

Tectonique en extension : le graben du Rhin.

Julien BERTHOLON
Lundi 22 janvier 2001

Un graben est une structure étroite et allongée limitée par des champs de failles normales conjuguées de sens de rejet opposé (champs antithétiques de failles synthétiques). Ces failles, souvent listriques et à fort rejet, engendrent généralement une géométrie de blocs basculés. Cette structure extensive doit évoluer vers la création d'un océan (création d'un rift actif et expansion océanique).

Le graben du Rhin (Fig.1) est une relique d'océanisation avortée. En effet, cette structure est restée figée avant de donner lieu à un océan. Il est en relation avec les autres grands graben d'Europe de l'ouest.

La situation du graben rhénois :

Le graben rhénois (Fig.1) est situé à la frontière de l'Allemagne et de la France. Au Sud, ce graben est délimité par les massifs cristallins des Vosges et de la forêt noire. Ce fossé d'effondrement, ouvert au cours de l'Oligocène, est rempli par des dépôts tertiaires. La direction du fossé est oblique par rapport aux structures hercyniennes du socle SW-NE.

L'évolution du fossé :

Au Secondaire, la sédimentation est uniforme et épaisse de 1500 m en moyenne. La stratification est parallèle à la surface d'érosion du socle hercynien. Au début du Tertiaire, la pénéplanation s'achève, accompagnée d'un volcanisme alcalin (Eocène inférieur) qui peut se traduire par le début d'une extension. Cette déformation s'affirme à l'Eocène par l'apparition de sédiments lacustres (faible profondeur, pas de courant) très épais et surtout au début de l'Oligocène où il y a effondrement de la partie Sud du fossé. Ce fossé est envahi par la mer chassée des Alpes et se déposent alors des marnes, parfois gréseuses, contenant du sel gemme et des sels de potasse (exploités à Mulhouse), ainsi que la roche mère du pétrole de Pechelbronn. Dès la fin de l'Oligocène, se produit une régression générale marquée par le retour des sédiments lacustres. Cette régression (dont la cause est un soulèvement de la région) est issue de la formation des Alpes et on note qu'elle s'atténue vers le Nord. Ce soulèvement va durer tout le Miocène et la partie Sud du graben sera érodée.

Une seconde phase d'extension intervient à la fin du Miocène (à cause de la nouvelle crise tectonique alpine). Les contraintes ont des orientations différentes (Fig.3) et les failles existantes rejouent de manière sénestre. Le fossé va à nouveau s'effondrer, surtout au Nord puisque la subsidence est la plus grande. La sédimentation reste partout fluviatile. Le mouvement est donc un basculement du Sud vers le Nord puisque l'extension commence au Sud au Paléogène et se termine au Nord au Néogène.

La tectonique :

Les failles responsables du fossé rhénois (Fig.2) sont des failles orientées NNE pour certaines (première phase) et NE pour les autres (seconde phase). Sur le bord du fossé, les failles vosgiennes (ou externes) sont de type synthétiques avec un pendage de 40 à 60°E et un rejet de l'ordre de 800 m. Les failles rhénanes (ou internes) ont généralement un pendage de 70 à 80° et leur rejet est compris entre 1500 et 1800 m.

Les données de sismique réflexion (Fig.4), le long de deux coupes perpendiculaires au fossé, permettent de visualiser la déformation en profondeur sous les dépôts cénozoïques. Une des caractéristiques principales de la déformation est son asymétrie. L'épaisseur maximale des dépôts cénozoïques n'est pas observée à l'aplomb de la croûte la plus mince mais 15 km plus à l'ouest sur le profil sud et plus à l'est sur le profil nord. Les dépôts

cénozoïques remplissent un demi-graben s'épaississant vers l'est ou vers l'ouest selon la région. Les failles bordières sont donc d'importance inégales. La géométrie du fossé et la localisation du centre de dépôts des sédiments sont contrôlés par une faille ou une zone de cisaillement que l'on peut suivre jusqu'à la base de la croûte supérieure. Cette faille rejoint en profondeur une région très amincie de la croûte inférieure litée décalée par rapport au maximum de subsidence cénozoïque. Ces failles majeurs ne traversent pas la croûte inférieure. Sur le profil nord (Fig.4), une épaisse zone de cisaillement la prend en relais dans la partie la plus profonde de la croûte et le manteau supérieur. Nous n'observons pas cette zone de cisaillement sur le profil sud (Fig.4). La déformation est donc accommodée différemment dans la croûte supérieure et dans la croûte inférieure. Aux failles de la croûte supérieure succèdent une épaisse zone où la déformation de la croûte inférieure est distribuée. L'amincissement crustal est localisé le long d'une faille majeure et de quelques failles annexes dans la croûte supérieure, et sur un domaine épais dans la croûte inférieure. On retrouve éventuellement une zone de déformation localisée à la transition croûte inférieure manteau. On retrouve ici la stratification rhéologique de la lithosphère continentale avec un niveau de croûte supérieure cassante, un niveau de croûte inférieure ductile et un niveau de manteau supérieur cassant.

Le mécanisme de formation :

L'analyse structurale des déformations traduit d'abord une compression méridienne, Eocène supérieur, contemporaine au plissement alpin. Elle produit des systèmes de décrochement conjugués dextres NW-SE et sénestre NE-SW. Les fentes de tension témoignent aussi de cette compression. Mais dès l'Oligocène, la contrainte principale devient verticale (stries verticales superposées aux stries horizontales de l'événement précédent) et crée des failles normales antithétiques dans un champ extensif orienté E-W limitant le panneau effondré. La contrainte minimale est légèrement oblique à cause des structures anciennes qui commandent son orientation.

Au Néogène, le champ de contrainte se modifie et la compression devient NW-SE. Le fossé joue alors en décrochement sénestre alors qu'à la même époque, le fossé du Bas-Rhin s'individualise parallèlement à ce nouvel axe.

Les données de la géophysique :

Nous pouvons noter dans cette région une anomalie gravimétrique négative due à la présence de sédiments dans le graben (déficit de masse car les sédiments sont moins denses que le socle). Le flux thermique est fort et l'affaissement du fossé actuel est de l'ordre de 0,2 à 0,7 mm/an. Nous notons aussi une anomalie magnétique issue de la remontée du manteau sous la croûte inférieure.

Le volcanisme :

Le fossé rhénan s'accompagne d'un volcanisme alcalin. Les laves riches en carbonates s'infiltrant dans les fissures de failles. Il débute à l'Eocène, se développe au Miocène avant de s'y terminer. Côté français, ce volcanisme est réduit à des dykes alors que du côté allemand, il crée les volcans de Kaiserstuhl au Sud et de Vogelsberg au Nord. Au niveau de ce premier, le manteau est situé à 24 km de profondeur, la plus forte remontée de la région.

Le fossé d'effondrement rhénan est un exemple de bassin extensif. Son état avorté nous renseigne sur les conditions de formation d'un rift, notamment la déformation profonde figée dans la croûte inférieure litée et dans le manteau supérieur. Il nous a aussi redémontré la structure de la lithosphère continentale avec son alternance de niveaux cassants et ductiles. Ce fossé aurait pu donner lieu à un océan s'il avait continué son extension vers l'apparition d'un rift actif. C'est alors l'expansion océanique qui aurait pris le relais.

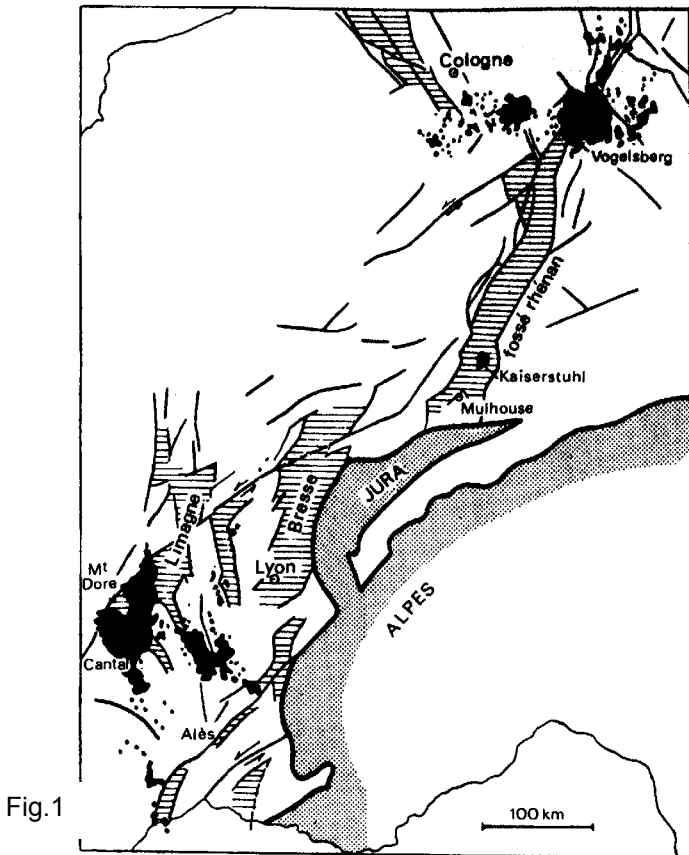


Fig.1

Fossés paléogènes de l'Europe occidentale (en noir, les édifices volcaniques néogènes).

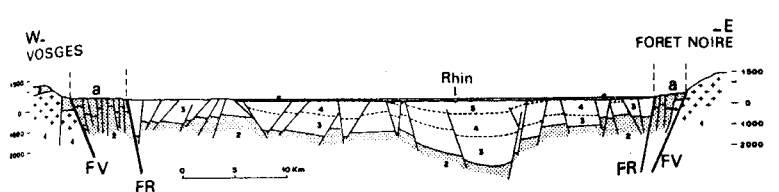


Fig.2

Le fossé rhénan (d'après Sittler, 1974).

En haut : coupe transversale (a. zone des champs de fracture, FR, faille rhénane, FV, faille vosgienne, 1. socle, 2. Mésozoïque, 3. Oligocène inférieur, 4. Oligocène moyen, 5. Oligocène supérieur, 6. Plio-Quaternaire.

En bas : bloc-diagramme de la partie N du champ de fracture de Ribeauvillé. Entre la faille vosgienne et la faille rhénane, se développe un réseau complexe de failles longitudinales N10 à N45, recoupées par des failles transversales de réajustement orientées N90 à N150.

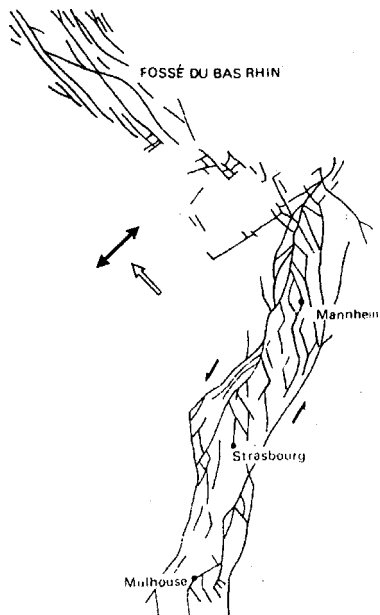
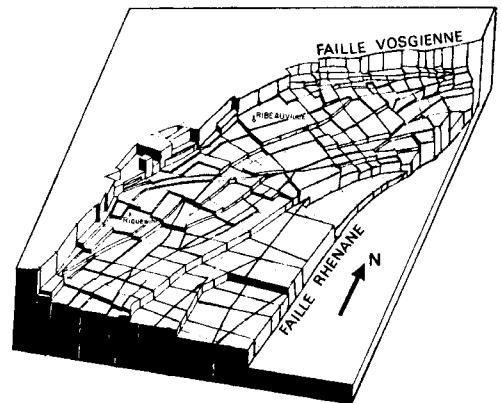
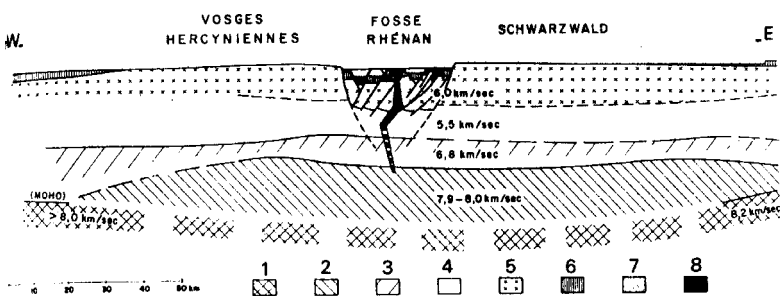


Fig.3

En plan, le champ de contrainte apparu au Néogène (flèche blanche) a fait jouer les bordures du fossé en failles de décrochement sénestre, provoquant ainsi l'apparition de riedels NW - SE disposés en échelons.

La distension correspondante (flèche noire) ouvre le fossé du Bas-Rhin suivant la direction NW - SE qui est celle du champ de contrainte.



Structure de la croûte sous le fossé rhénan établie d'après les vitesses des ondes P (d'après Sittler, 1974)

Fig.5

1. manteau normal, 2. manteau à vitesse légèrement réduite, 3. croûte continentale profonde (noter son amincissement), 4. croûte continentale moyenne (zone à faible vitesse sismique), 5. croûte continentale supérieure, granito-gneissique, 6. sédiments triasiques et jurassiques, 7. sédiments tertiaires et quaternaires du fossé, 8. volcanisme basaltique.

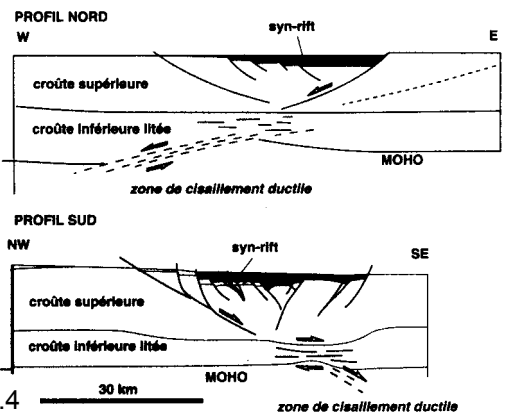
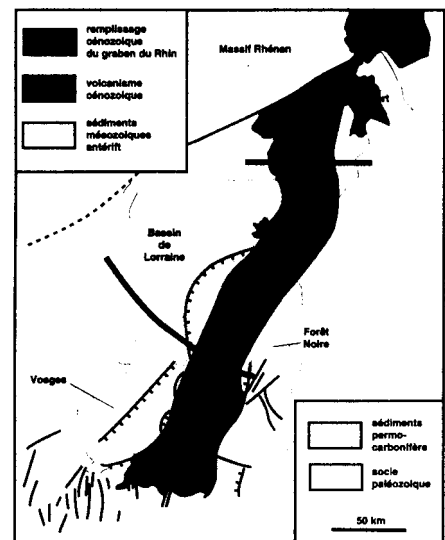


Fig.4

Structure crustale sous le fossé du Rhin d'après les données du programme de sismique profonde Ecoris (Brun et al., 1992, Brun et al., 1991). La structure d'ensemble est asymétrique mais cette asymétrie est inversée entre le nord et le sud du graben.

Sources : - Géodynamique, Jolivet et Nataf, Ed. Dunod
- Les grandes structures géologiques, Debeltmas et Maclé, Ed. Masson