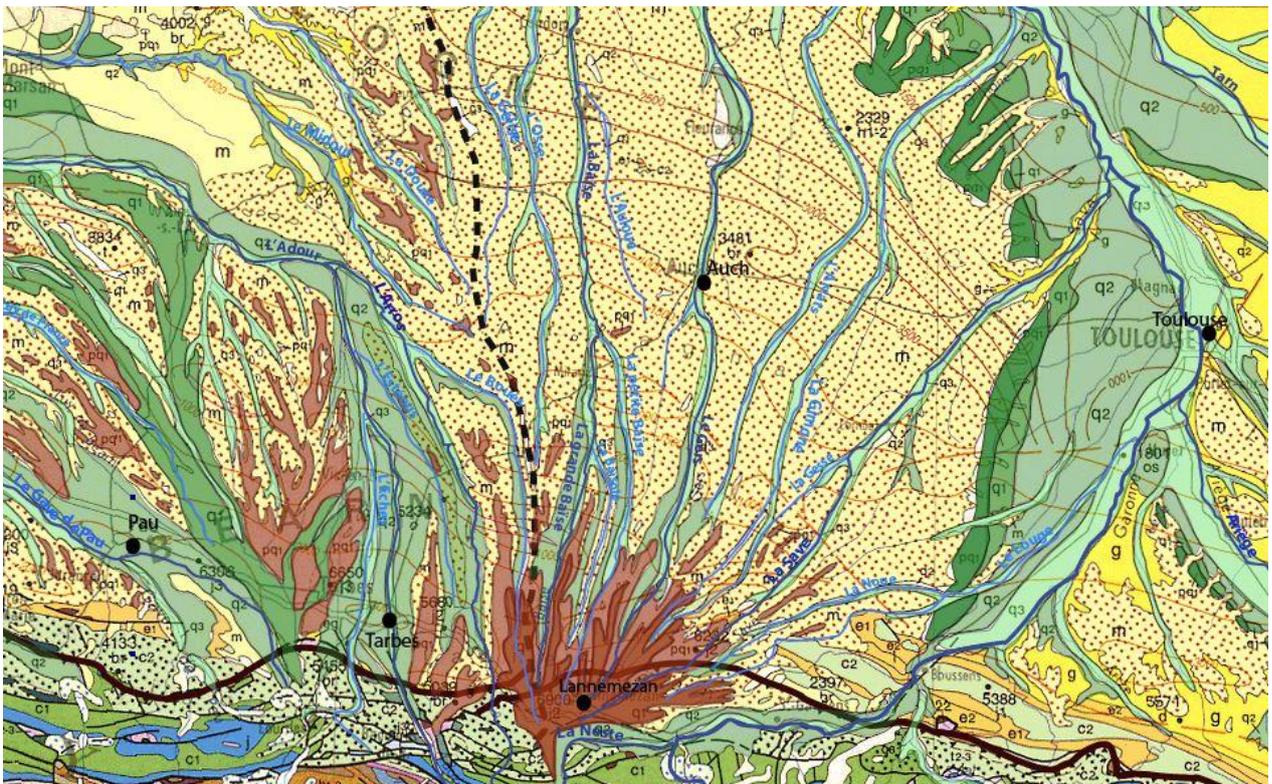


Évolution et réorganisations des réseaux hydrographiques du piedmont Nord-Pyrénéen

Master 2 Terre et planètes

Stage de recherche réalisé par Mustafa Al Reda

Sous la direction de Pr. Stéphane Bonnet



Année 2014-2015

Remerciement

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements et ma profonde gratitude à mon encadrant, Pr. Stéphane BONNET, qui par son expérience, son don d'écoute et sa tolérance, a guidé mon stage à tout moment. Grâce à son écoute, ses conseils et son aide précieuse, j'ai pu accomplir les objectifs de mon stage.

J'adresse également mes remerciements, à l'ensemble des professeurs du Master 2 Terre et Planètes, pour l'enseignement et l'aide efficace qu'ils m'ont apporté.

Sommaire

Liste des figures :.....	1
Résumé :	2
Abstract :.....	2
Introduction :	3
I. Contexte géologique et géomorphologique :.....	4
II. Méthodologie :.....	10
1. Morphométrie :.....	10
a) Steepness index :	10
b) Anomalies de pentes :.....	11
2. Études des terrasses	13
a) Caractérisation de la disposition des terrasses.....	14
b) Datation relative des captures.....	14
III. Résultats.....	15
1. Caractérisation de l'asymétrie de la topographie.....	15
a) Établissement de la loi pente- aire drainée de référence des bassins versants.....	15
b) Steepness index	17
c) Anomalies des pentes	20
2. Disposition des terrasses	22
3. Captures et wind gap	24
IV. Interprétation.....	27
Conclusion :.....	31
Référence :	33
Annexes :.....	35

Liste des figures :

Figure 1 : Évolution des réseaux fluviaux du piedmont Nord Pyrénéen.....	5
Figure 2: Le piedmont Nord Pyrénéen, le cadre rouge représente la zone d'étude	8
Figure 3 : Les indices de la mobilité des cours d'eau de la zone d'étude.....	9
Figure 4 : A) Principe de la loi pente- aire drainé B) Exemple d'une carte de Ks	11
Figure 5 : Principe de construction de la carte des anomalies des pentes ΔS	12
Figure 6 : Exemple de problème de cartographie des terrasses	13
Figure 7 : A) La courbe pente- aire drainée du bassin versant Le Gers avec les différentes zones	16
Figure 8 : Loi de référence pour la zone 2 du graphe pente-aire drainée du bassin versant le Gers.....	16
Figure 9 : Carte des Steepness index Ks et carte des Delta S.	18
Figure 10 : Carte des Steepness index avec les profils ks et topographie des trois régions.	19
Figure 11 : cartes des pentes réelles S_{vrai} et des pentes de référence $S_{réf}$	21
Figure 12 : Carte des séquences complètes et de séquences incomplètes de terrasses, Carte des	23
Figure 13 : Exemple des séquences de terrasses complètes et incomplètes.....	24
Figure 14 : Exemple de capture de la rivière l'Arros. Exemple d'un wind gap de la rivière la petite Baïse.	25
Figure 15 : Carte des ombrages et carte de ΔS	29

Résumé :

Le piedmont Nord Pyrénéen représente un cas d'étude intéressant du fait de la mobilité de son réseau hydrographique. L'asymétrie de sa topographie et les terrasses impaires qui lui caractérisent montrent que les cours d'eau de cette zone migrent vers l'Est. On a identifié, au cours de ce stage, la cause de l'évolution de ce réseau suite à des études de l'asymétrie de la topographie, des séquences de terrasses et des modifications du réseau. Notre zone d'étude contient trois régions : une au Sud à forte asymétrie caractérisée par la présence de terrasses et de nombreuses captures. Une autre région au Nord non asymétrique et qui ne contient ni de terrasses ni de captures. En plus d'une région intermédiaire entre les deux précédentes, faiblement asymétrique avec des terrasses mais sans captures. Nos résultats montrent que la cause de l'évolution des cours d'eau du piedmont Nord Pyrénéen est due au climat, qui est caractérisé par de fortes précipitations affectant sévèrement la partie Sud de notre zone d'étude, alors que la partie Nord est moins influencée.

Abstract :

The north Pyrenean Piedmont is an important study case because of the mobility of its drainage system. Indeed, the asymmetric valleys in this region and the terraces arrangement indicate a lateral migration of the rivers to the East. We were seeking to identify the main reasons of rivers evolution in this zone, that's why we particularly focused on valley asymmetry and lateral migration. We identified three different zones that are affected by a variety of hill crests dissymmetry and terraces formation: the first zone is localized in the South and it shows strong asymmetric valleys and lateral migration, the third zone is localized in the North and it shows no asymmetry and does not have river migration, and an intermediate zone. Our results showed that the evolution of the North Pyrenean Piedmont is due to the large precipitations coming from the Atlantic Ocean that most affects the first zone.

Introduction :

Les systèmes fluviaux sont les principaux agents de l'érosion de la topographie, ils traversent et creusent les vallées en emportant des sédiments tout au long de leur trajet jusqu'à leur exutoire. Cependant, il est connu que l'érosion fluviale n'a pas la même ampleur au cours du temps. Les rivières sont caractérisées par des alternances entre des périodes d'incision verticale dans le substratum et des périodes d'aggradation et/ou d'érosion latérale, à l'origine de la formation des terrasses (Finnegan and Balco, 2013).

Dans certains cas, les vallées montrent une asymétrie, d'où nombreuses études ont été menées dans le but de comprendre la cause de l'asymétrie de la topographie. Par définition, une asymétrie se traduit par une différence de pente entre les deux versants d'une même vallée. Des chercheurs l'ont lié aux phénomènes de glaciations qui érodent différemment des deux cotés des montagnes (Gilbert, 1904; Naylor and Gabet, 2007; Tuck, 1935) ou à l'influence du microclimat sur une région spécifique (Poulos et al., 2010), et d'autres relient ceci à un événement tectonique qui a affecté la région (Shikakura et al., 2012). En plus, les études sur la migration latérale des cours d'eau à partir des terrasses ont montré qu'une rivière incise et migre latéralement lorsqu'il y a une variation dans les conditions d'érosion et de transport de sédiments (Finnegan and Balco, 2013). Ces variations peuvent être dues à des changements climatiques comme les précipitations (Fuller et al., 2009; Hancock and Anderson, 2002), qui agissent sur le taux d'érosion, et cause la migration latérales des réseaux hydrographiques, ou à un mouvement tectonique affectant la région (Hurst et al., 2013; Prince et al., 2011). Encore, ils ont trouvé que l'asymétrie de la topographie peut aussi être causée par la migration latérale des cours d'eau (Miller and Slingerland, 2006; Mudd and Furbish, 2005).

Le piedmont Nord Pyrénéen s'étend du Golfe de Gascogne jusqu'au Golfe de Lion. Il présente un cas d'étude intéressant reconnu depuis le 19^e siècle du fait de l'asymétrie de sa topographie dont la cause est discutée dans les travaux de Fabre (Fabre, 1898; Fabre et Marchand, 1899). La première proposition sur la cause de cette asymétrie était reliée à la rotation de la terre. Mais selon Fabre l'asymétrie de la topographie de cette zone est due essentiellement aux vents pluvieux. D'autres auteurs ont proposé que l'asymétrie des rivières Nord Pyrénéennes est due à l'accumulation de la neige sur les versants tournés vers l'Est du piedmont (Biro, 1952). D'autres encore suggèrent un basculement tectonique de la région (Stange et al., 2014). Des études menées dans cette région estiment que les terrasses générées par les cours d'eau datent du Quaternaire (Hubschman, 1975a, 1975b, 1975c).

Toutes ces études rendent cette zone intéressante à étudier, et nous encourage à chercher les causes de l'évolution des réseaux hydrographiques et de l'asymétrie de la topographie. Pour cela on a divisé notre travail en deux grandes étapes. La première consiste à caractériser et quantifier l'asymétrie de la topographie à partir des calculs des pentes et des aires drainées. Le but de cette

étape est de spatialiser les anomalies de pente pour montrer l'asymétrie des versants à l'échelle régionale. Ensuite, en deuxième étape, on cherche à caractériser les conséquences de la migration des cours d'eau en termes de captures et de modifications de la géométrie des réseaux.

I. Contexte géologique et géomorphologique :

L'histoire des Pyrénées a commencé à la fin de l'ère secondaire et s'est poursuivie durant l'ère Tertiaire, en liaison avec la grande activité tectonique qui a changé le visage du monde avec la naissance de plusieurs chaînes de montagnes (les Alpes, le massif de l'Atlas...). Durant cette ère, la plaque africaine est entrée en collision avec la plaque eurasiennne, et au milieu, la petite plaque Ibérique a migré sous la poussée pour s'ouvrir vers l'Atlantique et se fermer en Méditerranée. C'est ainsi que les Pyrénées se sont formés.

Avant la formation de cette chaîne de montagne, il n'y avait qu'un seul relief dans la partie centrale de la France, C'est le Massif Central. Au fur et à mesure que les Pyrénées émergent dans l'océan, ils s'érodent et alimentent, avec l'érosion du Massif, le piedmont Nord des Pyrénées en sédiments. Le démantèlement des Pyrénées a duré de l'Eocène (-52 Ma environ) jusqu'au Pliocène (-2 Ma) et a généré une grande épaisseur de sédiments, dont le Molasse, qui correspond au séries sédimentaires majoritairement affleurantes sur le piedmont Nord Pyrénéen.

En bref, l'histoire de sa formation a commencé au début de l'ère Tertiaire, lorsque le Massif Central était le seul relief émergé. Il s'érode rapidement et alimente le fond océanique en sédiments. Au fur et à mesure que les Pyrénées s'élèvent, leur érosion augmente et comble le fond de l'océan, avec les sédiments venant du Massif central, jusqu'à former le piedmont Nord Pyrénéen. En arrivant à la fin du tertiaire, les sédiments provenant de la chaîne Pyrénéenne s'étaient étalés sur ceux venant du massif Central. Le piedmont nord Pyrénéen est maintenant formé (CAUE, 2002).

Ce piedmont est traversé par un réseau hydrographique dont sa formation s'est déroulée en plusieurs étapes selon Dubreuilh et al., 1995, : la première au Miocène moyen, elle est caractérisée par une Formation des Sables fauves. La deuxième étape au Pliocène est caractérisée par une Formation d'Arengosse et de la partie inférieure du complexe du Lannemezan. La troisième étape date du Pléistocène inférieur ancien, elle est caractérisée par une Formation d'Onesse. Enfin la quatrième étape au pléistocène inférieur se caractérise par une Formation de Belin. On va expliquer plus en détail chaque étape de mise en place du réseau hydrographique du piedmont issue de l'article de Jacques Dubreuilh (Dubreuilh et al., 1995).

Formation des Sables fauves au Miocène moyen : Les fortes érosions semblent s'individualiser dans deux zones, l'une au Sud illustrée en pointillé comme une plaine d'épandage Deltaïque et chenaux distributaire, et l'autre au Nord hachurée comme des zones de stockage probables (Fig.1). La partie du Sud est caractérisée par des fortes chenalizations, encaissées dans les faciès molassiques selon des couloirs orientés vers le Nord-ouest avec des tailles granulométriques

importantes. Alors que dans la partie Nord, les chenalizations ont une direction presque Est-ouest. Les dépôts sédimentaires paraissent remaniés dans un contexte marin.

Formation d'Arengosse et de la partie inférieure du complexe du Lannemezan au Pliocène. Par rapport à la surface occupée par les sables fauves, on a dans cette étape une forte diminution de l'emprise sédimentaire en même temps que le déplacement du Delta vers le Nord.

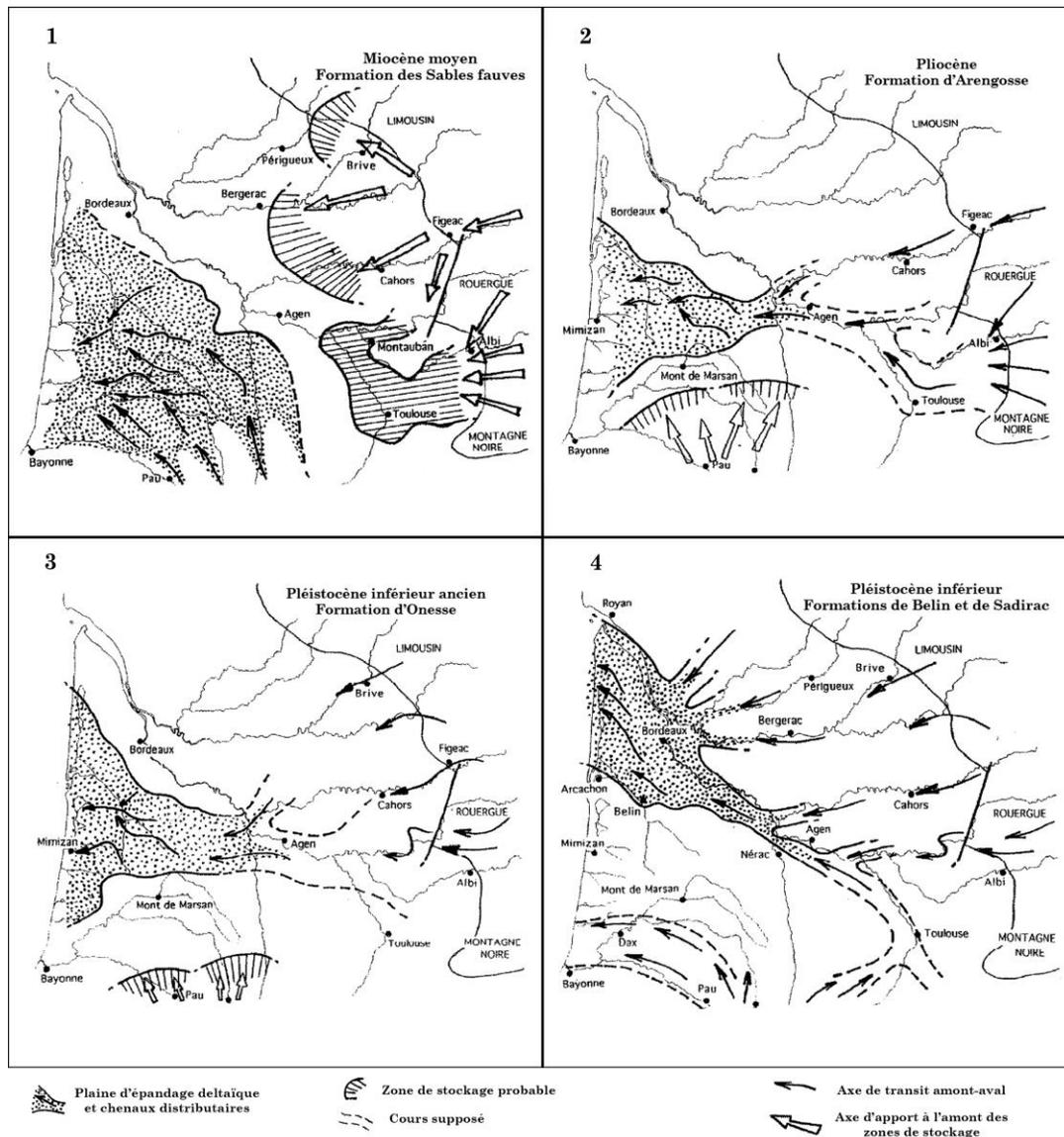


Figure 1 : Évolution des réseaux fluviaux du piedmont Nord Pyrénéen du Miocène moyen au Pléistocène (Dubreuilh et al., 1995).

L'alimentation d'origine méridionale (celle au Sud) ne parvient pas jusqu'au Landes (au Nord-ouest de Bordeaux), car les masses détritiques restent stockées dans le piedmont Nord Pyrénéen en constituant la partie de base du complexe du Lannemezan.

Les apports s'effectuent par l'Est, impliquant soit un contournement des zones comblées, soit un déplacement des origines vers la montagne Noir et le Sud du Massif Central. Dans la zone où existe une superposition de la Formation d'Arengeosse et des sables fauves, les chenalizations correspondant aux deux épisodes détritiques occupent des positions géographiques très proches d'orientation sensiblement Est-Ouest.

Formation d'Onesse au Pléistocène inférieur ancien. On note de nouveau une légère translation vers le Nord illustrée par une zone hachurée de stockage probable (Fig.1). La pente de la base de la formation s'avère plus prononcée que celle des apports précédents. L'alimentation s'effectue par l'Est et le Nord-est (région de Rouergue). La direction Est-ouest et la position des chenaux des transits perdurent. Au Sud, une séquence de dépôts fluviatiles, à faciès moins argileux, est à présent reconnue dans le sommet de la partie inférieure du Complexe de Lannemezan.

Formation de Belin au Pléistocène inférieur. La zone d'épandage de la Formation de Belin est rejetée peu à peu vers le Nord, épousant la bordure Nord-est des dépôts précédents en empruntant un couloir subparallèle à la Garonne à la fin de cette épisode. Les directions des dépôts successifs suggèrent, un balayage se déplaçant vers le Nord-est (la zone en pointillé illustrée comme une plaine d'épandage Deltaïque et chenaux distributaires) (Fig. 1). La Formation de Belin comble l'ensemble du Médoc en débordant sur les régions actuelles.

Le creusement Quaternaire des rivières du piedmont est dû principalement à l'accroissement des précipitations et à la naissance d'un réseau hydrographique propre au cône. Ceci a mis fin aux phénomènes d'accumulations du plateau par des sédiments (Biro, 1952). Ce piedmont a été caractérisé, durant le Quaternaire, par une succession de périodes glaciaires entrecoupées de réchauffements. De nombreuses études ont relié la formation des terrasses à ces périodes glaciaires, dont les plus connus sont les travaux de Hubschman (Hubschman, 1975a, 1975b, 1975c) sur la Garonne qui a classifié les terrasses par rapport aux cycles glaciaire-interglaciaires. Les glaciations de Donau qui ont contribué aux dépôts des terrasses Fu (les plus anciennes), les glaciations de Günz pour les terrasses Fv, les glaciations de Mindel pour les terrasses Fw, les glaciations du Riss pour les terrasses Fx et les glaciations du Würm pour les terrasses Fy. Les alluvions du cours d'eau actuel sont notés Fz.

Par définition, une terrasse correspond au reste d'un lit ancien d'alluvions, perché en raison de l'enfoncement des cours d'eau. La cause de la formation des terrasses est due principalement à une variation dans les conditions d'érosion, de transport, et de dépôts de sédiments portées par le cours d'eau (Finnegan and Balco, 2013). Quand la quantité de sédiments augmente, la vitesse d'incision verticale devient faible par rapport à celle d'érosion latérale, entraînant une migration du cours d'eau. Une fois réincisé, c'est l'ancien trajet de ce cours qui représente une terrasse (Hancock and Anderson, 2002). Vu que les cours d'eau transportent des sédiments, une terrasse est donc caractérisée par la présence d'une couche d'alluvions recouvrant un socle (Hancock and Anderson, 2002). Plusieurs niveaux de terrasses sont décrits classiquement dans le piedmont Nord Pyrénéen.

Leurs principales caractéristiques synthétisées d'après les notices des cartes géologiques au 1/50 000 de Montréjeau (XVIII-46), Boulogne-sur-Gesse (XVIII-45), Mirandes (XVIII-44) et Tarbes (XVII-45) sont décrites ci-dessous. On se référera à la figure 3A pour une localisation des rivières citées dans le texte.

Fu. Donau : Ce sont des alluvions de la formation supérieure du Lannemezan qui existent surtout au Sud de la zone d'étude (Figure 2). Ils recouvrent le pédoncule du plateau de Lannemezan, et au fur et à mesure qu'on part au Nord, on observe que ces alluvions s'étalent en remblayant de larges chenaux qui partent vers le Nord-Ouest, le Nord et le Nord-Est.

En se raccordant topographiquement et sédimentairement aux alluvions du cône de Lannemezan, ces alluvions peuvent être attribuées, au périglaciaire Donau (M. Paris, 1975). Ce sont des éléments de toutes tailles (sables, graviers, galets, blocs) composés de Quartzites, de Granites, des Schistes et des Quartz. Les Granites et les Schistes sont totalement décomposés, transformés en blocs d'argiles sableuse blanchâtre qui s'étalent sur la teinte rouge provenant de la grande quantité d'argiles rubéfiés. Ces roches altérées sont caractéristique de cette formation, ils nous permettent de la distinguer des nappes alluviales plus récentes. Dans la zone d'étude, On ne rencontre ces terrasses que sur les cartes 1/50 000 de Montréjeau et Boulogne-sur-Gesse.

Fv. Günz : Ce sont des terrasses qui contiennent des alluvions de hauts niveaux dont les dépôts sont très remaniés par l'érosion et entourés de toute part d'éboulis et de solifluxions. Les alluvions du Günz sont disposées en contrebas du plateau de Lannemezan et constituent d'étroits bancs interrompus par l'érosion. Ils sont composés de galets de quartzites ainsi que de gravier de quartz avec une épaisseur assez réduite (4 à 6 m).

Fw. Mindel : Ce sont des alluvions de hautes terrasses, ils sont assez continues pour les vallées des Baïses et du Gers (Abbé Couzel, 1969; M. Cavallé et M.Ternet, 1976; M. Paris, 1975), et beaucoup réduits pour les rivières plus petites. Les terrasses sont composées d'éléments caillouteux emballés dans une gangue argileuse de teinte ocre, ils contiennent des galets de granite de schiste et d'ophite qui sont très altérés. Ils n'ont pas été cartographiés sur les cartes au Nord de celle de Boulogne-sur-Gesse. L'épaisseur totale des alluvions est de 5 à 6 mètres.

Fx. Riss : Ce sont des alluvions des moyennes terrasses, ils ont une faible épaisseur de 3 à 4 mètres mais sont facilement observables. Les alluvions rissiennes sont mises en place par les petits cours d'eau, elles sont formées par le remaniement d'alluvions plus anciennes, provenant surtout des quartzites du cône de Lannemezan ou quartz et lydiennes des molasses miocènes et se repartissent d'une façon décroissante de l'amont vers l'aval par rapport à leur taille. Elles contiennent aussi des matériaux sablo-graveleux à gros galets constitués de roches variés (quartz, quartzites, gneiss, granites, grés, calcaires)(Dubreuilh et al., 1995).

La disposition des terrasses Rissiennes est très caractéristique du fait qu'elles sont situées sur le versant long des vallées asymétriques exposés vers l'Est. Cette disposition des alluvions nous permet

de connaître les actions de creusement et de dépôts de la rivière lors des climats les plus excessifs du périglaciaire Riss.

Fy. Würm : Ce sont les alluvions de basses terrasses. Ils présentent un niveau topographiquement individualisé qui domine le talweg actuel dans les vallées de la Baïse et du Gers, mais ailleurs, ils sont moins importants. Ces alluvions contiennent de galets composés de quartz, des quartzites et des lydiennes, arrondis et totalement émousés. L'épaisseur de la formation est variable, de 3 à 4 mètres pour des rivières principales, moins pour les ruisseaux.

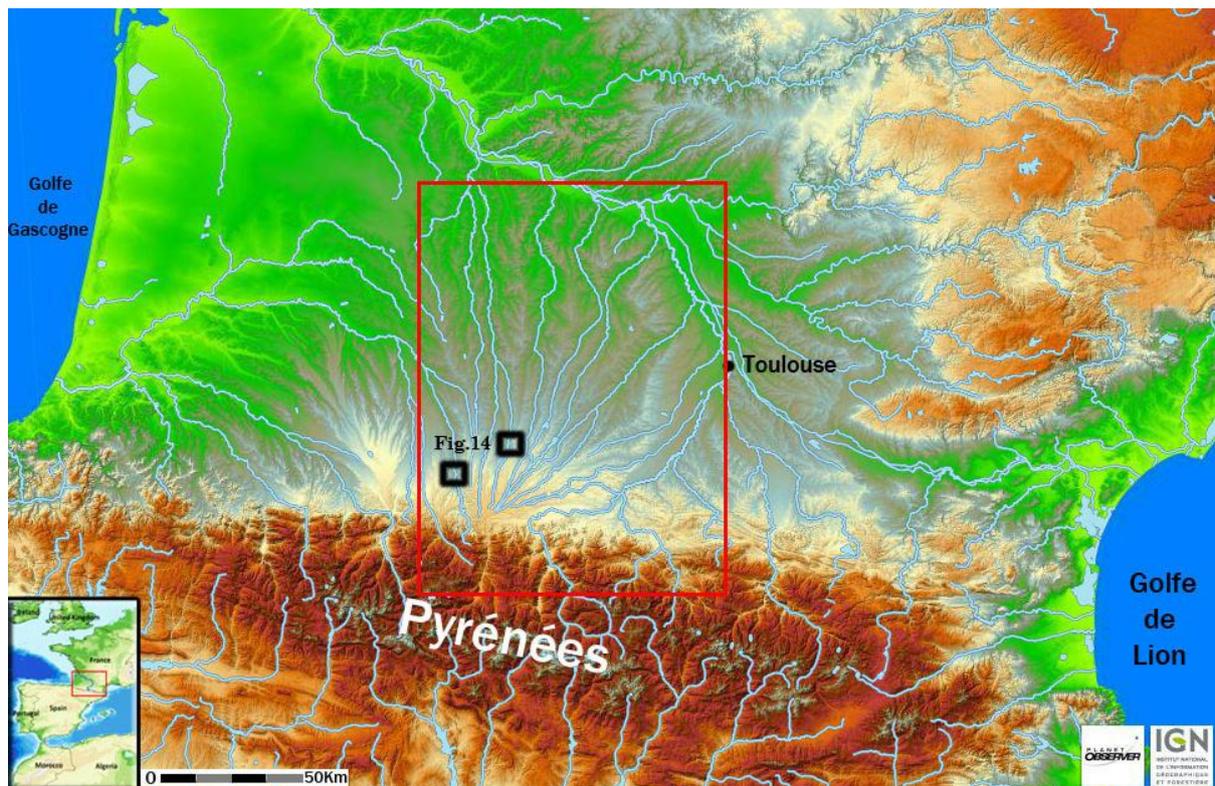


Figure 2: Le piedmont Nord Pyrénéen, le cadre rouge représente la zone d'étude (www.ign.fr).

Secteur d'étude

Le piedmont Nord Pyrénéen est traversé par deux principaux bassins versants prenant leur source des montagnes Pyrénéennes qui sont l'Adour et la Garonne. La zone d'étude correspond au cadre rouge de la figure 2, elle comprend des rivières prenant leurs sources au niveau du plateau de Lannemezan dont les plus intéressantes sont l'Arros, la Baïse, le Gers, la Gimone, l'Arrats et la Save. Cette zone d'étude présente un grand intérêt du fait de nombreux indices qui suggèrent une grande mobilité de ses réseaux hydrographiques. Plusieurs indices nous renseignent sur cette mobilité comme l'asymétrie de la topographie.

II. Méthodologie :

1. Morphométrie :

La topographie de la zone d'étude est caractérisée par son asymétrie. On cherche dans la première étape de ce stage à quantifier et comprendre la cause de cette asymétrie. Pour cela deux méthodes ont été développées :

- La première est une cartographie des Steepness index k_s de la topographie. Elle va nous permettre de voir l'ampleur de l'asymétrie sur toute la zone d'étude.
- La deuxième méthode est une construction d'une carte des anomalies des pentes à partir de l'utilisation de la loi pente-air drainé.

Durant notre étude on s'est basé sur un MNT (Modèle numérique de terrain) fourni par l'IGN (Institut Géographique National), en projection Lambert II-Étendu avec un pas de 50 mètres. Les données de ce MNT proviennent de la numérisation des courbes de niveau du territoire Français, extrait des cartes IGN au 1 : 25 000, au 1 : 50 000 et de restitution issue de prises de vue aériennes au 1 : 20 000, 1 : 30 000 et 1 : 60 000, avec des équidistance pouvant aller de 5 à 40 m (www.ign.fr). Un MNT est une représentation de la topographie sous forme d'une grille contenant des pixels. Plus on a de pixels dans le MNT, le calcul sera précis. Notre MNT contient en longueur 3 432 pixels et en largeur 2 188 pixels. Les calculs ont été faits en utilisant les logiciels ArcGIS, RiverTools et GridVisual.

a) Steepness index :

Selon (Hack, 1957), la plupart des systèmes fluviaux sont décrits par une relation qui lie la pente et l'aire drainée,

$$S = k_s A^{-\theta}$$

Avec « S » la pente locale, « A » l'aire drainée, « k_s » le Steepness index et θ l'index de concavité.

Pour une rivière donnée, si on trace la distance en fonction de l'altitude (Figure 4A), on aura le profil de cette rivière. Ce profil nous permet de calculer la pente locale en chaque point de la courbe. Le profil d'une rivière étant généralement concave, sa pente varie avec la distance. C'est pour cela qu'on a calculé une pente qui est normalisée, dans le graphe log-log pente-aire drainée, et qui indépendante de l'aire drainée. Le steepness index k_s représente une mesure de cette pente normalisée, il correspond au point à l'origine avec l'axe des y dans le graphe pente-aire drainée.

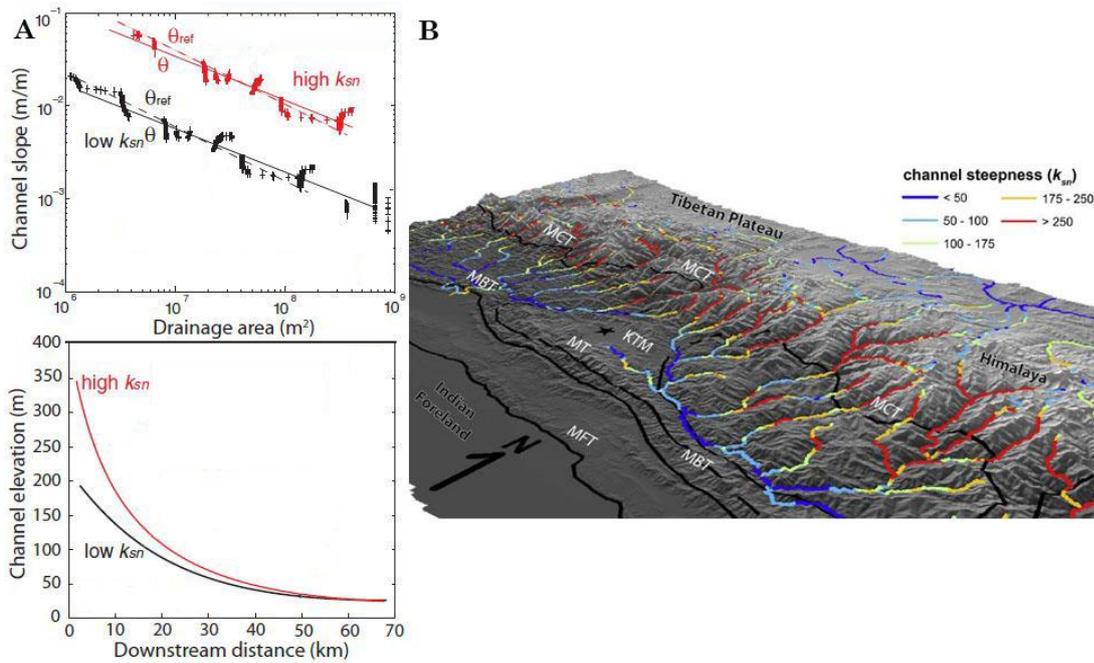


Figure 4 : A) Principe de la loi pente- air drainé B) Exemple d'une carte de Ks (Kirby and Whipple, 2012; Whittaker, 2012)

Des études détaillées ont montré que le Steepness index varie avec le soulèvement tectonique, alors que l'index de concavité ne varie pas (Kirby and Whipple, 2001). Il en est de même dans le cas où le climat est le seul paramètre variable. Ce qui montre que le Steepness index est fonction des conditions externes agissant sur la topographie. La figure 4 montre un exemple tiré de l'article de Whittaker (Whittaker, 2012). Il montre dans son article comment le Steepness index varie avec le taux de soulèvement de la topographie.

Durant ce stage, on a utilisé le logiciel GridVisual, pour calculer les valeurs de Steepness index de la topographie dans le but de construire une carte de ks de la zone d'étude. Dans l'Himalaya par exemple, des cartes de ks ont été déterminées afin de mettre en évidence des relations entre ks et le soulèvement tectonique.

b) Anomalies de pentes :

L'objectif de cette partie est d'établir une seconde carte où l'on va mettre en évidence les anomalies de pente du piedmont. Cela a été effectué à partir de la loi pente-aire drainée de référence. Pour construire la carte des anomalies des pentes, il faut passer par plusieurs étapes de calculs. On a utilisé le logiciel RiverTools pour faire les calculs et le logiciel ArcGIS pour construire les cartes des aires drainées, la carte des pentes vrai et la carte des pentes de référence, ainsi que la carte des anomalies des pentes.

Pour étudier l'asymétrie des réseaux hydrographiques, on a calculé les valeurs de pentes et des aires drainées pour ces deux principaux bassins versants de la zone d'étude : le bassin versant de la Baïse et celui du Gers. Une aire drainée correspond à la quantité d'eau arrivant à chaque point de la topographie. Pour faire ce calcul on a utilisé le logiciel RiverTools, puis on a tracé sur Origin les graphes des moyennes pentes-aires drainées pour chaque bassin afin d'établir une loi de référence qui va nous permettre de construire une carte des pentes de référence. Les graphes obtenus nous ont permis de comprendre comment se répartissent les aires drainées sur la topographie, d'où on voit pour les crêtes une aire drainée faible, et pour les rivières une aire drainée importante, alors que pour les bords des vallées une aire drainée intermédiaire.

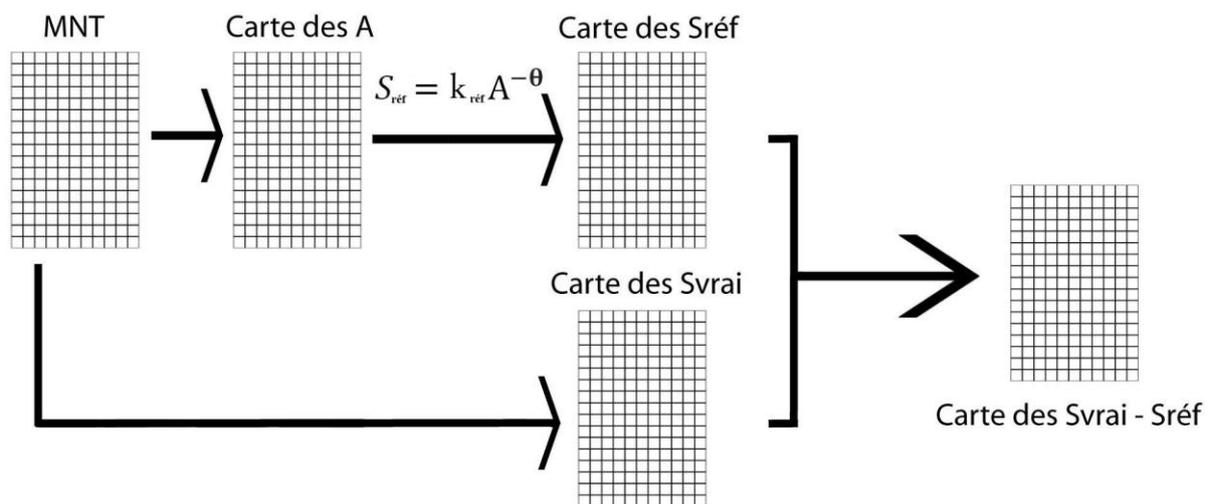


Figure 5 : Principe de construction de la carte des anomalies des pentes ΔS .

Vu qu'on étudie dans cette partie l'asymétrie des reliefs, on s'intéresse aux aires drainées des versants et non pas à celles des rivières. À partir de la loi pente-aire drainée, on a établi une courbe de référence puis on a construit, sous ArcGIS, la carte des pentes de référence, pour calculer ensuite ΔS qui correspond à la soustraction de la carte des pentes réelles Svrai (calculé sous ArcGIS) par la carte des pentes de référence. Cette carte ΔS est la carte des anomalies de pente, elle montre les anomalies des pentes de la topographie. Ces étapes menant à la carte des anomalies sont illustrées en résumé dans la figure 5.

2. Études des terrasses

La deuxième étape de ce stage consiste à caractériser les conséquences de l'évolution des réseaux hydrographiques. Dans d'autres sens, on cherche à connaître les étapes d'évolution des cours d'eau afin de voir les modifications qu'ils ont subis. C'est pour cela qu'on a utilisé la cartographie des terrasses des cartes géologiques papiers au 1/50 000 de Montréjeau (1975), Boulogne-sur-Gesse (1976), Mirande (1969), Auch (1973), Tarbes (1972), Vic-en-Bigorre (1977), Plaisance (1982) et Morlaàs (1982). Ces cartes issues du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) ont été cartographiées respectivement par M. Paris, M. Cavailé en collaboration avec M. Ternet, l'Abbé Crouzel pour les cartes de Mirandes et Auch, M. Icole en collaboration avec M. Paris pour la carte de Tarbes, M. Crouzel en collaboration avec M. Icole pour les cartes de Vic-en-Bigorre et de Plaisance, M. Delfaud, M. Pailhé et M. Thomas pour la carte de Morlaàs. Les notices des cartes géologiques ont servi aussi pour avoir des informations sur les terrasses cartographiées (leur composition, leur épaisseur, leur répartition, leur état d'altération...). En plus, on s'est servi des cartes vectorielles au format ArcGIS et des cartes géologiques numériques sur Google Earth.

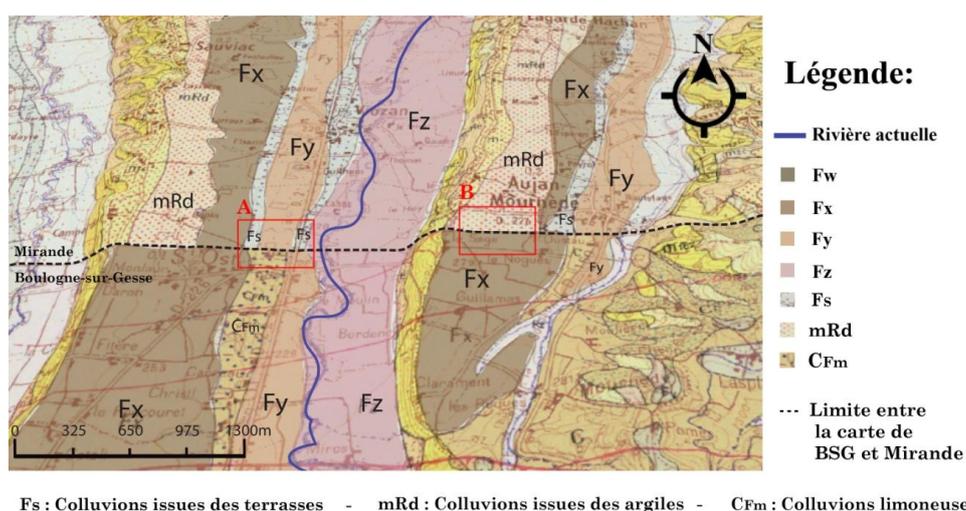


Figure 6 : Exemple de problème de cartographie des terrasses entre les cartes géologiques Boulogne-sur-Gesse et Mirande (Abbé Crouzel, 1969)(M. Cavailé et M.Ternet, 1976).

Il existe des problèmes de cartographie dans quelques cartes géologiques. Une même terrasse n'est pas cartographiée de la même façon d'une carte à l'autre. Sur la Figure 6, on a représenté un exemple de différence de cartographie entre les cartes de Boulogne-sur-Gesse et Mirande. Cet exemple est pour la rivière la petite Baïse. La zone A en rouge montre une terrasses Fy dans la carte de Mirande qui est cartographiée comme des colluvions limoneuses CFm dans la carte de Boulogne-sur-Gesse. Pour la zone B, dans la carte de Mirande on a des colluvions issues des argiles, alors qu'ils sont cartographiés comme des terrasses Fx dans la carte de Boulogne-sur-Gesse.

a) Caractérisation de la disposition des terrasses

On a utilisé les cartes géologiques numériques sur Google Earth, en plus des cartes géologiques papiers pour synthétiser la disposition géométrique des terrasses. Ceci est important vu que les terrasses nous renseignent sur l'évolution des cours d'eau. Tout au long de chaque rivière de la zone d'étude, on a analysé la disposition des terrasses pour voir s'ils sont présentes partout autour des rivières ou non. L'importance de connaître la disposition des terrasses nous aide à comprendre comment cette zone est influencée par la migration des réseaux hydrographiques. En plus, elle nous permet de voir si la migration des réseaux se passe de la même façon dans toute la zone ou bien on a des régions plus influencées par la migration que d'autres.

b) Datation relative des captures

L'analyse de la disposition géométrique des terrasses nous a permis de caractériser les conséquences de la migration des réseaux hydrographiques. La migration des rivières de la zone d'étude a entraîné des modifications dans ce réseau, d'où on a détecté des changements de direction de quelques cours d'eau, qui se traduisent par des jointures, des captures ou même des Wind gap. Une capture correspond à un détournement d'une rivière de son tracé primitif vers une autre rivière suite à des facteurs externes (rupture de pente, mouvement tectonique, climat...) alors qu'un Wind gap correspond à une déviation du cours d'eau vers un nouveau chemin par rapport à son tracé primitif qui devient une vallée morte. L'étude des terrasses des cours d'eau nous a permis de comprendre les étapes de migrations des rivières, et de faire une datation relative des changements à partir de l'étude des terrasses.

Ces changements des cours d'eau sont des conséquences de la migration latérale des réseaux hydrographiques. Suivant les âges des terrasses, on a estimé une période durant laquelle le cours d'eau a été capturé, et les wind gap ont eu lieu. Les problèmes de cartographie des terrasses nous ont empêchés, dans le cas d'un wind gap, de faire une datation relative. On a détecté des modifications des cours d'eau qui se trouvent à la limite entre deux cartes géologiques et que les terrasses de ces cartes ne sont pas cartographiées de la même façon. Ceci nous a empêchés de faire une datation relative de ces modifications.

III. Résultats

1. Caractérisation de l'asymétrie de la topographie

Pour quantifier l'asymétrie des vallées, on a utilisé deux méthodes de calculs. La première nous a permis de construire une carte des anomalies des pentes à partir de l'établissement de la loi pente- aire drainée. La deuxième consiste à construire une carte des Steepness index en utilisant le logiciel GridVisual.

a) Établissement de la loi pente- aire drainée de référence des bassins versants

Après avoir calculé les valeurs des pentes et des aires drainées de la topographie, on a tracé les graphes pente – aire drainée des deux bassins versants le Gers et la Baïse. Ensuite, on a calculé les valeurs moyennes de la courbe pour chacun des deux bassins. On représente par la figure 7A, le graphe des valeurs moyennes pente- air drainé du bassin versant le Gers (pour le graphe de la Baïse voir Annexe 1).

D'après l'allure de ce graphe, on arrive à distinguer trois zones. La zone 1 caractérisée par un index de concavité qui augmente puis diminue. Elle représente les régions les moins drainées de la topographie, ce sont les sommets des crêtes qui ne reçoivent que les eaux provenant des précipitations, c'est pour cela qu'ils ont des aires drainées faibles. Dans l'exemple du bassin versant le Gers dans la figure 7A, cette zone correspond aux aires drainées inférieures à 0.01 Km². La zone 2 du graphe est caractérisée par un index de concavité faible (autour de 0.2-0.3), et une aire drainée moyenne. Cette zone représente les bords des versants, qui ont des aires drainées comprises entre 0.01 et 1 km² dans l'exemple du bassin versant le Gers. La zone 3 est caractérisée par un index de concavité élevé (autour de 0.6-0.7), et des aires drainées élevées aussi puisque cette zone représente les rivières. Dans l'exemple de la figure 7B, cette zone correspond aux aires drainées supérieures à 1 Km² qui représente la rivière le Gers. L'image de la figure 7B correspond à la zone 3. Elle représente le bassin versant le Gers avec, en bleu, les cours d'eau qui ont des aires drainées élevées >1Km².

Vu que dans cette partie on s'intéresse à l'asymétrie de la topographie, et que cette asymétrie n'est visible qu'à partir des bords des versants. On s'est limité aux valeurs de la zone 2 du graphe pente-aires drainées.

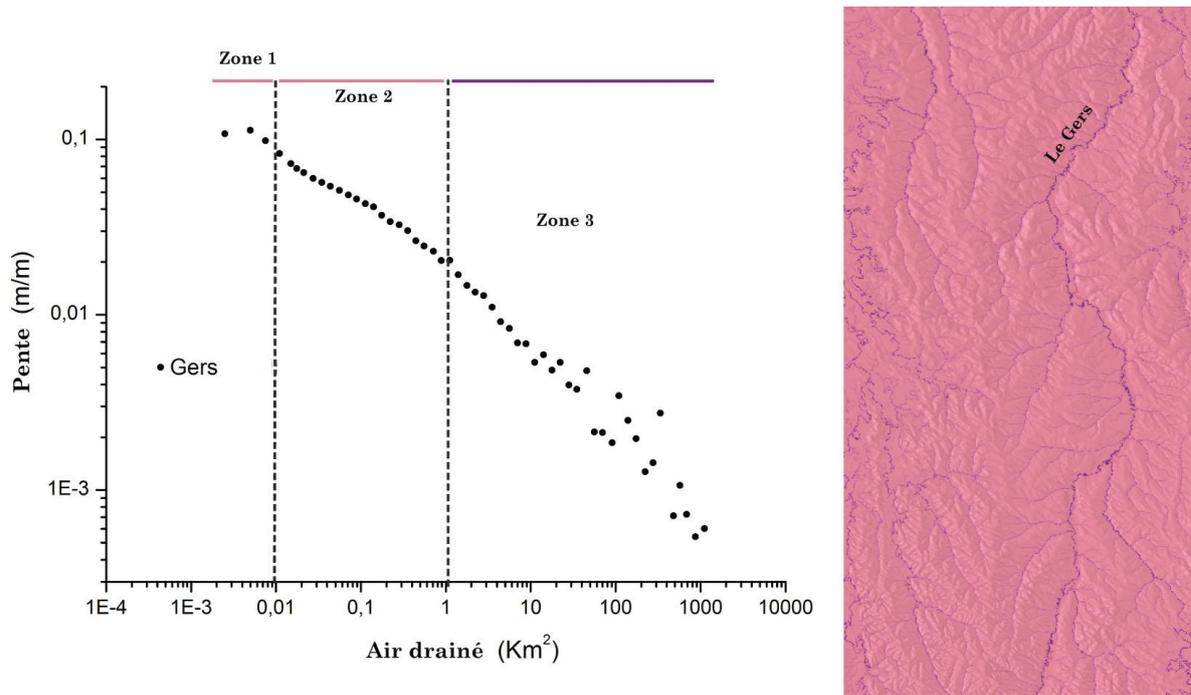


Figure 7 : A) La courbe pente- aire drainée du bassin versant Le Gers avec les différentes zones
 B) Image de la rivière le Gers avec en rose les aires drainées inférieurs à 1Km², c'est-à-dire les zones 1 et 2 de la figure 7A.

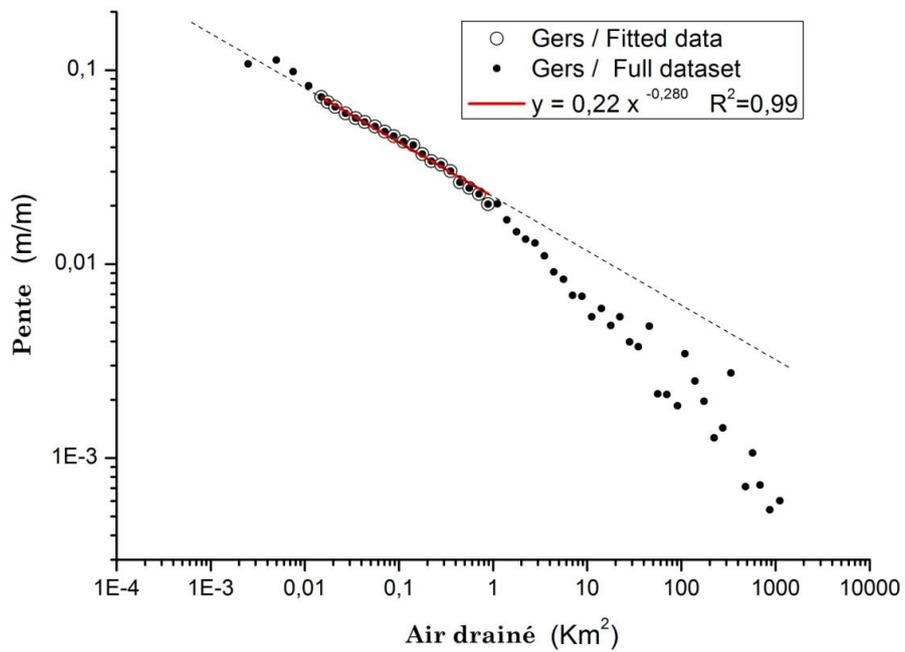


Figure 8 : Courbe pente- aire drainée du bassin versant le Gers avec la droite et la loi de référence pour la zone 2 de la topographie (Aire drainée entre 0.01 et 1 Km²).

Ensuite, on a cherché à établir une loi de référence pour les deux bassins versants le Gers et la Baïse. Pour cela on a calculé, l'équation de la droite de référence qui a la forme $y = ax^b$ équivalente à la loi pente-aire drainée de Hack qu'on a représenté dans la partie Méthodologie.

Vu que cette droite à la même forme que la loi pente-aire drainée, et que « y » représente la pente locale S et « x » l'aire drainée A, on a calculé les valeurs de a et b qui correspondent aux Steepness index ks et l'index de concavité Thêta respectivement. Après avoir calculé la loi de référence pour chaque bassin versant (voir dans l'Annexe 1 la loi de référence pour la Baïse), on a calculé la moyenne des deux équations pour avoir :

$$S = 0.022A^{-0.29}$$

b) Steepness index

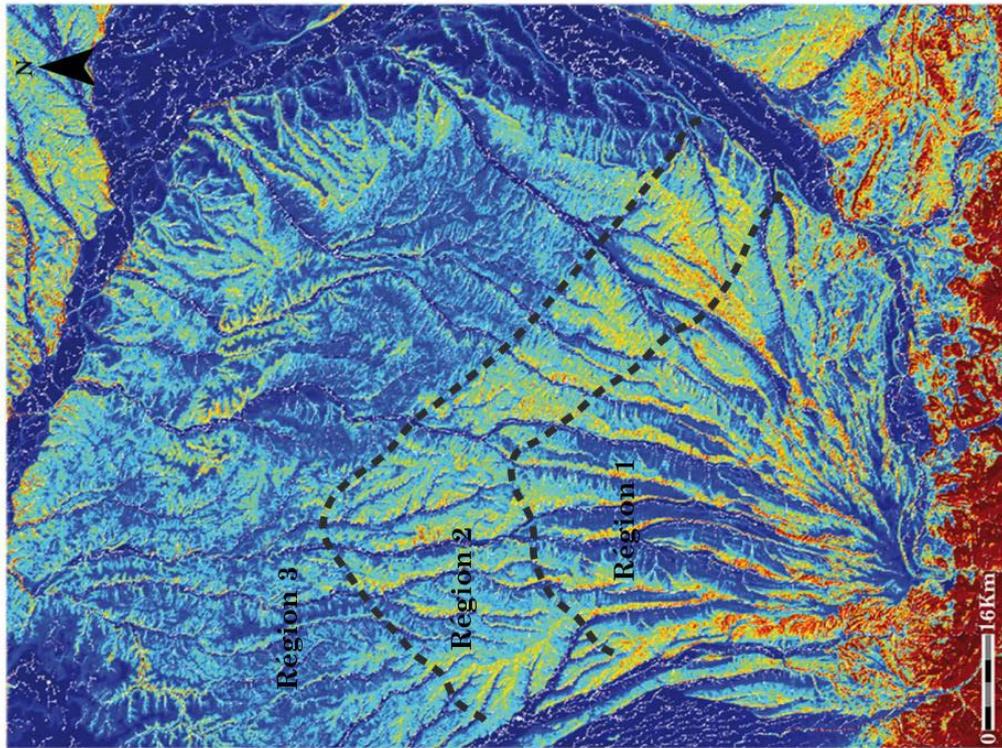
La carte des Steepness index est établie en utilisant le logiciel GridVisual pour les aires drainées inférieures à 1 Km², donc représentant la zone 2 puisque les valeurs inférieures à 0.01 km² sont négligeables en superficie. On a utilisé la loi pente-aire drainée pour faire le calcul d'où pour $= ks A^{-\theta}$, l'équation de ks est :

$$ks = S/A^{-\theta}$$

Avec $A < 1 \text{ Km}^2$ et $\theta = 0.29$.

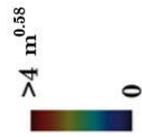
La carte des ks est représentée par la figure 9. Elle est calculée pour des valeurs d'aire drainée inférieures à 1 Km², ce qui signifie que les cours d'eau ne sont pas pris en compte dans ce calcul. La différence des valeurs du Steepness index nous permet de visualiser l'asymétrie. Elle est très remarquable au Sud de la zone d'étude suite à la différence de couleurs. Les lignes de partage des eaux sont aussi visibles suite à ce décalage de valeurs.

L'analyse de la carte des ks montre que l'asymétrie est très remarquable au Sud de la zone d'étude, alors qu'elle disparaît vers le Nord. Ceci est visible sur la carte, car vers le Nord on n'arrive plus à voir les lignes des partages des eaux sur une crête, on a une couleur presque homogène, ce qui veut dire que la topographie tend vers la symétrie. Sur cette base, on a divisé la carte des ks en trois régions : La région 1 caractérisée par des vallées très asymétriques, la région 2 qu'on a appelé intermédiaire et qui présente des vallées moins asymétriques et la région 3 dont on ne distingue plus l'asymétrie. Ces différences entre les trois régions sont clairement visibles quand on regarde par exemple des profils topographiques Est-Ouest de chaque région, et les valeurs de ks correspondantes (Figure 10).



Carte des Ks

Légende



Carte des Delta S

Légende

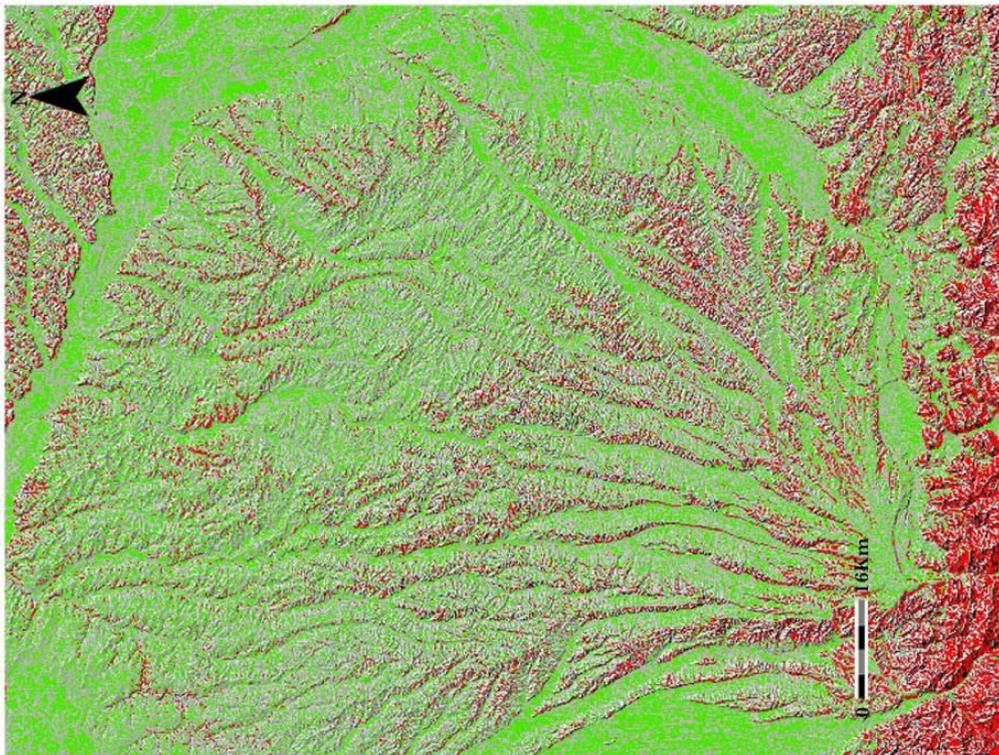
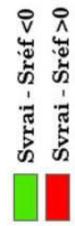


Figure 9: carte des Ks avec les différentes régions et carte des Delta S.

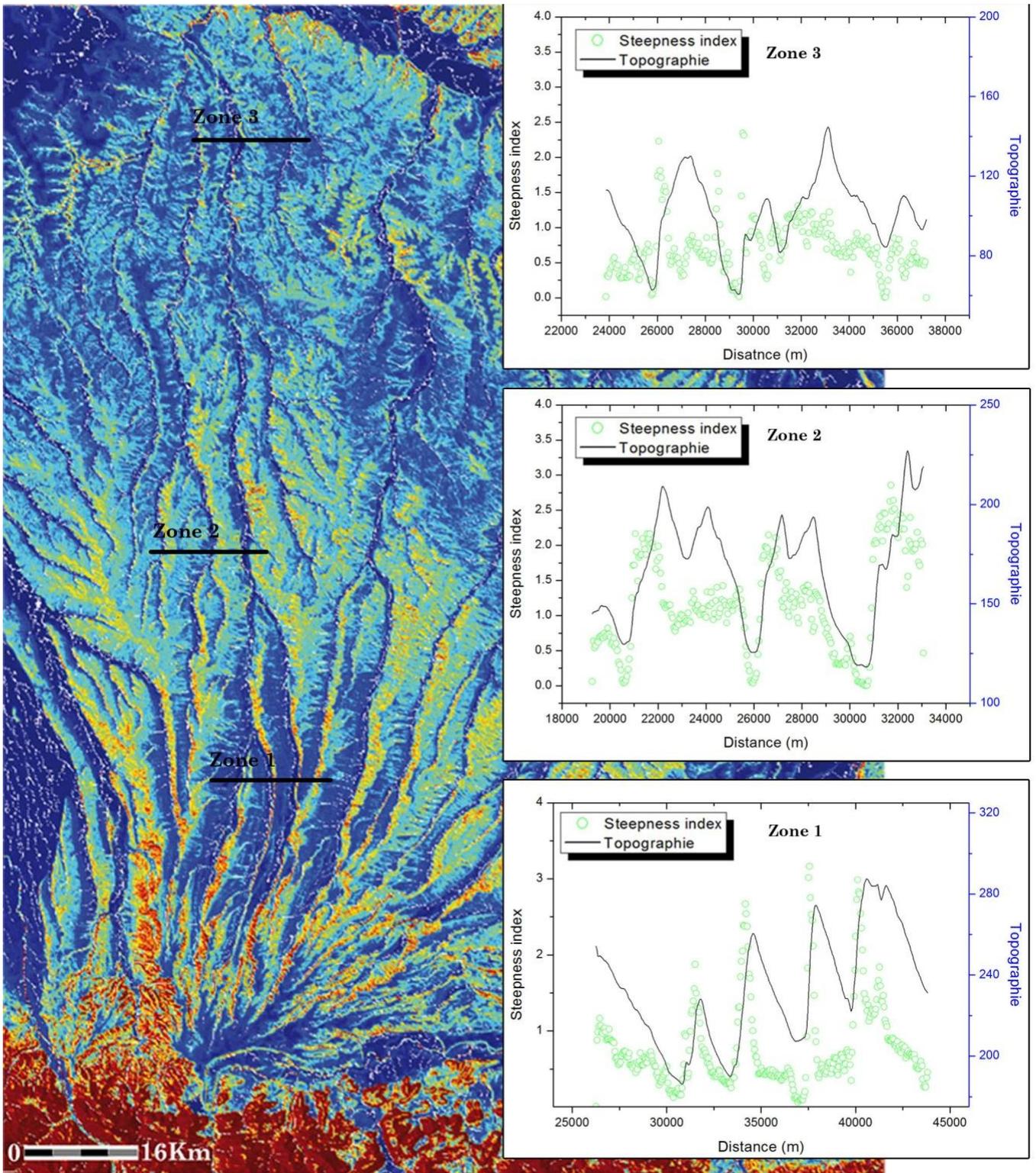


Figure 10 : carte des Steepness index avec les profils ks et topographie des trois régions.

Dans la région 1, on a un décalage et une large fluctuation entre les valeurs de Steepness index k_s et les valeurs de la topographie, ce décalage diminue au fur et à mesure qu'on remonte vers le Nord vers la région 2. Dans le profil de cette région, qui est la région intermédiaire, le décalage et la fluctuation sont plus faibles parce que l'asymétrie est aussi plus faible par rapport à celle de la région 1 (voir le profil topographique). Et vu que la région 3 ne représente pas d'asymétrie, on voit des valeurs de Steepness index qui ne varient pas trop.

c) Anomalies des pentes

Comme on l'a déjà expliqué dans la partie méthodologie, il faut passer par plusieurs étapes pour construire la carte des anomalies des pentes. Une fois que la carte des aires drainées est construite, on applique la loi de référence qui nous permet de calculer la carte des pentes de références $S_{réf}$ pour les valeurs d'aires drainées comprises entre 0.01 et 1 Km^2 . Dans ce cas, on peut la comparer avec la carte des pentes réelles S_{vrai} calculée sur ArcGIS. La figure 11 représente les cartes de $S_{réf}$ et de S_{vrai} .

La carte des pentes réelles représente des valeurs de pentes issues des calculs effectués sur le MNT de la zone d'étude. Ce qu'on peut remarquer à partir de cette carte, c'est d'abord la diminution de l'asymétrie de la topographie en remontant vers le Nord de la zone d'étude. En plus, il existe une région au Nord-est de la zone d'étude où on a des valeurs de pentes proches, vu la couleur homogène de cette région. Elle s'étend de la rivière le Gers jusqu'à la rivière la Save.

La carte des pentes de référence diffère de celle des pentes réelles par le fait qu'elle ne présente pas d'asymétrie. Elle représente la topographie de la zone d'étude sans aucun changement, ni évolution dans les cours d'eau. C'est pour cela que dans la carte des pentes de référence, on ne voit pas d'asymétrie. Tout ce qu'on arrive à voir est l'aspect des cours d'eau qui ne sont pas pris en compte dans le calcul, car leurs aires drainées sont supérieures à 1 Km^2 .

Une fois qu'on a les deux cartes, on calcule la carte des anomalies des pentes ΔS qui est égale à :

$$\Delta S = S_{vrai} - S_{réf}$$

Cette carte est représentée dans la figure 9. La soustraction de S_{vrai} par $S_{réf}$ nous renseigne sur les anomalies des pentes de la zone d'étude. Vu qu'on cherche à caractériser l'asymétrie des réseaux, la carte ΔS nous donne deux groupes de valeurs : des valeurs négatives et des valeurs positives.



Carte des Sréf
 Valeur Elevée : 0,0836417
 Faible : 0,022

Carte des Svrai
 Valeur Elevée : 2,12
 Faible : 0

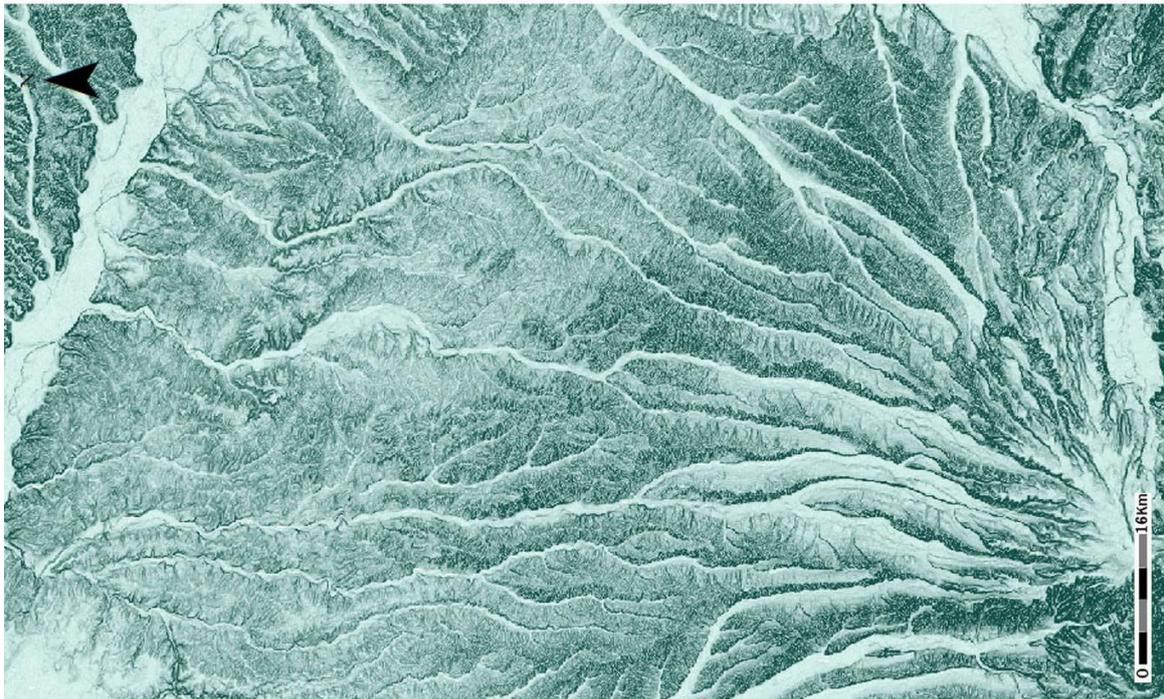


Figure 11 : cartes des pentes réelles Svrai (à gauche) et des pentes de référence Sréf (à droite).

Dans le cas où on a $S_{vrai} - S_{réf} < 0$ c'est-à-dire que les valeurs des pentes réelles sont inférieures à ceux des pentes de référence. Cette partie de la topographie correspond aux bords des versants exposés vers l'Est. Ce sont les façades aux pentes faibles dont on trouve des terrasses déposées dessus.

Par contre, dans le cas où on a $S_{vrai} - S_{réf} > 0$, cela veut dire que les valeurs des pentes réelles sont supérieures à ceux des pentes de référence. Cette partie de la topographie correspond aux bords des versants exposés vers l'Ouest. Ce sont les falaises à très fortes pentes.

2. Disposition des terrasses

On a expliqué dans la partie méthodologie l'importance de la disposition des terrasses dans la compréhension des modifications des cours d'eau. Vu que les terrasses représentent le trajet de la rivière jusqu'à sa position actuelle, l'étude de leur disposition nous renseigne sur l'évolution que le cours d'eau a subi.

À partir des cartes géologiques de la zone d'étude nous avons défini deux séquences type de terrasses : les séquences complètes, et les séquences incomplètes.

Pour expliquer ces deux séquences de terrasses, on a pris l'exemple de deux cours d'eau parallèles qui migrent au cours du temps (Fig. 13). Les séquences complètes représentent des terrasses identiques pour les deux cours d'eau. En d'autre sens, ce sont des rivières pour lesquelles il existe toutes les terrasses. Alors que les séquences incomplètes représentent des différences au niveau des terrasses pour l'un des deux cours d'eau. Ces terrasses n'existent pas tous, ceux qui sont plus vieilles sont remplacées par le cours d'eau adjacent qui migre. D'où on a des terrasses qui peuvent être érodées suite à la migration des rivières. Ceci peut être une séquence de terrasses incomplètes comme l'exemple de la figure 13, ou bien une séquence complète, sauf que tout simplement, on n'a pas le même nombre de terrasses pour les deux cours d'eau.

On a indiqué sur la zone d'étude dans la figure 12, les séquences complètes par un trait noir plein et les séquences incomplètes par des traits discontinues. Au nord de la zone d'étude, on n'a pas de terrasses, c'est pour cela qu'on n'a pas mis des traits. Les endroits où on a des terrasses incomplètes peuvent correspondre à des modifications des cours d'eau comme les captures, les wind gap et les jointures des rivières.

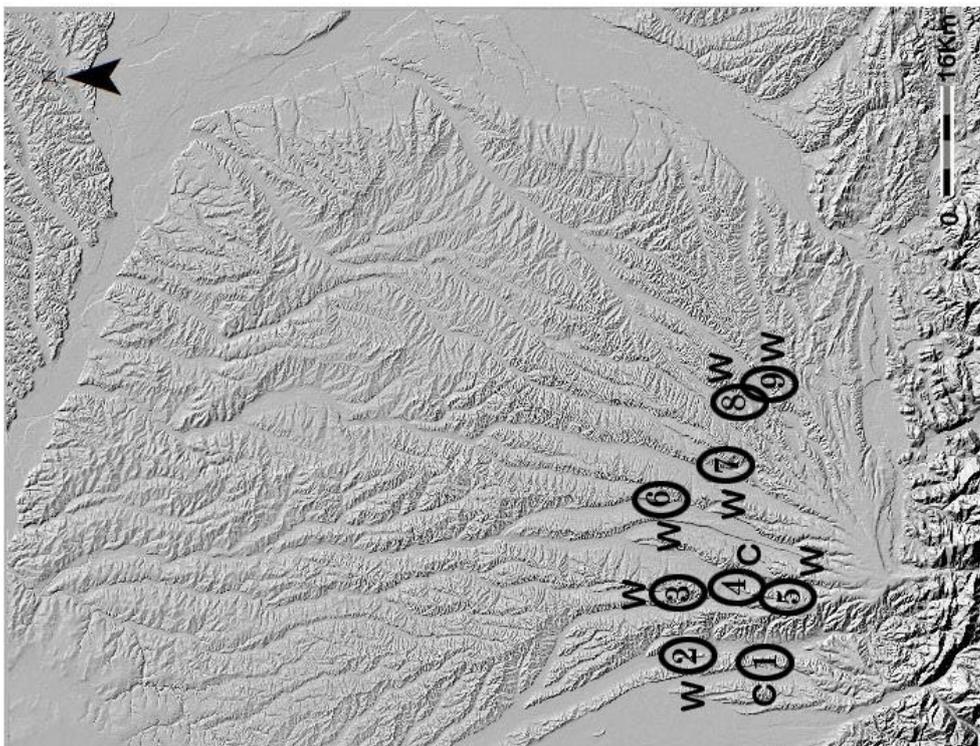
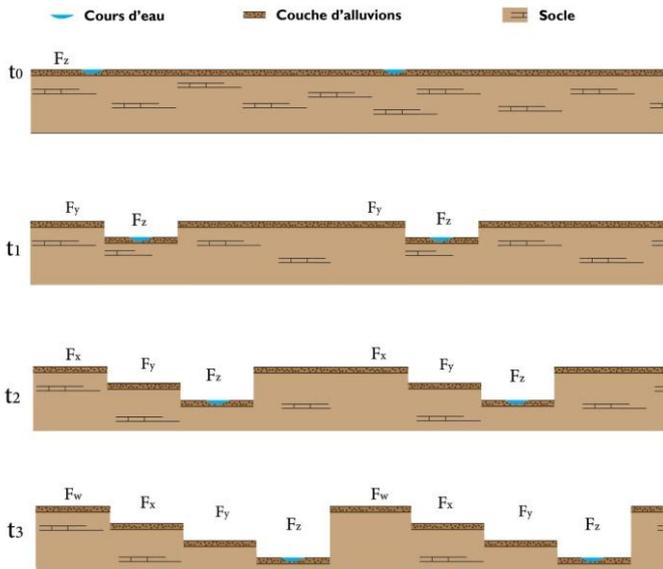


Figure 12 : La carte des séquences complètes et de séquences incomplètes de terrasses, avec la carte des captures C et des wind gap W de la zone d'étude.

Séquences complètes



Séquences incomplètes

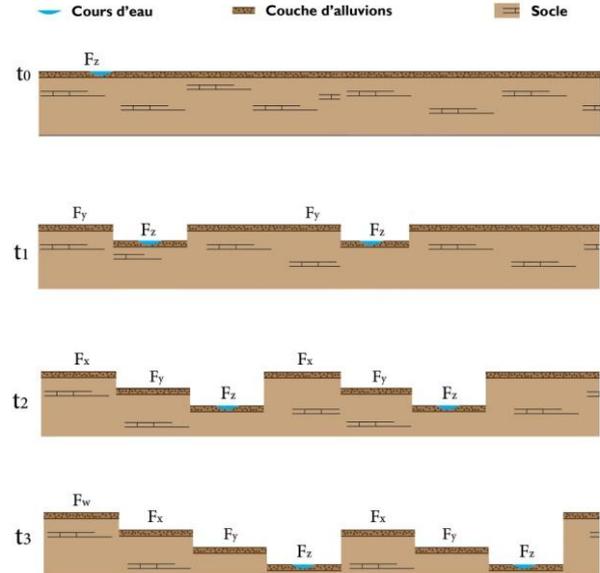


Figure 13 : Exemple des séquences de terrasses complètes et incomplètes.

3. Captures et wind gap

L'évolution des réseaux hydrographiques du piedmont Nord-Pyrénéen a contribué à des changements dans les cours d'eau comme les captures et les Wind gap. La Figure 14 représente deux exemples de modifications du réseau hydrographique : le premier exemple est une capture du ruisseau Lassarenc qui rejoint la rivière l'Arros. Le deuxième exemple est un Wind gap de la rivière la petite Baïse. Il existe plusieurs captures et wind gap dans la zone d'étude qui sont indiqués dans la figure 12 (Une capture et deux autres wind gap sont illustrés dans les Annexes 2, 3 et 4).

Le premier exemple de la Figure 14 représente une capture. On remarque qu'il y a une jointure des deux cours d'eau : le ruisseau Lassarenc rejoint la rivière l'Arros. On illustre sur le MNT de la Fig 14 les terrasses observées autour de la zone capturée. En analysant les cartes géologiques sur Google Earth, on a trouvé que le ruisseau Lassarenc a subi des modifications par rapport à son tracé primitif dont on l'interprète comme une capture pour plusieurs raisons. D'abord la présence d'une vallée morte contenant des alluvions revenant aux terrasses Fw, Fx et Fz. Cette vallée se localise juste après le détournement du ruisseau ce qui signifie son passage par cette vallée. En plus, les terrasses nous renseignent sur la période dont ce cours d'eau a détourné, et vu qu'on a des terrasses Fy dans la vallée morte, ceci montre que la direction du ruisseau a changé pendant la période de dépôts des alluvions de ces terrasses. Ils ont été étudiés dans le but de faire une datation relative.

Le premier profil d'élévation de la Figure 14 correspond au tracé en noir AB sur le MNT, on présente sur ce profil les altitudes de terrasses qui nous aide à comprendre leur ordre de dépôt d'où les terrasses Fw et Fy nous renseignent sur une vallée morte, qui a été capturée par la rivière l'Arros. Les terrasses Fw et Fx de cette rivière se trouvent sur un côté opposé des terrasses Fy par rapport au cours d'eau actuel, ce qui montre que la capture a eu lieu durant le dépôt des terrasses Fy.

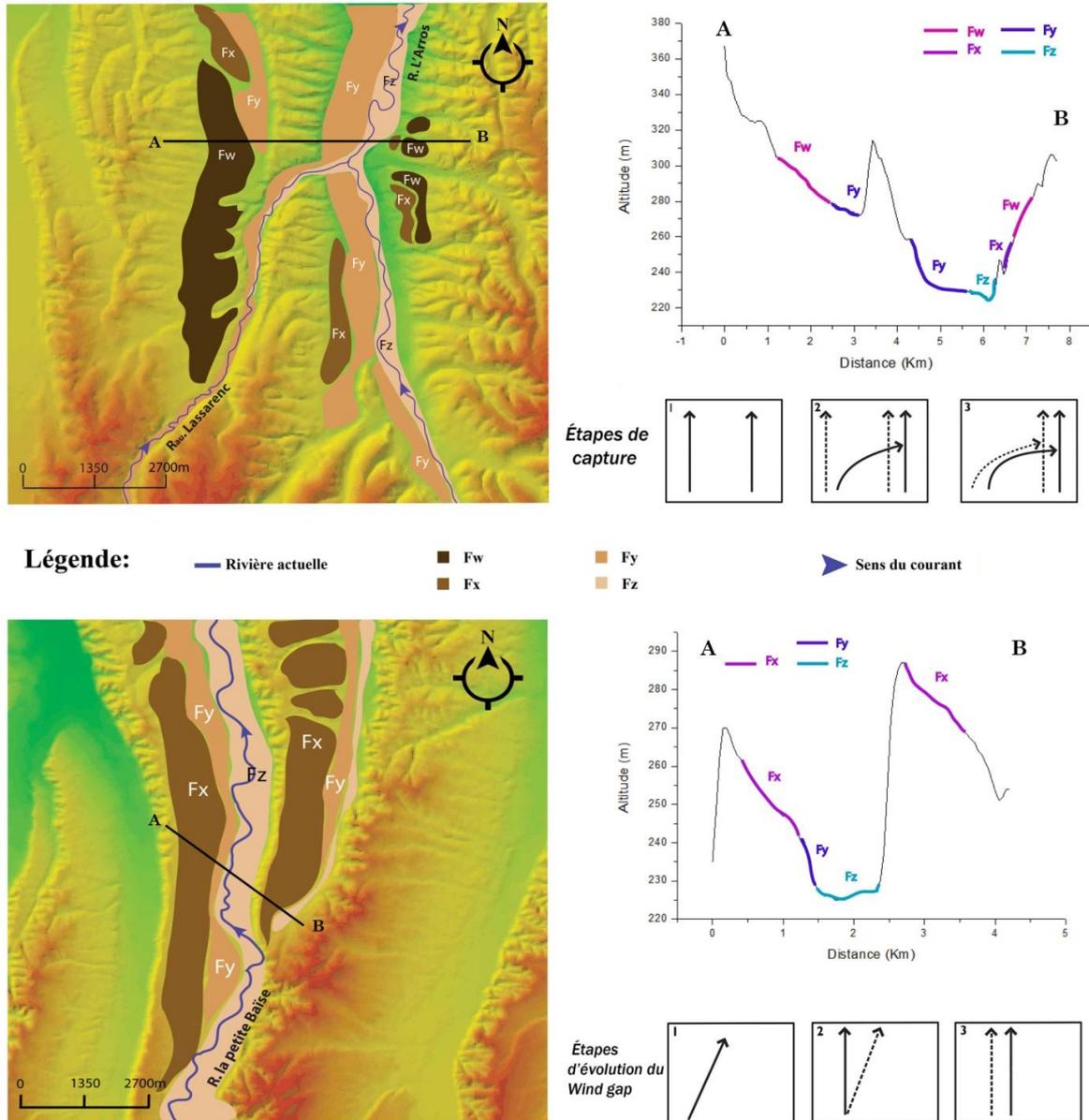


Figure 14 : Exemple de capture de la rivière l'Arros (en haut) (localisation sur la figure 2) (carte géologique de Tarbes 1/50 000). Exemple d'un wind gap de la rivière la petite Baïse (en bas) (carte géologique de Boulogne-sur-Gesse)(localisation sur la figure 2).

On ajoute à ceci les terrasses Fy de la vallée morte qui représente les dernières terrasses déposées dans cette vallée. Les étapes d'évolution de ces deux cours d'eau jusqu'à leur jointure sont représentées dans la figure 14, les lignes en pointillés illustre l'aspect du cours d'eau dans l'étape qui la précède.

Pour le deuxième exemple, C'est un wind gap de la rivière la petite Baïse. Sur le deuxième MNT de la figure, on illustre cette rivière avec les terrasses Fx, Fy et Fz. Sauf que cette région de la rivière se trouve sur la limite de deux cartes géologiques, celle de Boulogne-sur-Gesse et celle de Mirande. La cartographie des terrasses de ces deux cartes est très différente (voir Fig. 6).

La carte de Boulogne-sur-Gesse montre une grande discontinuité par rapport à celle de Mirande, surtout au niveau des terrasses Fx et Fy. Les problèmes de cartographie des terrasses sont expliqués dans la partie méthodologie.

On a représenté sur le deuxième MNT de la Fig. 14 les terrasses et le cours d'eau actuel issues des cartes géologiques. En se basant sur l'étude des systèmes de terrasses, on remarque la présence d'une grande terrasses Fx abandonnée près du ruisseau le Sousson. Sauf qu'un tel petit ruisseau ne peut pas déposer une telle grande terrasse, c'est pour cela qu'on suggère qu'il y a un wind gap et que la rivière la petite Baïse passait par cette terrasse. Ensuite, après le changement de la direction de cette rivière, elle a migré jusqu'à son cours actuel. Ceci est distinguable à partir de la disposition des terrasses. On a illustré dans la figure 14 les étapes d'évolution de ce cours d'eau, depuis son passage sur la terrasses Fx jusqu'à son cours actuel. Les flèches en pointillées désignent l'étape précédente du cours d'eau.

Le wind gap a eu lieu durant le dépôt des terrasses Fx car elles représentent les terrasses les plus jeunes avant la modification de ce cours d'eau, et les terrasses les plus vieilles après sa modification. En plus, le profil d'élévation correspondant au tracé en noir sur le MNT, montre que la terrasse Fx proche du ruisseau le Sousson à une altitude plus élevée que celle déposée par la rivière la petite Baïse, ce qui confirme qu'elle est plus âgée.

Ces modifications affectant la zone d'étude sont les conséquences de la migration des cours d'eau. On illustre sur le MNT de la figure 12, les captures et les wind gap détectées, on désigne par la lettre W les wind gap et par la lettre C les captures.

Les exemples expliqués dans la figure 14 correspondent au capture C1 et wind gap W6 de la figure 12. D'après cette figure on remarque que les modifications du réseau hydrographique de la zone d'étude se localisent dans une région au Sud. Ce qui signifie que cette région est la plus affectée par les modifications et les changements affectant le réseau. Plus au Nord, on n'a plus de terrasses donc on n'a plus de migration latérale des rivières.

Une chose importante à noter, c'est qu'en comparant les deux cartes de la figure 12, on remarque que les zones des captures et des wind gap correspondent à des séquences de terrasses incomplètes. En plus ils appartiennent à la région 1 de la carte des ks. Cette région est caractérisée par son asymétrie remarquable.

Pour toutes ces modifications détectées, on a fait une datation relative à partir de l'étude des terrasses. Pour chaque capture et wind gap, on a cherché la terrasse la plus jeune avant la modification du cours d'eau, vu que ces terrasses nous indiquent la période durant laquelle la rivière a détourné de son cours primitif. En plus, on a cherché la terrasse la plus vieille après la modification puisqu'elle nous renseigne aussi sur la période durant laquelle la capture ou le wind gap a eu lieu. Le tableau 1 représente les âges issus par datation relatives des captures et wind gap indiquées sur la figure 12.

Table 1 : Résultats de la datation relative des captures et des wind gap de la Figure 12

	Âge de la terrasse la plus jeune avant capture	Âge de la terrasse la plus vieille après capture
1-Capture de la rivière l'Arros	Fy	Fy
2-Capture de la rivière la grande Baïse	Fx	Fx
3-Wind gap de la rivière l'Arros	Fx	Fy
4-Wind gap de la rivière l'Osse	?	?
5-Wind gap de la rivière la grande Baïse	Fw	Fx
6-Wind gap de la rivière la petite Baïse	Fx	Fx
7-Wind gap de la rivière le Gers	Fw	Fw
8-Wind gap de la rivière la Gesse	Fx	Fx
9-Wind gap de la rivière la Save	Fx	Fx

Les résultats des cartes des anomalies de pente, de Steepness index et des profils de ks, ainsi que ceux des captures et des wind gap montrent, que les régions les plus affectées par des modifications sont aussi des régions qui montrent une asymétrie très remarquables. Donc on peut dire que l'asymétrie de la topographie et la migration latérale des rivières sont liés à un même processus qu'on cherche à connaître. On remarque de même sur la carte des ks (Figure 7) la présence d'une zone de faible pente, au Nord-est de la zone d'étude qui montrent la migration de la rivière le Gers, et le rapprochement des rivières l'Arrats et la Gimone. D'où on suggère qu'une capture va se produire suite à ce rapprochement.

IV. Interprétation

Tout au long de ce stage on a caractérisé l'asymétrie de la topographie par la construction de la carte des anomalies de pente ΔS et la carte de Steepness index ks qui nous ont permis de distinguer trois régions différemment affectées par l'asymétrie :

- La région 1 au sud de la zone d'étude, qui présente une forte asymétrie de la topographie avec des séquences de terrasses incomplètes, en plus de nombreuses captures et wind gap. Cette région est la plus affectée par l'évolution des réseaux hydrographiques.
- La région 2 plus au Nord, qui présente une asymétrie moins forte de la topographie avec des séquences de terrasses globalement complètes, donc il n'y a quasiment pas de modifications des cours d'eau dans cette région.
- La région 3 au Nord de la zone d'étude, qui ne présente pas d'asymétrie de la topographie, ni de séquences de terrasses, d'où il n'y a pas de captures et de wind gap dans cette région.

Ensuite, on a tracé des profils de ks et de topographie et on les a comparés pour montrer comment les valeurs de ks varient avec l'asymétrie. Ces valeurs présentent des variations et des fluctuations dans la première région, qui se stabilise avec la montée vers le Nord jusqu'à devenir quasiment constantes dans la troisième région. L'étude des séquences complètes et incomplètes des terrasses, montre qu'elles sont en relation avec les modifications des cours d'eau, d'où chaque capture et wind gap détectée correspond à une séquence de terrasses incomplète. Tous ces résultats montrent que les modifications des cours, les séquences de terrasses et l'asymétrie de la topographie sont étroitement liés, d'où on peut dire qu'ils sont dus au même processus.

En plus, on a remarqué la présence d'une zone de faible pente qui marque une déflexion des rivières le Gers et l'Arrats (Figure 15). L'étude de cette déflexion montre l'existence des terrasses Fx pour le Gers seulement. On suggère avoir une migration de ces deux cours d'eau, mais on n'arrive pas à distinguer sa cause suite à l'absence d'indices suffisants. La déflexion du cours d'eau l'Arrats lui rapproche de la rivière la Gimone, c'est pourquoi il est possible d'avoir une capture de ces deux rivières dans le futur proche.

La figure 15 montre une carte d'ombrage qui nous laisse voir clairement la topographie de ces cours d'eau (illustré en bleu), avec des flèches qui indiquent le sens de migration des rivières le Gers et l'Arrats. En plus, la carte de ΔS de cette même figure marque la zone de faible pente en vert (valeurs de $\Delta S < 0$), entourée en pointillés.

Plusieurs recherches ont été effectuées sur cette zone, dont des anciennes publications ont attribué l'asymétrie de la topographie du piedmont Nord Pyrénéen à la rotation de la terre. Cette théorie a été rapidement négligée par Fabre qui rattache l'asymétrie de cette zone aux fortes précipitations provenant de l'océan Atlantique. Il considère que le vent provenant de l'océan Atlantique et qui emporte de la pluie vient buter la topographie en causant cette asymétrie, et que ceci ne peut pas être dû à la fonte des neiges. De même, il ajoute que cette « action géologique » du vent est la principale cause de la migration latérale des cours d'eau aussi. Cette lame éolienne portant de la pluie à générer des captures de modifications dans les cours d'eau en plus d'une exagération du ruissellement (Fabre, 1898, 1902; Fabre et Marchand, 1899).

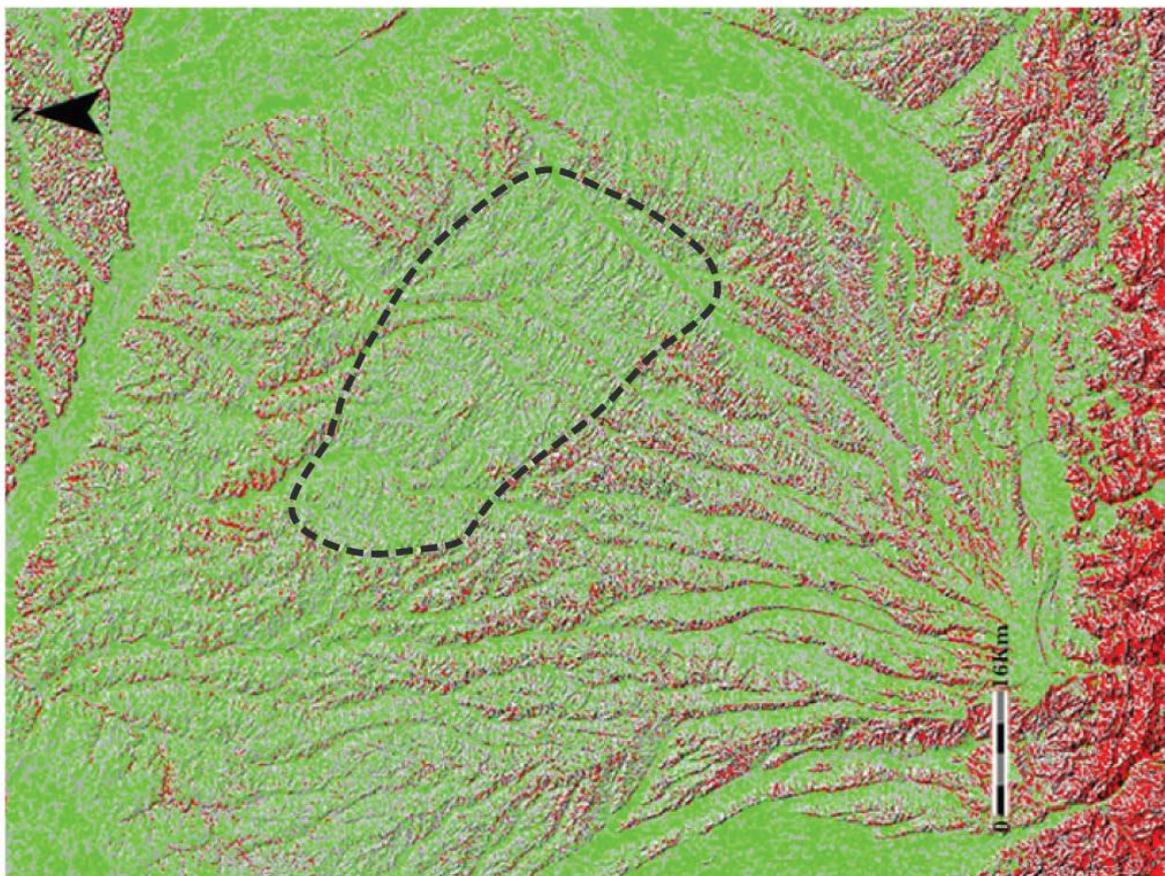
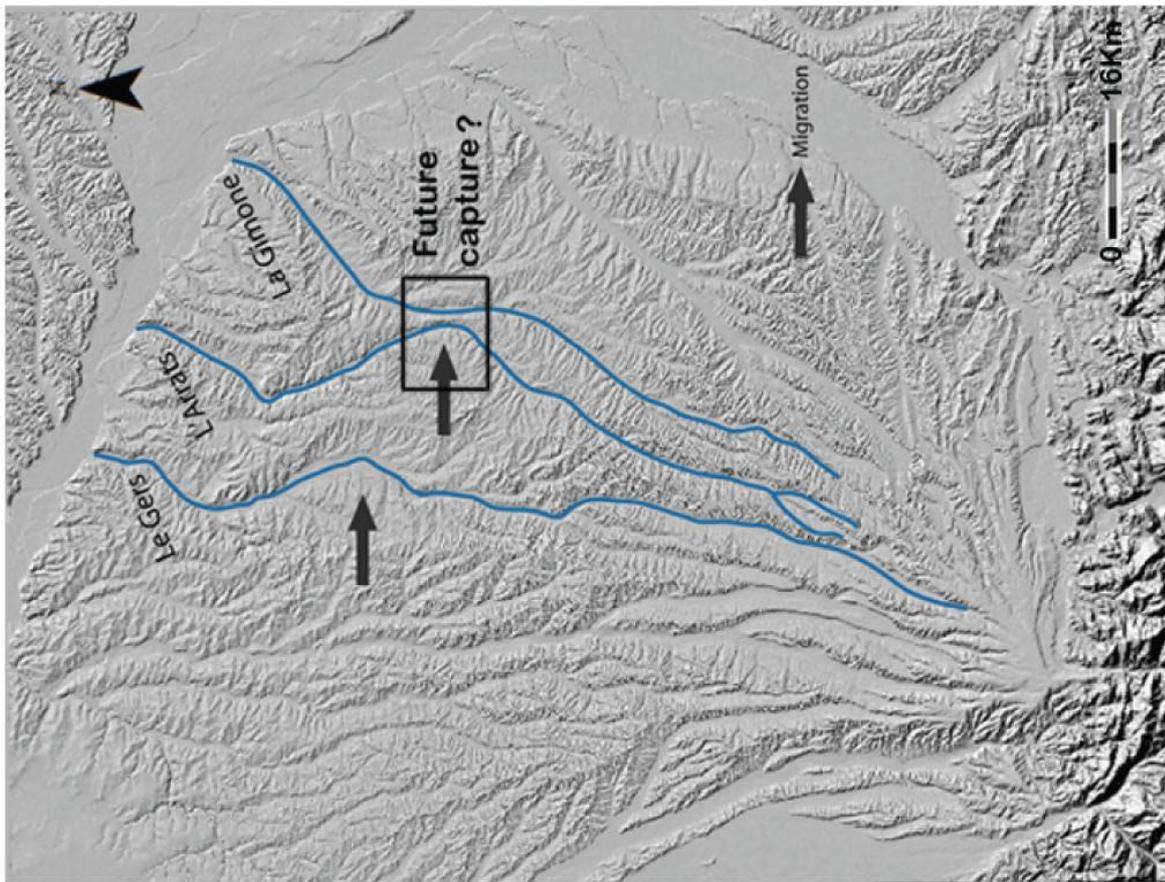


Figure 15 : carte des ombrages représentant le sens de migration du Gers et de l'Arrats, et la carte de ΔS .

D'autres chercheurs ont attribués l'asymétrie de la topographie et la migration latérale des cours d'eau à la tectonique, comme Pierre Birot dans son livre « Annales de géographie » en 1952, où il néglige la théorie de François Taillefer qui suggère que l'asymétrie peut être due à l'entassement de la neige sur les versants tournés vers l'Est, favorisant la solifluxion. Selon Pierre Birot, quel que soit le climat, il ne peut pas posséder la capacité d'engendrer une asymétrie de la topographie, par contre il a un rôle dans la construction des cônes de déjections et de favoriser l'érosion latérale. Mais, la cause de l'asymétrie est un basculement tectonique qui a affecté la région (Birot, 1952).

En plus, K. M. Stange suggère dans un article publié en 2014, que l'asymétrie de la topographie et la migration latérale des rivières sont dues à un soulèvement tectonique. Il appuie ceci par des résultats de datation au Beryllium 10 et suite aux changements des rivières la Garonne, la Neste et la gave de Pau (Stange et al., 2014).

On va prendre chaque hypothèse à part et la discuter afin d'identifier la cause de l'évolution des réseaux.

Hypothèse 1 : L'évolution des réseaux hydrographiques du piedmont Nord Pyrénéen est la conséquence d'un événement tectonique.

En partant de nos résultats, si on suggère que la cause de cette évolution est un soulèvement tectonique qui a basculé la région, on doit avoir une faille localisé dans le piedmont Nord Pyrénéen, et précisément entre la région qui marque une grande asymétrie et migration latérale et la zone dont on ne voit plus de modifications de réseau. Or, on n'a pas ceci, personne n'en parle de l'existence d'une faille au cœur de la zone d'étude.

Hypothèse 2 : L'évolution des réseaux hydrographiques du piedmont Nord Pyrénéen est la conséquence des précipitations provenant de l'océan Atlantique.

Si on suggère que les précipitations provenant de l'océan Atlantique sont la cause de l'évolution des réseaux, on attend à avoir dans la partie Sud de la zone d'étude le plus de modifications et d'asymétrie car c'est la partie la plus humide. Elle se situe aux pieds des Pyrénées, d'où elle accumule les précipitations qui essayent de les traverser. Alors que dans la partie Nord de la zone d'étude, on attend à voir beaucoup moins de modifications et une topographie qui ne présente pas d'asymétrie. Ceci colle bien avec les résultats qu'on a, et qui montrent qu'au fur et à mesure qu'on remonte vers le Nord, l'asymétrie devient moins remarquable, et les rivières ne montrent plus une migration vers l'Est. L'excès de précipitations dans cette zone entraîne un excès d'érosion et de ruissellement qui favorisent les modifications des cours d'eau. Les rivières migrent latéralement en accentuant les pentes exposées vers l'ouest.

En plus, la géométrie des réseaux montre un rôle important du fait que, dans la partie Sud de la zone d'étude, il y a des rivières qui ne sont pas affectées par des captures ni des wind gap suite à leur géométrie oblique, au Sud-est de la zone d'étude. Ces rivières sont influencées par les mêmes conditions de précipitations que ceux qui sont capturés.

Après avoir pris chaque hypothèse à part, les arguments de la deuxième hypothèse nous semblent plus logique et explique bien les résultats de notre étude. C'est pour cela qu'on pense que la cause de l'évolution des réseaux hydrographiques du piedmont Nord Pyrénéen est due au climat, et précisément aux précipitations venant de l'océan Atlantique.

Conclusion :

Au cours de ce stage on a caractérisé l'asymétrie de la topographie à partir des cartes de Steepness index ks et des anomalies de pentes de la zone d'étude. Puis, on a étudié la disposition des terrasses et les conséquences des migrations des cours d'eau, voir les captures et les wind gap. Dans la première étape on a établi une loi de référence issue de la loi pente- air drainé de Hack (1957), qui nous a permis de construire une carte des Steepness index ks sur laquelle on a tracé des profils de Ks et de topographie. Ensuite, on a construit la carte des anomalies des pentes ΔS suite à la relation $\Delta S = S_{vrai} - S_{réf}$. Cette carte nous montre, en vert, les valeurs ΔS négatives, qui indiquent des pentes faibles sur la topographie réelle et, en rouge, les valeurs ΔS positives, qui indiquent des pentes fortes sur la topographie réelle (Figure 9).

L'étude des séquences complètes et incomplètes des terrasses, nous a aidé aussi à caractériser les modifications des cours d'eau pour identifier plusieurs captures et wind gap affectant la zone d'étude. Un exemple de capture et un autre de wind gap ont été expliqué et dater par datation relative. Ces résultats issus de l'étude des terrasses montrent que les modifications des cours d'eau sont localisées dans la même région qui présente une forte asymétrie de la topographie. Ceci nous permet de dire que l'asymétrie de la topographie et la migration latérale des rivières sont du au même processus.

On a délimité, en se servant de nos résultats, trois régions de la topographie qui montrent des niveaux d'asymétrie différents :

- La région 1 qui présente une asymétrie très remarquable, avec des séquences de terrasses et de nombreuses captures et wind gap.
- La région 2 qui présente une asymétrie plus faible, avec des séquences de terrasses mais sans captures ni wind gap.
- La région 3 qui ne présente pas d'asymétrie, ni de séquences de terrasses, ni même de captures ou de wind gap.

Ces résultats montrent, que notre zone d'étude, est beaucoup plus affectée par l'évolution et la réorganisation des cours d'eau dans sa partie Sud que dans sa partie Nord. Ceci nous laisse penser à

l'influence des précipitations qui attaquent sévèrement le Sud de la zone d'étude, alors que le Nord de cette zone reste moins humide.

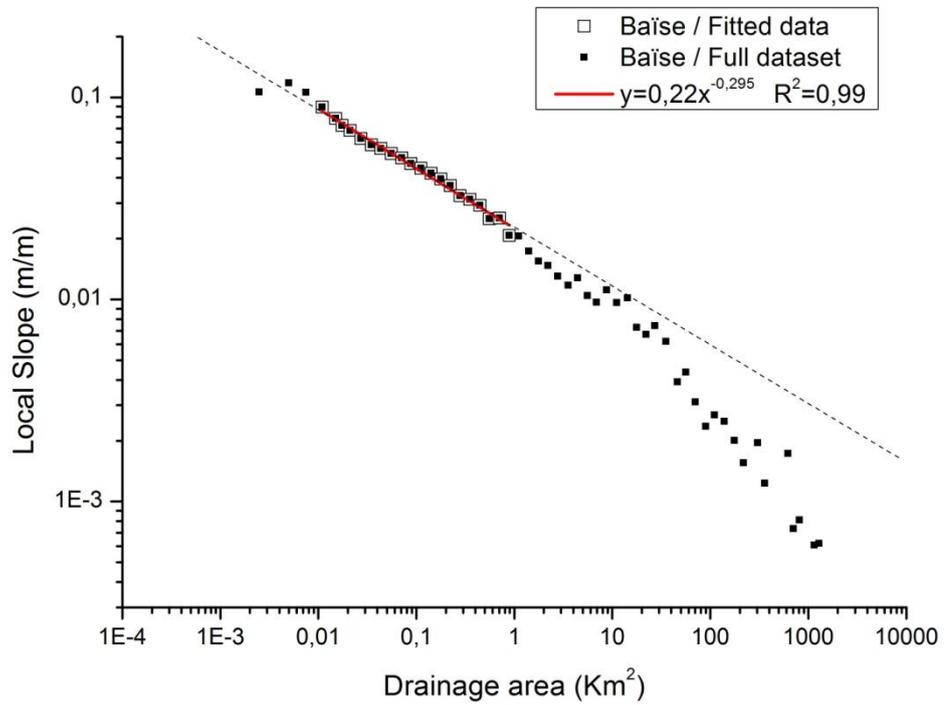
Les résultats issues de ce stage de recherche nous ouvre de nouvelles perspectives puisqu'il y a des phénomènes qu'on n'a pas identifiés leur cause. C'est pourquoi, il sera nécessaire de compléter la recherche dans ce sujet, et quantifier les vitesses à long terme des migrations latérales des cours d'eau. En plus de construire des cartes qui montrent l'évolution de ces rivières durant le Quaternaire. Il sera possible aussi d'établir une loi d'érosion latérale dans un modèle numérique de simulation des processus d'érosion et de transport.

Référence :

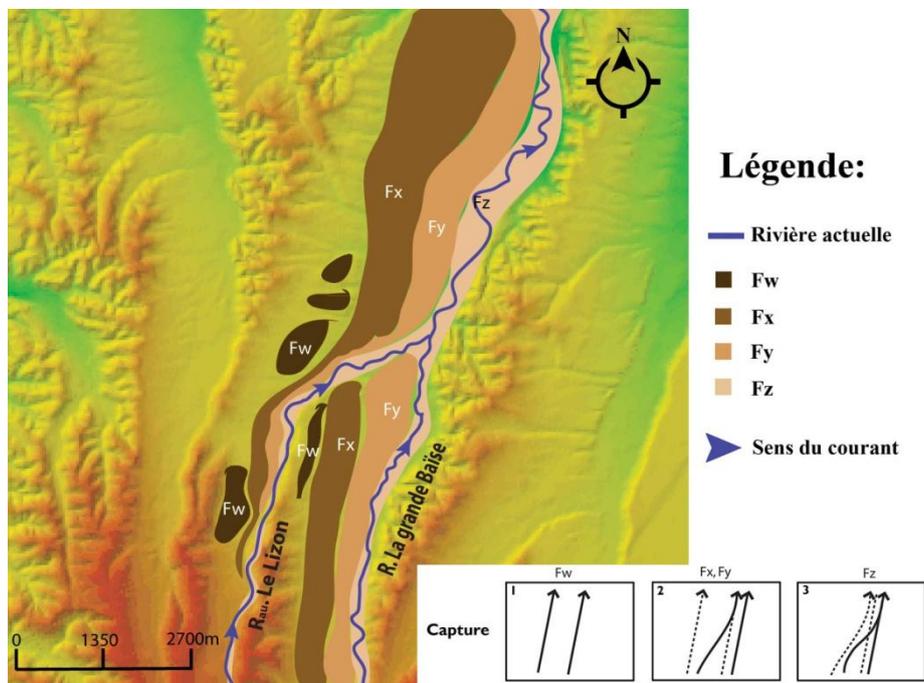
- Abbé Crouzel, 1969. Carte géologique de Mirande 1/50 000.
- Biro, P., 1952. Le problème des Piedmonts: À propos du « Piémont des Pyrénées françaises » de Mr François Taillefer. *Ann. Géographie* 61, 98–105. doi:10.3406/geo.1952.13366
- CAUE, 2002. Généralités sur les paysage de la Gascogne Gersoise.
- Dubreuilh et al., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie Fr. Numéro 4* 1995.
- Fabre, 1898. Fabre1898-Sur le déplacement vers l'est des cours d'eau qui rayonnent de Lannemezan.pdf.
- Fabre et Marchand, 1899. Fabre et Marchand-CRSocavantes
- Fabre, L.-A., 1902. L'érosion pyrénéenne et les alluvions de la Garonne. *Ann. Géographie* 11, 24–42. doi:10.3406/geo.1902.18146
- Finnegan, N.J., Balco, G., 2013. Sediment supply, base level, braiding, and bedrock river terrace formation: Arroyo Seco, California, USA. *Geol. Soc. Am. Bull.* 125, 1114–1124.
- Fuller, T.K., Perg, L.A., Willenbring, J.K., Lepper, K., 2009. Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation. *Geology* 37, 467–470. doi:10.1130/G25487A.1
- Gilbert, 1904. Systematic asymmetry of crest lines in the high Sierre of California.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114, 1131–1142.
- Hubschman, J., 1975a. I. — Modelés et formations quaternaires du terrefort molassique, au Sud de Toulouse. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 12, 125–136. doi:10.3406/quate.1975.1260
- Hubschman, J., 1975b. II.— Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 12, 137–147. doi:10.3406/quate.1975.1261
- Hubschman, J., 1975c. L'évolution des nappes alluviales antérissiennes de la Garonne, dans l'avant-pays molassique. *Bull. Assoc. Fr. Pour l'étude Quat.* 12, 149–169. doi:10.3406/quate.1975.1262
- Hurst, M.D., Mudd, S.M., Attal, M., Hilley, G., 2013. Hillslopes record the growth and decay of landscape. *Science* 341, 868–871. doi:10.1126/science.1237484
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54–75. doi:10.1016/j.jsg.2012.07.009
- M. Cavaillé et M.Ternet, 1976. Carte géologique de Boulogne-sur-Gesse 1/50 000.
- Miller, S.R., Slingerland, R.L., 2006. Topographic advection on fault-bend folds: Inheritance of valley positions and the formation of wind gaps. *Geology* 34, 769–772.
- M. Paris, 1975. Carte géologique de Montréjeau 1/50 000.
- Mudd, S.M., Furbish, D.J., 2005. Lateral migration of hillcrests in response to channel incision in soil-mantled landscapes. *J. Geophys. Res.* 110. doi:10.1029/2005JF000313
- Naylor, S., Gabet, E.J., 2007. Valley asymmetry and glacial versus nonglacial erosion in the Bitterroot Range, Montana, USA. *Geology* 35, 375. doi:10.1130/G23283A.1
- Poulos, M.J., Pierce, J.L., Flores, A.N., Benner, S.G., 2010. Microclimate influences on slope angles in the Western US, in: *GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA. PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD THE BOULEVARD, LANGFORD LANE, KIDLINGTON, OXFORD OX5 1GB, ENGLAND*, pp. A827–A827.
- Prince, P.S., Spotila, J.A., Henika, W.S., 2011. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. *Geology* 39, 823–826.

- Shikakura, Y., Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2012. Spatial relationship between topography and rock uplift patterns in asymmetric mountain ranges based on a stream erosion model. *Geomorphology* 138, 162–170. doi:10.1016/j.geomorph.2011.09.002
- Stange, K.M., van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ¹⁰Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71–95. doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.028
- Tuck, 1935. Asymmetrical topography in high latitudes resulting from Alpine glacial erosion.
- Whittaker, A.C., 2012. How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere* 4, 160–164. doi:10.1130/RF.L003.1

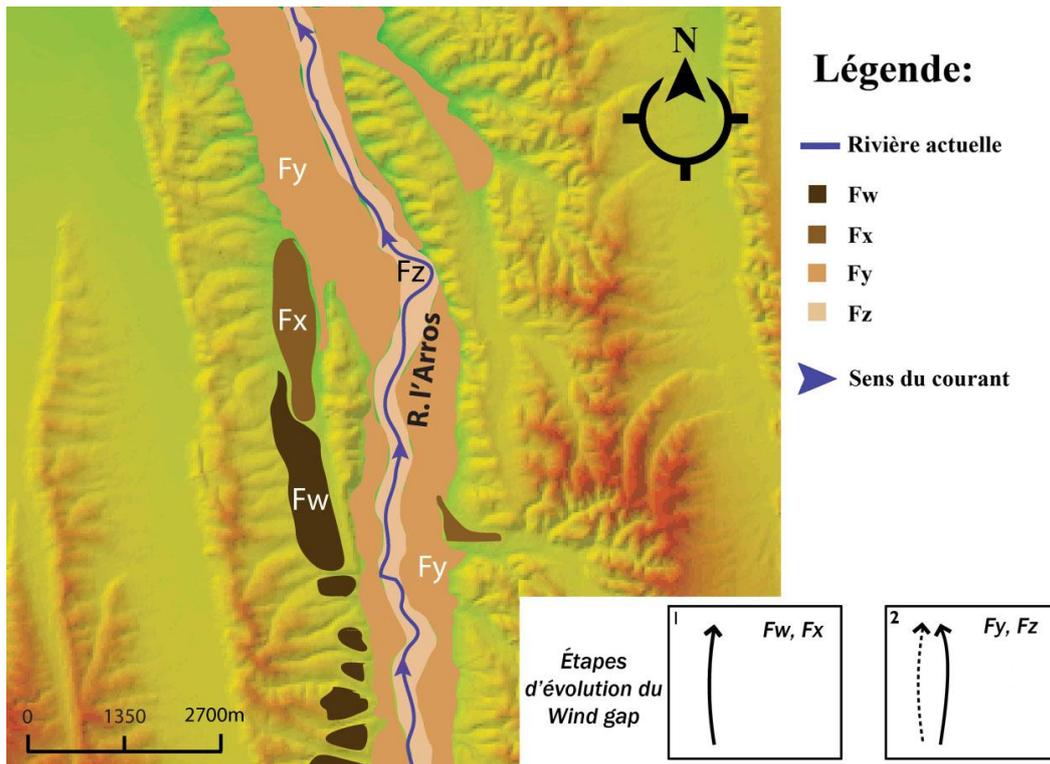
Annexes :



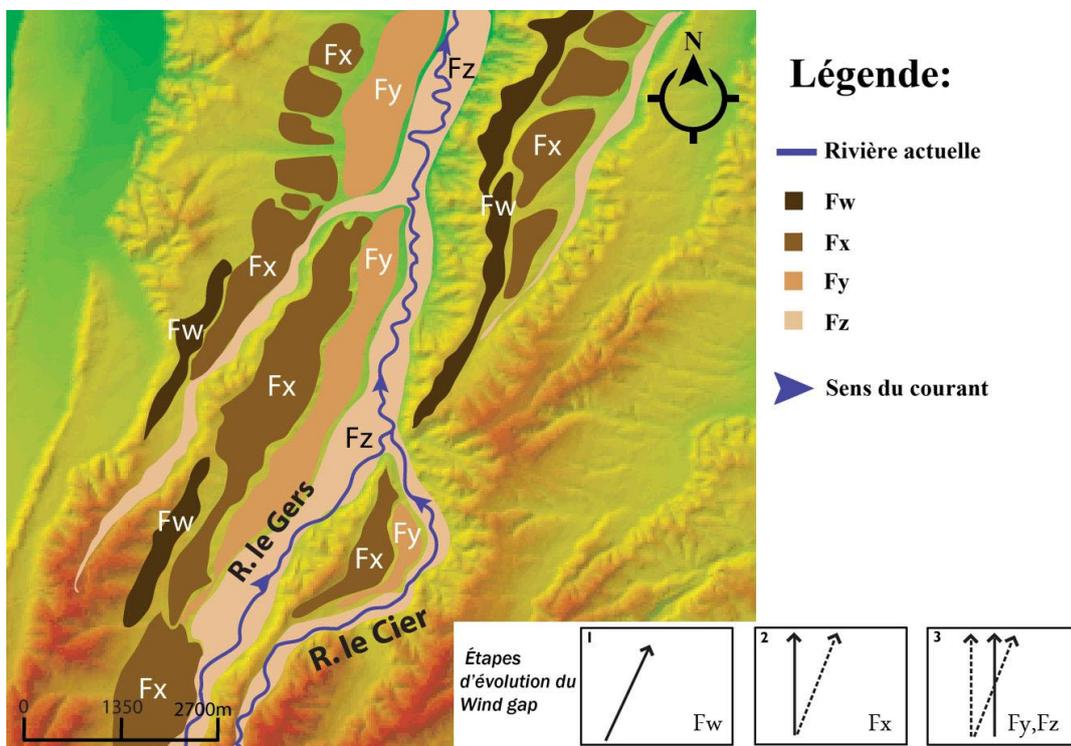
Annexe 1 : La courbe pente- aire drainé avec la loi de référence du bassin versant la Baïse.



Annexe 2 : La capture de la rivière la grande Baïse (carte géologique de Boulogne-sur-Gesse 1/50 000).



Annexe 3 : Wind gap de la rivière l'Arros (carte géologique de Tarbe 1/50 000).



Annexe 4 : Wind gap de la rivière le Gers (carte géologique de Boulogne-sur-Gesse 1/50 000).