

Des variables de contrôle complémentaires

Comme nous l'avons vu plus haut, d'autres variables complémentaires aux débits liquide et solide contrôlent plus ou moins intensément les processus géodynamiques et les formes qui en résultent (figure 32),

- la pente et la largeur du fond de la vallée dans laquelle s'écoule le cours d'eau (a) ;
- la nature plus ou moins cohésive des alluvions du fond de vallée (ou du substratum), qui constituent finalement les berges et le fond du lit mineur (b) ;
- la nature et la densité de la végétation rivulaire (c).

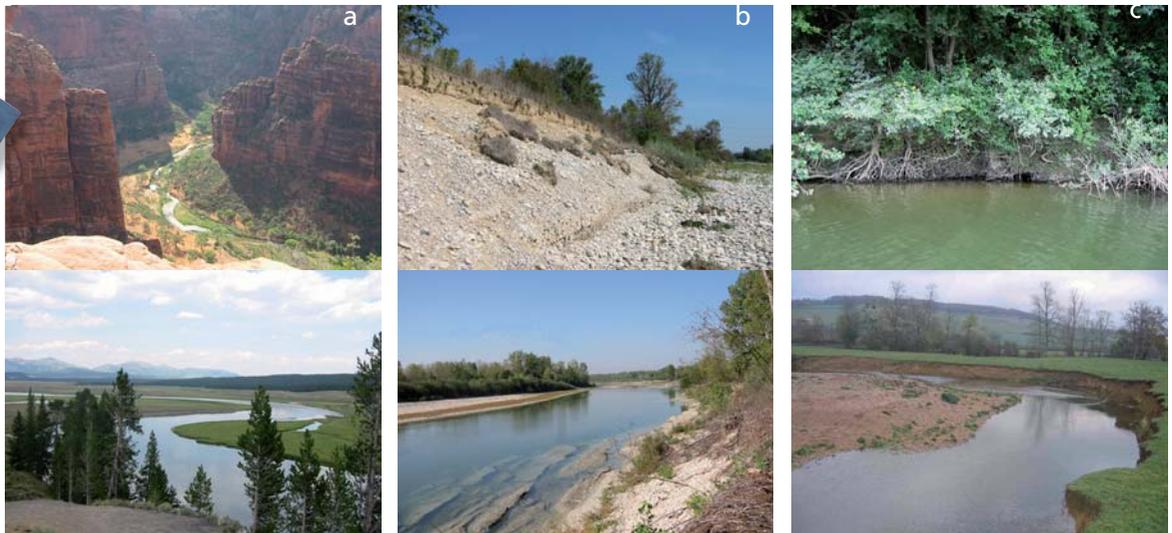


Figure 32

Les variables de contrôle complémentaires (d'après Thorne, 1997).

Pente, largeur et nature des alluvions du fond de vallée

Si le débit liquide et le débit solide sont sans conteste les deux variables majeures de contrôle des processus géodynamiques fluviaux, d'autres paramètres peuvent fortement influencer sur ces mécanismes et les formes fluviales qui en résultent, notamment la pente de la vallée, sa largeur et la nature des sédiments qui la tapissent. Contrairement aux deux précédentes, ces variables ne fluctuent pas dans le temps et imposent de manière durable des contraintes géomorphologiques majeures.

Toute rivière qui s'écoule aujourd'hui dans une vallée est donc contrainte par :

- la **pente de la vallée** qui, couplée au débit liquide, lui donne l'**énergie maximale** disponible. La pente de la vallée est héritée de périodes de forte activité hydrosédimentaire qui ont permis soit la formation d'un stock alluvial (accumulation) soit le déstockage alluvial, façonnant alors un plan en contrebas du niveau d'accumulation primitif qui subsiste à l'état de terrasse ou de lambeaux de terrasses ;

NB La pente du cours d'eau qui draine le fond de la vallée est toujours inférieure (car un cours d'eau sinue presque toujours) ou au maximum égale à celle de sa vallée (si le cours d'eau est rectiligne ou en tresses).

- la **largeur du fond de vallée**, qui lui fournit un **espace de mobilité** potentielle plus ou moins vaste ;
- les **alluvions de fond de vallée**, qui sont plus ou moins facilement érodables selon leur degré de cohésion. Si c'est le substratum rocheux qui forme le fond de vallée, il est non érodable à notre échelle de

temps, sauf si les roches sont particulièrement tendres, comme certaines molasses non cohésives ou certaines marnes ou marmo-calcaires, visibles par exemple en Limagne sur le fond du lit de l'Allier :

- forte cohésion : argiles, limons,
- faible cohésion : sables, graviers, galets.

Ces variables de contrôle secondaires sont étroitement liées à l'histoire géologique ancienne ou plus récente de la région.

Les figures ci-dessous illustrent ces concepts avec l'exemple du bassin de la Loue (Franche Comté, Malavoi, 2006).

Ce bassin s'inscrit dans un contexte géologique fortement contrasté.

Sur ses 90 premiers kilomètres (secteur 1), la Loue draine le Jura calcaire (premier plateau). Malgré quelques millions d'années d'érosion fluviale, la Loue n'a pu développer qu'une vallée de faible largeur (100 à 600 m). La pente est supérieure à 0,002 (2 m/km) et les alluvions du fond de vallée sont plutôt cohésives.

Les 30 derniers kilomètres (secteur 2) s'inscrivent dans le fossé plio-quaternaire bressan, composé de roches tendres facilement érodables, où les grands processus érosifs quaternaires, commandés notamment par les glaciations qui ont affecté la chaîne jurassienne (particulièrement au Riss), ont permis de développer une vallée alluviale de plusieurs kilomètres de largeur, tapissée de sédiments grossiers d'origine fluviale et fluvioglaciaire. La pente est plus faible (0,001), mais les alluvions sont non cohésives, donc plus facilement érodables.

Figure 33

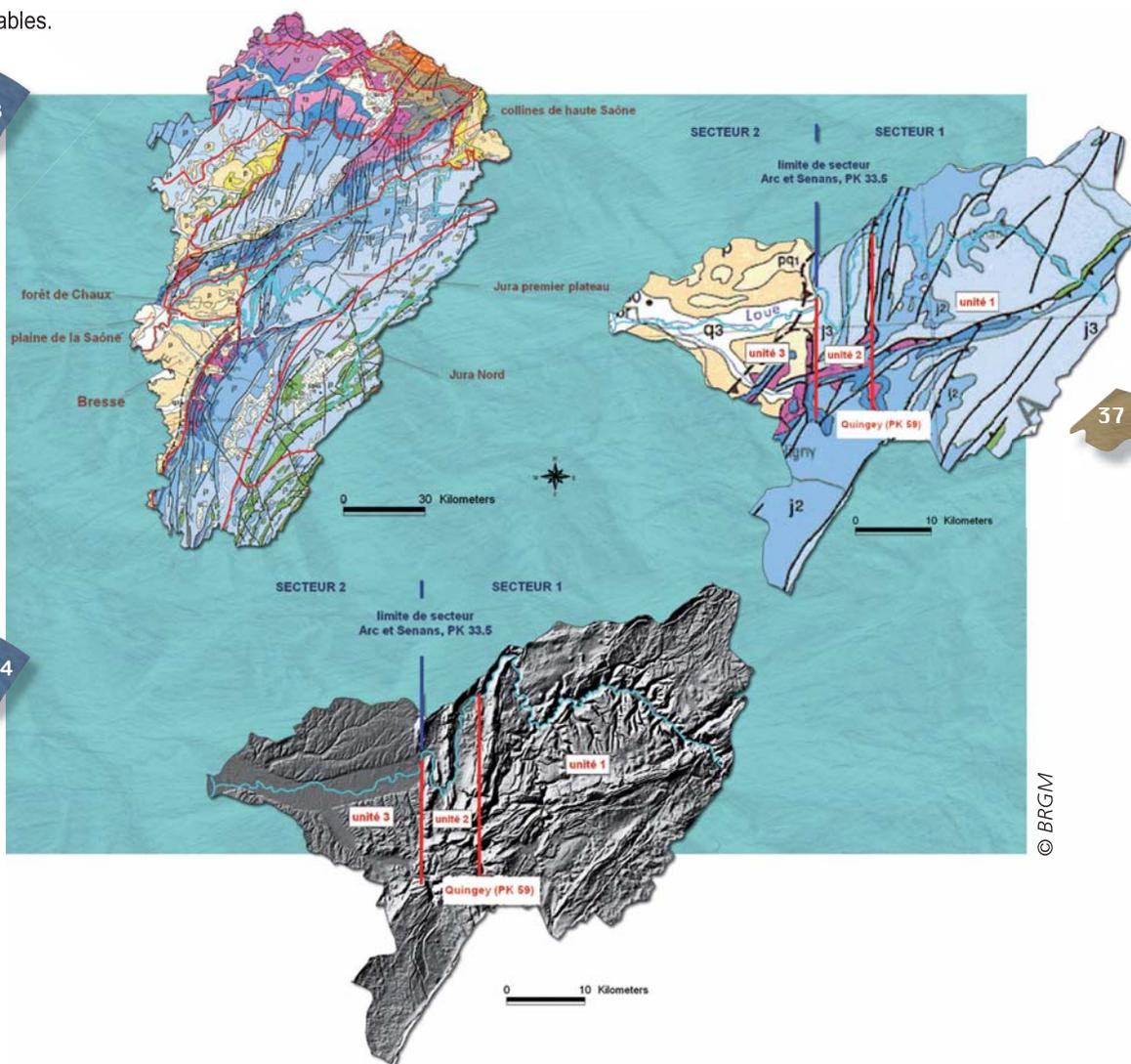
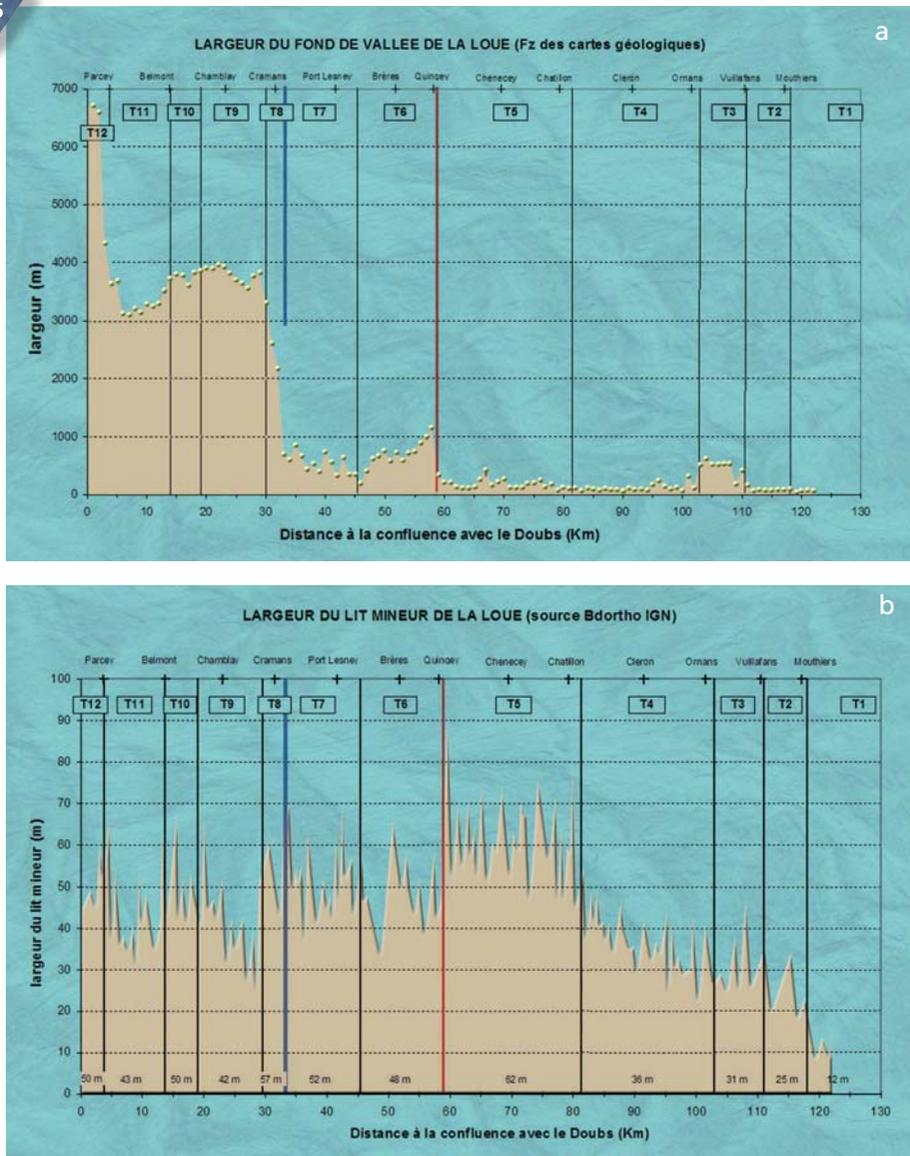


Figure 34

Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/11 000 000^e. Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/11 000 000^e. La figure 34 montre le même bassin versant sous l'angle de son relief (Malavoi, 2006).

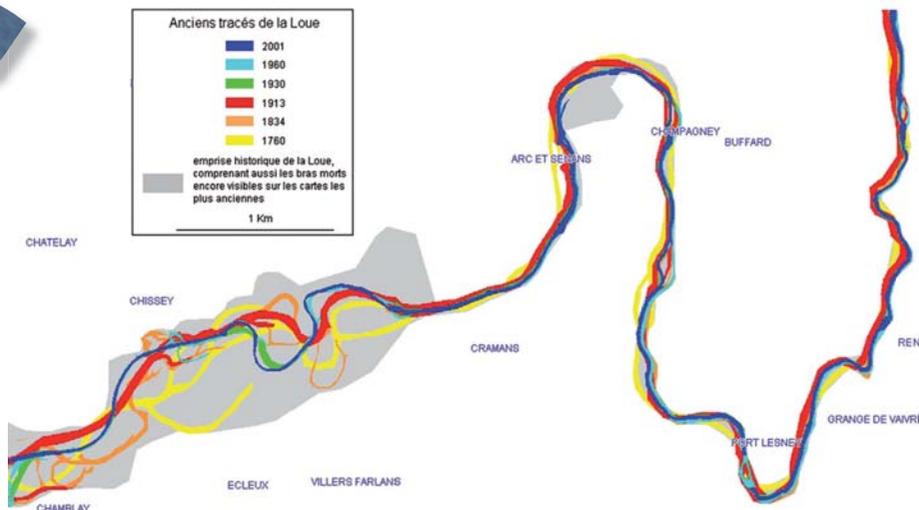
On conçoit bien que la Loue ne présente pas les mêmes processus ni la même morphologie dans la partie amont de son bassin versant (unité 1), où elle coule dans une vallée étroite et pentue et dans sa partie aval, où elle rejoint le fossé bressan (unité 3).

Figure 35



Evolution de la largeur du fond de vallée et du lit mineur de la Loue, des sources à la confluence avec le Doubs. En bleu, la limite de secteur et d'unité 3, en rouge la limite d'unité 2, en noir les limites de tronçons (cf. chapitre sur la méthode de sectorisation). (Malavoi, et al. 2006).

Figure 36



Changement brutal d'intensité de l'activité géodynamique de la Loue entre l'unité 2 et l'unité 3 (localisation des anciens tracés de la rivière) (Malavoi, et al.2006).

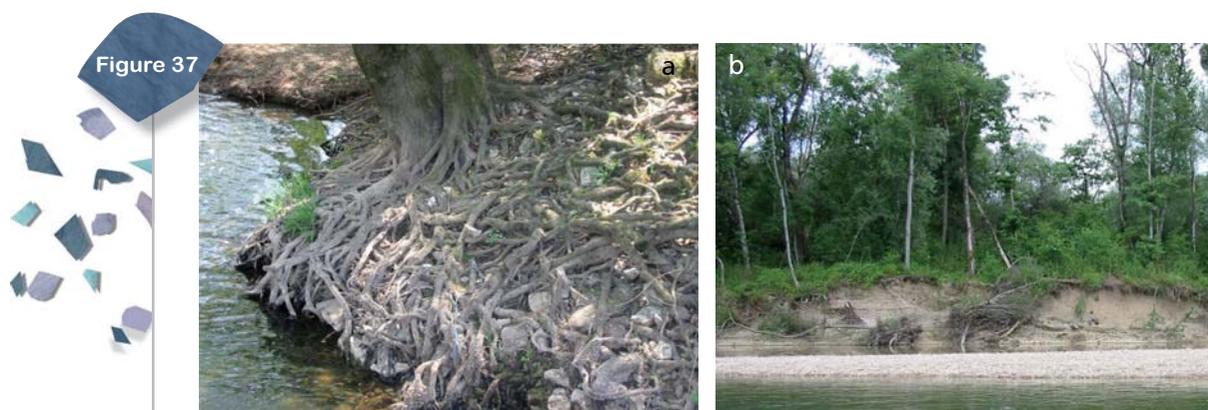
Végétation des berges

De nombreux auteurs présentent la nature et la densité de la végétation poussant sur les rives et les berges des cours d'eau comme un paramètre exerçant un fort contrôle sur les processus géodynamiques et la morphologie qui en résulte.

Notons que contrairement aux autres paramètres de contrôle, celui-ci est **vivant** et donc particulièrement sensible à des modifications tant naturelles qu'anthropiques.

Toutes choses égales par ailleurs, il a été démontré qu'un cours d'eau présentant des berges naturellement végétalisées par des essences inféodées aux cours d'eau présente une moindre largeur et une plus forte profondeur que le même cours d'eau aux berges pas ou peu végétalisées.

Un facteur 2 d'écart de largeur entre deux cours d'eau, l'un aux berges très végétalisées et l'autre aux berges non végétalisées, n'est pas rare. Toutefois, ce phénomène de contrôle semble inversement proportionnel à la taille du cours d'eau. Les petits cours d'eau sont très affectés, tandis que sur les grands cours d'eau, les processus géodynamiques prédominent. Cela s'explique notamment par le fait que les petits cours d'eau ont proportionnellement (pour un style fluvial d'équilibre équivalent), des berges plus basses sur lesquelles le système racinaire des végétaux peut assurer une protection mécanique quasiment jusqu'au pied de la berge. Inversement, les grands cours d'eau aux berges généralement plus hautes, portant des arbres et des arbustes, même en cordon rivulaire très dense, ont souvent un système racinaire qui s'arrête bien au-dessus du pied de berge, partie du profil qui est la plus sensible aux processus érosifs.



(a) Stabilisation forte de la berge d'un petit cours d'eau par le système racinaire de la ripisylve (aulne). (b) Sur un grand cours d'eau, la hauteur des berges limite cette capacité de protection mécanique car le système racinaire ne descend pas suffisamment bas.

Pour ce qui concerne les processus d'érosion latérale, de nombreuses études montrent le rôle stabilisateur de la végétation, même si là encore la différence est marquée sur les petits cours d'eau et plus faible sur les grands cours d'eau.

Beeson et Doyle (1995) ont ainsi étudié 748 méandres en Colombie Britannique, juste après de fortes crues. A partir de photographies aériennes pré- et post-crue, ils ont pu démontrer que les berges non végétalisées avaient subi des **taux d'érosion 5 fois supérieurs** à ceux observés le long des berges végétalisées. De même, les phénomènes de très forte érosion étaient 30 fois plus fréquents le long des berges non végétalisées.

Niveau de base

Une dernière variable de contrôle importante est la variabilité du « **niveau de base** » (niveau des océans par exemple), qui peut se traduire par des ajustements géodynamiques intenses en cas de fort abaissement ou exhaussement.

Nous y reviendrons dans le paragraphe consacré à l'ajustement du profil en long.