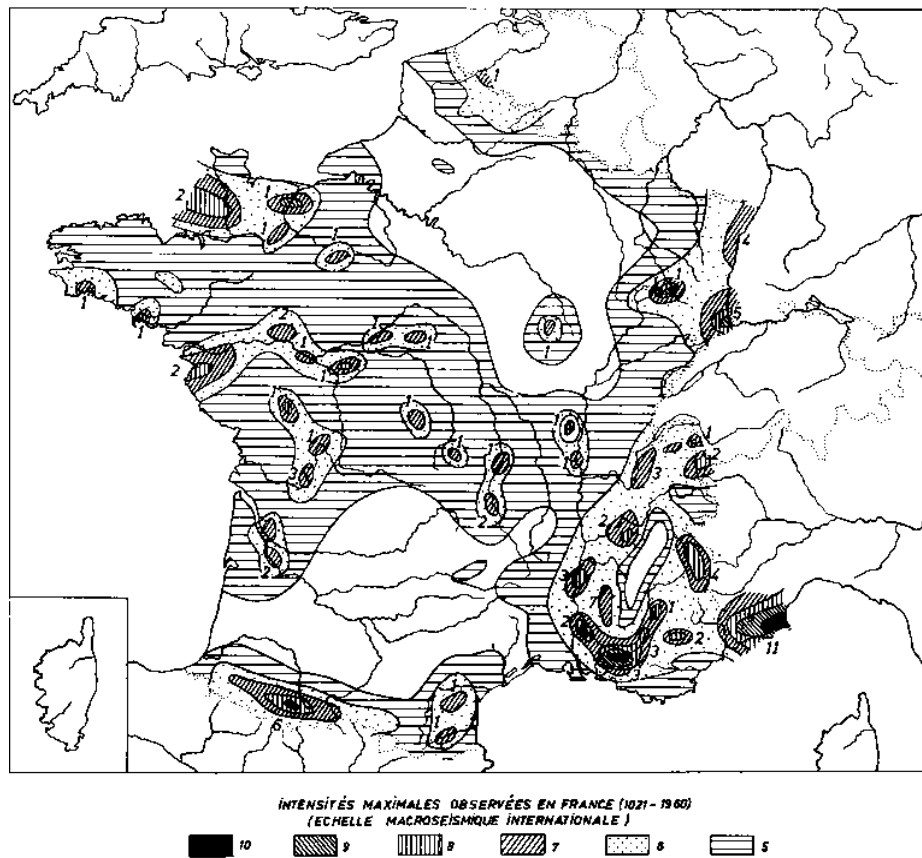
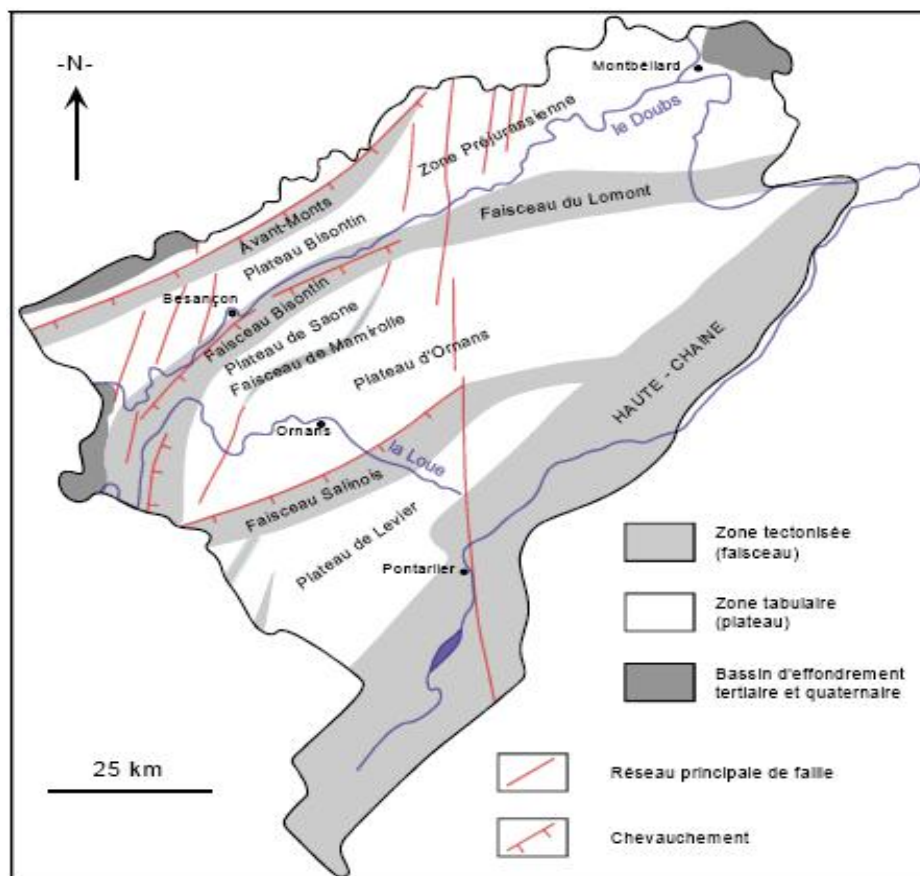
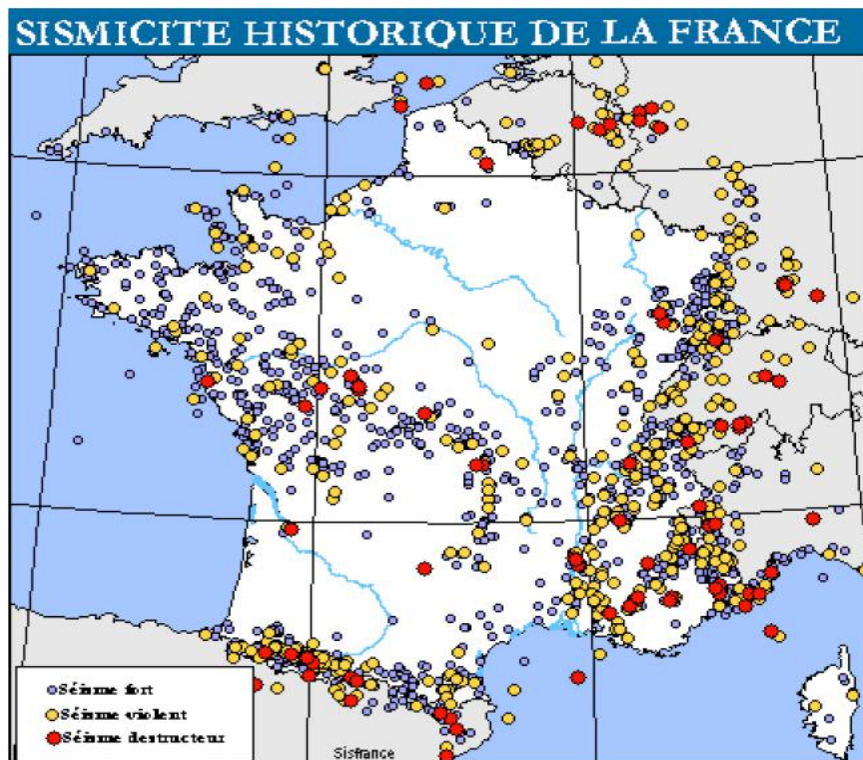
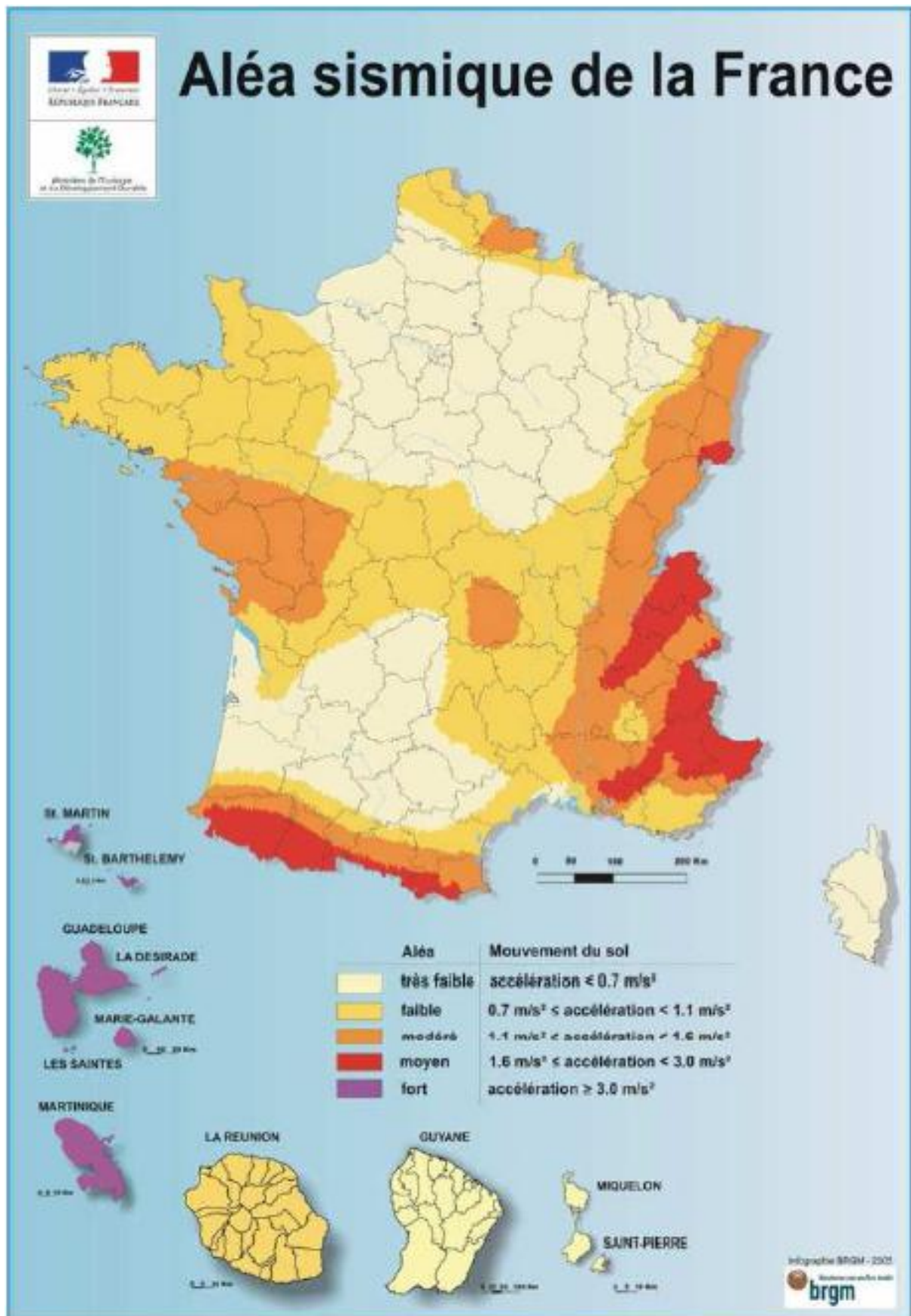


Figure 1







A partir du site internet du BRGM sisfrance nous avons additionnés les séismes ressentis dans chacun des départements limitrophes ou traversés par le projet de LGVRR.

Date	Ressenti/ Dépt	Localisation épicentrale	Région	Intensité Epicentrale MSK > ou = V	Distance vol d'oiseau / LGV km
8/09/2005	70	Massif Mt Blanc Vallorcine	Alpes Savoie	V	150
23/02/2004	70-25	Jura, Baume Les Dames	Franche Comté	V-VI	15
22/03/2003	70-88-90-68	Rambervillers	Vosges	VI-VII	77
28/02/1985	70-68-90-88	Suntgau Blotzheim	Alsace	V	24 2 ^{ième} T
22/12/1984	70-68-90-88	Suntgau Blotzheim	Alsace	V	24 2 ^{ième} T
31/12/1984	70-88	Eloyes-Remiremont	Vosges	V	48
29/12/1984	70-88	Eloyes-Remiremont	Vosges	VI	48
23/03/1981	70-68	Hte Alsace Rosenau	Alsace	V	20 2 ^{ième} T
15/07/1980	68-90-70	Hte Alsace Habsheim	Alsace	VI-VII	15 2 ^{ième} T
22/07/1980	70-68	Brunstatt	Alsace	V-VI	5 2 ^{ième} T
03/09/1978	70-88	Jura Souabe Onsmettingen	Allemagne	VII-VIII	137
21/05/1974	88-90	Forêt noire Wehr	Allemagne	VI	47
12/11/1974	70-88	Hte Vosges Aydoilles	Vosges	V	70
03/09/1971	88	Rambervillers Destord	Vosges	V	73
16/07/1967	21-70	Hte Bourgogne Auxonne	Bourgogne	V	0 2 ^{ième} T
28/04/1961	70	Forêt noire Lorach	Allemagne	V-VI	31 2 ^{ième} T
23/05/1960	88-25	Alsace Champ du Feu	Alsace	V	78
23/03/1960	88-25	Valais Brig	Suisse	VII	162
19/06/1960	68-90	Sundgau Jettingen	Alsace	V	19 2 ^{ième} T
23/11/1955	70-25	Avt Pays Jurassien Montarlot les Rioz	Franche Comté	VI	9
03/11/1955	70-25	Avt Pays Jurassien Montarlot les Rioz	Franche Comté	VI	9
18/09/1956	68-90	Colmar	Alsace	V	34 2 ^{ième} T
30/09/1958	70-25	Vallée de la Cure Montsauche	Nivernais	V	100
29/07/1954	70	Valais Montana	Suisse	VI-VII	270
19/05/1954	70	Valais NW Sion	Suisse	VII	160
09/05/1952	68	Guebwiller	Alsace	V	19 2 ^{ième} T
30/05/1946	70-25	Valais Chalais	Suisse	VII	160
25/01/1946	68-90-21	Valais Chalais	Suisse	VII-VIII	160
28/05/1943	88-68	Jura Souabe Balingen	Allemagne	VII	130 2 ^{ième} T
27/06/1935	70	Jura Souabe Kappel	Allemagne	VII-VIII	66 2 ^{ième} T
30/12/1935	70-68-88	Vallée du Rhin Offenburg	Allemagne	VII	90 2 ^{ième} T
28/06/1926	70-88-68	Vallée du Rhin Kaiserstuhl	Allemagne	VII	46 2 ^{ième} T
09/03/1936	68-90-	Sundgau Altkirch	Alsace	V	16 2 ^{ième} T
08/02/1933	68	Vallée du Rhin Rastatt	Allemagne	VII	136 2 ^{ième} T
08/01/1925	70-25	Jura Suisse Orbe-Lignerolle	Suisse	VI-VII	81
01/03/1916	70-25	Avt Pays Jurassien Dole	Franche Comté	V	19
20/07/1913	68	Jura Souabe Tubingen	Allemagne	VI	180 2 ^{ième} T
16/11/1911	68-88-90-70	Jura Souabe Ebingen	Allemagne	VIII-IX	180 2 ^{ième} T
07/12/1910	68	Forêt noire Bellingen	Allemagne	V-VI	135 2 ^{ième} T
26/05/1910	90-68-70	Jura Suisse Laufen	Suisse	VI	40 2 ^{ième} T

20/09/1906	70	Vosges Comtoise Miellin	Franche Comté	V	21
29/04/1905	70-25	Massif du Mt Blanc Lac d'Emesson	Suisse	VII-VIII	180
22/05/1901	68	Hte Alsace St Louis	Alsace	VI	26 2 ^{ième} T
24/03/1901	68	Forêt noire Lorrach	Allemagne	V	30 2 ^{ième} T
04/06/1900	68	Sélestat	Alsace	V	55 2 ^{ième} T
14/02/1899	68	Vallée du Rhin Kaiserstuhl	Allemagne	VI-VII	46 2 ^{ième} T
01/07/1893	70	Plateau Hte Saône Combeau Fontaine	Franche Comté	V	20
28/12/1892	70-68-25	Jura Maiche St Hippolyte	Franche Comté	V	39
09/02/1891	70-68-88	Hte Vosges Corcieux	Vosges	V-VI	53
14/08/1886	68	Vosges alsacienne Orbey	Alsace	V-VI	40 2 ^{ième} T
22/07/1881	70-68-88-25	Belledonne Pelvoux	Alpes Savoie	VII	272
04/07/1881	21	Auxois (Blaisy haut)	Bourgogne	VI	49
13/09/1882	88-70	Vosges Le Val d'Ajol	Vosges	V	46
08/10/1877	70-88	Faucigny/La Roche	Alpes Savoie	VII	143
01/01/1875	68	Sundgau Altkirch	Alsace	V	16 2 ^{ième} T
17/04/1862	21-70	Hte Bourgogne Selonhey	Bourgogne	V	46
14/02/1857	90-25-70	Pays de Montbéliard	Franche Comté	V	8
26/07/1855	90-68-25	Valais Visp	Suisse	VIII	170 2 ^{ième} T
25/07/1855	90-68-25-21	Valais Visp	Suisse	IX	170 2 ^{ième} T
12/07/1851	88-70	Hte Vosges Remiremont	Vosges	V	48
29/01/1831	88-70	Hte Vosges Remiremont	Vosges	V	48
07/11/1829	88-70	Hte Vosges Remiremont	Vosges	V	48
07/10/1821	88-70	Hte Vosges Remiremont	Vosges	V	48
17/08/1846	90-70-25	Plateau Suisse Yverdon	Suisse	VII	86
12/11/1837	70-68	Hte Alsace Mulhouse	Alsace	V	0 2 ^{ième} T
24/01/1837	90-68-70	Valais Brig	Suisse	VII	187
30/10/1828	25-70	Avt Pays Jurassien Thise	Franche Comté	VII	4
26/10/1828	25-70	Avt Pays Jurassien Thise	Franche Comté	VI	4
19/02/1822	25-70	Bugey (Belley)	Bresse et Jura Bresson	VII-VIII	160
29/11/1784	90-70-25-68	Sundgau (Altkirch)	Alsace	VI	16 2 ^{ième} T
06/07/1783	70-25-21	Vallée de l'Ouche (Bligny)	Bourgogne	VI	50
31/10/1780	25-21-70	Hte Saône (Vesoul)	Franche Comté	V	25
10/09/1774	70-90	Lucerne	Suisse	VIII	112
18/01/1757	70-88	Vosges Comtoise Plancher les Mines	Vosges	VI	24
09/12/1755	70-90-68	Valais Brig	Suisse	VIII-IX	162
03/08/1728	68	Vallée du Rhin Lahr	Allemagne	VII	80
18/09/1601	90-68	Lucerne	Suisse	VIII	112
12/05/1682	21-68-88-70	Remiremont	Vosges	VIII	48
21/09/1650	68	Jura Suisse Bâle	Suisse	VI-VII	32
18/09/1601	68-90	Lucerne	Suisse	VIII	112
18/10/1356	21-68	Jura Suisse	Suisse	IX	40

Source : BRGM sur le site <http://www.sisfrance.net/index.asp>

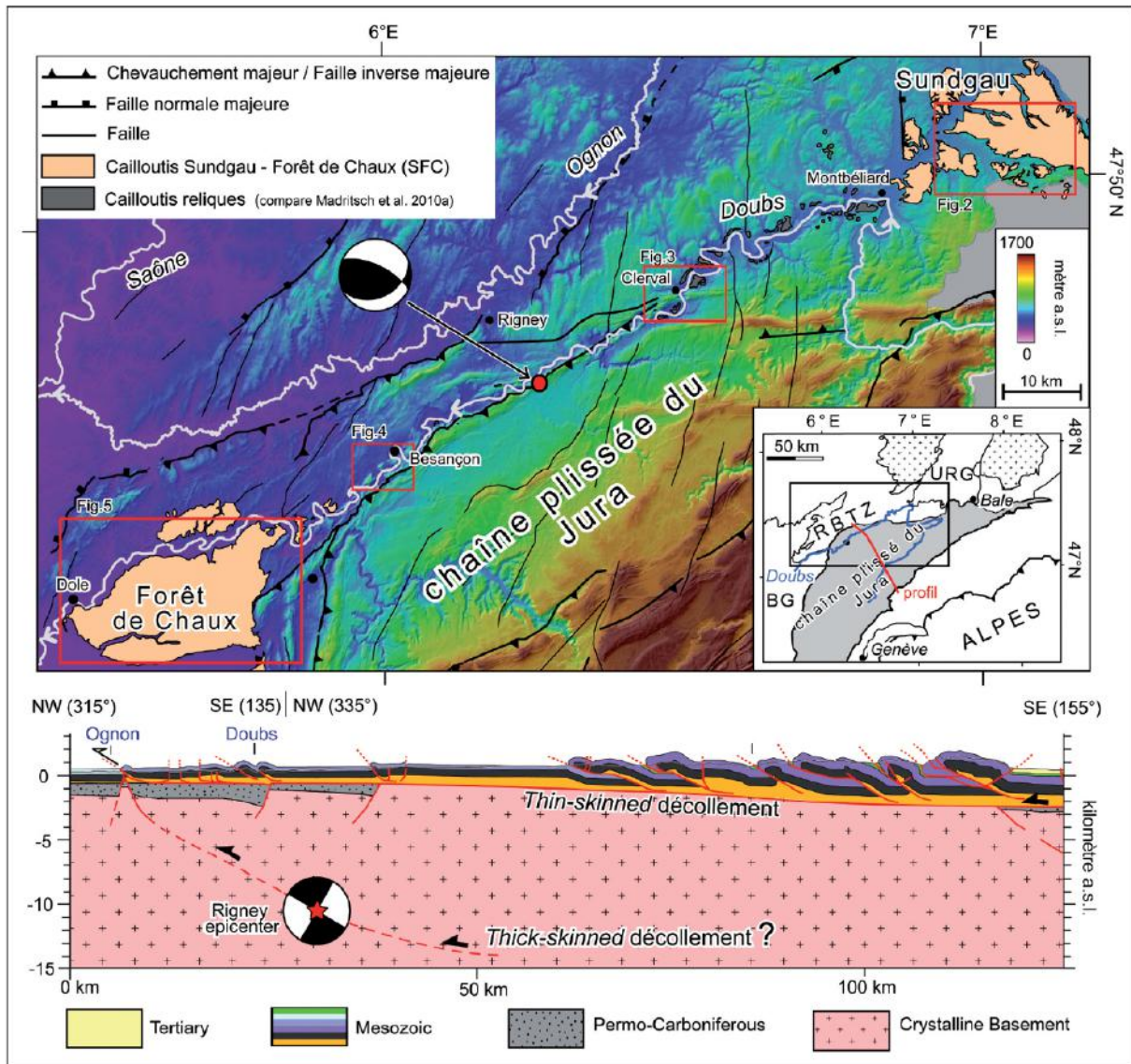


La chaîne plissée du Jura

Dans le dossier géochronique référencée ci-dessous, les auteurs Herfried Madritsch, Stefan Martin Schmid et Olivier Fabbri publient sur les évidences morphologiques en faveur d'une activité post-pliocène et discutent du contexte géodynamique actuel relatif à la chaîne plissée du Jura : « En tant que partie déformée la plus externe des Alpes, la chaîne du Jura est considérée comme l'exemple type d'une chaîne pelliculaire plissée d'avant-pays (thin-skinned foreland fold-and-thrust belt ; fig. 4-6).

La formation de cette chaîne arquée est classiquement interprétée comme étant le résultat d'une "poussée lointaine" ("distant push", Buxtorf, 1907; Laubscher, 1961). Selon ce scénario, le raccourcissement crustal et l'empilement de nappes dans les massifs cristallins externes des Alpes centrales ont induit un découplage de la déformation à l'échelle régionale le long d'un chevauchement basal, ou décollement, situé dans les évaporites du Trias moyen à supérieur (profil fig. 4-6). Le détachement et le déplacement de la couverture sédimentaire mésozoïque susjacent au Trias a conduit à la formation de la chaîne plissée du Jura.

Le long de sa marge Nord-Ouest, la chaîne s'est développée aux dépens de structures en extension pré-existantes appartenant au système du rift cénozoïque européen. Ces structures ont joué un rôle non négligeable sur le développement de la chaîne.



Source : Herfried Madritsch Nagra, Stefan Martin Schmid ETH Zürich, Olivier Fabbri Univ. Franche-Comté, « La chaîne plissée du Jura : évidences morphologiques en faveur d'une activité post-Pliocène et discussion du contexte géodynamique actuel », dans *Géochronique* n°117, January 2011, 8 p.

Fig. 4-6 : Modèle numérique de terrain de la Franche-Comté dans l'Est de la France montrant le front nord-ouest de la chaîne du Jura et les dépôts de cailloutis de type Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) et leurs reliques surélevées. Les secteurs en rouge indiquent les endroits où les évidences morphologiques de propagation de plis post-Pliocène ont été décelées

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

L'activité tectonique actuelle de la chaîne fait cependant l'objet d'un débat scientifique. Des taux de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région. Ces données nécessitent d'être complétées par des investigations géomorphologiques qui peuvent permettre de décrypter les effets d'une déformation très lente enregistrée sur des intervalles de temps plus longs. En effet, cette approche a révélé des évidences de terrain indiscutables en faveur d'une déformation post-pliocène qui consiste en des anticlinaux en cours de formation le long du front Nord-Ouest de la chaîne, en Franche-Comté.

Croissance post-pliocène d'anticlinaux le long du front du Jura Nord-Ouest

Les cailloutis d'âge pliocène moyen de la Forêt de Chaux, équivalents latéraux des cailloutis du Sundgau, représentent un horizon morphologique clé régional important et bien daté pour les déformations récentes dans ce secteur de Franche-Comté (fig. 4-6). Ces dépôts épais de 30 à 65 m ont été nourris par le système en tresse du paléo-fleuve Aar établi sur une pénéplaine faiblement inclinée.

La nature des galets de ces dépôts et leur spectre de minéraux lourds indiquent une origine alpine. Des arguments biostratigraphiques indiquent que les cailloutis se sont déposés entre 4,2 et 2,9 Ma, avant que le paléo-Aar ne soit dévié, au niveau de Bâle, à travers le fossé rhénan et la Mer du Nord.

Le dépôt des cailloutis semble donc plus récent que la phase principale de déformation pelliculaire du Jura, datée vers 5Ma. Cependant, des investigations récentes ont montré qu'en plusieurs endroits, les cailloutis du Sundgau étaient affectés par une déformation raccourcissante post-pliocène.

À l'ouest de Bâle, dans le secteur du Sundgau, on a montré que la surface de base des cailloutis du Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) était légèrement plissée, notamment au droit des anticlinaux en échelon de Florimont et Rechésy (fig. 4-7).

L'épaisseur de la couche de cailloutis est comprise entre 35 et 65 m, et l'amplitude des anticlinaux est d'au moins 100 m. Il est donc clair qu'une partie du plissement s'est faite après le dépôt des cailloutis. Cette propagation postpliocène des anticlinaux a également influencé l'organisation du réseau hydrographique local d'âge quaternaire. À l'Ouest du secteur du Sundgau, la surface de base SFC a été largement érodée et incisée par le Doubs. Dans ce secteur, l'anticlinal de Clerval (fig. 4-8) est recoupé par le cours très sinueux du Doubs d'une façon antécédente.

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

L'activité tectonique actuelle de la chaîne fait cependant l'objet d'un débat scientifique. Des taux de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région. Ces données nécessitent d'être complétées par des investigations géomorphologiques qui peuvent permettre de décrypter les effets d'une déformation très lente enregistrée sur des intervalles de temps plus longs. En effet, cette approche a révélé des évidences de terrain indiscutables en faveur d'une déformation post-pliocène qui consiste en des anticlinaux en cours de formation le long du front Nord-Ouest de la chaîne, en Franche-Comté.

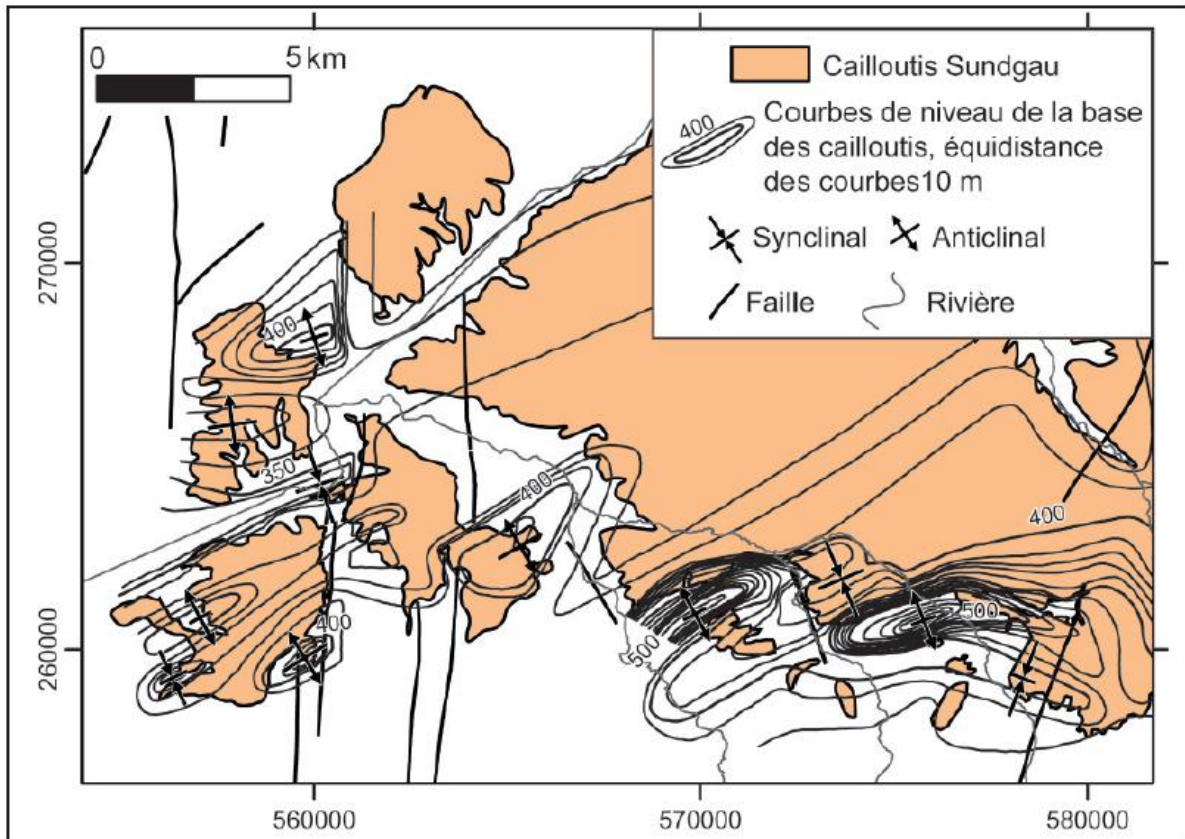


Fig. 4-7 : Plis amples et en échelon affectant les dépôts de cailloutis de type SFC dans le secteur du Sundgau, démontrés par la carte des isohypses de la surface de base des dépôts SFC (modifié d'après Ustaszewski et Schmid, 2007).

Cela montre que la croissance du pli s'est poursuivie après l'établissement du cours récent du Doubs et après que cette rivière ait commencé à inciser la surface supérieure des cailloutis du Pliocène moyen. Le synchronisme entre érosion et déformation pour la période du Quaternaire dans cette partie du Jura est encore plus évident le long de l'anticlinal de la Citadelle à Besançon. Des dépôts fluviatiles de type SFC subsistent à proximité de la crête de cet anticlinal, nettement au-dessus de l'altitude théorique de la surface supérieure des dépôts SFC.

La datation des dépôts de ce paléoméandre soulevé, par la méthode de luminescence stimulée optiquement (OSL), révèle que la déformation la plus récente s'est déroulée à la fin du Quaternaire.

Un autre exemple de croissance de pli postérieurement au Pliocène est soupçonné dans la Forêt de Chaux à l'ouest de Besançon, où les cailloutis de type SFC forment un dépôt continu. De façon analogue à ce qui est observé dans le Sundgau, l'organisation du réseau hydrographique post-pliocène dans ce secteur semble être affectée par la croissance d'un pli sous les dépôts SFC, croissance qui conduirait à une migration divergente de ruisseaux coulant parallèlement à l'axe du pli (fig. 4-10).

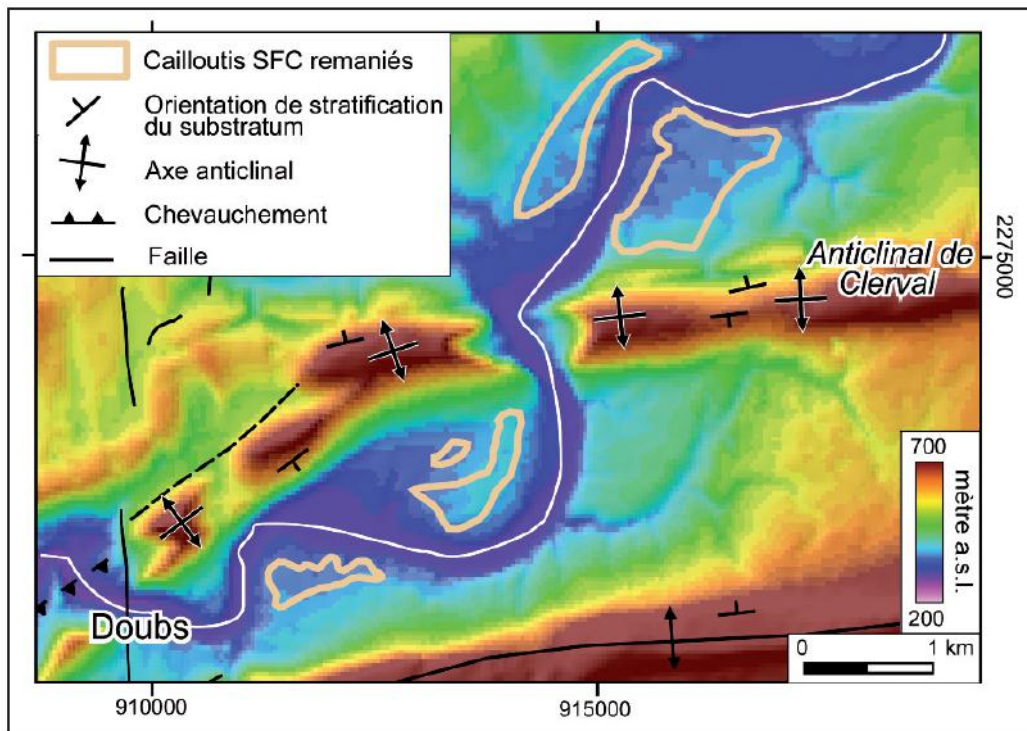


Fig. 4-8 : Cours pléistocène antécédent du Doubs montrant que la croissance de l'anticlinal de Clerval a continué après l'abandon de la surface de dépôts des cailloutis SFC (modifié d'après Madritsch et al., 2010a).

Une tectonique active de type pelliculaire causée par une poussée "à distance" est considérée comme improbable par la plupart des auteurs. En effet, la plupart des hypocentres des séismes dans l'avant-pays alpin sont localisés sous le niveau de décollement de la chaîne (fig. 4-6). De plus, la sismicité profonde dans les Alpes centrales suggère que l'empilement des nappes, source supposée de la poussée à distance, a cessé et que cette région est en fait actuellement caractérisée par une tectonique en extension.

Par ailleurs, des observations de terrain récentes suggèrent fortement que la déformation post-pliocène dans la chaîne du Jura est peut-être couplée avec une érosion d'ampleur locale, en particulier le long de l'anticlinal de la Citadelle.

Discussion

Un effet rétro-actif positif entre la propagation du pli et l'érosion suggère que le raccourcissement de la couverture mésozoïque est en partie, et au moins localement, compensé par un déplacement raccourcissant le long du niveau de décollement évaporitique.

Il est suggéré que le sous-plaquage crustal dans l'avant-pays alpin soit à l'origine d'une réactivation des structures du socle paléozoïque sous la chaîne du Jura. En effet, plusieurs auteurs ont fait état d'indices de réactivation en compression ou en transpression de failles du socle, indices déduits de l'examen de profils de sismique réflexion.

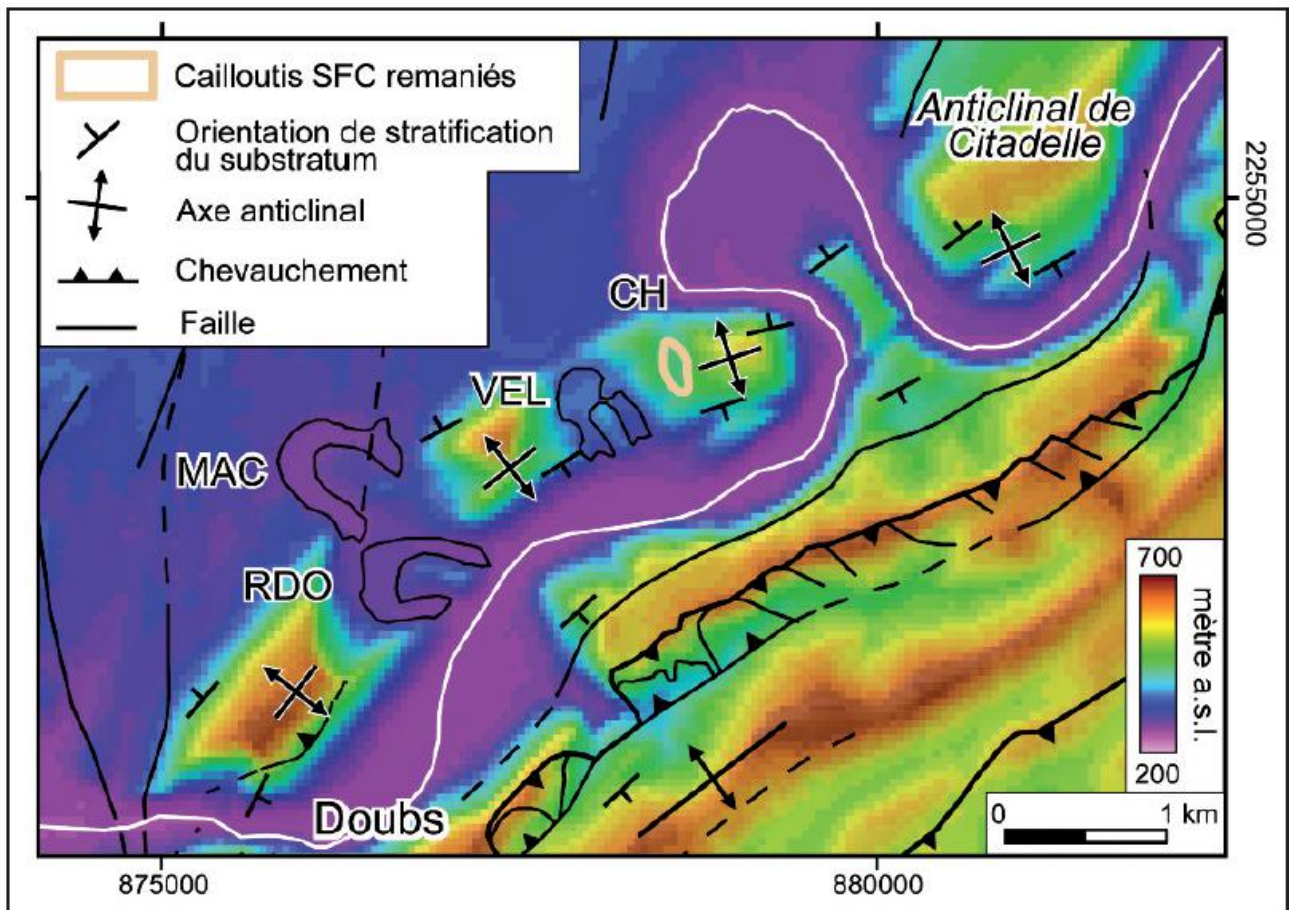


Fig. 4-9 : Propagation au Quaternaire de l'anticlinal de la Citadelle de Besançon indiquée par le décalage différentiel de paléo-méandres pléistocènes le long de l'axe du pli (Madritsch et al., 2010b).

Un scénario tectonique de type thick-skinned impliquant le socle paraît mieux à même d'expliquer la distribution en profondeur de la sismicité sous l'avant-pays telle qu'on l'a évoquée plus haut. Toutefois, les indications claires d'un raccourcissement dans le socle à partir des données des mécanismes au foyer des séismes restent très rares.

Des investigations géomorphologiques apportent des arguments en faveur de la croissance de plis postérieurement au Pliocène et ce en plusieurs endroits situés le long du front de la chaîne du Jura.

En résumé, la déformation la plus récente dans la chaîne du Jura est très probablement causée par une combinaison de plusieurs mécanismes tectoniques. Un raccourcissement dans le socle de l'avant-pays alpin peut avoir causé une réactivation de structures originellement pelliculaires, conduisant à la superposition de chevauchements superficiels et profonds. Des processus d'érosion et des modifications topographiques associées dans l'avant-pays alpin, à l'échelle locale ou régionale, peuvent aussi avoir influencé l'activité tectonique la plus récente dans le Jura, mais on ignore encore l'importance relative de cette influence.

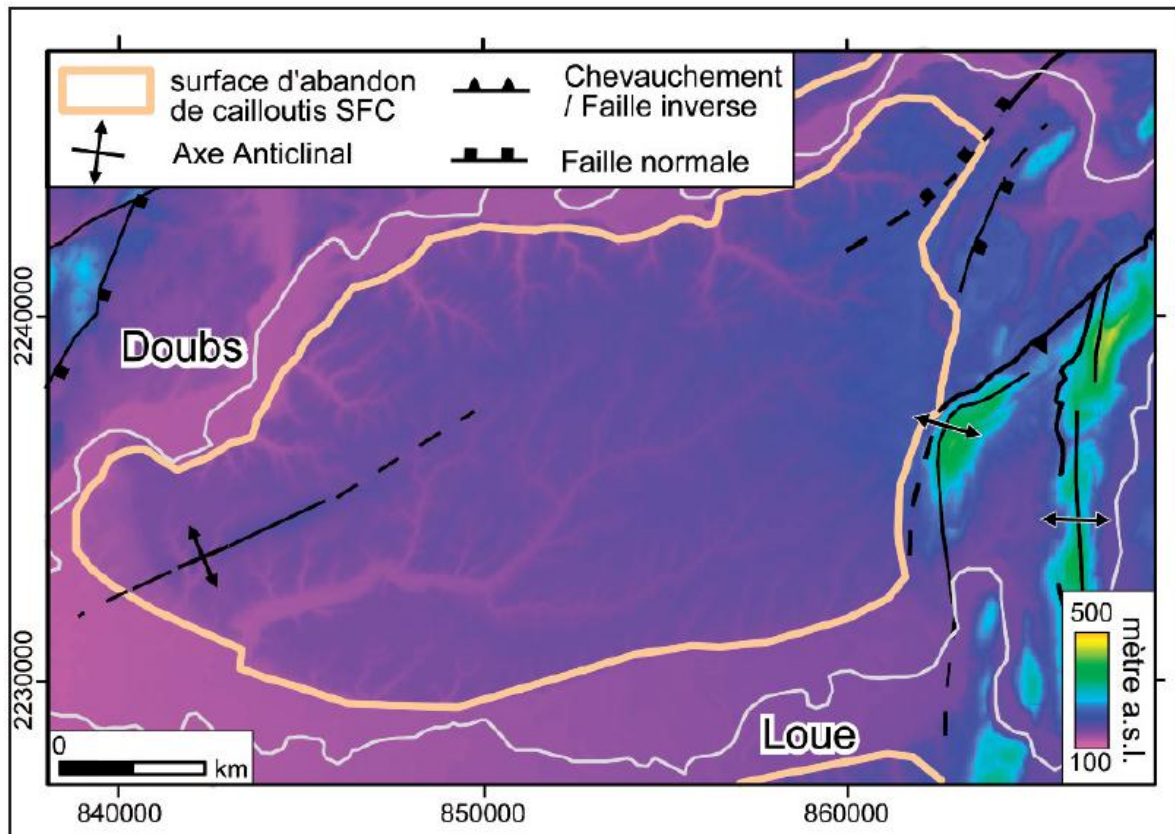


Fig. 4-10 : Propagation post-Pliocène d'un anticlinal caché sous les dépôts de cailloutis de type SFC dans le secteur de la Forêt de Chaux (modifié d'après Molliex et al., 2011).

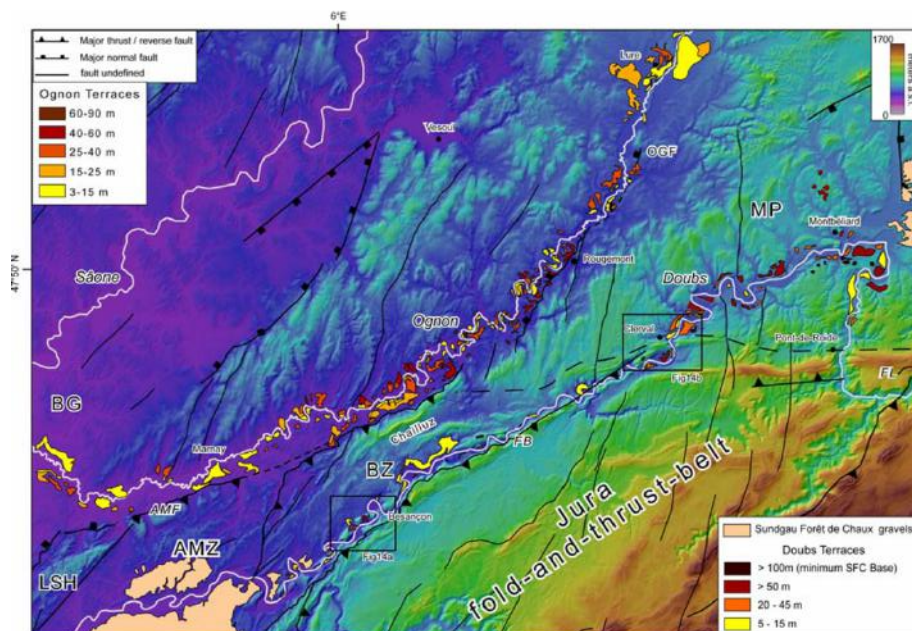
La thèse du Dr Herfried Madritsch de l'Université de Bâle intitulée « Structural Evolution and Tectonics of the Rhine – Bresse Transfer Zone », en collaboration avec l'Université de Franche-Comté, de Juin 2008, référencée ci-dessous, est dédiée à l'évolution structurale et à l'activité tectonique actuelle de la Franche – Comté, région de l'Est de la France, à l'intersection entre le front de l'orogène alpin et son avant- pays situé au Nord-Ouest.

« Au cours du Miocène supérieur à Pléistocène inférieur, le segment le plus au Nord – Ouest de la chaîne plissée du Jura, nouvellement défini comme étant la zone de Besançon, s'est individualisé aux dépens de la RTBZ (zone de transfert fossé rhénan-fossé bressan datant du Paléogène). De plus et au plutôt à partir du Pliocène supérieur, une compression dans l'avant-pays selon la direction NW-SE a induit une réactivation transpressive de type « thick-skinned » de la RTBZ. La sismicité actuelle dans la RTBZ montre que la tectonique de type « thick-skinned » est toujours active et qu'elle pourrait être en fait une conséquence d'un sous-plaquage tectonique (underplating) en cours dans l'avant –pays Nord- Ouest alpin.

L'érosion différentielle des cailloutis du Sundgau-Forêt de Chaux, plus récente que 2,9 Ma, plaide pour un soulèvement régional relatif le long de la RTBZ postérieurement au Pliocène. Les restes de cailloutis soulevés, identifiés grâce à des analyses de minéraux lourds, ont permis de mettre en évidence un soulèvement régional caractérisé, pour la période allant du Pliocène terminal à l'époque récente, par un taux minimal de 0,05 +/-0,02 mm/an. Une reconstruction de l'évolution des bassins drainés par les rivières l'Ognon et le Doubs montre que ce

soulèvement est encore actif et qu'il serait en partie causé par l'inversion tectonique le long de la RTBZ. A proximité de Besançon, une phase de plissement pléistocène est démontrée par un soulèvement et un début de flambage des terrasses alluviales recoupant l'anticlinal de la Citadelle. Cette phase de plissement semble contrôlée, voire amplifiée, par l'incision causée par le Doubs. La déformation associée à cette érosion est caractérisée par des taux de soulèvement localement forts atteignant $0,17 \pm 0,03$ mm/an. Les résultats de cette étude illustrent clairement les processus dynamiques qui contrôlent l'évolution graduelle des avant-pays de chaînes de collision. Il apparaît que, alors que l'évolution de la RTBZ est largement influencée par la réactivation de structures préexistantes, son activité tectonique actuelle est dans une certaine mesure contrôlée par des processus de surface et implique des interactions entre des soulèvements régionaux et des déformations actives amplifiées par l'érosion. »

Ainsi les taux de soulèvement localement forts atteignant $0,17 \pm 0,03$ mm/an sont à comparer avec la vitesse de glissement de la faille de la Trevaresse entre les tremblements de terre de l'ordre de 0,10 mm/an.



Source : Herfried Madritsch, « Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfer Zone » thèse de Doctorat de la faculté de Bâle et Université de Franche-Comté, Juin 2008, 178 p.

Figure 6 : Carte des terrasses alluviales de la zone de transfert Rhin-Bresse. AMF: Faille Avant-Monts; AMZ: Avant-Zone des Monts; BZ: zone de Besançon; FB: Faisceau Bisontin; FL: Faisceau Lomont; LSH: La Serre Horst; MP: Plateau Montbéliard.

La vallée de l'Ognon

« Les enregistrements morphologiques et sédimentologiques de la vallée de l'Ognon indiquent l'existence d'un système de terrasse à réponse complexe. Un tel système se caractérise par des phases alternées de l'aggradation et la dégradation des sédiments lors de la formation des terrasses. La reconstruction conceptuelle du l'évolution de la vallée illustrée à la figure 12 résume les résultats de cette étude.

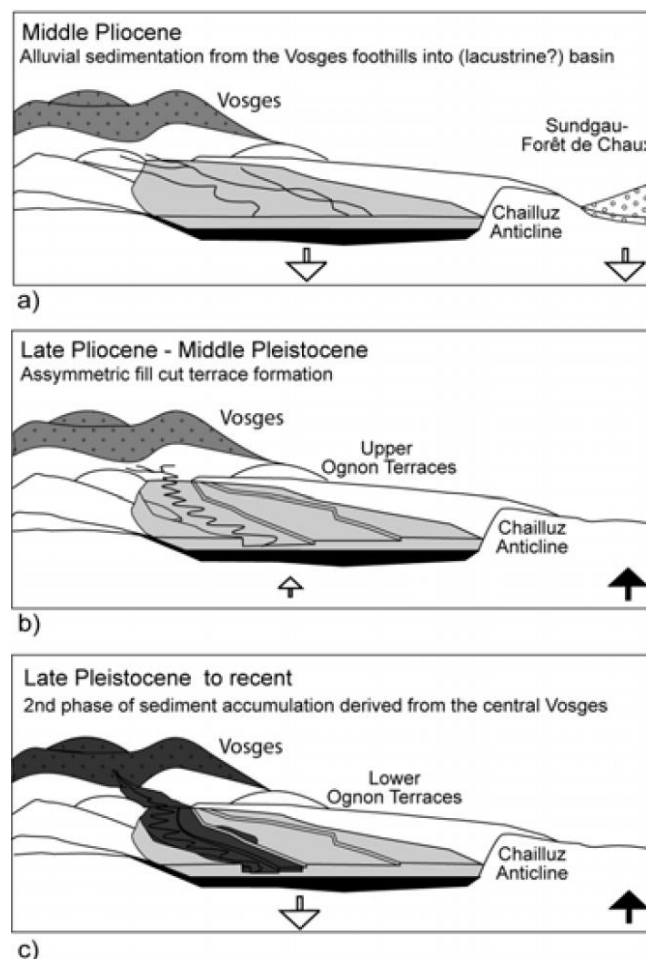


Figure 12: Plio-Pleistocene evolution of the Ognon Valley.

a) Lacustrine to alluvial sediment accumulation.

Sediment was supplied from the foothills of the Vosges Mountains.

b) River incision and formation of asymmetric complex-response fill-cut terraces that started by the Middle Pleistocene at the very latest

c) Second major phase of aggradation with sediment supplied from the central Vosges Mountains.

La séquence sédimentaire de base consiste en une succession épaisse d'argiles déposées dans un environnement lacustre. Ces argiles sont recouvertes d'aggradation de sédiments alluviaux du Plio-Pléistocène, dérivés des contreforts des Vosges et composés principalement de sédiments du Trias. Cette succession alluviale variée atteint des épaisseurs de 50 m. Les dépôts sableux à graveleux qui forment les terrasses les plus élevées de l'Ognon ont probablement été détruites par le réseau fluvial tressé à anastomosé.

Le début de cette phase de sédimentation alluviale est peu contraint. Des tentatives récentes de datation des dépôts de terrasse supérieures de l'Ognon par Luminescence Stimulée Optique (OSL) indiquent un âge minimum de 300 kyrs. Comme cette datation provient des terrasses les plus hautes, elle donne très probablement l'âge minimum du début de l'incision de la rivière et de la formation des terrasses.

Une deuxième phase d'aggradation a affecté la vallée de l'Ognon au Pléistocène supérieur, une fois encore indiqué par les résultats de la datation OSL (travaux en préparation). Au cours

de cette phase, des graviers rougeâtres se sont déposés dérivées des Vosges centrales composées de roches cristallines (figures 7, 10, 12).

L'accumulation de sédiments n'a affecté que les parties basses de la vallée, ce qui implique que la rivière l'Ognon avait déjà incisé les terrasses supérieures. La dégradation des graviers rouges était très probable entraînée par la déglaciation du Pléistocène supérieur des montagnes des Vosges.

La vallée de l'Ognon se caractérise par une accumulation des derniers sédiments du Pliocène et du Pléistocène principalement contrôlée par le climat.

Les effets tectoniques sur la l'évolution de la vallée peuvent être déduit de la distribution des terrasses, du modèle d'incision et de la géométrie du drainage. Une relation de ces paramètres avec la faille normale de l'Ognon proéminente est évidente (figure 6,7). Le rapport V_f augmente de manière significative une fois que la rivière franchit la faille et s'incise modérément dans son mur suspendu formant jusqu'à 5 niveaux de terrasse. Cela indique clairement une légère inversion de la faille normale de l'Ognon. (figures 6 et 7).

La vallée du Bas Doubs

Le Doubs occupait le chenal fluvial tortueux du Paléo-Aare après avoir été réacheminé vers le Graben du Rhin supérieur à la fin du Pliocène (figure 4b, 4c, 13a). Au cours du dernier Pliocène et au Pléistocène, la rivière Doubs a traversé la couche de gravier du Pliocène moyen et a profondément incisé les calcaires jurassiques sous-jacents (figure 13b). Comme pratiquement aucune agressivité des sédiments du Plio-Pléistocène eu lieu, les terrasses en strath prédominent. Au cours de son incision, la rivière Doubs semble s'être légèrement déplacé vers le Sud, comme en témoigne l'orientation symétrique des paléo-méandres le long de la vallée. (fig. 13b).

Alors que le Doubs a reçu beaucoup moins de sédiments provenant des glaciers du Pléistocène que l'Ognon, son incision et les schémas de dépôt montrent une relation claire avec les contours des unités tectoniques (Figure 6, 9). Sur le retour de la ceinture pliant et poussant du Jura à Clerval, l'incision de l'interstice d'eau s'intensifie considérablement (Figure 6, 9).

Une meilleure incision de la rivière dans toute la zone surélevée a manifestement déclenché une déformation dans toute la zone de Besançon, comme cela a été démontré récemment le long de la Citadelle Anticline (figure 14a). Cette structure, qui était vraisemblablement préformée au début du Pliocène et pendant la formation de la ceinture pliant et poussant à peau mince, était enterré par les graviers du SFC du Pliocène moyen (figure 13a). En témoignent les restes de gravier détecté dans l'entrefer de Chaudanne (CH sur la fig. 14a) et d'autres situés à des altitudes encore plus grandes plus en amont à Deluz (figure 10). Paléo-méandres qui étaient différemment déformés le long de la l'axe de la Citadelle Anticline témoigne de son activité en cours au Pléistocène (Figure 13c, 14a).

Les contraintes sur les taux de soulèvement relatifs locaux induits par les plis locaux étaient obtenu à partir de la datation OSL de sédiments Oxbow. Au moment de la sédimentation, le méandre abandonné était probablement encore connecté au canal actif. À présent ces

gisements sont coupés du canal actif et situés à environ 5 mètres en-dessous du substratum rocheux du paléo-méandre de Roche d'Or (RDO sur les figures 13, 14a). Cela suggère une élévation relative minimale de 5 mètres depuis 30 kyr et un taux de soulèvement de $0,17 \pm 0,03$ mm / an. Comme ce taux est significativement plus élevé que le taux de soulèvement régional du dernier Pliocène déterminé à partir de la reconstruction paléo-topographique de la plaine de gravier SFC ($0,05$ mm / an), il semble que la déformation ait augmenté localement en réponse à une érosion intense au Pléistocène liée à l'incision de la rivière (figure 13c).

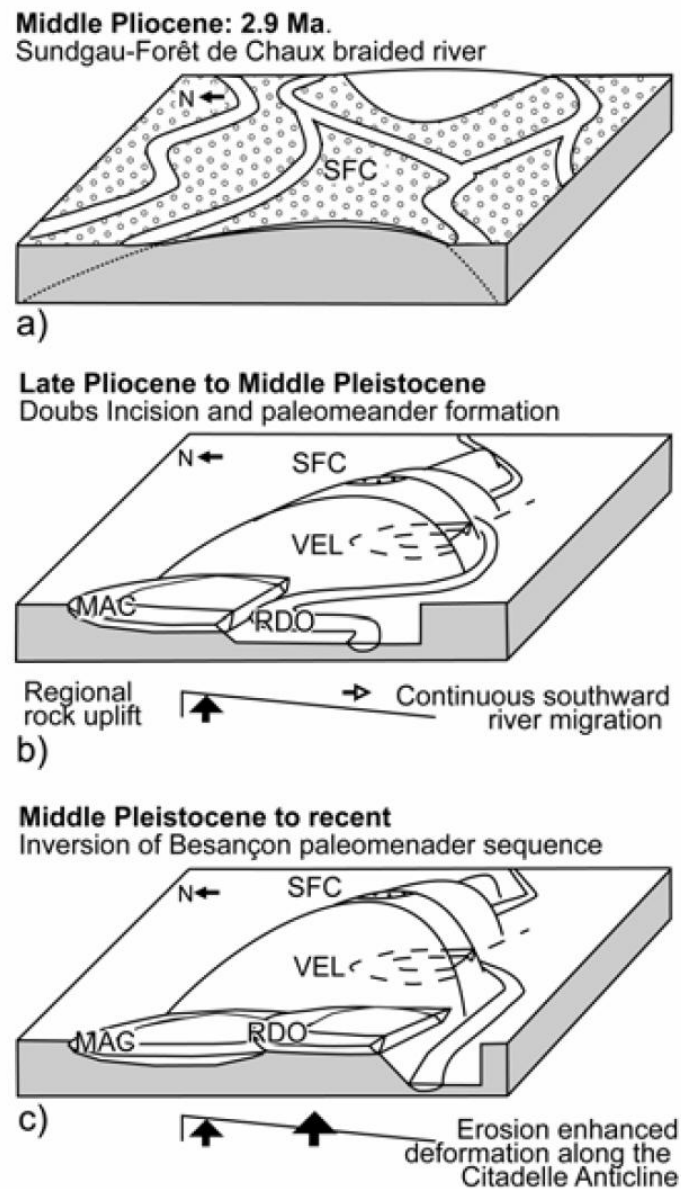


Figure 13: Plio-Pleistocene evolution of the lower Doubs Valley in the area of the the Citadelle Anticline (Figure 14a)

a) The fold structure that probably formed during the Late Miocene to Early Pliocene, is buried by the Middle Pleistocene Sundgau-Forêt de Chaux gravels.

b) Post-Pliocene regional relative rock uplift along the RBTZ induces the degradation of the SFC gravel plane and incision of the Doubs during which paleo-meanders are formed.

c) Pleistocene fold growth occurs localized and in response to erosion and is associated with relatively high local uplift rates. MAC: Malcombe meander; RDO: Roche d'Or meander; SFC: Sundgau-Forêt de Chaux gravels; VEL: Velotte meander.

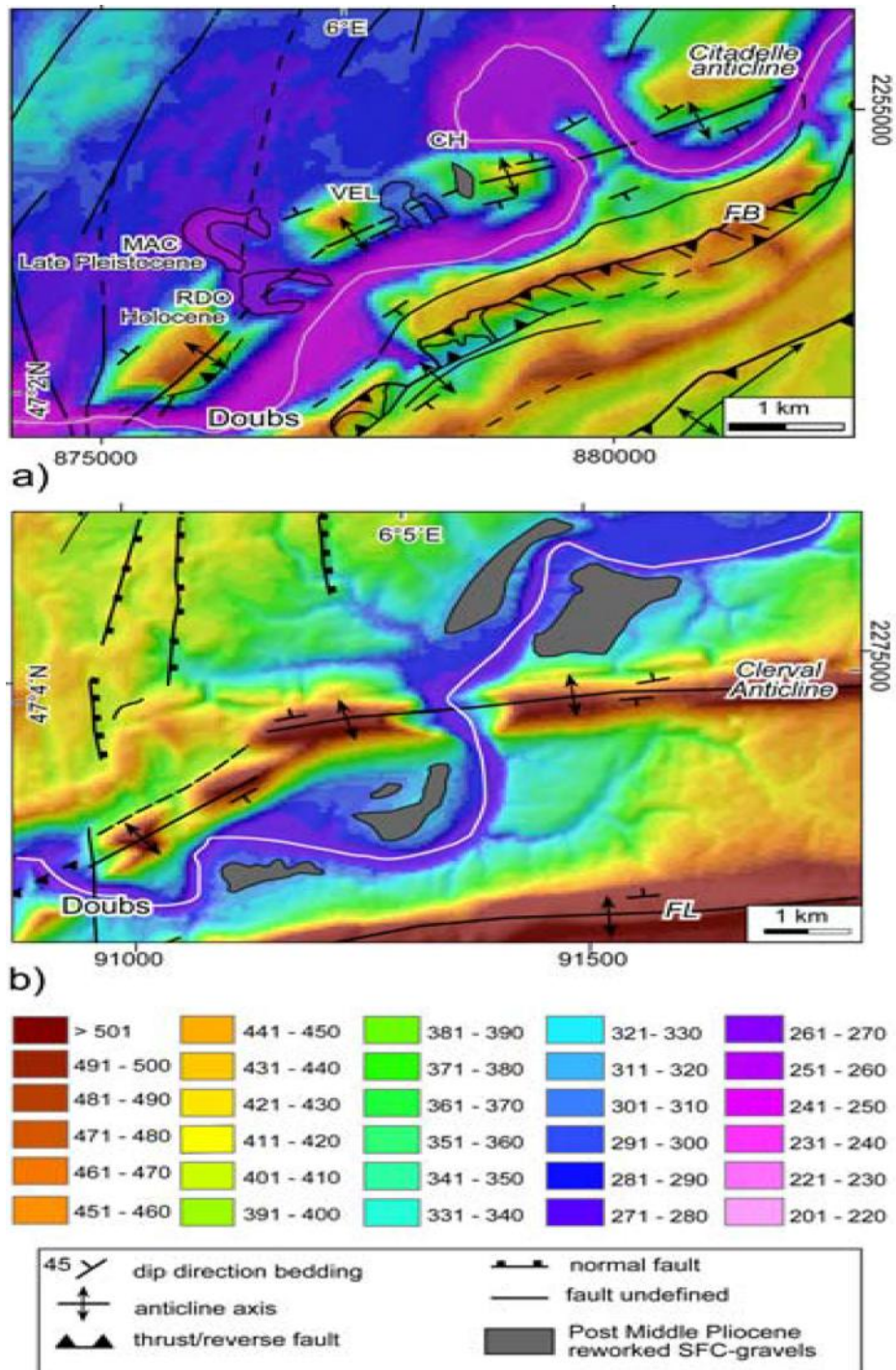


Figure 14: Examples of erosion related Post-Pliocene folding along the Doubs Valley (see Figure 6 for location)
a) The Citadelle Anticline shows evidence of Pleistocene fold growth from the differential uplift of paleo-meanders along the axis of the fold. Note that the Pliocene Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) Gravels were detected in the wind gap of Chaudanne (see also Figure 9,13). Modified after Madritsch et al. (2008 submitted)
b) The Clerval Anticline is dissected by the Doubs in an antecedent manner. Coarse SFC Gravels, most likely reworked by the Doubs, are found to the north and south of the anticline which suggests that fold growth occurred after the deposition of the gravels.
CH: Chaudanne wind gap; FB: Faisceau Bisontin; FL: Faisceau du Lomont; MAC: Malcombe paleo-meander; RDO: Roche d'Or paleo-meander; VEL: Velotte paleo-meander.

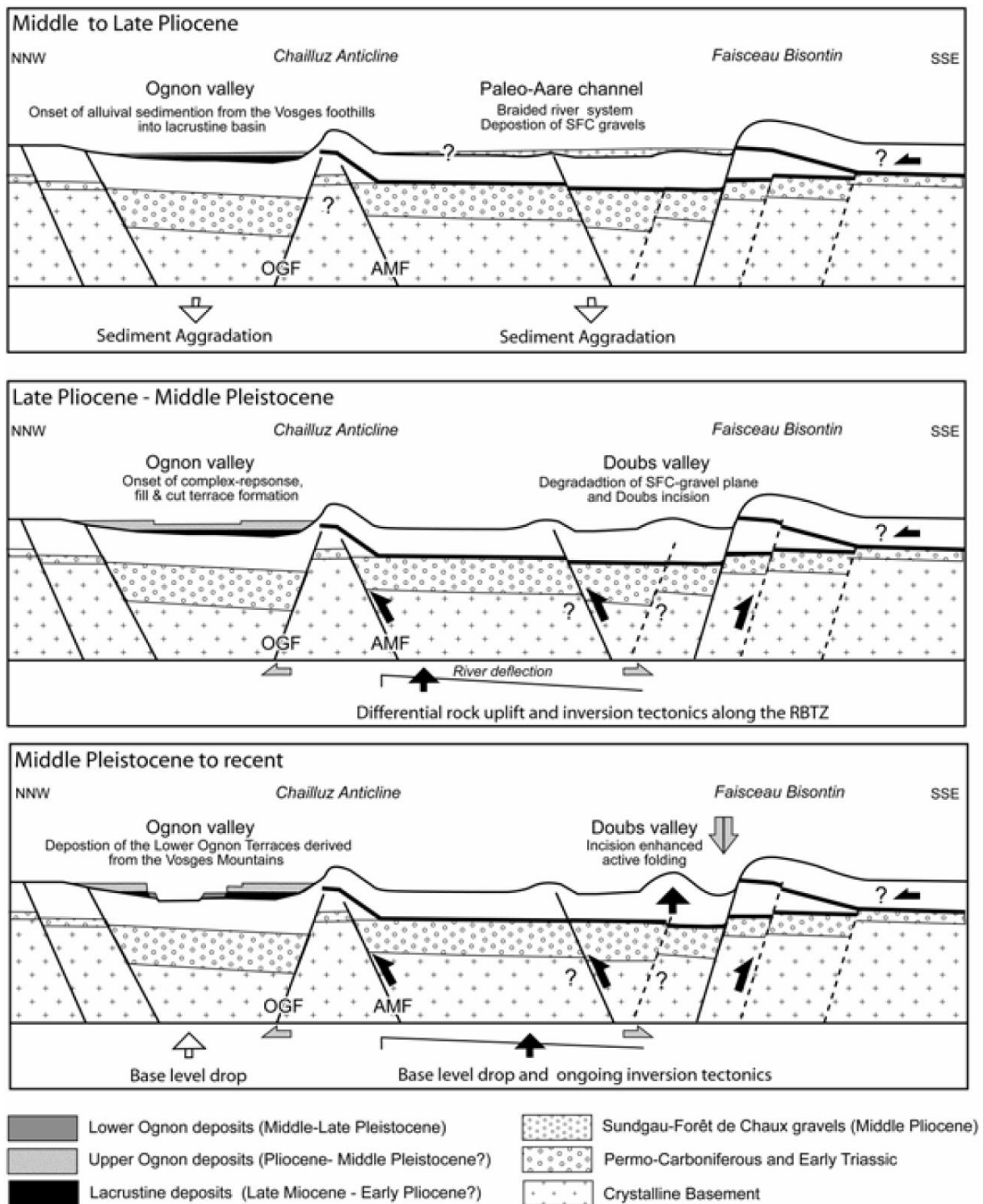


Figure 15: Schematic cross section across the central part of the study area illustrating the tectono-geomorphic evolution of the area during Plio-Pleistocene times a) Middle Pliocene aggradation of the Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) Gravels. The main structures related to the thin-skinned Jura fold-and-thrust belt represent previously established define drainage basin boundaries. b) Late Pliocene contractional thick-skinned deformation results in differential rock uplift throughout the Besançon Zone and the erosion of the SFC gravel plain. The Ognon migrates towards the north in response to southward adjacent uplift (Campy 1984). c) Enhanced incision of the Doubs in response to relative rock uplift induces localized active folding in the internal parts of the Jura fold-and-thrust belt.

Résumé

La reconstruction paléo-topographique des graviers du Pliocène moyen Sundgau-Forêt de Chaux indique un soulèvement relatif à grande échelle des roches post-Pliocène le long du front Nord-Ouest des montagnes du Jura. La zone surélevée se compose du segment le plus externe de la ceinture pliante et de poussée du Jura ainsi que les parties adjacentes au Nord de la zone de transfert intracontinentale Rhin-Bresse.

Le soulèvement relatif de cette zone, qui s'élève à un maximum de 170 m (Deluz) se traduit par un taux minimum de soulèvement de $0,05 \pm 0,02$ mm / an. Ceci est bien en accord avec les résultats des études géomorphiques zones adjacentes. L'évolution plio-pléistocène des bassins versants de l'Ognon et du Doubs indique que ses augmentations différentielles étaient au moins en partie provoquées par une contraction tectonique qui est la phase principale de déformation de la ceinture pliant et poussant du Jura à peau fine.

Deux types différents de déformation post-Pliocène ont été identifiés. Tout d'abord, impliquant le sous-sol, déformation à peau épaisse, documentée par des données sismiques par réflexion et entraînant une inversion partielle de la zone de transfert Rhin-Bresse par transpression.

Ce type de déformation est toujours actif aujourd'hui montré par la sismicité de la région.

Il existe des preuves géomorphiques d'activités localisées de repliement dans la zone de Besançon. Cette déformation est associée à des taux de soulèvement local relativement élevés (par exemple $0,17 \pm 0,03$ mm / an le long de la Citadelle Anticline) et apparemment amélioré par l'incision concentrée de la rivière Pléistocène qui se produit en réponse au soulèvement régional relatif des roches. Selon les modèles numériques cette observation suggère que la séquence de couverture mésozoïque est raccourcie sous compression horizontale régionale simultanément à l'incision fluviale et donc au Pléistocène. De ce fait, la déformation de la couverture mésozoïque est très probablement découplée du sous-sol. Nos observations suggèrent donc au pléistocène, apparemment une déformation asismique le long du même horizon d'évaporite du Trias qui était actif pendant le pliage et la poussée du Jura autrefois à peau mince.

Bien que la tectonique à peau mince en cours ne puisse être exclue dans ce domaine, la déformation liée au décollement est plus probable de nature locale en ce qu'elle s'enracine dans une faille du sous-sol à proximité et n'indique donc pas nécessairement une poussée éloignée en cours depuis les Alpes. En conséquence le plissement et la poussée superficielle apparemment asismiques sont localement superposés au sous-sol enraciné, tectonique d'inversion sismogène dans la zone de Besançon.

Nos résultats montrent une variété de retours positifs entre le soulèvement, l'érosion et la déformation active au cours de l'évolution plio-pleistocène de l'arc pliant et poussant du Jura et de son avant-pays. Uplift et érosion, partiellement en réponse au sous-sol impliquant la tectonique d'inversion, la déformation active localisée à l'intérieur des parties internes de la courroie pliant et poussant du Jura.

Résumé général

L'environnement naturel

Les températures

L'amplitude entre la température annuelle la plus froide et la plus chaude atteint plus de 70° : 72,4° à Mouthe, 76,7° à Pierrefontaine-les-Varans, 59,5° à Besançon.

Le climat est donc plus continental que montagnard sur le Massif du Jura.

Les précipitations

La hauteur moyenne annuelle des précipitations (pluie et neige) varie de 1 000 mm en plaine à plus de 1700 mm en montagne. La présence de neige n'introduit de gêne qu'à partir de 700 mètres d'altitude.

L'hydrographie

Sur l'ensemble de son tracé, la branche Est s'inscrit totalement dans le bassin versant de la Saône, avec deux de ses principaux affluents, l'Ognon et le Doubs.

La LGV traverse le bassin versant du Doubs et elle franchit plusieurs de ses affluents, tous issus de la bordure Sud du massif vosgien et s'écoulant dans la direction Nord-Sud. Il s'agit de la Lizaine, de la Savoureuse, de la Madeleine, de l'Autruche (affluent de la Madeleine). Tous ces cours d'eau sont franchis par des ouvrages importants, viaducs ou ponts - rails.

Le contexte géologique régional

L'histoire géologique de la région s'inscrit en grande partie dans celle de la Chaîne du Jura. La Chaîne du Jura s'allonge en un arc montagneux en forme de croissant dont la convexité est tournée vers le Nord-Ouest. Avant-pays alpin, il est séparé des Alpes par la dépression molassique qui disparaît au Sud de la région de Voreppe, là où l'arc jurassien jouxte les massifs subalpins. Les limites du Jura sont relativement nettes car il est bordé sur la plus grande partie de son pourtour par des dépressions : plaine molassique suisse, Bas-Dauphiné, fossé bressan et fossé du Rhin. Au Nord-Ouest, il passe sans discontinuité au bassin de Paris ; au Nord, il s'appuie sur les massifs anciens de la Forêt Noire et des Vosges ; au Sud-Est, il se sépare de la zone subalpine.

Trois principales entités géomorphologiques

D'Ouest en Est, la branche Est de la LGV traverse trois régions naturelles marquées par un contexte géologique très distinct.

De Villers-les-Pots à Brans, la LGV s'inscrit dans une zone de plaine, encadrée à l'Ouest par la montagne Bourguignonne, au Nord par les plateaux de Haute-Saône et au Sud par le massif cristallin de la Serre.

De Brans à Belfort, la ligne traverse d'abord la basse vallée de l'Ognon jusqu'aux environs de Voray-sur-l'Ognon marquée par la présence de sédiments d'origine fluvio-glaciaire reposant sur les assises sous-jacentes du Jurassique-Trias supérieur.

De Belfort à Petit-Croix, après la vallée de la Savoureuse, la ligne s'inscrit dans la région colinéaire du Sundgau. Les formations géologiques sont d'origines fluvio-glaciaires et éoliennes, masquant presque complètement le substratum tertiaire.

Le retrait gonflement des argiles

Selon le rapport du BRGM sur la cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le Doubs ci-dessous référencé : « Dans le département du Doubs, aucune formation n'est classée en aléa fort vis à vis du phénomène de retrait-gonflement des argiles. En revanche, 7 formations présentent un aléa moyen, résultant d'une susceptibilité moyenne combinée avec une sinistralité forte. Ces formations couvrent 7,15 % de la surface départementale. 16 formations, couvrant 39,65 % de la surface départementale, sont considérées comme présentant un aléa faible vis à vis du phénomène de retrait-gonflement.

Les mouvements de terrain

Les principales formations affleurant dans le Doubs sont datées du Jurassique et sont réparties dans deux grands types de zones :

- les terrains marneux qui ont été mis à jour par érosion des couches calcaires supérieures,
- le relief de corniches et de falaises calcaires, avec présence de plateaux qui sont le lieu de développement des karsts. Le département du Doubs est fortement exposé aux risques de mouvements de terrain, de trois grands types.

Les glissements de terrain

Ils se produisent dans les coteaux constitués par des marnes recouvertes d'argiles et d'éboulis, qui se trouvent déstabilisés par une modification des circulations d'eaux souterraines ou de l'état hydrique des sols.

Les chutes de pierres et de blocs et les éboulements

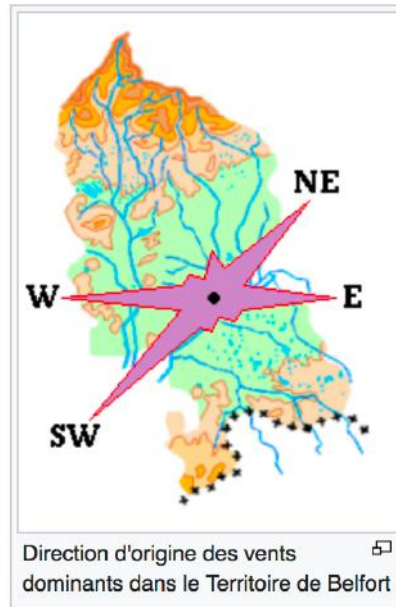
Ils sont liés aux falaises et aux versants rocheux très pentus, ils sont dus aux phénomènes naturels de dissolution par les eaux météoriques, au développement du système racinaire des végétaux et à l'action des cycles de gel-dégel.

Les effondrements

Ils ont pour origine la remontée en surface de vides naturels ou artificiels qui existent à l'intérieur du sol. Le phénomène peut être lent ou rapide. Les risques d'effondrement résultant de l'évolution de cavités karstiques sont relativement importants.

Le vent sur la Franche – Comté

Le schéma ci-dessous selon Wikipedia Territoire de Belfort nous indique les directions de l'origine des vents dominants dans la Trouée de Belfort. On voit nettement l'influence des massifs montagneux, Vosges (au Nord) et Jura (au Sud), qui forment les murs d'un couloir reliant la vallée du Rhin et la plaine d'Alsace au bassin de la Saône.



Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Climat_du_Territoire_de_Belfort
Mesures de vitesse de vent sur le Territoire de Belfort

Deux sortes de vents déterminent le climat dans la Trouée de Belfort :

- Les vents d'Ouest/Sud-Ouest : tempérés et humides, ils apportent la pluie, les orages ou la neige selon la saison.
- La bise : elle vient de l'Est ou du Nord-Est. Froide en hiver, relativement chaude en été, sèche en toutes saisons. C'est une des composantes du mistral. Il arrive qu'elle souffle pendant des longs jours sans faiblir, refroidissant les maisons les mieux isolées en s'infiltrant partout. On dit qu'elle dure 3, 6 ou 9 jours.

Les vents traversiers

Des études sur les vents traversiers permettent de s'assurer que le train à grande vitesse circule bien à une vitesse telle que des vents violents dits traversiers ne fassent pas dérailler le train. Pour cela il faut connaître la vitesse des rafales de vent et adapter la vitesse du TGV de manière à circuler en sécurité.

Des abaques conditionnent la sécurité. Couplés avec les données météorologiques, ils permettent de définir les zones à protéger et sont implémentés dans les stations anémométriques de surveillance de la ligne.

Couverture et surveillance du tracé à l'aide du système DVL

Le paramétrage retenu pour les stations DVL¹⁰ est :

- alarme « vents forts » : limitation de vitesse à 230 km/h,
- alarme « vents violents » : limitation de vitesse à 170 km/h.
- alarme « vents très violents » : limitation de vitesse à 80 km/h.

Une étude sur l'ensemble du tracé était nécessaire pour la mise en place de Détecteurs de Vents Latéraux (DVL) compte tenu du dépassement de l'abaque à 320 – 350 km/h sur tout le linéaire.

Il a été décidé de couvrir l'ensemble du tracé de la LGV sans prendre en compte l'éventuelle mise en place de protections passives, compte tenu du fait que tout le linéaire est au moins concerné par le dépassement de l'abaque 320 km/h sur les 8 ans de données météo.

Un DVL couvre une zone de 20 km environ sur un tracé de 140 km, 7 DVL sont donc nécessaires.

Chaque station DVL mesure la vitesse des vents, leur direction, déclenche l'alerte ou les alarmes, les communique aux installations de signalisation locales via le système SEI, et au poste central DVL. Les défauts DVL tant des stations que du poste central sont répercutés au centre de maintenance (centre de supervision).

Par ailleurs la thèse de Xavier Quost ci-dessous référencée, « Modélisation de l'effet du vent sur les TGV : Etude dynamique et stochastique appliquée aux risques de renversement » soutenue en 2005 permet d'approfondir le sujet de la sécurité des circulations des rames soumises aux vents traversiers grâce aux outils de simulation de dynamique ferroviaire incluant les développements effectués sur la modélisation du contact roue-rail et sur la mécanique des solides et des liaisons en les simplifiant : ainsi un outil fiable permettrait de calculer le renversement d'un véhicule en un temps très court.

La sismicité régionale

Les séismes dans le Doubs

Une étude réalisée dans le cadre des opérations de Service Public du BRGM 2001-RIS-112 d'octobre 2001 sur « Le risque sismique dans le département du Doubs » indique qu'au cours des siècles, les villes du Doubs ont subi les contrecoups de plusieurs séismes très violents dont les épicentres étaient situés en dehors du département : il s'agissait des séismes survenus à Bâle le 18 octobre 1356, dans le Jura suisse le 8 janvier 1925 et dans le Valais le 25 janvier 1946.

Pour les séismes dont l'épicentre était situé dans les limites du département du Doubs, le plus violent s'est produit à Thise près de Besançon le 30 octobre 1828, l'intensité épicentrale étant de VII.

Cette sismicité trouve son explication géologique. Appartenant au domaine du Jura septentrional, le Doubs est constitué d'une succession de plateaux séparés par des faisceaux (groupement de failles parallèles) plissés orientés NE/SW, avec des altitudes augmentant en direction de la Suisse.

¹⁰ DVL : Détection des Vents Latéraux

Voray-sur-l'Ognon marquée par la présence de sédiments d'origine fluvio-glaciaire reposant sur les assises sous-jacentes du Jurassique-Trias supérieur. Plus à l'Est, s'étendent les plateaux de Haute-Saône, limités au Sud par les Avant-Monts, constitués de formations carbonatées du Jurassique supérieur fréquemment recouvertes de dépôts argileux d'altération. Puis, après avoir franchi une dernière fois l'Ognon, la LGV pénètre dans une dépression étroite, peu vallonnée, insérée entre les collines sous-vosgiennes au Nord et les plateaux de la zone Préjurassienne au Sud. C'est dans ce secteur où les formations carbonatées sont prédominantes que se rencontrent des phénomènes karstiques parfois très développés, induisant une forte sensibilité sur le plan hydrogéologique.

De Belfort à Petit-Croix, après la vallée de la Savoureuse, la ligne s'inscrit dans la région colinéaire du Sundgau. Les formations géologiques sont d'origines fluvio-glaciaires et éoliennes, masquant presque complètement le substratum tertiaire (Oligocène et Eocène) qui affleure sur quelques versants du Sundgau. Elles contiennent des nappes phréatiques significatives, mais vulnérables.

La chaîne plissée du Jura

La formation de cette chaîne en arc est classiquement interprétée comme étant le résultat d'une "poussée lointaine" ("distant push", Buxtorf, 1907; Laubscher, 1961).

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

Des taux de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région. Ces données nécessitent d'être complétées par des investigations géomorphologiques qui peuvent permettre de décrypter les effets d'une déformation très lente enregistrée sur des intervalles de temps plus longs. En effet, cette approche a révélé des évidences de terrain indiscutables en faveur d'une déformation post-pliocène qui consiste en des anticlinaux en cours de formation le long du front Nord-Ouest de la chaîne, en Franche-Comté.

Croissance post-pliocène d'anticlinaux le long du front du Jura Nord-Ouest

Les cailloutis d'âge pliocène moyen de la Forêt de Chaux, équivalents latéraux des cailloutis du Sundgau, représentent un horizon morphologique clé régional important et bien daté pour les déformations récentes dans ce secteur de Franche-Comté. Ces dépôts épais de 30 à 65 m ont été nourris par le système en tresse du paléo-fleuve Aar établi sur une pénéplaine faiblement inclinée.

La nature des galets de ces dépôts et leur spectre de minéraux lourds indiquent une origine alpine. Des arguments biostratigraphiques indiquent que les cailloutis se sont déposés entre 4,2 et 2,9 Ma, avant que le paléo-Aar ne soit dévié, au niveau de Bâle, à travers le fossé rhénan et la Mer du Nord.

Le dépôt des cailloutis semble donc plus récent que la phase principale de déformation pelliculaire du Jura, datée vers 5Ma. Cependant, des investigations récentes ont montré qu'en

plusieurs endroits, les cailloutis du Sundgau étaient affectés par une déformation raccourcissante post-pliocène.

À l'Ouest de Bâle, dans le secteur du Sundgau, on a montré que la surface de base des cailloutis du Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) était légèrement plissée, notamment au droit des anticlinaux en échelon de Florimont et Rechésy.

L'épaisseur de la couche de cailloutis est comprise entre 35 et 65 m, et l'amplitude des anticlinaux est d'au moins 100 m. Il est donc clair qu'une partie du plissement s'est faite après le dépôt des cailloutis. Cette propagation postpliocène des anticlinaux a également influencé l'organisation du réseau hydrographique local d'âge quaternaire. À l'Ouest du secteur du Sundgau, la surface de base SFC a été largement érodée et incisée par le Doubs. Dans ce secteur, l'anticlinal de Clerval est recoupé par le cours très sinueux du Doubs d'une façon antécédente.

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

Des taux de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région. Ces données nécessitent d'être complétées par des investigations géomorphologiques qui peuvent permettre de décrypter les effets d'une déformation très lente enregistrée sur des intervalles de temps plus longs. En effet, cette approche a révélé des évidences de terrain indiscutables en faveur d'une déformation post-pliocène qui consiste en des anticlinaux en cours de formation le long du front Nord-Ouest de la chaîne, en Franche-Comté.

Des investigations géomorphologiques apportent des arguments en faveur de la croissance de plis postérieurement au Pliocène et ce en plusieurs endroits situés le long du front de la chaîne du Jura.

En résumé, la déformation la plus récente dans la chaîne du Jura est très probablement causée par une combinaison de plusieurs mécanismes tectoniques. Un raccourcissement dans le socle de l'avant-pays alpin peut avoir causé une réactivation de structures originellement pelliculaires, conduisant à la superposition de chevauchements superficiels et profonds. Des processus d'érosion et des modifications topographiques associées dans l'avant-pays alpin, à l'échelle locale ou régionale, peuvent aussi avoir influencé l'activité tectonique la plus récente dans le Jura, mais on ignore encore l'importance relative de cette influence.

La thèse du Dr Herfried Madritsch de l'Université de Bâle intitulée « Structural Evolution and Tectonics of the Rhine – Bresse Transfer Zone », référencée ci-dessous, est dédiée à l'évolution structurale et à l'activité tectonique actuelle de la Franche – Comté, région de l'Est de la France, à l'intersection entre le front de l'orogène alpin et son avant- pays situé au Nord-Ouest.

L'érosion différentielle des cailloutis du Sundgau-Forêt de Chaux, plus récente que 2,9 Ma, plaide pour un soulèvement régional relatif le long de la RTBZ¹¹ postérieurement au Pliocène. Les restes de cailloutis soulevés, identifiés grâce à des analyses de minéraux lourds, ont permis de mettre en évidence un soulèvement régional caractérisé, pour la période allant du Pliocène terminal à l'époque récente, par un taux minimal de $0,05 \pm 0,02$ mm/an. Une reconstruction de l'évolution des bassins drainés par les rivières l'Ognon et le Doubs montre que ce soulèvement est encore actif et qu'il serait en partie causé par l'inversion tectonique le long de la RTBZ. A proximité de Besançon, une phase de plissement pléistocène est démontrée par un soulèvement et un début de flambage des terrasses alluviales recoupant l'anticlinal de la Citadelle. Cette phase de plissement semble contrôlée, voire amplifiée, par l'incision causée par le Doubs. La déformation associée à cette érosion est caractérisée par des taux de soulèvement localement forts atteignant $0,17 \pm 0,03$ mm/an. Les résultats de cette étude illustrent clairement les processus dynamiques qui contrôlent l'évolution graduelle des avant-pays de chaînes de collision. Il apparaît que, alors que l'évolution de la RTBZ est largement influencée par la réactivation de structures préexistantes, son activité tectonique actuelle est dans une certaine mesure contrôlée par des processus de surface et implique des interactions entre des soulèvements régionaux et des déformations actives amplifiées par l'érosion. »

La vallée de l'Ognon

La vallée de l'Ognon se caractérise par une accumulation des derniers sédiments du Pliocène et du Pléistocène principalement contrôlée par le climat.

Les effets tectoniques sur la l'évolution de la vallée peuvent être déduit de la distribution des terrasses, du modèle d'incision et de la géométrie du drainage. Une relation de ces paramètres avec la faille normale de l'Ognon proéminente est évidente. Le rapport Vf augmente de manière significative une fois que la rivière franchit la faille et s'incise modérément dans son mur suspendu formant jusqu'à 5 niveaux de terrasse. Cela indique clairement une légère inversion de la faille normale de l'Ognon.

La vallée du Bas Doubs

Les contraintes sur les taux de soulèvement relatifs locaux induits par les plis locaux étaient obtenus à partir de la datation OSL de sédiments Oxbow. Au moment de la sédimentation, le méandre abandonné était probablement encore connecté au canal actif. À présent ces gisements sont coupés du canal actif et situés à environ 5 mètres en-dessous du substratum rocheux du paléo-méandre de Roche d'Or. Cela suggère une élévation relative minimale de 5 mètres depuis 30 kyr et un taux de soulèvement de $0,17 \pm 0,03$ mm / an. Comme ce taux est significativement plus élevé que le taux de soulèvement régional du dernier Pliocène déterminé à partir de la reconstruction paléo-topographique de la plaine de gravier SFC ($0,05$ mm / an), il semble que la déformation ait augmenté localement en réponse à une érosion intense au Pléistocène liée à l'incision de la rivière.

¹¹ RTBZ : Rhine-Bresse Transfer Zone

Références :

- Herfried Madritsch, « Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfer Zone » thèse de Doctorat de la faculté de Bâle et Université de Franche-Comté, Juin 2008, 178 p.
- AFPS Groupe de travail Zonage 2005-2007 Résolution du Conseil, Avis du CST, Rapport du 1^{er} Mars 2007.
- Fiche 09 Risque sismique : évolution du cadre réglementaire, d'après www.plansisme.fr.
- BRGM /RP-53151-FR, « Identification et hiérarchisation des failles actives de la Région Provence – Alpes – Côte d’Azur : phase 2 – partie 2, version Novembre 2004.
- https://fr.wikipedia.org/wiki/LGV_Rhin-Rh%C3%B4ne
- BRGM, « Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département du Doubs », rapport final, BRGM-57338-FR, Septembre 2009, 151 p.
- Herfried Madritsch Nagra, Stefan Martin Schmid ETH Zürich, Olivier Fabbri Univ. Franche-Comté, « La chaîne plissée du Jura : évidences morphologiques en faveur d'une activité post-Pliocène et discussion du contexte géodynamique actuel », dans Géochronique n°117, January 2011, 8 p.
- <http://medias.sncf.com/sncfcom/education/biodiversite/lycee/Lyce Document Cahier.pdf>
- Xavier Quost, « Modélisation de l'effet du vent sur les trains à grande vitesse », thèse de mécanique soutenue le 19/10/2005 à l'Ecole Centrale de Lyon, 332 p.
- https://www.tpline.net/fr/tgvMistral/fr_tp3/ressources/Comment%20la%20SNCF.pdf
- <http://www.doubs.gouv.fr/content/download/11287/78408/file/DDRM%202012.pdf>