HAL
open science

Modélisation de la dynamique des paysages : applications aux vallées de la Seine et de la Marne au quaternaire

Aurélie Jouve

To cite this version:

Aurélie Jouve. Modélisation de la dynamique des paysages : applications aux vallées de la Seine et de la Marne au quaternaire. Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : 2007ENMP1544 . pastel-00004273

HAL Id: pastel-00004273

https://pastel.hal.science/pastel-00004273v1

Submitted on 23 Oct 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Collège doctoral

Ecole Doctorale n° **398** : «Géosciences et Ressources Naturelles »

N° attribué par la bibliothèque

|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Ecole des Mines de Paris

Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

Aurélie JOUVE

le 26 juin 2007

MODELISATION DE LA DYNAMIQUE DES PAYSAGES : APPLICATIONS AUX VALLEES DE LA SEINE ET DE LA MARNE AU QUATERNAIRE

Jury

François Métivier	Rapporteur
Peter Van der Beek	Rapporteur
Jacques Brulhet	Examinateur
Isabelle Cojan	Co-Directrice de thèse
Nicole Lenôtre	Examinateur
Alain Marre	Examinateur
Olivier Stab	Co-Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu les membres du jury, François Métivier, Peter Van der Beek et Nicole Lenôtre pour avoir bien voulu évaluer mon travail, pour les suggestions et corrections qu'ils ont pu y apporter et plus généralement pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes travaux.

Je remercie également Jacques Brulhet, responsable du contrat de recherche ANDRA, pour m'avoir permis d'intégrer cet espace pluridisciplinaire qu' est le groupement de travail Bio-géoprospective ainsi que tous les membres de ce groupement pour les discussions fructueuses et très intéressantes que nous avons pu avoir au cours des réunions ou des excursions en Haute-Marne. Tous mes remerciements vont également à Alain Marre pour avoir été président de mon jury et pour ses patientes et nombreuses explications sur la vallée de la Marne.

Je souhaite ensuite remercier Olivier Stab, mon directeur de thèse, pour sa gentillesse et son aide précieuse. En plus de ses connaissances volontiers partagées, il m'a permis de développer les qualités d'un bon chercheur : méthode, rigueur et honnêteté.

Je remercie également ma directrice de thèse, Isabelle Cojan, pour m'avoir permis de réaliser mes recherches au sein du laboratoire de sédimentologie bien sûr, pour m'avoir donné l'occasion d'enseigner, mais surtout pour m'avoir initiée à la géologie et aux géosciences, répondu à mes nombreuses questions et appris à observer et analyser les paysages.

Je tiens également à remercier Michel Tijani pour ses conseils précieux dans la résolution de l'équation d'érosion fluviatile, sans lesquels je n'aurais peut-être pas eu autant de résultats à présenter dans cette thèse. Je remercie aussi Maurice Jordat pour ses explications passionnées et passionnantes sur la géomorphologie de la vallée de la Durance, ses glaciers, ses terrasses….

Je n'oublie pas les autres chercheurs du laboratoire de sédimentologie de Fontainebleau, Mrs Mercier, Parize et Beaudoin, avec lesquels j'ai eu des discussions enrichissantes sur les si beaux affleurements du Sud-Est de la France…

Je souhaite également remercier les autres membres du laboratoire de Sédimentologie de Fontainebleau. Je commencerai par Philippe et Catherine Lecaer ainsi que Sylvie Boj pour leur gentillesse, leur amitié et leur soutien. Je pense aussi à mes collègues docteurs et futurs docteurs François, Hugo, Caroline, Pierre-Yves, Julien, David, Anne, Simon, Nghia, et Marie, ainsi qu'à mes amis du CMM, Romain, Thomas, Timothée, Raffi et les autres, et aux bons moments passés avec eux.

Je tiens également à citer mes amis berjalliens, ainsi que Marie-Cécile, mon amie de toujours et Christine, mon premier professeur de géologie, qui m'a appris à lire les cartes géologiques, ce qui m'a beaucoup servi au cours de ces trois années de thèse.

J'ai une pensée particulière pour Sunseare, Rosalie et Dominique qui ont été et qui restent des amies hors-pairs : mille mercis ne sont pas assez pour vous témoigner ma gratitude.

Enfin, je veux témoigner ici de mon affection et de mes remerciements à mes parents et à ma belle-mère, à mes grands-parents, mon frère et ma sœur, à toute ma famille, et bien sûr à Julien et sa famille, ainsi qu'à Serge et Laurent, pour leurs encouragements, leur confiance en moi, leur soutien inconditionnel qui m'ont tant aidée et fait avancer.

Je dédie cette thèse à mes deux grands-pères avec qui j'ai partagé tant de moments complices et de discussions sur les sciences… et tant d'autres sujets !

TABLE DES MATIERES

Table des matières 4
Résumé 6

Introduction générale 8

Partie I Les facteurs fondamentaux de l'érosion des vallées au Quaternaire : Concepts généraux et évaluation des paramètres en jeu dans le Bassin parisien 11

Introduction 12
Chapitre 1.1 Les mécanismes de l'érosion des vallées du Bassin parisien 13
1.1.A. Les processus d'altération 14
1.1.B. Les processus sédimentaires agissant sur les versants 16
1.1.C. Les processus d'érosion, transport et dépôts dans les cours d'eau 22
Chapitre 1.2 Les facteurs de contrôle de l'érosion 29
1.2.A. Le climat du Quaternaire 30
1.2.B. Les variations eustatiques 46
1.2.C. La tectonique 51
1.2.D. les paramètres locaux 56
Chapitre 1.3 Evolution des paramètres hydrauliques et sédimentaires au cours du Quaternaire dans le Bassin parisien 63
1.3.A. Les observations de terrain permettent de reconstruire l'enchaînement des processus avec l'évolution du climat 64
1.3.B. Evaluation des différents paramètres hydrologiques suivant les climats 69
1.3.C Modélisation de l'évolution temporelle du débit, de l'apport latéral en sédiments des versants vers la rivière et de la largeur d'un cours d'eau 72
Conclusion 74

Partie II Modélisation mathématique de l'évolution topographique d'une vallée sur le long terme 75

Introduction 76
Chapitre 2.1 Etat de l'art des modeles d'evolution du paysage 77
2.1.A. Modélisation du taux d'érosion et du transport sédimentaire : équations générales et formules empiriques 78
2.1.B. Mise en œuvre et résolution des équations : Revue synthétique des différents types de modèles d'évolution du paysage À grande échelle et sur le long terme 94
Conclusion 110
Chapitre 2.2 Une modèle original de l'évolution des vallées 113
2.2.A. Nos choix de modélisation 114
2.2.B. Les équations de notre modèle 117
2.2.C. Résolution mathématique et numérique des équations 129
2.2.D. Applications à des cas réels – Méthodes d'evaluation des paramètres 144
Conclusion 152

Partie III Applications du modèle dans le Bassin parisien : études de la seine et de la Marne 153

Introduction 154
Chapitre 3.1 Paramètres du modèle pour la Seine et la Marne..... 155
3.1.A. Le fleuve Seine..... 158
3.1.B. La Marne..... 181
3.1.C. Precautions a prendre avec les donnees de terrain..... 193
Chapitre 3.2 Sensibilité du modèle aux fluctuations des paramètres regionaux et locaux tests sur la vallée de la Seine sur des périodes de 120 et 400 ka 195
3.2.A. Simulations sur le dernier cycle climatique (120ka) 196
3.2.B Simulations sur les 4 derniers cycles climatiques (400 ka)..... 233
conclusion : évaluation de la sensibilité du modèle 250
Chapitre 3.3 Application de la modélisation de l'érosion..... 253
Introduction 254
3.3.A- Evaluation de la surrection tectonique..... 257
3.3.B. Vers une évolution du relief..... 285

Conclusions générales et perspectives..... 296

Liste des équations 298
Liste des figures..... 303
Liste des tableaux..... 308
Références bibliographiques..... 310

Annexes 331
Annexes de la partie 1 332
Annexes de la partie 3 340

RESUME

L'évolution des reliefs du Bassin parisien est principalement contrôlée par l'enfoncement des cours d'eau dans les plateaux, le dégagement des cuestas et l'élargissement des vallées. Trois facteurs régionaux contrôlent cette évolution: les variations climatiques, la surrection tectonique, et les fluctuations du niveau marin. Cependant, en comparant la réponse d'un même cours d'eau en différents endroits, et le comportement des rivières de l'Europe du Nord-Ouest au cours du Quaternaire, il apparaît que des facteurs plus locaux (topographie, superficie du bassin versant, lithologie, etc….) exercent un contrôle tout aussi important sur l'érosion fluviatile et le façonnement des vallées. De nombreux modèles d'érosion fluviatile reposant sur l'évolution temporelle et spatiale du débit et de l'apport sédimentaire global, ou sur l'influence des variations eustatiques existent déjà. En revanche, les mécanismes qui régissent l'évolution géomorphologique du bassin versant entier (versants, rivière et domaine marin) sont restés peu modélisés, surtout à l'échelle régionale et à long terme.

Dans cette thèse nous proposons un modèle original de développement de la topographie du paysage, que nous utilisons ensuite pour évaluer l'érosion du paysage et le façonnement du relief des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années.

Dans un premier temps, après avoir exposé les différents facteurs de contrôle de l'érosion, nous présentons le signal climatique que nous avons construit à partir de la courbe du rapport isotopique de l'oxygène et d'un index développé par le projet européen Bioclim de modélisation du climat. L'objectif était d'obtenir un signal qui reproduise les fluctuations du climat du Bassin parisien au cours du dernier million d'années en utilisant le formalisme des index climatiques résultants des modélisations réalisées pour le prochain million d'années, afin de pouvoir caller les coefficients du modèle en vue d'un calcul prospectif ultérieur. Ce signal climatique a ensuite servi de support à une reconstruction des fluctuations des paramètres hydrauliques (débit du cours d'eau et largeur du chenal) et sédimentaires (taux de dénudation et apport sédimentaire des versants à la rivière) au cours du dernier million d'années, en fonction du climat.

Le modèle d'érosion du paysage que nous présentons ensuite repose sur le couplage d'une équation relative à l'évolution du fond de la vallée, avec une équation d'évolution de la pente des versants. L'équation d'érosion fluviatile que nous proposons permet de prendre en considération un paramètre peu introduit jusqu'à présent dans les modèles d'érosion : la largeur d'action, que nous définissons comme étant la largeur sur laquelle le cours d'eau et sa plaine alluviale migrent au cours d'un (ou plusieurs) stade climatique. L'utilisation de cette largeur d'action, sur laquelle la rivière érode, transporte et dépose des sédiments, à la place de la largeur du chenal plus souvent utilisée, permet une meilleure évaluation du potentiel de stockage sédimentaire du fond de la vallée et de sa contribution à l'élargissement des vallées par érosion latérale. Nous présentons ensuite une méthode de résolution adaptée à l'équation fluviatile analogue à une équation de diffusion à coefficient variable avec l'espace et le temps. Le modèle de versants que nous avons utilisé repose sur une équation de diffusion classique de la topographie, dont le coefficient varie suivant le temps (influence des climats) et l'espace (influence de la lithologie) et qui emploie comme condition limite les résultats de l'érosion fluviatile.

Une série de tests de validation de notre modèle a été réalisée en calculant l'évolution de la vallée de la Seine sur le dernier cycle climatique, puis sur les 400 derniers milliers d'années. Ces tests nous ont permis de montrer qu'il existait deux zones distinctes le long du fleuve, où le comportement de celui –ci était contrôlé par des processus différents.

- Dans la zone amont du cours d'eau, (dans le cas de la Seine, depuis sa source jusqu'à la sortie de Paris), l'érosion des rivières est commandée principalement par le climat et nous avons pu retrouver le modèle conceptuel du comportement des cours d'eau proposé par de nombreux auteurs à la suite de leurs observations de terrain: les transitions climatiques sont des périodes propices aux processus d'érosion fluviatile alors qu'au cours des périodes glaciaires, le fleuve dépose des sédiments. A la fin des périodes tempérées, il peut atteindre son profil d'équilibre associé au climat tempéré. L'étagement

des terrasses est dû à la surrection tectonique.

- Dans la partie aval (c'est-à-dire dans le cas de la Seine depuis la région mantaise jusqu'à la Baie de Seine), la formation des replats d'érosion est due à l'action conjuguée du climat, des variations du niveau marin, de la topographie sous marine et de la surrection tectonique. Pour reproduire de façon tout à fait satisfaisante les fluctuations de l'altitude du talweg dans la zone estuarienne, nous utilisons un module supplémentaire dans notre modèle reposant sur une représentation géométrique des dépôts d'origine marine.

L'application de notre modèle d'érosion fluviatile aux vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années, et la comparaison des résultats obtenus suivants différents scénarios tectoniques avec les données de terrain nous permet de proposer une carte des valeurs prises par la tectonique dans ces vallées.

Enfin, le modèle complet (versant & rivière) a été testé sur des versants crayeux choisis le long de la Seine, à Montereau et à Mery-sur-Seine. Les résultats sont satisfaisants car l'évolution de la topographie est vraisemblable (en l'absence de données datées) et confirme la valeur de la tectonique trouvée avec l'érosion fluviatile, mais il reste que les paramètres locaux (comme dans ce cas la présence d'une confluence) jouent un rôle aussi important sur le façonnement des vallées que des paramètres régionaux comme le climat et la tectonique.

INTRODUCTION GENERALE

Ce travail s'inscrit dans le programme de recherche initié par l'ANDRA (Agence Nationale de gestion des Déchets RAdioactifs) sur l'étude de la vallée de la Marne en vue de la construction d'un centre de stockage souterrain des déchets HAVL (haute activité-vie longue) en Haute-Marne. Le groupe de laboratoires « Bio-Géoprospective », auquel est associé un projet de recherche, dirigé par Jacques Brulhet (ANDRA), vise à estimer l'évolution future de l'environnement (géomorphologie, hydrologie, écologie, économie..) dans cette région, afin d'envisager ensuite toutes les situations possibles pour les calculs de sûreté.

Dans cette perspective, l'objectif des recherches menées par le laboratoire du Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris est de concevoir un modèle de l'érosion du relief en 3D afin de pouvoir évaluer l'évolution topographique de secteurs du Bassin parisien sur des échelles de temps allant jusqu'au million d'années. Cette étude fait suite à une première thèse présentant une nouvelle équation de l'érosion fluviatile 2D soutenue en 2003 par J. Gargani (Gargani, 2003). Les résultats présentés dans la suite de ce manuscrit pourront ensuite être utilisés par d'autres chercheurs comme supports pour d'autres études prospectives.

Ce travail devait remplir 3 objectifs :

- améliorer la compréhension des interactions qui conduisent à l'érosion des vallées,
- concevoir un outil de modélisation de l'évolution du relief utilisable sur des cas concrets et des données de terrain,
- et modéliser l'évolution passée de l'altitude du cours de la Seine et de la Marne en vue de calculs prospectifs.

Dans la première partie de cette étude, nous exposons donc les mécanismes fondamentaux de l'évolution du relief du Bassin Parisien au Quaternaire. A partir de données de terrain collectées dans cette région et exposées dans la littérature, nous proposons une reconstitution du climat, de la surrection tectonique et du niveau marin au cours du dernier million d'années. Les résultats des analyses de séquences de dépôts retrouvées dans toute l'Europe de l'Ouest et la reconstitution des paléo-environnements nous permettent de proposer un modèle conceptuel d'enchaînement des processus d'érosion sur un cycle climatique classique. Enfin, nous présentons les courbes de l'évolution temporelle d'un index climatique, des variations du niveau marin en Manche, du débit des cours d'eau, de la largeur du chenal, et de l'apport sédimentaire des versants dans la rivière, des vitesses d'érosion des versants, que nous avons construites à partir des fluctuations du rapport isotopique de l'oxygène de Lisiecky et Raymo (2005).

Nous proposons, dans la deuxième partie de cette étude, notre modèle d'évolution des vallées sur le long terme. Après un état de l'art des modèles d'érosion suivi d'une discussion sur les différentes approches possibles, nous rappelons et justifions les choix que nous avons faits. Nous exposons ensuite le modèle que nous avons développé, les équations de base et le couplage entre celles-ci, les relations et les lois utilisées, puis les conditions aux limites que constituent le modèle géométrique des dépôts estuariens et l'introduction d'une source virtuelle en amont, garantissant une stabilité accrue des résultats et un temps de calcul réduit. La résolution mathématique des équations, et les schémas numériques que nous avons conçus, sont ensuite explicités. Enfin, nous présentons les méthodes que nous avons utilisées pour déterminer les différents paramètres de notre modèle à partir des données de terrain.

Dans la dernière partie, nous exposons les résultats que nous avons obtenus en appliquant notre modèle aux cas concrets de la vallée de la Seine, puis de la Marne. Nous avons ainsi étudié l'influence des fosses sous marines (fosses du Cotentin et de la Hague) dans l'initiation des érosions régressives observées dans la partie estuarienne et sous marine de la vallée de la Seine. Nous avons également testé le modèle de dépôts marins et analysé la réponse du modèle face à différents signaux temporels. Ces tests réalisés sur 120ka puis sur 400ka ont permis de valider le modèle et de comprendre l'impact de certains paramètres.

Ceci a permis d'utiliser ensuite ce modèle pour des simulations long terme. Des simulations de l'évolution de la vallée de la Seine et de la Marne sur le dernier million d'années ont donc été réalisées et ont permis de proposer une carte de la répartition spatiale des contraintes tectoniques dans le Bassin parisien.

Enfin, le modèle complet (versant & rivière) a été testé sur plusieurs versants crayeux choisis le long de la Seine, à Montereau et à Mery-sur-Seine, afin d'étudier l'impact que jouent les paramètres locaux, ici la variation de la largeur d'action en zone de confluence, sur le façonnement des vallées.

PARTIE I

LES FACTEURS FONDAMENTAUX DE L'EROSION DES VALLEES AU QUATERNAIRE : CONCEPTS GENERAUX ET EVALUATION DES PARAMETRES EN JEU DANS LE BASSIN PARISIEN

INTRODUCTION

Cette partie introduit les concepts fondamentaux qui expliquent l'évolution de la dynamique des reliefs observée dans le Bassin parisien au cours du Quaternaire.

Dans le premier chapitre, nous présentons les différents mécanismes d'altération des roches, de transport sédimentaire et de dépôts, qui conduisent à l'évolution du relief dans les vallées du Bassin parisien. L'efficacité de chacun de ces processus qui affectent les versants et le lit des cours d'eau, est contrôlée par différents facteurs, qui peuvent être indépendants du système, comme le climat, ou caractéristiques de la région étudiée, comme la lithologie.

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude de l'impact de ces différents facteurs sur le relief. Nous considérons dans un premier temps le rôle des paramètres régionaux que sont le climat, les variations du niveau marin ou la surrection tectonique sur la commande et l'amplitude de l'érosion. Nous proposons également la reconstitution de l'évolution au cours du temps de la surrection tectonique et des fluctuations eustatiques à partir des données de terrain. Afin de pouvoir répondre dans des études ultérieures à l'objectif plus lointain de ce projet de recherche qui était de réaliser des calculs prospectifs, nous présentons le signal climatique que nous avons construit afin de reproduire les variations du climat au cours du dernier million d'années, en utilisant le formalisme des signaux climatiques prospectifs proposés par le projet européen Bioclim de modélisation du climat. Nous analysons ensuite le rôle des paramètres locaux (comme la lithologie ou le couvert végétal) sur la réponse des cours d'eau en fonction des climats qui se sont succédé au cours du dernier million d'années dans la Bassin parisien.

En nous reposant sur les conclusions tirées des chapitres précédents, nous proposons alors un enchaînement conceptuel des processus d'érosion affectant les versants et le fond des cours d'eau, et qui modèlent ainsi le paysage au cours du Quaternaire. L'évolution de la charge sédimentaire des rivières, provenant de l'érosion des versants, et celle des paramètres hydrauliques (débit ou largeur du chenal) résultant des variations climatiques pondérées par les facteurs environnementaux, nous présentons finalement les différentes courbes de l'évolution des paramètres hydrauliques et sédimentaires au cours du dernier million d'années, que nous avons construites à partir du signal climatique et du modèle conceptuel. C'est ce modèle temporel que nous avons utilisé dans la suite de cette étude pour traduire l'influence du climat sur les paramètres hydrauliques et sédimentaires utilisés dans le modèle d'érosion fluviatile et dans celui des versants.

CHAPITRE 1.1

LES MECANISMES DE L'EROSION DES VALLEES DU BASSIN PARISIEN

Dans ce chapitre nous présentons le fonctionnement de chacun des mécanismes qui ont affecté les reliefs du Bassin parisien au cours du Quaternaire, les facteurs qui contrôlent leur efficacité et le taux de dénudation du paysage qui leur est associé.

Le relief est soumis en permanence à des mécanismes d'évolution qui peuvent être regroupés sous trois aspects différents et complémentaires :

- *l'altération des roches qui conduit à la production des sédiments sur les pentes et dans le lit des rivières*
- *le déplacement du matériel sédimentaire produit sur les versants jusqu'au fond des vallées*
- *le transport et le dépôt par les cours d'eau de ce matériel, ainsi que l'érosion du talweg*

L'enfoncement des cours d'eau au fond des vallées peut être également engendré par une érosion se propageant de manière régressive depuis l'aval vers l'amont si le niveau de base change.

1.1.A. LES PROCESSUS D'ALTERATION

1.1.A-1. Définition

L'altération est la destruction des roches par désagrégation mécanique, décomposition chimique ou biologique. La roche est altérée de façon à être en équilibre avec les nouvelles conditions physico-chimiques de surface (température, pression, etc.). En diminuant la solidité de la roche ou en occasionnant une grande perméabilité, l'altération rend ainsi possibles et efficaces les processus d'érosion par la suite.

L'altération mécanique consiste en une désintégration de la roche en segments plus petits sans changer la nature des minéraux qui la constituent. La cryoclastie ou gélifraction est le processus de dislocation des roches lorsqu'elles sont soumises à une alternance gel/dégel du sol.

Comme le présente la figure ci-dessous, ce processus de gélifraction a fortement touché les plateaux calcaires ou crayeux présents dans les vallées de la Seine et de la Marne au cours des périodes glaciaires.

Figure 1.1. Niche de gélifraction dans les calcaires du Barrois – Cul du Cerf, Haute-Marne

L'altération chimique implique une transformation des minéraux de la roche en de nouvelles espèces (le plus souvent des argiles dans notre zone d'étude). Les mécanismes impliqués dans l'altération chimique sont la mise en solution, l'hydratation et la déshydratation, l'hydrolyse, les réactions d'oxydo-réduction et celles impliquant de la matière organique. L'altération chimique conduit à la formation des sols et à la dissolution des plateaux calcaires.

L'altération biologique est confinée aux quelques décamètres de l'écorce terrestre où les racines des plantes sont actives. Elle est provoquée par l'action chimique des composés produits par les organismes (plantes, microbes, etc.) ou par l'action purement mécanique des plantes ou animaux.

1.1.A-2. Un contrôle essentiellement climatique

Le climat est un des facteurs de contrôle majeurs de l'altération : selon les conditions de température et d'humidité les formes d'altération et leur efficacité vont changer.

L'altération chimique est particulièrement efficace sous un climat chaud et humide. Une température élevée permet d'accroître la cinétique des réactions (on pense bien sûr à la loi d'Arrhenius) : la température influence de façon notable la stabilité des minéraux car leur solubilité augmente avec la chaleur et elle accroît également la vitesse des réactions chimiques : une augmentation de 10 °C double ou triple le taux de réaction chimique (Selby, 1993). L'humidité est également importante, puisque de nombreuses réactions se produisent en milieu aqueux.

Dans le Bassin parisien, la dissolution des calcaires au cours des périodes tempérées et boréales joue un rôle très important, et sous un climat froid, la cryoclastie devient le processus prédominant d'altération.

1.1.A-3. Taux de dénudation associé

Les valeurs du taux de dénudation dû à la cryoclastie sont mesurées à partir de la vitesse de retrait des falaises ou des cuestas. Une étude de Rapp (1960) (citée dans Selby, 1993), a montré qu'en Suède, le retrait des falaises de Templefjorden était de 0,06 m/ka en moyenne. Ballantine & Kirkbride (1987) (également cités dans Selby, 1993), ont compilé de nombreuses données et ont ainsi montré que les falaises étudiées par Rapp ne faisaient pas partie des plus actives. Dans les Alpes, les vitesses de retrait ont des valeurs allant de 1 à 3m/ka et dans les zones arctiques et subarctiques, elles sont de 7.10^{-3} à 1,3 m/ka. Ils ont pu mesurer en Ecosse un taux de retrait actuel de 0,015 m/ka et ils estiment que ce taux a pu atteindre des valeurs de 1,7 à 3,38 m/ka lors d'épisodes glaciaires.

La vitesse de dissolution des plateaux calcaires du Bassin parisien est pratiquement nulle lors d'un climat glaciaire et atteint 0,04 m/ka lors des climats boréals ou tempérés (communications personnelles des membres du groupement de laboratoires Bio-Géoprospective dirigé par l'Andra).

Le tableau 1.1 ci-après donne quelques valeurs du taux d'altération, tous processus confondus.

Nature du substratum	**Climat**	**Taux d'altération (mm/an)**	**Références bibliographiques**
Volcanique	Tropical humide	0,058	Nouvelle Guinée
Volcanique	Tropical humide	7,78	Indonésie
Granitique	Savane	0,014	Côte d'Ivoire
Granitique	Savane	0,0135	Tchad
Ultra basaltique	Savane	0,029 à 0,047	Nouvelle Calédonie
	Savane	0,009	Ouganda
	Savane	0,003	Sénégal
Grès	Désertique	0,077	Tennessee
Basaltes	Tempéré	0,0003	Queensland
Gneiss	Tempéré	0,011	Tchécoslovaquie
Sédimentaire & métamorphique	Continental	0,003	NW du Pacifique
Granite	Continental	0,0004	Nord de la Virginie
Gneiss	Continental	0,037	Southern Blue Ridge
	Toundra	0,3	Spitsberg
	Toundra	2,5	Alpes Suisses

Tableau 1.1. Exemples de valeurs du taux d'altération suivant les climats et la lithologie – Tiré de Selby, 1993.

1.1.B. LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES AGISSANT SUR LES VERSANTS

1.1.B-1. Le ruissellement de surface

Au cours d'un évènement pluvieux, une partie du volume d'eau est captée par la végétation avant de toucher le sol. Une autre s'infiltre dans le sol, atteint les nappes souterraines pour alimenter indirectement les cours d'eau. Enfin, une troisième partie s'écoule sur le sol : c'est le ruissellement de surface. Ce ruissellement est d'abord diffus et l'eau s'écoule en une fine nappe. Puis l'écoulement se concentre en rigoles et en ravines et rejoint finalement la rivière. Lors d'un évènement pluvieux, l'érosion peut également se produire simplement à cause de l'impact des gouttes de pluies sur le sol.

Le ruissellement n'est souvent actif que sur une partie du bassin versant. Selon la localisation de cette zone, l'eau ruisselée pourra participer au débit de crue de la rivière, ou s'infiltrer plus en aval sur le versant.

1.1.B-1.1. La génération du ruissellement

Il existe plusieurs causes, souvent complémentaires, au ruissellement. En effet, au cours d'un évènement pluvieux, le ruissellement démarre après que la pluie dite d'imbibition ait été absorbée entièrement par le sol.

Le ruissellement hortonien (Horton, 1933) naît lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, c'est-à-dire que la pluie est trop abondante pour que le sol puisse absorber toute l'eau au fur et à mesure. Le volume d'eau ruisselé est alors égal au volume total des pluies auquel on retranche le volume infiltré dans le sol. Ce mécanisme de ruissellement est considéré comme prédominant pendant les épisodes pluvieux intenses et est le principal responsable des hautes et moyennes eaux du réseau hydrographique. Les hydrologues ont montré cependant que le ruissellement pouvait croître avant que la capacité maximale d'infiltration du sol ne soit atteinte.

Si la pluviométrie dépasse 100 mm, un troisième type de ruissellement se met en place à cause de la sursaturation du sol (Cappus, 1960). En effet, lorsque celui-ci est totalement saturé, il ne peu plus absorber d'eau et toute goutte d'eau supplémentaire ruisselle, quelle que soit l'intensité de la pluie.

Enfin, un dernier mode de ruissellement est observé à proximité des rivières. Il dépend cette fois de la superficie du sol saturé au fond de la vallée. Selon la saison et l'état d'humidité du sol, une région plus ou moins étendue du bassin versant va recharger la nappe. Celle-ci va alors saturer une région plus ou moins étendue au fond de la vallée, et contribuer ainsi à l'alimentation de la rivière par extension de la surface saturée.

1.1.B-1.2. Les différentes formes du ruissellement

Le ruissellement est d'abord diffus (ou en nappe) c'est-à-dire qu'il se produit sous la forme d'une fine couche d'eau répartie uniformément à la surface du sol. Ce ruissellement diffus cause une érosion dite en nappe ou aréolaire. L'écoulement, dont la vitesse est inférieure à 25 cm/s, n'entraîne que les particules fines et légères détachées par la battance et laisse sur place les sables grossiers et le matériel plus lourd. Cette érosion est peu visible d'une année à l'autre (une érosion importante de 15 à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1 à 2 mm), mais elle peut entraîner un décapage de la majorité de l'horizon humifère en quelques dizaines d'années. Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est la présence de

plages de couleur claire aux endroits les plus touchés comme sur le haut des collines, ou près des ruptures de pente.

Lorsque le ruissellement devient abondant, si la pente augmente ou si la vitesse de l'eau dépasse 25 cm/s (d'après les résultats du diagramme d'Hjulström, exposé sur la figure 1.3), l'écoulement se hiérarchise et développe une énergie suffisante pour entailler le sol et créer des rigoles ou des ravines.

Les rigoles sont principalement formées sur les éléments plats du paysage. D'après Poesen *et al.*, (2003), l'initiation de l'érosion dans les rigoles est conditionnée par des seuils hydrauliques ou pluviométriques et varie également en fonction de la lithologie, de la présence d'un couvert végétal, de la compaction du sol, du drainage, etc.

Les ravines sont de petits chenaux plus grands que les rigoles, formés par la concentration du ruissellement. Elles se forment sur les lignes naturelles de drainage du sol (les talwegs d'ordre 1) mais aussi suivant les éléments linéaires du paysage.

1.1.B-1.3. Les facteurs de contrôle du ruissellement

L'intensité du ruissellement et le transport sédimentaire qui en découle fluctuent suivant plusieurs facteurs contrôlent. Certains sont reliés directement au climat.

- La pluviométrie, l'intensité d'un évènement pluvieux ou son volume influencent la naissance du ruissellement et le volume ruisselé. Nachtergaele et ses collaborateurs (2001), ont montré qu'en Belgique, la pluviométrie minimale requise est plus faible en hiver qu'en été, le sol étant plus souvent saturé en hiver. Le seuil pluviométrique est totalement différent si les conditions deviennent plus froides : le manteau neigeux, les alternances gel/dégel du sol et la présence d'un mollisol (ou couche active saturée par l'eau résultant de la fonte en surface du pergélisol), favorisent le ruissellement. Des pluies intenses, ou la fonte des neiges, sont génératrices de ravines éphémères, même en zones de faible pente, (Oygarden, 2003).
- Le taux d'humidité préalable du sol, et donc son état de saturation avant une pluie, permet de comprendre les variations de volume ruisselé. La pluie d'imbibition est généralement nettement supérieure pour un sol sec que lorsque le sol est humide.
- La couverture végétale ainsi que les pratiques culturales protègent les versants du ruissellement en favorisant l'infiltration par le réseau racinaire ou le labour. A l'inverse, lorsque les sols sont dénudés dans les champs en hiver par exemple, le ruissellement est maximal. Vandkerckhove et ses collègues (2000), ont montré que le rôle du couvert végétal était beaucoup plus important que celui joué par les variations climatiques saisonnières dans la genèse des ravines. Selon Poesen (Poesen *et al.*, 2003, les surfaces naturelles qui possèdent un couvert végétal sont très fortement résistantes à l'érosion causée par les ravines ou les rigoles. Leur résistance est vaincue suite à des évènements extrêmes ou un changement climatique à l'échelle du millier d'années ou plus. Par contre, une fois que le couvert végétal est dégradé, le système devient très sensible aux variations climatiques qui, sur quelques dizaines d'années, peuvent contribuer à l'initiation de ravines.

Les paramètres morphologiques de la surface soumise au ruissellement contrôlent également son action :

- La surface du bassin versant joue également un rôle dans le contrôle du ruissellement. Le bassin versant ne doit pas être considéré comme un tout mais comme un morcellement de zones d'extension variables et dont les propriétés hydrologiques diffèrent. Le volume ruisselé est donc également fonction de la répartition des surfaces d'infiltration ou de ruissellement.
- L'importance du ruissellement dépend également de la pente du versant : le volume ruisselé diminue avec l'inclinaison de la pente. En effet, le drainage interne est meilleur si la pente est fortement inclinée et la formation de la pellicule de battance est plus lente car elle est détruite au fur et à mesure par l'énergie du ruissellement.

1.1.B-1.4. Le taux de dénudation

Le taux de dénudation représente la vitesse d'ablation des sédiments, sur une surface moyenne, par le processus de ruissellement. Les valeurs données ici comprennent l'érosion due à l'impact des gouttes et à l'écoulement en surface.

Le ruissellement est le processus le plus actif dans les régions où le climat est semi-aride à sub-humide. Sous un climat frais et tempéré et avec la présence d'un couvert végétal, le ruissellement a un effet négligeable sur l'érosion du paysage où il vaut en général 1.10^{-3} m/ka en moyenne. Il est généralement compris entre cette valeur et 0,2 m/ka mais peut atteindre 1 à 10 m/ka dans les badlands (Selby, 1993, Young et Saunders, 1986).

1.1.B-2. Reptation, solifluxion et gélifluxion

La reptation est un mouvement lent du sol et des débris rocheux superficiels vers le bas de la pente sous l'action de la gravité (Selby, 1993). Ce mouvement est généralement imperceptible en-dehors des campagnes de mesures sur de longues périodes. L'effet le plus notable de la reptation des sols est le lissage de la surface.

Sous un climat tempéré maritime, la vitesse de reptation est typiquement comprise entre 0,5 et 2 m/ka, mais dans les zones tempérées continentales, elle atteint 15 m/ka. Les racines de la végétation (les forêts de feuillus possédant les plus profondes) gênent considérablement la reptation des sols, même sur des pentes fortement inclinées.

Dans les zones soumises à un climat froid, où les sols subissent des alternances gel/dégel, la vitesse de reptation peut atteindre 500 m/ka. Ce processus est alors aussi appelé solifluxion.

La solifluxion est un processus d'érosion et de transport qui résulte de l'action du dégel et de la gravité. Il est donc directement relié à la quantité de glace cristallisée dans le sol et à la quantité d'eau présente au cours du dégel (Van Vliet-Lanoë, 1998). Ces mouvements du sol peuvent entraîner avec eux le couvert végétal.

Les coulées de solifluxion sont dues à des mouvements de masse lents associés aux processus de gel/dégel du sol (NB : Cette désignation exclut les glissements de terrain rapides dus au détachement de la couche active sur le pergélisol).

Les coulées de solifluxion/gélifluxion en lobes traduisent des conditions de surface (végétation, matériel ou topographie) hétérogènes, et les coulées en nappe se produisent quand la surface est homogène (comme c'est le cas dans les zones polaires).

Matsuoka (2001) distinguent trois mécanismes regroupés sous l'appellation générale de solifluxion :

- La gélifluxion est un glissement lent de la couche plastique supérieure du sol, formée par la fonte estivale du permafrost auquel s'ajoute le ruissellement dû à la fonte du manteau neigeux, sur une couche imperméable de sol gelé. Elle est toujours associée au gel saisonnier (Matsuoka, 2001, Pomerol et Renard, 1989, Foucault et Raoult, 1988, Selby, 1993).
- La reptation du sol à cause du gel (« Frost creep » en anglais) se produit quand les particules qui composent la couche de surface subissent un mouvement ascendant, perpendiculairement à la pente, qui est dû au gonflement du sol lorsqu'il gèle. Le réchauffement et le dégel entraînent un mouvement descendant vertical de ces particules. Les alternances journalières gel/dégel de la couche superficielle conduisent à un déplacement relativement rapide (appelé « needle ice creep » en anglais).
- Au cours des épisodes de permafrost continu, le développement de lentilles de glace en surface et à proximité du pergélisol, permet alors le mouvement d'une couche de sol épaisse : « plug-like flow ».

1.1.B-2.1. Les facteurs de contrôle

L'initiation de ces processus et leur vitesse dépendent surtout du taux d'humidité du sol et de sa teneur en glace ainsi que la lithologie plutôt que de l'inclinaison de la pente ou de la végétation. En effet, des formes périglaciaires fossiles ayant fréquemment une inclinaison de moins de 5° ont été observées par Selby (1993). En Angleterre, les auteurs ont estimé à partir d'observations de terrain, que la pente de certaines coulées touchant des argiles pouvait être inférieure à 1,5° ! Sous un climat tempéré, les coulées de solifluxion se produisent sur des versants plus pentus (au moins 8°).

1.1.B-2.2. Taux de dénudation et vitesses des processus

Les processus de solifluxion opérant très lentement, ils influencent beaucoup moins le paysage à court terme par rapport à un événement rapide et ponctuel comme un glissement de terrain. Cependant, comme la quasi-totalité de la surface des versants est touchée, ces processus sont loin d'être négligeables dans l'estimation de l'apport sédimentaire du paysage à la rivière, et sur l'évolution topographique de celui-ci à long terme. Le taux de dénudation par solifluxion est supérieur, d'un ordre de grandeur en général (Selby, 1993), à celui dû à la reptation des sols.

Trois paramètres sont principalement utilisés pour caractériser la vitesse de ces processus :

- La vitesse de surface, V_{surf}, dont l'ordre de grandeur est du cm/an (quel que soit le processus)
- La profondeur de la couche de sol déplacée, P, qui excède rarement 70 cm (cependant, la gélifluxion peut toucher une couche de quelques centimètres à 2 mètres d'épaisseur et avoir des profils de vitesse très variés (Selby, 1993)
- V_{vol} la vitesse volumique (en m²/an) définie comme suit (Matsuoka, 2001) :

$$V_{vol} = \frac{1}{2} * V_{suf} * P$$

Les lobes de matériel géliflué se déplacent généralement plus vite que l'écoulement en nappe. La vitesse du matériel en mouvement est (en surface) de 10 à 20 m/ka en moyenne, mais des valeurs de 50 à 500 m/ka ont pu être mesurées en montagne. Ces vitesses élevées

sont dues à l'action des aiguilles de gel qui favorisent les mouvements du sol par gonflement de celui-ci. La vitesse des particules décroît également linéairement avec la profondeur.

D'après Matsuoka (2001), si le permafrost est continu (Température moyenne annuelle de l'air – *Mean annual atmospheric temperature* MAAT- inférieure à -6° C), la vitesse de surface est d'environ 50 m/ka et l'épaisseur de la couche de sol touchée de 60 cm à 110 cm.

Si les conditions sont plutôt favorables à permafrost discontinu, (MAAT comprise entre -5° C et -3° C), la vitesse est plus grande, de l'ordre de 100 m/ka, mais la profondeur est plus faible, en général elle est de l'ordre du décimètre et peut atteindre 50 cm. C'est sous ces conditions que le taux de dénudation est le plus important.

Dans le cas d'une profondeur de pénétration du gel faible et d'une alternance gel/dégel journalière, le mouvement est rapide (jusqu'à 1 000 m/ka) mais la couche touchée reste superficielle (5 à 10 cm de profondeur).

Les vitesses volumiques qui découlent de ces observations peuvent sembler élevées. Elles sont sûrement peu représentatives car les mesures (réalisées sur une durée courte devant 1e millénaire) peuvent être biaisées par des évènements sporadiques forts. Elles permettent cependant de montrer que les processus de solifluxion participent de façon non négligeable au retrait des pentes, dans une proportion qui peut atteindre 50 % (Selby, 1993).

1.1.B-3. Les glissements de terrains

Selon la définition du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, un glissement de terrain est le déplacement d'une masse de terrain meuble ou rocheuse au long d'une surface de rupture par cisaillement.

Les glissements de terrain sont toujours associés à une rupture de la stabilité de la pente : dès que l'inclinaison de la pente du versant dépasse une certaine valeur critique, qui varie en fonction du taux d'humidité dans le sol, de la lithologie, du climat, etc, un glissement de terrain se déclenche. En évacuant ainsi une part du matériel situé sur ses pentes, le versant peut à nouveau atteindre une pente d'équilibre.

De nombreux mécanismes peuvent donc en être responsables, comme un escarpement trop raide, une saturation du sol causée par une forte pluie, un tremblement de terre, etc. Les fluides ne jouent qu'un rôle mineur dans l'initiation de ces glissements, par leur effet lubrifiant à la base des unités transportées. La pente du versant est par contre un critère fondamental de stabilité (Selby, 1993), tout comme la nature du sol et son état de contrainte ainsi que son état de saturation. En général, pour les sols sans cohésion, saturés d'eau (si la nappe est parallèle à la pente par exemple), l'angle maximal de stabilité de la pente est de 16°, tandis qu'il est de 30° quand le sol est sec. Pour un sol bien drainé, ou contenant peu de matériel fin, sablonneux ou graveleux, elle est de 35°.

En déplaçant des masses considérables de sols et de débris rocheux sur des distances courtes (de l'ordre du km) ces processus ont un impact sédimentaire ponctuel important, car ils mettent les matériaux mobilisés à la disposition du système fluviatile au bas des pentes. Cependant, l'effet à grande échelle de temps ou d'espace est négligeable car ils restent des évènements localisés. En effet, ces processus n'ont lieu que sous un climat tempéré, les processus de solifluxion et de gélifluxion prennent le relais sous un climat plus froid. Cependant, comme le montrent la photo de la figure 1.2, les versants marneux de la vallée de la Marne sont touchés par ces processus.

Figure 1.2. Glissements de terrain actuel en Haute-Marne (Rôocourt la Côte – 51)

1.1.B-4. Les coulées de débris et les coulées de boues

Les coulées de boues (ou « *mudflows* » en anglais) sont des écoulements de boue formés sous l'action de la gravité. Si cette boue contient de gros éléments (galets, blocs), on parle alors de coulées de débris (ou « *debris flows* »). Ces écoulements ont l'aspect du béton frais et se mettent en mouvement lorsque de fortes pluies ont saturé d'eau leur fraction fine. Leur vitesse de propagation peut atteindre une centaine de km/h et ils provoquent le déplacement de blocs de taille parfois considérable. Ces processus sont très actifs au cours des périodes climatiques froides à proximité des sources ou dans les vallées de cours d'eau très petits (Stock et Dietrich, 2003). Ils sont favorisés par un couvert végétal faible.

1.1.B-5. Les éboulements et le retrait des barres rocheuses

Dans le Barrois ou en Champagne, il existe des barres rocheuses au sommet des versants : les côtes ou cuestas. Elles ont le même fonctionnement que les falaises trouvées en bord de mer ou dans les zones montagneuses. Le retrait, ou recul, de ces barres rocheuses, et les éboulements qui en découlent, sont le résultat de l'altération des roches par cryoclastie. Ce processus varie suivant l'orientation des pentes : les versants les plus touchés sont ceux qui sont orientés vers le nord et vers l'est (Campy et Macaire, 1989).

Le talus d'éboulement peut prendre la forme d'un cône ou se répartir de façon homogène au pied de la falaise. Lorsque ces barres rocheuses ont atteint l'équilibre, la pente de la falaise est égale à celle du talus d'éboulement, soit généralement l'angle maximal de stabilité des débris rocheux qui est de 45°. Ces versants sont alors appelés « versants de Richter ». Les auteurs (Selby, 1993) estiment que les talus ont toujours une pente supérieure à 11°, souvent supérieure à 20° et pouvant aller jusqu'à 46°. Le talus peut également être soumis au ruissellement et l'altération. En réduisant la taille des particules qui composent le talus, ces processus diminuent également la valeur de sa pente d'équilibre.

Si les processus de transport aux pieds des versants sont suffisamment efficaces pour évacuer la totalité des régolites formés par les processus d'altération, le taux de retrait de la barre rocheuse est alors contrôlé par le taux d'altération de la roche. A l'inverse, si les processus de transport ne sont pas suffisamment efficaces au bas des pentes, le taux de retrait de la pente est alors contrôlé par le taux de transport. Dans le cas des roches non lithifiées (comme les marnes par exemple) le retrait est également contrôlé par le transport.

Les paysages des régions tempérées ont en général une couverture de régolites d'une épaisseur comprise entre 0,3 et 3 m (Young et Saunders, 1986). Au cours des périodes glaciaires, les versants sont nus et la vitesse de retrait des côtes est alors égale au taux de gélifraction.

1.1.C. LES PROCESSUS D'EROSION, TRANSPORT ET DEPOTS DANS LES COURS D'EAU

Le fonctionnement des systèmes fluviatiles est le même, quelle que soit la taille du réseau de drainage. Les grands fleuves fonctionnent ainsi de la même façon que les torrents qui sont les systèmes fluviatiles les plus élémentaires. Les rus, ruisseaux et rivières traduisent la taille et la complexité du cours d'eau. Le fleuve est le cours d'eau principal du réseau de drainage et se jette dans la mer. Les torrents sont structurés en trois parties: un bassin de réception qui collecte les eaux de ruissellement, le chenal d'écoulement, souvent étroit et à pente forte, et le cône de déjection où sont déposés les matériaux mobilisés. Dans des systèmes plus développés, on parle de bassin versant ou bassin hydrographique, de réseau de drainage, d'affluents et de confluence, et d'estuaire ou de delta.

1.1.C-1. Energie de la rivière

Tout écoulement d'eau possède une énergie, qui varie en fonction de l'espace et du temps. Celle-ci dépend du débit (le produit de la vitesse de l'écoulement par la section du chenal, en $m^3\ s^{-1}$) et de la vitesse de l'écoulement. Ces deux paramètres variant notamment suivant la pente du lit du cours d'eau, l'énergie dépend alors elle aussi de la pente du cours d'eau.

Une première partie de cette énergie est consommée par les frottements internes, comme pour tout autre écoulement, en particulier si le régime est turbulent. Une deuxième partie est utilisée par la rivière pour transporter sa charge sédimentaire. Enfin, le reste est employé pour éroder. L'énergie brute est l'énergie totale du cours d'eau, l'énergie nette est celle disponible pour l'érosion. Si l'énergie brute d'un cours d'eau n'est pas suffisante pour transporter toute la charge sédimentaire, une partie de celle-ci va se déposer.

La compétence d'une rivière est la force potentielle qu'elle peut utiliser pour transporter des sédiments. Elle peut être évaluée à partir du diamètre maximal des débris rocheux transportés, et elle varie essentiellement fonction de la vitesse de l'écoulement. Lorsque la puissance de la rivière atteint sa compétence, elle ne peut plus éroder et dépose des sédiments à la moindre diminution de son débit.

Le diagramme d'Hjulström (1935), exposé ci-dessous sur la figure 1.3, représente la compétence de la rivière et son comportement en fonction de la vitesse d'écoulement du cours d'eau et du diamètre des grains.

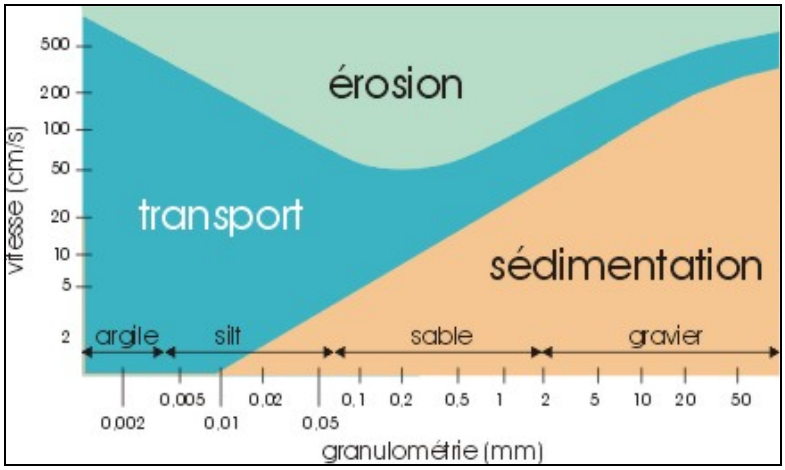


Figure 1.3. Diagramme d'Hjulström (d'après Boulvain, 2007)

La capacité d'un cours d'eau est la charge sédimentaire maximale qu'il peut transporter. Cette capacité évolue suivant la vitesse de l'écoulement ou le débit mais également selon les caractéristiques morphologiques de son lit (forme, rugosité, etc.).

Ces deux propriétés du cours d'eau ne sont pas directement liées. La compétence d'un fleuve décroît vers l'aval, ce qui n'est pas le cas de la capacité.

1.1.C-2. La charge sédimentaire

Le transport sédimentaire dans les cours d'eau est déterminé par les caractéristiques des particules.

Trois types de matériaux sont véhiculés par les cours d'eau :

- Des matières en solution (ou « *dissolved load* » en anglais).
- Des matières en suspension (« *wash load* »), qui proviennent de l'érosion des berges et de l'érosion superficielle des versants soumis au ruissellement.
- Des matériaux de fond (« *bed load material* »), qui correspondent aux sédiments résidant au fond du lit des cours d'eau. Le substratum rocheux du chenal est la principale source de ce type de sédiments.

Ces trois types de charges sédimentaires obéissent à des modes de transport différents :

- Le transport par saltation, par roulement, et par glissement au fond de la rivière. Il est intermittent et se produit sur de faibles distances. La vitesse de ces particules est généralement comprise entre 2 et 15 % de la vitesse de l'écoulement. Ce mode de transport touche des particules de toutes les tailles, mais dont le diamètre est le plus souvent supérieur à 0,062 mm.
- Le transport en suspension. Les particules fines sont transportées par le courant et leur vitesse de déplacement est égale à celle de l'écoulement. Ces sédiments se déposent donc lorsque le courant est nul, principalement dans les plaines alluviales ou les deltas. Lors de très fortes concentrations, l'écoulement devient alors visqueux, la vitesse diminue mais le transport de matériel grossier est alors possible.

Ces trois modes de transport sont illustrés sur la figure 1.4 ci-dessous.

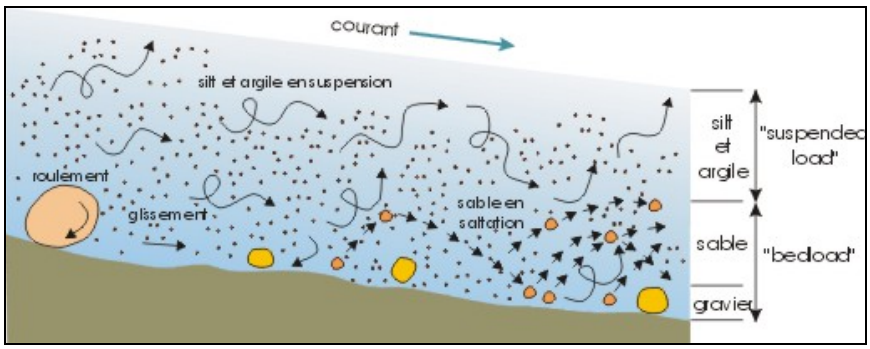


Figure 1.4. Les différents modes de transport fluviatile (Boulvain, 2007)

1.1.C-3. Les différents styles des cours d'eau

A l'échelle de temps du millier d'années, le chenal ajuste sa géométrie interne au courant pour pouvoir transporter la charge sédimentaire. Il existe trois grands styles de rivières différents : les cours d'eau peuvent être méandriformes, anastomosés ou en tresse.

Les rivières en méandre ont un chenal unique (figure 1.5). Le chenal peut être plus ou moins sinueux et les dépôts représentés par des bancs sableux sur les berges convexes. L'érosion des berges est localisée. Plus les berges sont fragiles et peu résistantes à l'érosion, plus le chenal est sinueux et plus les migrations latérales sont fréquentes.

Figure 1.5. Méandre dans la vallée de la Meuse (www.ac-reims.fr)

Dans le cas d'une rivière anastomosée, plusieurs chenaux sont séparés par des îlots souvent végétalisés. Ces îlots sont plus larges que les chenaux, ce qui leur permet de bien résister à l'érosion : les berges restent ainsi stables. Ce type de cours d'eau ne possède pas de chenal principal, comme le montre la figure 1.6 ci-dessous.

Figure 1.6. Exemple de rivière anastomosée
(Rivière Colombia – Colombie Britanique, Canada – Photo H.J.A. Berendsen)

Le lit d'une rivière en tresse (figure 1.7) est relativement peu sinueux, et fractionné par des barres généralement sableuses. Celles-ci peuvent être inondées lors des crues et donnent alors l'apparence d'un chenal unique. Les berges s'érodent très facilement, permettant ainsi un élargissement progressif du chenal.

Figure 1.7. Cours d'eau en tresse aux pieds du Glacier Blanc (Vallouise – France)

La résistance des berges à l'érosion est donc une première caractéristique des différents systèmes fluviatiles. Le type de système fluviatile dépend également de sa charge sédimentaire : un système en tresse est favorable au transport de matériel grossier et la croissance des barres résulte alors d'une baisse locale de la compétence de la rivière. L'écoulement d'une rivière en tresse est souvent intermittent (lors de la fonte des neiges par exemple) et le transport n'est possible que lorsque l'écoulement est maximal. Les chenaux actifs n'occupent qu'une faible part de la surface du système, utilisée dans sa totalité pendant la saison des crues. Si la charge en suspension est prédominante, le système sera alors anastomosé. La formation de méandres permet de minimiser la résistance à l'écoulement et donc de dissiper l'énergie aussi uniformément que possible afin de s'approcher de l'équilibre.

Chaque système a donc une énergie différente : les rivières en tresse ont l'énergie la plus importante, et les rivières anastomosées sont les plus faibles. De nombreux autres paramètres peuvent servir à les caractériser, et le tableau ci-dessous (Knighton, 1998) permet de résumer certaines de ces différences.

Caractéristique	**Système Anastomosé**	**Système méandriforme**	**Système en tresse**
Gradient de la pente		Modéré	Élevé
Sinuosité	Variable	Élevée	Faible
Rapport largeur/profondeur	Faible	Modéré	Élevé
Résistance des berges	Élevée	Modérée	Faible
Migration latérale	Rare	Fréquente	Fréquente
Energie	Faible	Modérée	Elevée
Charge sédimentaire	Plutôt fine	Plutôt fine	Grossière

Tableau 1.2. Caractéristiques des différents systèmes fluviatiles (Knighton, 1998)

1.1.C-4. Les faciès des dépôts sont liés à la dynamique fluviatile

De nombreuses études se sont attachées à quantifier les caractéristiques des apports sédimentaires fluviaux. Ces résultats permettent d'appréhender le comportement instantané de la rivière. Différents paramètres physiques ont ainsi été quantifiés, tels que la longueur du cours d'eau principal, l'aire et l'altitude moyenne du bassin versant, le flux d'eau et de sédiments à l'embouchure du fleuve, ou la pluviométrie moyenne. La recherche d'une corrélation entre ces paramètres a permis d'élaborer des formules empiriques reliant le flux sédimentaire annuel à la taille du bassin versant, et au flux d'eau annuel arrivant aux exutoires des cours d'eau (Milliman et Meade, 1983) où encore à l'altitude moyenne de ce bassin versant (Milliman et Syvitski, 1992). Ces relations empiriques du premier ordre ne prennent pas en compte la diversité de la nature lithologique des terrains traversés par les cours d'eau et ne permettent d'obtenir qu'une estimation grossière de la quantité de sédiments apportés par le fleuve.

A plus longue échelle de temps (au moins 1000 ans), la morphologie fluviatile est déterminée par le développement de chenaux et les dépôts sont différents suivant le type d'écoulement et le style de la rivière. Les dépôts réalisés à l'intérieur des chenaux sont caractérisés par une migration latérale des unités sédimentaires qui les composent. En revanche les dépôts de crue se forment par croissance verticale des unités sédimentaires (aggradation) alors largement répandues dans la plaine alluviale.

Les chenaux peu sinueux, anastomosés ou en tresse, présentent des dépôts sableux ou argilo-sableux (Cojan et Renard, 1997). Cette sédimentation s'effectue :

- Sur des bancs sableux longitudinaux parallèles au sens du courant (la base est grossière puis les dépôts présentent des stratifications obliques concaves puis des sols).
- Sur des bancs sableux transverses, perpendiculaires au sens de l'écoulement (lits parallèles très obliques, puis horizontaux) dans les systèmes anastomosés caractérisés par des courants très rapides.
- Dans des chenaux situés à l'écart du cours principal et les dépôts sont alors plutôt fins et argilo-sableux. Ils sont sous forme de rides de courant et de lamines parallèles et leur granulométrie diminue vers le haut.

Les chenaux en méandres montrent une opposition caractéristique entre les dépôts de rive convexe et les dépôts de rives concaves (Cojan et Renard, 1997, Chamley, 2004) :

- Au fond du chenal se déposent les particules grossières abandonnées par le courant. Elles sont souvent de forme lenticulaire, recouvertes de dunes aquatiques sableuses de taille variable, et riches en stratifications entrecroisées concaves.
- Sur la rive concave, l'écoulement est très puissant et érode la berge. Lors des crues, le débordement fait diminuer de façon brutale l'énergie de l'écoulement qui provoque sur la berge des dépôts alternativement argileux et sableux, en couches horizontales formant des cordons naturels qui bordent la rivière : les levées. Au cours d'une forte crue, les dépôts de crevasse rompent et traversent les levées puis se développent dans la plaine alluviale.
- Sur le coté convexe du méandre, l'énergie de l'écoulement est faible. La sédimentation progresse latéralement vers le centre du chenal : les séquences sont alors accolées obliquement les unes contre les autres et forment des « *point-bar* » ou bancs d'accrétion latérale. Chaque séquence résulte d'une variation de régime fluviatile. Elle se développe sur les dépôts grossiers du fond du chenal, se développe en stratifications obliques concaves et entrecroisées, et se terminent par des rides de courant, des stratifications planes indiquant une faible épaisseur d'eau. L'ensemble peut être ultérieurement recouvert par des dépôts de crue.

La plaine alluviale, encore appelée lit majeur de la rivière, et les interfluves ne sont immergés qu'au moment des crues. Ils sont le siège de dépôts fins horizontaux. La sédimentation est irrégulière dans le temps et peu abondante au total. La granulométrie est décroissante vers les bordures des plaines, où ces alluvions peuvent se mélanger aux colluvions.

1.1.C-5 Erosion régressive et profil d'équilibre

Le niveau de base est l'altitude la plus basse que la rivière peut atteindre en érodant. Cette notion a été définie par Powell en 1875 (*in* Blum et Törmqvist, 2000). Il correspond au niveau de la mer dans le cas d'un fleuve, mais aussi le niveau d'un lac.

Une des définitions possibles de l'état d'équilibre d'un cours d'eau est celle de Mackin (1948), encore appelé « *graded stream* » en anglais, qui dit que le cours d'eau est à l'équilibre lorsque sa capacité de transport est égale à la charge sédimentaire qu'il doit transporter. Dans cette situation, seul le transport de sédiments existe : il n'y a pas d'érosion ni de dépôt sur toute la longueur du profil émergé.

Le profil d'équilibre du cours d'eau est concave et tangent au niveau de base à son extrémité aval. Lorsque le niveau de base est stationnaire, l'équilibre vers lequel tend le profil longitudinal du cours d'eau se fait par érosion des sections dont la pente est trop prononcée et par remblaiement dans les zones où elle est trop faible (figure 1.8-a). Lorsque le niveau de base change, le profil d'équilibre change aussi et un ajustement du profil par érosion régressive (c'est-à-dire en remontant vers l'amont à partir du niveau de base du cours d'eau) est alors observé. Lorsque le profil est à l'équilibre, l'érosion s'arrête. Une chute du niveau de base amène une reprise de l'érosion pour atteindre un nouveau profil d'équilibre. Une hausse du niveau de base conduit à un alluvionnement (figure 1.8-b). Il y a donc autant de profil d'équilibre que de valeurs prises par le niveau de base (tous les autres paramètres étant gardés constants)

La figure 1.8 schématise, à gauche, l'ajustement à un profil d'équilibre, et à droite la réponse du profil aux variations du niveau de base.

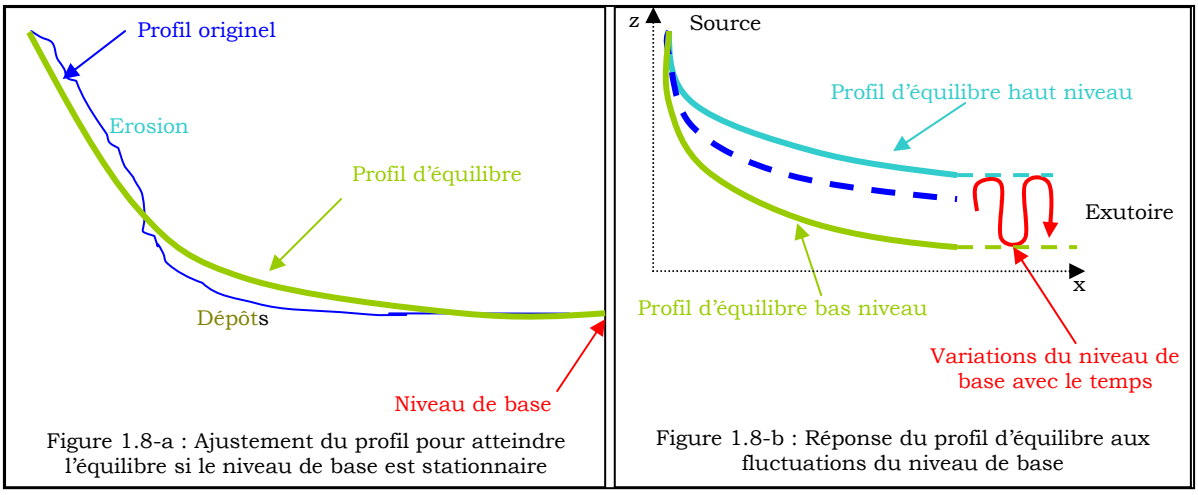


Figure 1.8-a : Ajustement du profil pour atteindre l'équilibre si le niveau de base est stationnaire

Figure 1.8-b : Réponse du profil d'équilibre aux fluctuations du niveau de base

Figure 1.8. Profil d'équilibre et niveau de base (d'après Boulvain, 2007)

D'autres événements que les fluctuations du niveau de base peuvent être à l'origine d'un déséquilibre du profil et à une érosion régressive consécutive. La migration vers l'amont d'une rupture de pente peut être causée par un soulèvement tectonique différentiel qui conduirait une modification de la topographie, ou encore par des variations de la confluence avec un cours d'eau plus important. Considérons l'exemple de la capture du système Saulx-Ornain par la Marne (vers –150 ka, Cojan et Voinchet, 2003 et 2004) : pour des raisons encore mal connues ces deux rivières, qui se jetaient dans la Meuse auparavant, étaient plus hautes que la Marne et lors de la capture, la rupture de pente entre la confluence et le reste du profil a déséquilibré le profil, qui a alors subi une érosion régressive.

CHAPITRE 1.2

LES FACTEURS DE CONTROLE DE L'EROSION

Dans le précédent chapitre nous avons présenté les différents mécanismes qui ont façonné le relief du Bassin parisien au cours du Quaternaire. Pour chaque processus, nous avons étudié les facteurs qui le contrôlent, ainsi que sa vitesse et le taux de dénudation des versants associé. Le climat est l'un des facteurs de contrôle principaux, mais les fluctuations du niveau marin qui découlent des alternances glaciaire/interglaciaire caractéristiques du Quaternaire, ainsi que la surrection tectonique du bassin sont deux facteurs qui jouent également un rôle considérable dans le façonnement des vallées au cours du dernier million d'années.

Ce chapitre propose dans un premier temps une analyse de ces trois paramètres qui agissent à l'échelle régionale, du rôle qu'ils jouent dans l'évolution du paysage. Nous présentons également une reconstruction de leur évolution au cours du dernier million d'années dans le Bassin parisien.

Des paramètres locaux comme la répartition spatiale du permafrost, la topographie ou la rapidité de colonisation du couvert végétal, peuvent introduire des fluctuations du début ou de la charge sédimentaire qui influencent alors le style et le comportement des cours d'eau. Nous étudions donc ensuite l'impact de chacun des paramètres locaux sur le système fluviatile au sens large (vallée, versants, fond de vallée et lit du cours d'eau).

Ceci va nous permettre d'évaluer plus précisément le délai qui peut exister entre les variations climatiques et la réponse de la rivière, pour ensuite pouvoir proposer dans le dernier chapitre de cette première partie, une estimation numérique des paramètres hydrauliques et sédimentaires caractéristiques du système fluviatile.

1.2.A. LE CLIMAT DU QUATERNAIRE

Le Quaternaire est le dernier système géologique de la charte stratigraphique et chronologique. Il se distingue du Tertiaire par la mise en place d'alternances climatiques contrastées, entre des périodes tempérées et des phases de glaciations. Sa définition est donc clairement climatique, mais sa limite inférieure est encore sujette à de nombreuses discussions (Obradovich *et al.*, 1982, Riser, 1999, Lisiecki & Raymo, 2007). Cependant, le colloque de l'INQUA (Association internationale pour l'étude du Quaternaire) de février 2006 a permis un consensus assez large sur une limite située vers -2,6 Ma (Brugal, 2006).

1.2.A-1. Influence du climat sur l'érosion fluviatile : Des témoins dans toute l'Europe de l'Ouest

Les fluctuations climatiques et les alternances de périodes glaciaires et tempérées ont entraîné des variations importantes des écosystèmes. Les changements climatiques ont induits des variations importantes du débit des cours d'eau et de leur charge sédimentaire, en fonction de la température et de la pluviométrie.

Ainsi, les grandes fluctuations du climat ont été corrélées avec les variations du style fluviatile et du comportement de nombreuses rivières en Europe de l'Ouest. En effet, dans toutes les grandes vallées, les grandes variations climatiques ont marqué le paysage en engendrant des phases d'incision, suivies de dépôts fluviatiles et/ou éoliens. Ces successions ont été décrites par de nombreux auteurs. Citons de façon non exhaustive :

- En France, la vallée de la Somme (Antoine, 1993), de la Seine (Lautridou *et al.*, 1999), de la Marne (Lejeune, 2005), l'Yonne (Chaussé *et al.*, 2004), etc.
- En Belgique, les vallées de la Flemish (Mol *et al.*, 2000), et de la Meuse (Pissard *et al.*, 1997),
- En Angleterre celle de la Tamise (Gibbard, 1985 et Maddy *et al.*, 1991, cités par Mol *et al.*, 2000),
- En Allemagne les vallées de Niederlausitz et de Weisse Elster ou dans la mine de Nochten, (Mol *et al.*, 2000, Kasse *et al.*, 2003)
- Aux Pays-Bas les vallées de la Dinkel et de la Vecht, des rivières Twente, Grouw et Reussel (Huisink, 2000, Mol *et al.*, 2000, Vandenberghe, 2002 et 2003)
- En Pologne celles des rivières Belchatow et de la Vistule (Krzyszkowski, 1990 - références *in* Mol *et al.*, 2000), sur le plateau de Lodz. (Mol *et al.*, 2000)

Le tableau exposé en annexes (Annexe 1.1) reprend les résultats de certaines de ces études.

La figure suivante 1.9 présente un exemple de replat d'érosion situé dans la vallée de la Meuse.

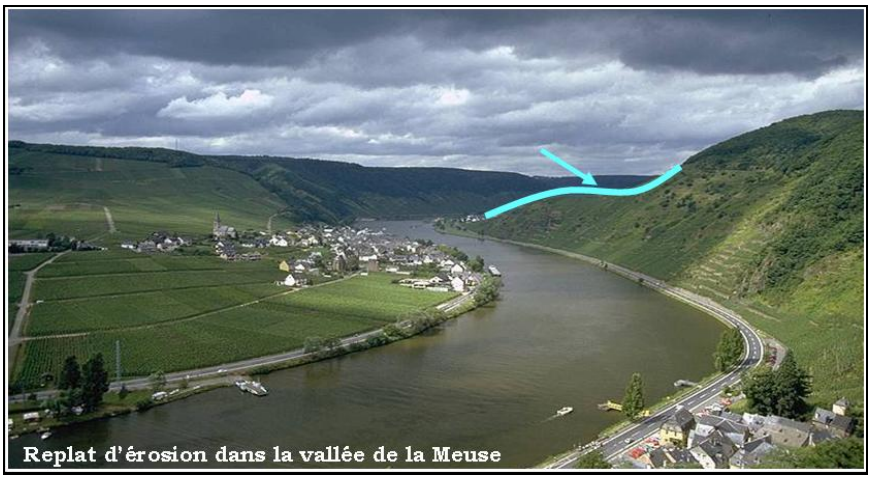


Figure 1.9. Replat d'érosion dans la vallée de la Meuse

Si les dépôts ont vraisemblablement été formés au cours des stades glaciaires (des indications de conditions froides ont été trouvées à de nombreuses reprises), il est plus difficile de situer précisément les phases d'érosion dans le temps car elles ne laissent pas, par définition, de matériel qui permettrait de les dater, et plus gênant, elles peuvent faire disparaître des sédiments déposés auparavant.

Une reconstitution de l'évolution générale du comportement des rivières en fonction du climat a cependant pu être réalisée à partir de ces nombreuses observations, notamment par Vandenberghe (2002 et 2003) ou Antoine (1993) :

- L'installation du climat froid au début de la période glaciaire étant assez longue, elle a favorisé alternativement l'incision des cours d'eau, et la mise en place de dépôts fluviatiles rarement préservés.
- Lorsque la période glaciaire est complètement installée, les cours d'eau sont le siège de dépôts fluviatiles grossiers.
- Le réchauffement et les instabilités climatiques engendrées, impliquent des changements dans le système fluviatile qui conduisent le cours d'eau à entailler une partie des sédiments précédemment déposés.
- Enfin, lorsque le climat est à nouveau tempéré, les rivières sont méandriformes et les conditions fluviatiles sont favorables aux dépôts de matériel fin et/ou tourbeux.

Le climat a donc joué un rôle fondamental sur le façonnement des paysages et leur érosion par les cours d'eau. Il nous faut donc reconstituer l'évolution de celui-ci le plus fidèlement possible pour l'intégrer au mieux à notre modélisation de l'érosion du paysage. Il existe de nombreux outils qui permettent de reconstituer l'histoire climatique du Quaternaire. Suivant la méthode utilisée, l'information sur le climat sera spécifique à une région ou valable à l'échelle globale.

1.2.A-2. Reconstitution du climat à l'échelle globale

Deux paramètres principaux sont généralement utilisés pour connaître l'évolution du climat dans le passé : l'insolation, c'est-à-dire les radiations solaires arrivant sur Terre, et le rapport isotopique de l'oxygène.

1.2.A-2.1. L'insolation

La cause principale de la mise en place des glaciations au Quaternaire est la redistribution latitudinale et saisonnière des radiations solaires arrivant sur Terre. Les variations à long terme des paramètres de l'orbite et de la rotation de la Terre, engendrent des variations de l'ensoleillement ou insolation reçue à la surface du globe. En effet, l'orbite terrestre subit l'influence de l'attraction gravitationnelle des autres planètes du système solaire et de la Lune et change donc au cours du temps. Elle évolue suivant trois paramètres : l'excentricité qui traduit l'aplatissement de l'orbite elliptique de la Terre autour du Soleil, l'obliquité qui représente l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'écliptique, et la précession des équinoxes qui indique la position de la Terre sur son orbite au printemps.

Milankovitch (1941) a relié l'évolution du climat à ces variations de l'orbite terrestre. Les fluctuations climatiques possèdent donc les mêmes périodes : celles de la précession sont de 19 et 23 ka, celle de l'obliquité est d'environ 41 ka et celles de l'excentricité valent 400 et 100 ka. Il a également corrélé les minima du signal d'insolation aux périodes d'extension des glaciers, ce qui a permis de définir ensuite de façon systématique les périodes glaciaires et interglaciaires.

Des modèles astronomiques calculent les variations de l'insolation à partir des périodes de variations de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité. Les courbes de Laskar (1990) ou de Loutre et Berger (1991) en sont de bons exemples et permettent ainsi de connaître l'évolution de l'insolation au cours du temps, et de la prédire pour les périodes à venir.

La courbe suivante 1.10 présente le signal d'insolation au cours du dernier million d'années calculé par Loutre et Berger avec un pas de temps de 1 000 ans.

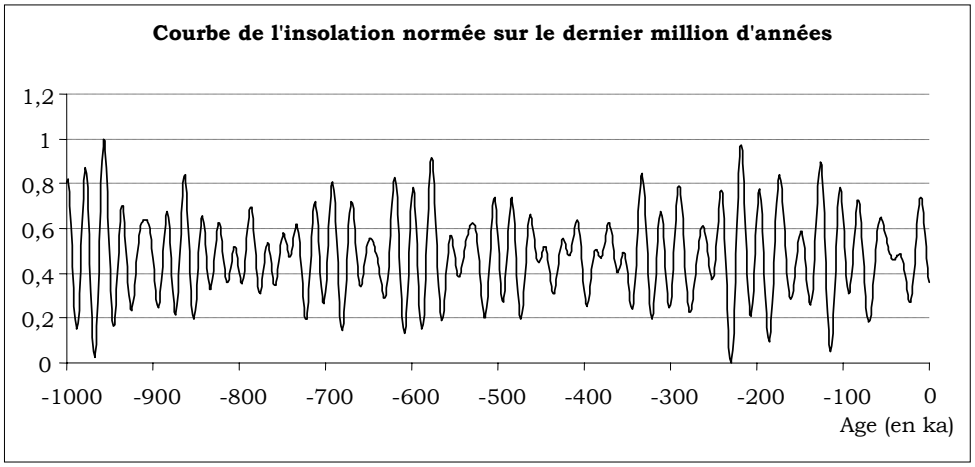


Figure 1.10. Signal d'insolation de Loutre et Berger (1991)

Cette courbe d'insolation représente bien les grandes alternances climatiques mais elle ne reflète pas bien le climat réel. Par exemple, pour une même valeur de l'insolation, le climat peut être différent : la valeur prise par l'insolation n'est pas directement corrélable à une valeur de température ou des précipitations. D'autre part, il existe un déphasage notable

entre l'insolation et la réponse climatique : l'Eémien par exemple, c'est-à-dire l'avant dernière période interglaciaire, serait en avance par rapport la date donnée par la courbe d'insolation (Henderson & Slowey, 2000, *in* Parrenin, 2002).

En effet, la relation climat/insolation est complexe : d'autres paramètres sont à prendre en compte (température, teneur en CO_2, courants, etc.) dans l'expression du climat et de nombreuses questions ne sont pas encore résolues. Pour tenter de comprendre ces liens, des modèles sont parvenus à reproduire plus ou moins bien les variations du volume des glaces et le climat à partir des courbes d'insolation (une rétrospective est proposée dans la thèse de F. Parrenin, 2002).

L'utilisation du signal d'insolation n'est donc pas une bonne méthode pour évaluer les fluctuations climatiques observées sur le terrain. Les variations du rapport isotopique de l'oxygène offrent une meilleure estimation du climat global.

1.2.A-2.2. Le rapport isotopique de l'oxygène

Suivant sa température, l'eau des océans est plus ou moins chargée en oxygène 18 (isotope dont la concentration est maximale en eau froide) ou en oxygène 16 (isotope favorisé en eau chaude). Le rapport isotopique de l'oxygène traduit donc les variations de température des océans et donc le climat global.

Les stages isotopiques marins ou MIS (Marine Isotope Stages) ont ainsi pu être reconnus et déterminés à partir de ces nombreux enregistrements. L'intervalle stratigraphique principal est constitué d'un stade froid portant un numéro pair et d'un stade chaud ou tempéré avec un numéro impair.

Les courbes ont pu être établies en analysant l'oxygène contenu dans les glaces des pôles ou dans les sédiments calcaires. La méthode la plus utilisée et la plus fiable est la mesure du rapport isotopique de l'oxygène contenu dans les coquilles des foraminifères benthiques trouvés dans les sédiments marins.

La courbe la plus récente disponible à ce jour est la courbe composite proposée par Lisiecki & Raymo (2005). Cette courbe a été obtenue à partir des enregistrements de 57 sites répartis dans le monde. La courbe d'insolation calculée au 21 juin à une latitude de 65°N a été utilisée pour caler les données.

La figure 1.11 ci-après présente leurs résultats ainsi que les stades isotopiques les plus récents.

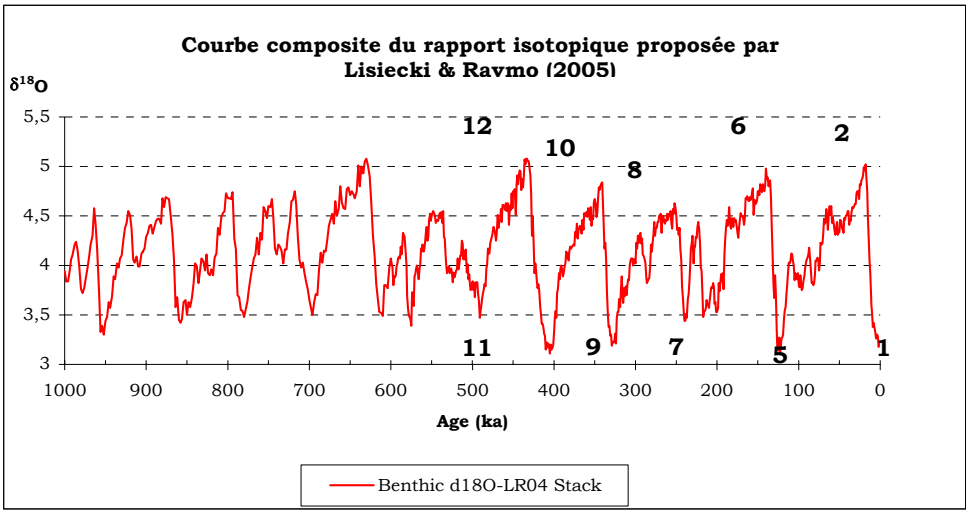


Figure 1.11. Courbe composite des rapports isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques de Lisiecki & Raymo (2005)

1.2.A-2.3. Les variations climatiques globales observées

L'analyse des fluctuations de l'insolation et des courbes du rapport isotopique, a permis une reconstitution de l'évolution générale du climat au cours du dernier million d'années.

Au cours du Quaternaire ancien c'est-à-dire depuis la fin du Pliocène jusqu'à –1Ma, le climat a été contrôlé par des oscillations de faible amplitude thermique, dans une ambiance plus chaude qu'actuellement. Les cycles suivaient des périodes de 20 à 50 ka (Lisiecky et Raymo, 2007). La séquence pollinique du lac de Leffe, en Italie du Nord (de Beaulieu *et al.*, 2006) a permis de montrer que les espèces végétales présentes à cette époque étaient caractéristiques du Tertiaire. Elles n'existent plus aujourd'hui en Europe continentale.

Entre –1 Ma et –800 ka, la situation change. Le climat passe de cycles courts et chauds à des cycles plus longs (100 ka) gouvernés majoritairement par les variations de l'excentricité de l'écliptique.

A partir de cette période, les espèces tropicales présentes auparavant disparaissent. Les paléo-environnements du Quaternaire moyen, reconstruits à partir de l'analyse de la séquence de Pianico-Sellere (de Beaulieu *et al.*, 2006), montrent alors la mise en place de l'alternance entre une dynamique forestière et une végétation steppique de toundra.

Un cycle complet dure environ 100ka. Il débute avec le déclin de la calotte glaciaire. Le volume minimal de glace, atteint assez rapidement, correspond à la période interglaciaire. Les oscillations du volume de glace pendant sa période de croissance définissent des stades froids et interstades tempérés. Certains auteurs définissent cette phase comme partie intégrante de l'interglaciaire (l'interglaciaire à proprement parlé est alors la période la plus vieille du stade impair, distinguée par une lettre arabe comme le stade 5e correspondant à l'Eémien), tandis que d'autres lui donnent le nom de Début Glaciaire (*Early Glacial*). Ensuite, la période glaciaire au cours de laquelle le volume des glaces est maximal est appelée période Pléniglaciaire (*Pleniglacial*). Puis le climat se réchauffe et la calotte décline à nouveau, c'est le Tardiglaciaire (*Late Glacial*) et finalement, un nouvel interglaciaire se met en place, avec un optimum climatique généralement aussi chaud que le climat actuel.

1.2.A-3. Les enregistrements continentaux traduisent le climat local

De nombreux auteurs ont tenté de corréler leurs observations de terrain, réalisées en domaine continental, avec les signaux globaux mais les résultats sont sujets à discussion. En effet, les archives terrestres du climat témoignent de variations locales qui ne sont pas toujours représentatives du climat global.

1.2.A-3.1. Les outils

La reconstitution du climat à l'échelle locale repose sur l'étude des dépôts continentaux (terrasses fluviatiles, dépôts morainiques, lœss, sols et paléosols) ainsi que sur l'analyse d'indicateurs paléobiologiques, comme les diatomées, les coléoptères ou la malacofaune, ainsi que sur les pollens.

1.2.A-3.1.1. L'analyse pollinique

Les pollens sont des marqueurs climatiques très utilisés car ils sont très répandus dans l'espace (chaque niveau sédimentaire des dépôts continentaux contient des grains de pollens contemporains de la formation de ces dépôts) et assez nombreux pour pouvoir être fiables lors de traitements statistiques des données.

Les pollens extraits d'échantillons prélevés sur des coupes ou des carottes permettent d'obtenir des informations sur la végétation présente localement au moment des dépôts. La

zone d'existence de pollen d'une espèce végétale ou d'un groupe d'espèces est reliée à un stade (pour les périodes froides) ou un interstade (période chaude).

Pour définir de façon détaillée les paléo-environnements qui ont existé au cours du dernier million d'années, nous avons choisi d'utiliser le concept de biome car il regroupe l'ensemble des caractéristiques d'une aire biogéographique : sa température et ses précipitations mais également la végétation et les espèces animales adaptées au climat.

Cinq biomes se sont succédés au cours du Quaternaire dans le Bassin parisien :

- La toundra et la taïga sont typiques des climats froids glaciaires. Les précipitations sont neigeuses et le climat plus ou moins aride. La végétation est alors steppique avec quelques bouleaux et des conifères.
- La forêt boréale est composée principalement de conifères et se développe au cours des transitions climatiques, à l'entrée ou au sortir des phases glaciaires. Elle traduit un environnement froid mais assez humide à cause de la fonte des neiges au printemps.
- Les forêts tempérées, de conifères ou décidues, sont situées dans les régions tempérées où les étés sont chauds et les hivers doux.

Une description plus complète de chaque biome est donnée dans l'annexe 1.2.

1.2.A-3.1.2. Les dépôts fluviatiles

L'analyse des différents faciès de séries sédimentaires fluviatiles permet de définir les conditions dans lesquelles se sont déposées ces formations. L'étude des paramètres granulométriques comme la taille, la forme, l'état de surface des grains, ou leur arrangement spatial, permet de préciser le mode d'accumulation sédimentaire. Ceci permet ensuite d'estimer la puissance de la rivière et les caractéristiques de son écoulement puis de remonter ainsi aux informations désirées sur le climat. La reconstitution des anciens milieux de sédimentation fluviatile est fondée sur les données de faciès actuels des différents types de cours d'eau (ceux-ci sont décrits dans le paragraphe 1.1.C-4).

De plus, le gel du sol et la formation d'un pergélisol conduisent au développement de phénomènes caractéristiques du climat périglaciaire. On peut ainsi observer dans les dépôts fluviatiles formés sous ces climats froids des coins de glace (fentes verticales ouvertes dans le sol gelé, qui s'élargissant progressivement à leur partie sommitale chaque hiver se remplissent en été d'éléments fins apportés par les vents) et des traces de cryoturbation due aux alternances de gonflement dues au gel/dégel qui conduisent à un brassage des particules du sol.

Figure 1.12. Traces de cryoturbations dans les dépôts de la très basse terrasse de la Marne (St Martin aux Champs -51)

Ainsi, à partir des observations réalisées sur les terrasses concernant le caractère et la fréquence des coins de glaces fossiles ou des traces de cryoturbation, il est possible d'estimer le type de pergélisol présent, son épaisseur, sa continuité spatiale, etc. Ceci permet ensuite une évaluation de l'aridité du climat et de la température moyenne annuelle du sol.

1.2.A-3.1.3. Les dépôts de lœss et de sables éoliens

Les dépôts de lœss sont une des formes héritées des glaciations quaternaires. Il s'agit de dépôts sédimentaires détritiques, en général argilo-calcaires et à grains très fins. Ils résultent du transport par le vent des époques froides, d'éléments formés par érosion glaciaire. Déposés parfois très loin du front des glaciers, ils ont donné naissance à une roche originale de couleur brune à jaune, friable mais cohérente.

Les lœss sont très largement répandus en Europe où ils se sont déposés dans des conditions subdésertiques périglaciaires survenues au plus fort des périodes glaciaires, comme le montre la carte de la figure 1.13 suivante.

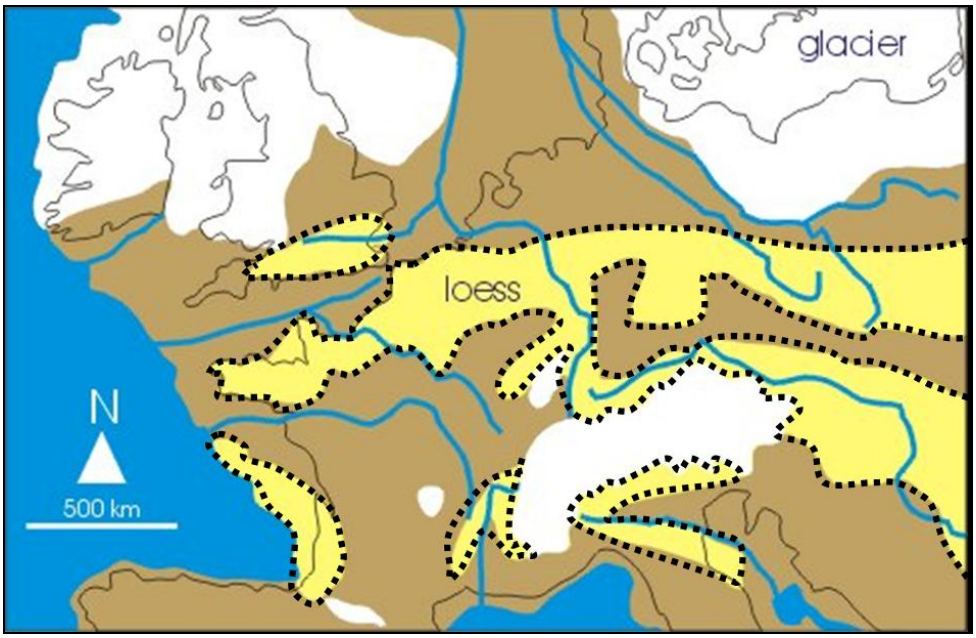


Figure 1.13. Cartographie des dépôts de lœss en Europe de Nord-Ouest (Boulvain et Pingot,2007)

D'autre part, l'activité éolienne au cours des stades froids a conduit à la formation de champs de dunes et de placage sableux, et à un remodelage des formes sableuses préexistantes. Au cours du Younger Dryas (vers –13 ka) par exemple, une ceinture de sable (European Sand Belt) s'étendait depuis les états baltes, la Biélorussie, l'Ukraine et la Russie, jusqu'en France, Belgique, Pologne et Pays-Bas (Isarin *et al.*, 1997).

La datation de ces dunes permet de connaître l'âge des périodes les plus arides. En effet, les actions éoliennes prédominent dans les régions désertiques, c'est-à-dire où la pluviosité est inférieure à 250 mm/an.

1.2.A-3.1.4. Les dépôts de versants

La mise en place de vallées asymétriques résulte de la différenciation de la pente des versants des vallées selon leur exposition. Les versants exposés au sud-ouest, plus ensoleillés, ont été soumis au ravinement lors du dégel printanier ; sur le versant opposé au contraire se sont accumulés des limons de solifluxion. Ces dépôts au bas des pentes prennent le nom de grèzes litées lorsqu'ils résultent de coulées successives de pierrailles gélifractées mêlées de neige, consolidées ultérieurement par des circulations d'eau. La figure 1.14 ci-après montre un exemple de ce type de dépôts observés en Haute-Marne.

Figure 1.14. Grèzes litées observées dans la vallée de la Marne
(Fournerot -52) dans les calcaires jurassiques

1.2.A-3.2. Les chartes stratigraphiques donnent une reconstitution grossière des alternances climatiques

La charte stratigraphique internationale est définie chaque année par la SQS (*Subcommision on Quaternary Stratigraphy*).

Trois subdivisions stratigraphiques existent classiquement : la subdivision Fennoscandienne ou Nord Européenne, la subdivision Alpine et la subdivision Américaine. Ces trois chartes stratigraphiques mettent en évidence les mêmes alternances mais leurs limites temporelles sont décalées puisqu'elles sont construites pour des régions différentes.

Les correspondances entre les chartes sont indiquées dans le tableau 1.3 ci-après. Selon la charte Fennoscandienne, seules deux périodes interglaciaires (l'Holsteinien puis l'Eémien), trois périodes froides (l'Elstérien, le Saalien et le Weichsélien) et une période postglaciaire (le Flandrien) ont été reconnues au cours des 500 derniers milliers d'années. La stratigraphie alpine reconnaît également trois périodes glaciaires : le Mindel, le Riss et le Würm, et deux interglaciaires Mindel/Riss et Riss/Würm, et enfin le Postglaciaire. Le Weichsélien correspond grossièrement au Würm Alpin, le Saalien au Riss, l'Elstérien au Mindel, etc. Le Flandrien est souvent appelé Holocène ou Postglaciaire.

Les discussions restent encore nombreuses sur l'attribution des enregistrements terrestres à des stades isotopiques marins. Citons principalement les débats toujours actuels suscités par les tentatives de corrélation de l'interglaciaire Holsteinien avec les stades 9 ou 11 (Nitychoruk *et al.*, 2005, Geyh & Müller, 2005, Reille *et al.*, 1998).

Pour tenter de remédier à ces difficultés de corrélations entre les enregistrements continentaux et marins, une nouvelle subdivision a été créée : le supercycle (Kukla, 2005). Il est composé, comme le laisse supposer son nom, de plusieurs cycles glaciaires. Les limites des supercycles sont les interglaciaires reconnus de façon globale, notamment grâce à une flore particulière, comme l'Holsteinien retrouvé entre autre en Grèce, en Allemagne et en France ou l'Eémien.

<table>
<tr><th></th><th>Supercycle de Kukla</th><th>MIS</th><th>Alpes</th><th>Europe du Nord-Ouest</th><th>Amérique du Nord</th></tr>
<tr><td>actuel</td><td>1</td><td>1</td><td colspan="3">Holocène ou Flandrien :
Sub-Atlantique (actuel)
Sub-Boréal
Atlantique
Boréal
Préboréal</td></tr>
<tr><td>-10 ka

Pléistocène Récent

-140 ka</td><td rowspan="5">2</td><td>2</td><td>Würm récent</td><td>Weichsélien Supérieur ou Récent</td><td rowspan="3">Wisconsin</td></tr>
<tr><td>3</td><td rowspan="2">Würm ancien</td><td>Weichsélien Moyen</td></tr>
<tr><td>4</td><td>Weichsélien Ancien</td></tr>
<tr><td>5d-a</td><td rowspan="2">Interglaciaire Riss/Würm</td><td>(Weichsélien ou Eémien)
Début Glaciaire</td><td rowspan="2">Sangamonien</td></tr>
<tr><td>5e</td><td>Eémien</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Pléistocène Moyen

- 750 ka</td><td rowspan="6">3</td><td>6</td><td rowspan="5">Riss</td><td rowspan="5">Saalien</td><td rowspan="5">Illinois</td></tr>
<tr><td>7</td></tr>
<tr><td>8</td></tr>
<tr><td>9</td></tr>
<tr><td>10</td></tr>
<tr><td>11</td><td>Interglaciaire Mindel/Riss</td><td>Holsteinien</td><td>Yarmouth</td></tr>
<tr><td rowspan="11">4
…</td><td>12</td><td rowspan="5">Mindel</td><td rowspan="5">Elstérien</td><td rowspan="5">Kansas</td></tr>
<tr><td>13</td></tr>
<tr><td>14</td></tr>
<tr><td>15</td></tr>
<tr><td>16</td></tr>
<tr><td>17</td><td>I. Gunz/Mindel</td><td>Cromérien</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="5">Pléistocène Ancien

- 2,6 Ma</td><td>18</td><td rowspan="4">Gunz</td><td rowspan="5">Bavelien

Menapien

Waalien
Eburonien

Tiglien

Prétiglien</td><td rowspan="4">Nebraska</td></tr>
<tr><td>19</td></tr>
<tr><td>20</td></tr>
<tr><td>21</td></tr>
<tr><td>22</td></tr>
<tr><td>23</td></tr>
<tr><td>…
1Ma</td><td rowspan="2">Donau</td></tr>
<tr><td></td><td>Biber</td><td>Pré-Nebraska</td></tr>
</table>

Tableau 1.3. Les différentes chartes stratigraphiques du Quaternaire (Riser, 1999 et Kukla, 2005)

Dans cette étude nous utiliserons la nomenclature de l'Europe de l'Ouest (charte Fennoscandienne).

1.2.A-3.3. Reconstruction plus fine du climat dans le Bassin parisien pendant les derniers 500 ka

En France, les trois séquences continues de dépôts lacustres que sont La Grande Pile (Vosges, France – Woillard, 1973 *in* Guiter *et al.*, 2003), les Echets (Rhône, France – De Beaulieu & Reille, 1989) et Le Velay (Massif Central, France – Reille & de Beaulieu, 1995, de Beaulieu *et al.*, 2001), ont permis une reconstitution de l'évolution des paléo-environnements précise et bien datée qui fait apparaître de nouvelles périodes interglaciaires. Ainsi, les 500 derniers milliers d'années ont été le siège d'une alternance de

6 (et non 3) glaciations (Elstérien, Saalien 1, 2 et 3, puis Weichsélien) et 5 périodes interglaciaires (au lieu de 4) :

- L'Holocène est le nom de la période interglaciaire actuelle.
- L'Eémien (appelé Ribains dans les enregistrements du Massif Central) est l'interglaciaire correspondant au stade 5e. Elle est suivie de l'alternance de deux sous-stades froids (Mélisey 1 et 2) avec deux sous stades tempérés St Germain 1 et 2 avant le passage à la glaciation Weichsélienne.
- La troisième période chaude est le complexe interglaciaire du Bouchet, constitué de trois phases tempérées (Bouchet 1, 2 et 3) alternant avec 2 sous-stades froids. Elle est associée au stade 7 (dont l'âge maximal est -235 ka, datation U/Th Ludwig *et al.*, 1992 *in* Roger *et al.*, 1999).
- Le stade 9 est un interglaciaire qui comprend deux périodes tempérées : l'interstade Amargiers, daté de –275 ka (Roger *et al.*, 1999) et qui correspondrait au sous-stade 9a (lui-même daté à -285 ka - datation U/Th Ludwig *et al.*, 1992 *in* Roger *et al.*, 1999), et l'interstade Landos qui coïncide avec l'optimum climatique du sous-stade 9c.
- Enfin, l'Holsteinien (stade 11) comprend également deux stades chauds, le plus ancien est l'interstade Praclaux (Reille et de Beaulieu, 1995) puis vient l'interstade Jagonas.

On remarque que chacun des interglaciaires identifiés a ses propres caractéristiques en terme de dynamique de la végétation mais qu'il est constitué à chaque fois par la même succession de trois épisodes tempérés, le premier étant le plus chaud, séparés par des stades froids, qui aboutissent finalement à une phase glaciaire. Ce schéma marqué par ces alternances d'amplitude décroissante est décrit dans toutes les séquences polliniques et dans les enregistrements des carottes de glace (Guiter *et al.*, 2003). Ces études ont également permis de mettre en évidence l'existence de fluctuations très fines également au sein des périodes froides. En effet, au sein des stades glaciaires, on trouve un grand nombre d'interstades tempérés alternant avec des stades froids (Roger *et al.*, 1999) : 13 périodes tempérées ont été distinguées dans le Velay, alternant avec des périodes froides complexes.

Le tableau 1.4 exposé ci-dessous présente une reconstitution simplifiée du climat obtenue à partir des séquences polliniques du Velay, des Echets et de la Grande Pile (Reille et de Beaulieu, 1995, Guiter *et al.*, 2003, Roger *et al.*, 1999, De Beaulieu & Reille, 1989, De Beaulieu *et al.*, 2001).

Stratigraphie européenne	**OIS**	**Stratigraphie locale**	**Végétation caractéristique et climat**
Elstérien	12	Stade Barges	Végétation steppique – Stade froid
Holsteinien	11	Interglaciaire Praclaux -423 ka	Interglaciaire tempéré
		Stade Pradelle	Froid
		Interstade Jagonas 1	Amélioration climatique
		Stade Coucouron	Froid
		Interstade Jagonas 2	Retour de conditions plus clémentes
Saalien 1	10	Glaciation Bargette	Climat froid, rude et très aride. Alternance de périodes très froides avec phases de réchauffement. Même comportement que Tardiglaciaire Weichsélien.
	9e	Interglaciaire Landos	climat humide et tempéré
	9d	Stade Cayres	Froid
	9c	Interstade Ussel	climat tempéré frais
	9b	Stade Montiel	Conditions froides et arides.
	9a	Interstade Amargiers -275 ka	amélioration climatique similaire aux stades St Germain
Saalien 2	8	Stade Charbonniers	C'est l'une des périodes les plus arides de cette séquence : climat très froid et sec – comparable à la fin du Weichsélien.

Complexe interglaciaire du Bouchet	7e	Interstade Bouchet 1	Le réchauffement est rapide et important. Conditions chaudes d'interglaciaire.
	7d	Stade Belvezet	Conditions périglaciaires, avec steppe prédominante et quelques bouleaux.
	7c	Bouchet 2 (interstade)	Interstade tempéré plus long que Bouchet 1.
	7b	Stade Bonnefond	Végétation de steppe. Conditions froides et arides. Ce stade aurait été assez court.
	7a	Interstade Bouchet 3	Forêt mixte ouverte présentant des taxons montagnards – Climat tempéré frais
Saalien 3	6	Phase glaciaire Costaros	Intervalle froid et sec avec une végétation steppique, puis épisode tempéré (pins et épicéas), puis alternances phases périglaciaires semi désertiques alternent avec des phases de climat très arides
Eémien	5 e	Interglaciaire Ribains	Climat tempéré d'interglaciaire comme actuel
Début Glacaire	5d	Stade Melisey 1 (ou Herning) -110ka à -104 ka	Steppe ou toundra herbacée - Le climat est fortement continental.
	5c	Interstade St Germain 1 (ou Amersfoort-Brörup) -104 ka à -92 ka	comparable à l'Eémien L'événement froid bref de Montaigu est enregistré sut toutes les séquences polliniques d'Europe continentale.
	5b	Stade Melisey 2 (ou Rederstall) -92ka à -84 ka	Stade plus long et plus froid que Melisey 1.
	5a	Interstade St Germain 2 (ou Odderade) -84ka à -72 ka	Episode tempéré très semblable à St Germain 1.
Weichsélien Ancien -72ka à -60 ka (Wurm)	4		Période maxiglaciaire. La première partie de ce stade était relativement humide tandis que la seconde beaucoup plus sèche. Le permafrost Weischélien se met en place autour de -67ka. Les enregistrements polliniques pour cette période sont quasiment plats. Deux périodes de léger réchauffement ont été identifiées : Ognon 1 et Ognon 2, avec réapparition de la taïga.
Weichsélien Moyen -60ka à -29 ka			Période globalement moins froide que la précédente et plus humide. Alternance stades froids/interstades un peu moins froids.
Weichsélien Récent -29ka à -10ka	2		C'est la période la plus froide du cycle Weichsélien. Le permafrost réapparaît vers -28 ka englacement maximale vers -23ka - 22 ka « radoucissement » vers -16 ka retour des conditions polaires vers -15ka
		Tardiglaciaire -15à -10 ka	Nombreuses oscillations générant un réchauffement brutal. Dryas ancien (Oldest Dryas) (-15ka à - 13 ka) : réchauffement et retour de la steppe. Un bref épisode froid est enregistré assez globalement en Europe vers -14ka -13ka. Bölling (-13 à 12,2 ka) :'accentuation du réchauffement Dryas moyen (Middle Dryas) (-12,2 à 12 ka) : retour du froid Alleröd (-12 à - 11 ka) : Période plutôt Dryas récent (Younger Dryas) (-11 à -10 ka): C'est la dernière période périglaciaire.
Holocène ou Flandrien -10ka à 0 ka	1	Interglaciaire Holocène	Mise en place de l'Holocène exceptionnellement rapide Préboréal (-10 à -9 ka) : et Boréal (-9 à -8 ka) : réchauffement Atlantique (-8 à -4,7 ka) : Optimum climatique vers 8ka BP. Sub-Boréal (-4,7 à -2,8 ka) Rafraîchissement des conditions climatiques. Sub Atlantique (-2,8 à 0ka) Augmentation des herbacées due à l'agriculture.

Tableau 1.4. Reconstitution du climat des 500 derniers ka en France

Ces phases climatiques très fines ont pu être retrouvées ailleurs dans le Nord Ouest de l'Europe et les corrélations entre les enregistrements polliniques du Massif Central et ceux retrouvés en Pologne ou en Allemagne ont pu être réalisées de façon assez fiable (De Beaulieu *et al.*, 2001). Il existe également une correspondance entre ces enregistrements polliniques et les enregistrements des variations isotopiques de l'oxygène dans les carottes glaciaires de l'Antarctique (celles de Vostok notamment, Tzedakis *et al.*, 1997), mais ces

enregistrements isotopiques marins semblent être moins précis dans la reproduction de cette structure climatique au sein des structures interglaciaires. Ainsi, pour représenter ces fluctuations climatiques et étudier leur impact sur l'érosion du paysage, nous devons utiliser un autre signal temporel que celui proposé par la courbe du rapport isotopique de l'oxygène.

1.1.A-3.4. Index climatique local résultant du projet Bioclim

Le projet européen Bioclim - « Modelling Sequential Biosphere Systems Under Climate Change for Radioactive Waste Disposal » 2000-2003 - a été mis en place afin de modéliser finement et à l'échelle régionale, l'évolution future du climat sur le prochain million d'années en fonction de différents scénarios d'évolution de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Deux index découlent de ce projet :

- Un scénario d'évolution climatique du Bassin parisien résultant des simulations dans le passé et dans le futur effectuées pour ce projet, que l'on note par la suite index-sim.
- Un paléo-index, traduisant le climat depuis l'Eémien jusqu'à l'actuel, avec un pas de temps de 1 000 ans, à partir de reconstitutions des paléo-environnements qui reposent sur l'étude des traces de fentes de gel et de l'évolution du permafrost, ainsi que sur l'analyse des séquences polliniques et malacologiques. Ce paléo-index a été utilisé pour valider les simulations du passé, elles-mêmes réalisées pour préparer les simulations prospectives.

Ces index utilisent des indices numériques dont la correspondance avec la classification de Køppen-Trewartha figure dans le tableau 1.5 ci-dessous.

Index Bioclim	Classes Climatiques	Etats climatiques
0	FT	Toundra
10	EC	Périglaciaire ou subarctique continental
15	EO	Boréal ou subarctique océanique
20	DC	Tempéré à tendance continentale
25	DO	Tempéré à tendance océanique

Tableau 1.5. Classification des climats de Køppen-Trewartha

La figure ci-dessous 1.15 présente l'évolution au cours du dernier cycle glaciaire de ces deux index.

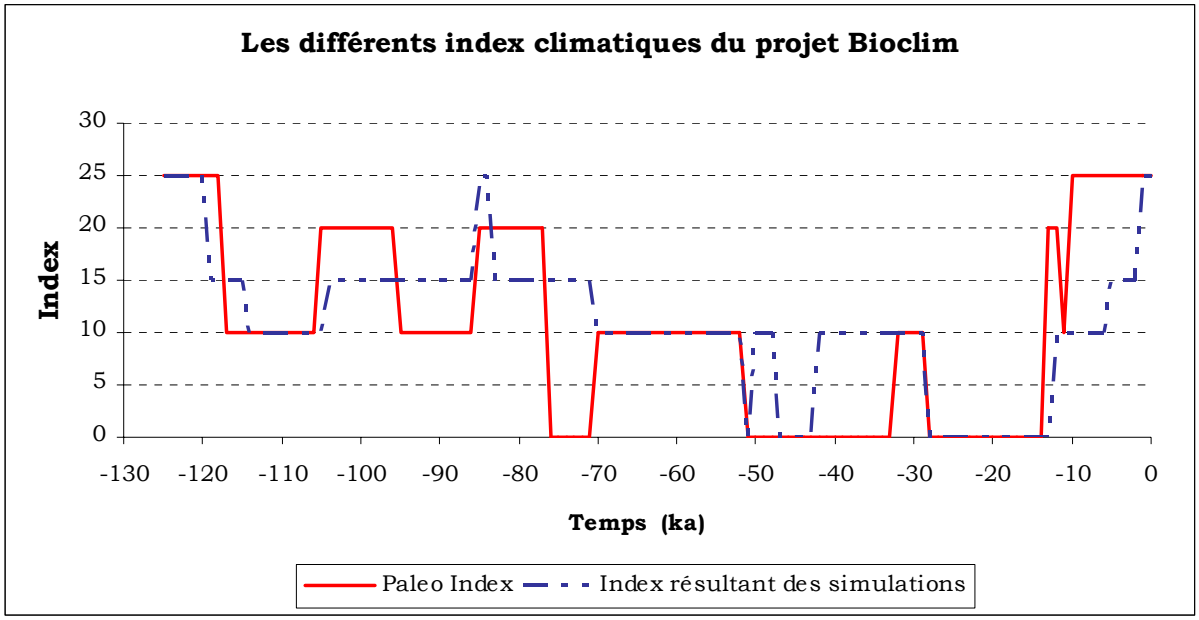


Figure 1.15. Les deux index climatiques définis dans le projet Bioclim

Ces index sont intéressants car ils représentent directement le climat et qu'ils existent également pour le prochain million d'années, à l'inverse du signal de l'insolation, également calculé dans le futur mais qui ne représente pas convenablement le climat.

Afin de répondre à l'objectif de calage des paramètres afin de préparer des simulations de l'évolution future du relief, nous choisissons donc d'utiliser ces signaux Bioclim. Cependant, ils n'existent dans le passé, que pour la dernière glaciation. Nos simulations étant réalisées sur le dernier million d'années, il nous faut construire un signal climatique qui couvre la totalité de cette période et qui garde le formalisme proposé par le projet Bioclim d'utilisation d'un index dont la valeur varie au cours du temps suivant le climat. C'est l'objectif du paragraphe suivant.

1.2.A-4. Extrapolation d'un signal climatique long terme à partir de l'évolution temporelle du rapport isotopique

Nous proposons une méthode originale qui va nous permettre de construire un index climatique du même type que les index Bioclim, à partir de la courbe du rapport isotopique de l'oxygène. Afin que le signal du rapport isotopique de l'oxygène, que l'on note par la suite dO18= (δO^{18} - δO^{16})/ δO^{16}, ait des valeurs comprises entre 0 et 25 (ceci offre une meilleure visibilité sur les courbes et permet de réaliser de bonnes corrélations), nous avons d'abord appliqué à ce signal la formule suivante qui conduit à un nouveau signal dO18_modifié :

$$dO18_modifié = 25 - [((dO18 - 3) * 13)$$

L'étude des deux figures (1.16 et 1.17) qui présentent le lien qu'il existe entre les index Bioclim et la courbe dO18_modifié sur les 120 derniers milliers d'années, nous permet d'établir les relations suivantes entre les climats et le rapport isotopique :

Valeur limites du rapport isotopique RI-2	Index associé	Climat associé
dO18_modifié ≥ 15	25	Tempéré
13 ≤ dO18_modifié < 15	15	Boréal
6 ≤ dO18_modifié < 13	10	Périglaciaire
dO18_modifié < 6	0	Toundra

Tableau 1.6. Corrélations proposées entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim

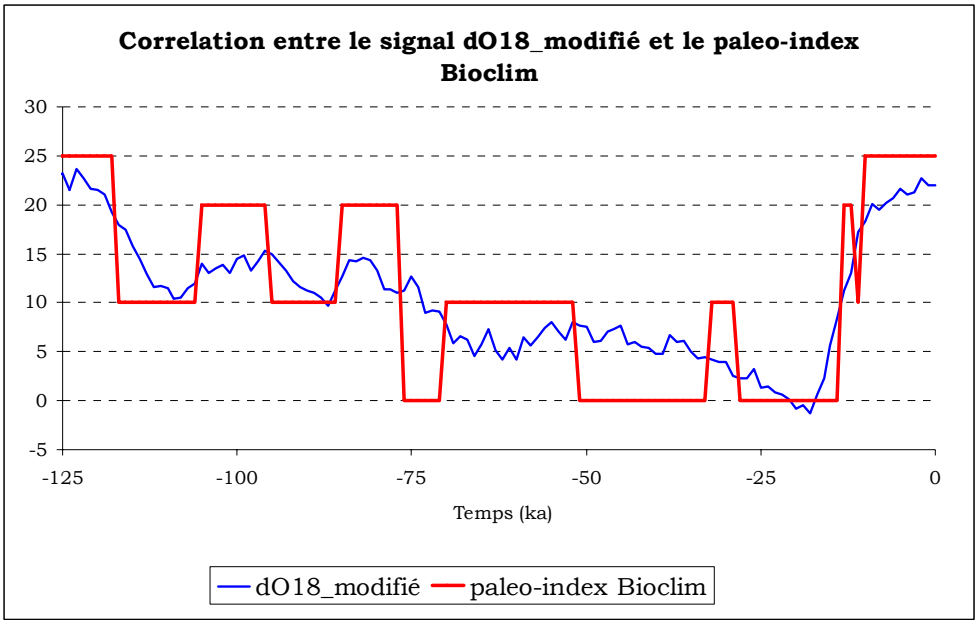


Figure 1.16. Corrélation proposée entre le rapport dO18_modifié et le paléo-index du projet Bioclim

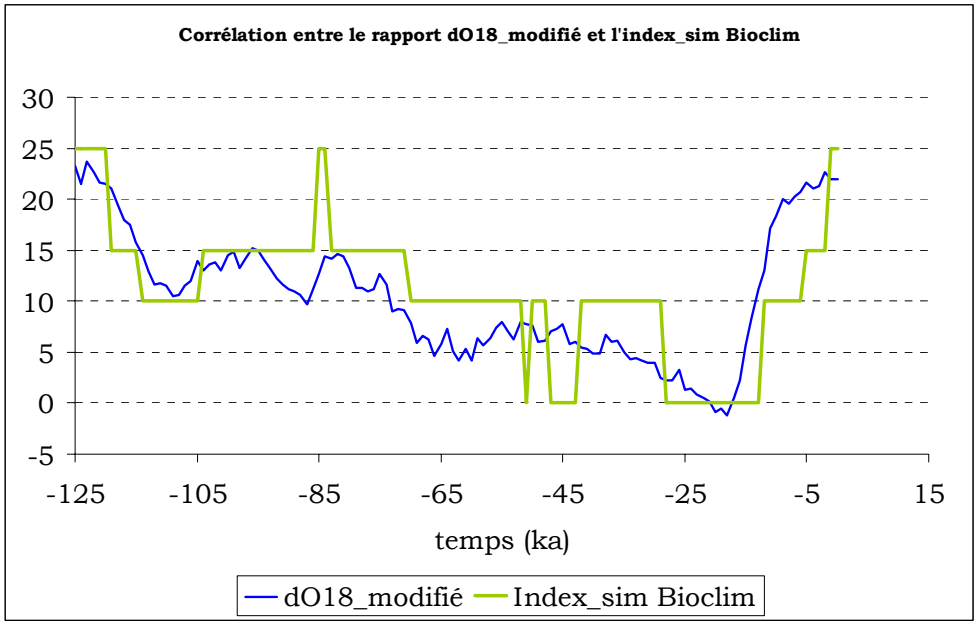


Figure 1.17. Corrélation proposée entre le rapport dO18_modifié
et l'index-sim du projet Bioclim

Il suffit ensuite d'appliquer cette relation à la totalité de la courbe du signal isotopique sur l'intervalle –1 Ma à 0 ka, pour obtenir une reconstitution du climat sur le dernier million d'années dans le Bassin parisien. Deux exemples des résultats, l'index obtenu sur les 450 derniers milliers d'années et sur 1 million d'années, sont exposés ci-dessous sur les figures 1.18 et 1.19.

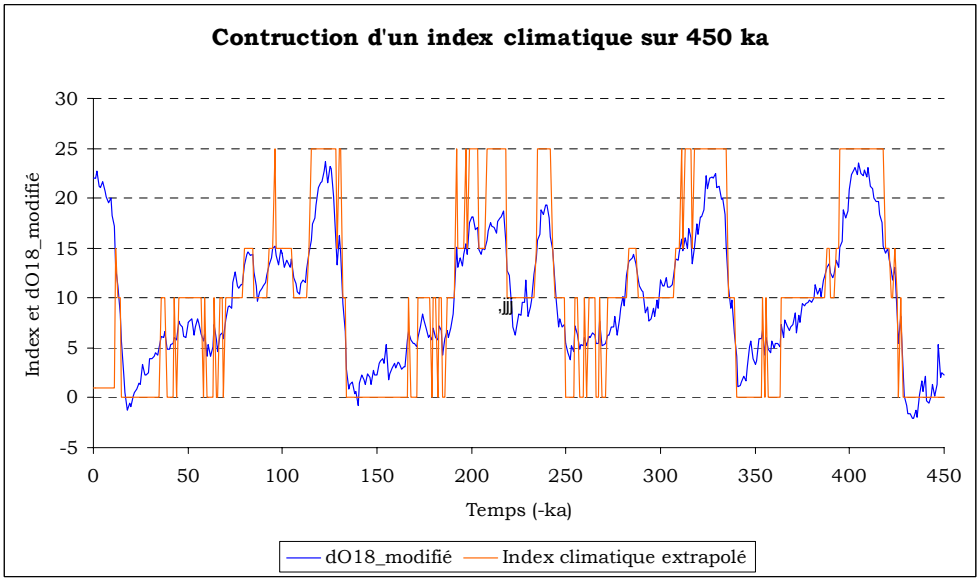


Figure 1.18. Construction d'un index climatique sur 450ka reposant sur la corrélation
entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim

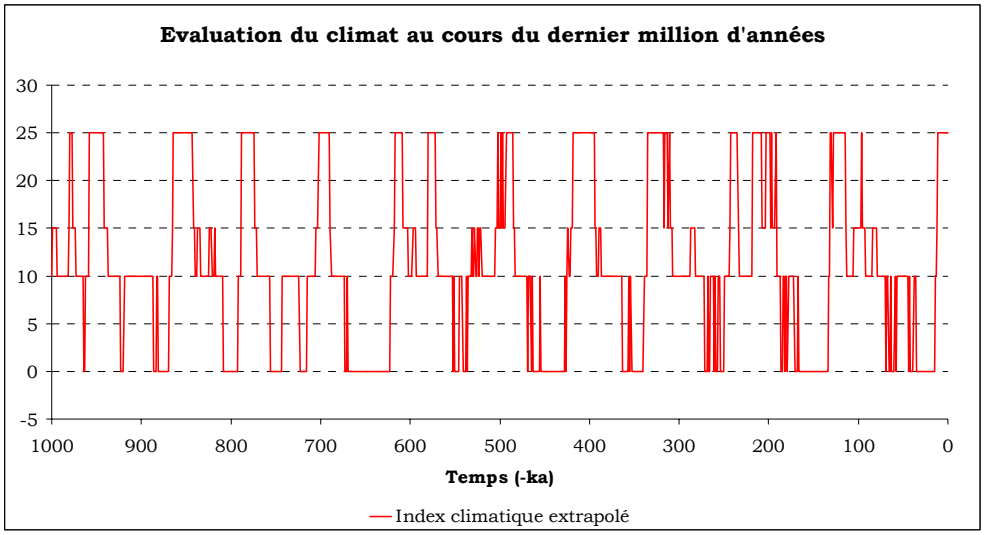


Figure 1.19. Construction d'un index climatique sur le dernier million d'années reposant sur la corrélation entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim

A titre de comparaison, la figure 1.20 ci-dessous présente la courbe d'insolation (modifiée pour que ses valeurs soient comprises entre 0 et 25) et les index climatiques du projet Bioclim depuis –125 ka jusqu'à l'actuel.

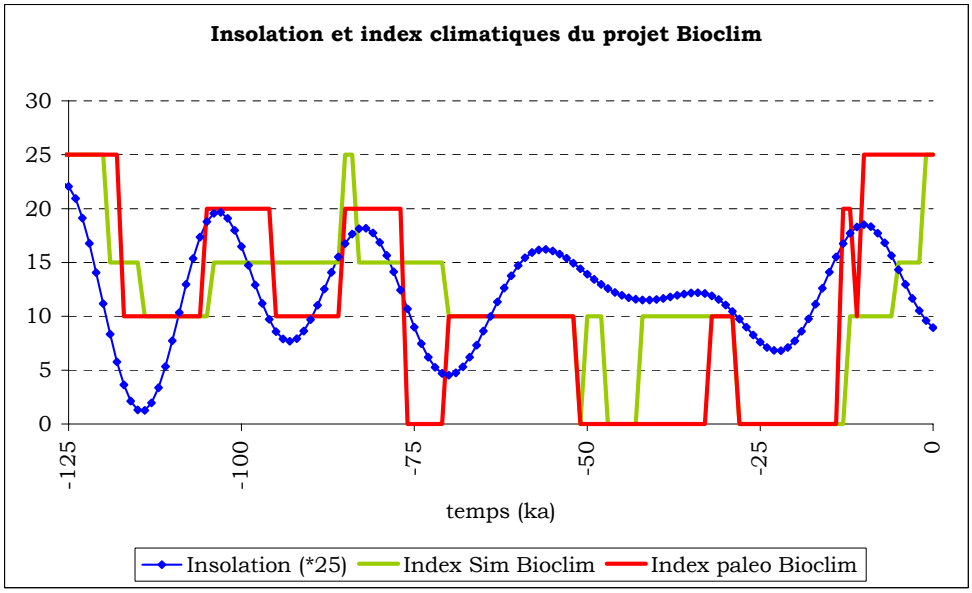


Figure 1.20. Tentative de corrélation entre le signal d'insolation modifié et les index du projet Bioclim

Les corrélations sont beaucoup moins évidentes et on peut remarquer que plusieurs valeurs d'insolation sont reliées à une seule valeur de l'index. Il n'était donc pas justifié d'utiliser ce signal pour construire notre modèle temporel.

1.2.B. LES VARIATIONS EUSTATIQUES

1.2.B-1. Leur rôle dans l'érosion

Les variations climatiques ont induit des fluctuations du niveau marin, en favorisant la croissance ou la fonte des calottes glaciaires. En effet, lors des périodes tempérées, les calottes glaciaires présentes aux pôles et sur les massifs montagneux, ont un volume minimal et le niveau marin est grossièrement identique à l'actuel. Au cours de la phase de refroidissement, le volume des glaces polaires croît et le niveau marin diminue. Les calottes atteignent finalement leur volume maximal au cours de la période glaciaire, piégeant ainsi une partie du volume de l'eau des mers. Le niveau marin peut alors descendre jusqu'à une profondeur de –120 m sous le niveau actuel. Le niveau de base des cours d'eau s'est donc trouvé modifié, et le profil de la Seine a répondu à ces changements.

Les variations du niveau marin ont alors conduit à un réajustement du profil : une érosion régressive se développe alors depuis le point le plus bas du profil et un knick-point (une rupture de pente) se déplace alors vers l'amont du cours d'eau. La remontée du niveau marin a stoppé la migration de ce knick-point. En effet, comme les fluctuations eustatiques sont plus rapides que la vitesse d'érosion régressive au Quaternaire, la migration du knick-point avait peu de chances de concerner la totalité du profil. Dans le cas de la Seine, une rupture de pente de ce type a été observée dans la région des Andelys (Lautridou *et al.*, 1999).

En comparant les courbes des variations isotopiques de l'oxygène avec les périodes d'incision établies en basse Seine, il en ressort que les niveaux les plus bas sont intervenus aux stades 2, 6, 12, 16 et 22 on été le siège des incisions majeures du bedrock en Basse Seine (Lefebvre *et al.*, 1994).

Dans la partie amont des cours d'eau, ces variations n'ont pas contrôlé les périodes d'érosion et de dépôts de façon aussi importante : les nombreuses études des séquences de dépôts de la région parisienne ou en Haute Somme qui datent de la transition Weichsélien/Tardiglaciaire (Roblin-Jouve, 1984 ou Pastre *et al.*, 2003 et Antoine, 1997 par exemple) ont montré qu'une forte incision avait eu lieu sur un temps très court pendant cette période de haut niveau marin.

1.2.B-2. Organisation des dépôts marins et estuariens

Les variations du niveau marin influencent également la mise en place des dépôts estuariens et marins, puisque la position de l'estuaire change, tout comme l'épaisseur de la tranche d'eau. La mise en place de dépôts au niveau de l'estuaire actuel au cours des périodes tempérées a vraisemblablement une influence non négligeable sur l'évolution ultérieure du profil. En effet, en comblant l'estuaire, ces sédiments modifient la topographie et la pente du profil à l'exutoire. Lorsque le niveau marin baisse et découvre alors cette région, la puissance du cours change puisque la pente du profil est plus faible.

Ainsi, on peut à nouveau parler de cycle de dépôts pour le domaine actuellement sous-marin :

- Au début de la chute du niveau marin, les dépôts fluviatiles s'étendent dans le domaine marin,
- A la fin de la chute et quand le niveau marin est bas, la rivière érode et vidange sa vallée pour atteindre un nouveau profil à l'équilibre avec le niveau marin.
- Enfin, lors de la remontée et quand le niveau est haut, un remplissage des vallées à nouveau immergées par les dépôts marins est observé.

L'étude des dépôts marins présents dans la Baie de Seine et dans la paléo-vallée aujourd'hui immergée, par Alduc *et al.* (1979), Auffret *et al.* (1980) ou Garnaud (2003), permet de retrouver ce cycle.

Après avoir été produits sur les versants et dans les cours d'eau, puis transportés jusqu'à la mer, les sédiments sont répartis et se déposent dans le domaine sous-marin. Les nombreux modèles (références *in* Blum et Törnqvist, 2000) qui ont tenté d'expliquer l'organisation spatiale de ces dépôts et leurs variations de faciès reposent tous sur deux définitions fondamentales: le niveau de base et l'accommodation.

L'accommodation, ou espace disponible pour les sédiments, est la distance séparant le substratum du bassin au niveau de la mer. Le substratum du bassin est défini ici comme étant l'horizon isochrone marquant la base de la formation sédimentaire étudiée. Cet espace disponible change en fonction des variations eustatiques et de la subsidence du bassin.

Les récents progrès de la géologie et des technologies d'exploration ont permis aux auteurs de formuler de nombreuses théories. Ces nouveaux concepts ont donné lieu à une littérature très abondante. Les modèles proposés varient selon l'endroit étudié dans le bassin et la nature des sédiments (fluviatiles, plaine alluviale, paléosols, estuaire, delta, marin…). Beaucoup reposent sur l'hypothèse que la production de sédiments est externe au système et qu'ainsi, la dynamique sédimentaire obéit à un contrôle eustatique simple : la montée du niveau marin bloque les apports sédimentaires détritiques dans les zones hautes du système tandis que la baisse du niveau marin permet leur distribution dans le bassin profond. Nous ne présentons ici que les deux modèles les plus simples et qui constituent les fondements de cette discipline.

Le modèle de Jervey (1988 *in* Granjeon, 1997) est l'un des premiers modèles géométriques conçus pour l'étude de la sédimentation en marge passive. C'est lui qui a introduit le terme « aggradation » pour définir l'accumulation de sédiments dans l'espace disponible sous le niveau de base. Selon l'auteur, lorsque le niveau de la mer monte, l'espace disponible pour les sédiments s'accroît sur le continent, ce qui entraîne l'aggradation de la plaine côtière, supposée horizontale et à dominance sableuse. Si cet espace est suffisant, il y a rétrogradation (ou recul) du rivage vers la terre. Si cet espace est insuffisant, le rivage prograde (avance) et les sédiments se déposent en milieu marin. Lorsque le niveau de la mer chute, la ligne de baie (point où la vitesse de subsidence est égale à la vitesse de baisse du niveau marin) (notée B sur la figure) divise le bassin en deux régions : une région amont, où l'espace disponible disparaît et où les processus fluviatiles prennent le relais de la sédimentation marine, et une région avale où se crée l'accommodation. Si la ligne de baie est encore en domaine continental, la plaine côtière aggrade et le rivage avance vers la mer. Si la ligne de baie est en domaine marin, les sédiments se déposent sous forme de turbidites en respectant une pente d'inclinaison constante.

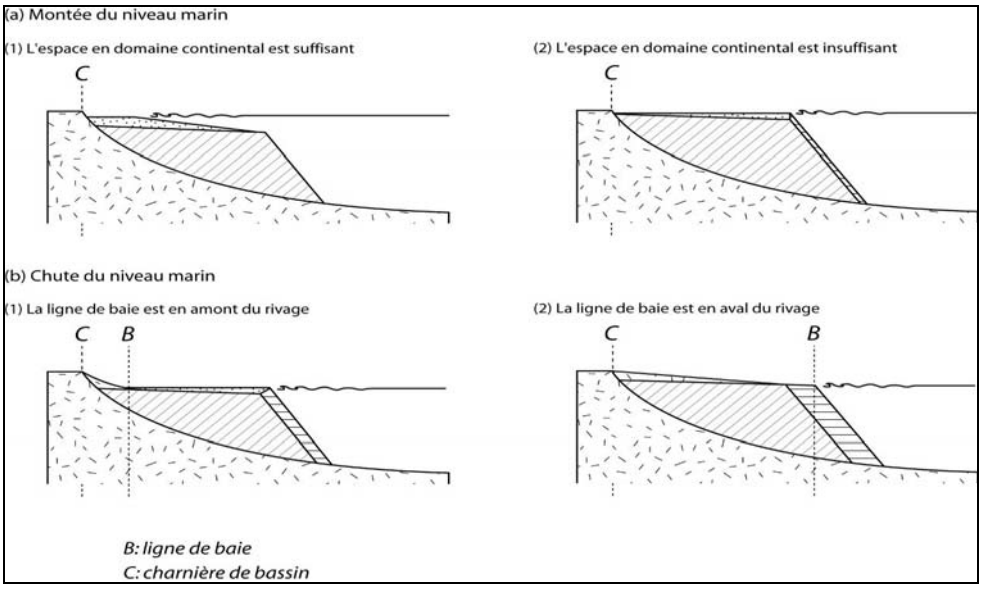


Figure 1.21. Modèle de Jervey (d'après Granjeon, 1997)

Le modèle de Vail (Vail, 1987, Posamentier et Vail, 1988 IetII) est plus détaillé. Les dépôts qui forment le prisme de bas niveau marin (PBN ou *LST*), se déposent pendant la chute rapide du niveau de la mer, et pendant la première partie de sa remontée. Le sommet du prisme est marqué par une surface d'inondation marine, ou surface transgressive, qui traduit une migration rapide de la ligne de rivage vers le continent.

Les dépôts formant l'intervalle transgressif (IT ou *TST*) surmontent la surface transgressive et se déposent durant la remontée rapide du niveau marin. Si la vitesse de création de l'espace disponible est plus élevée que le taux d'apport sédimentaire, les dépôts avancent sur le continent (rétrogradation) et l'on observe des onlaps. Le sommet de l'intervalle transgressif correspond à la surface d'inondation maximale. Elle correspond à la période de sédimentation minimale de tout le système.

Le prisme de haut niveau (PHN ou *HST*) est formé pendant la fin de la montée eustatique, le haut niveau et le début de la baisse. Il se développe largement sur la plateforme. Sa base est aggradante mais la majeure partie du cortège est progradante. En effet, comme le taux de sédimentation est plus fort que le taux de création d'accommodation, les sédiments comblent tout l'espace disponible et avancent vers le bassin (progradation), on observe alors des offlaps et des downlaps sur la surface maximale d'inondation.

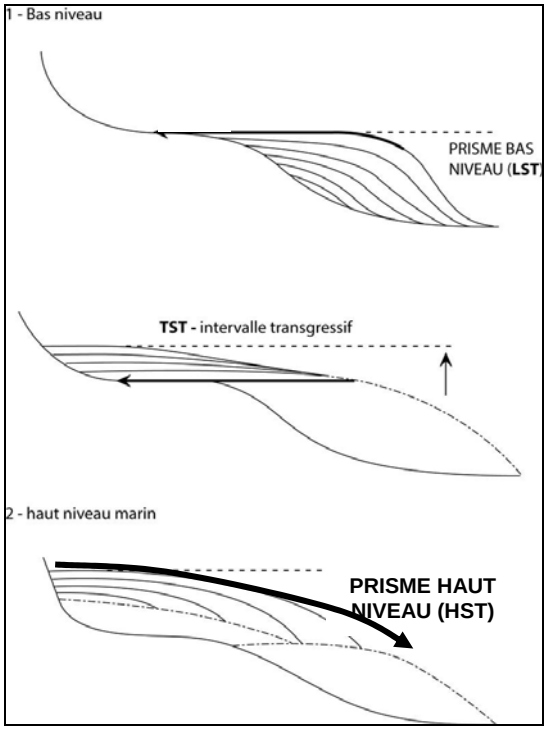


Figure 1.22. Modèle de Vail

1.2.B-3. Reconstitution des variations eustatiques dans la Manche

Les paléo-plages et les paléo-estuaires présents actuellement sur les côtes de la Manche sont de bons marqueurs des fluctuations du niveau marin. Cependant ils sont rares et difficilement datables.

D'après Lefebvre et ses collaborateurs (1994), les niveaux marins les plus bas ont été atteints au cours des stades isotopiques 2, 6, 12, 16 et 22. La dernière remontée du niveau marin est évidemment la plus documentée. Elle débute vers –15 ka et le niveau marin croit rapidement. Vers –5 ka, la montée du niveau marin se ralentit fortement et il est stable depuis -2 à –3 ka.

Pour approcher les variations du niveau marin dans l'estuaire de la Seine et dans la Manche, nous avons calé la courbe des variations du rapport isotopique de l'oxygène de Lisiesky et Raymo (2005) présentée précédemment, avec les diverses données de terrain obtenues dans cette région. Ces données (présentées dans le tableau 1.7 à la page suivante) nous ont permis de caler les valeurs maximale et minimale connues de –120 m et 0 m respectivement aux instants -20 ka et 0 ka.

La figure 1.23 présentent la courbe du niveau marin obtenue sur le dernier million d'années.

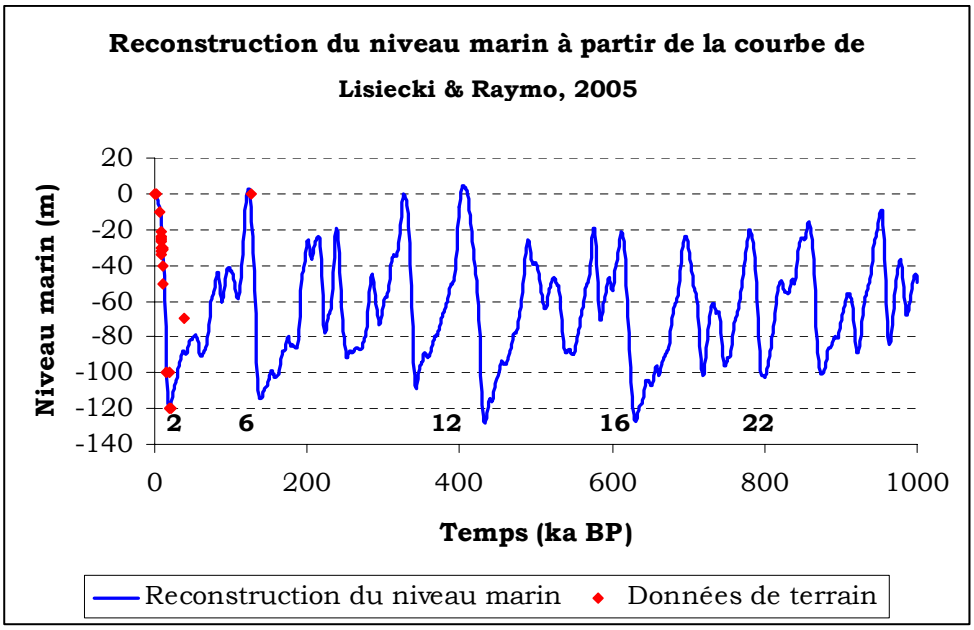


Figure 1.23. Tracé de la courbe du niveau marin sur le dernier million d'années, obtenue à partir des mesures du rapport isotopique de l'oxygène de Lisiecki & Raymo, 2005

Nous avons reporté sur cette figure les stades 2, 6, 12, 16 et 22 au cours desquels, selon Lefebvre *et al.*, (1994), le niveau marin était le plus bas et aurait engendré de grandes phases d'érosion régressive. Les stades 2, 6, 12 et 16 présentent effectivement un niveau marin très bas sur notre courbe mais pas le stade 22. Ceci est dû au fait que la courbe du rapport isotopique ne présente pas non plus de hausse très différente de celles observées au stade 24 ou 20. On peut donc s'attendre à une première érosion vers –650 ka plutôt qu'autour de -800 ka.

Ville	Age (ans)	Hauteur niveau marin (m)	Références	Commentaires
Manche	- 2,5 ka jusqu'à présent	0	Garnaud, 2003	niveau stable depuis
Manche	-7 ka	-10	Garnaud, 2003	morphologie de la côte se dessine
Le Havre	7820 +/- 170 BP	- 21,5 +/- 2,9	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Manche	-8 ka	-30	Garnaud, 2003	
Le Havre	8050 +/- 170 BP	-24,5 + /- 2,9	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Baie de Seine	8130 +/- 190 BP	-24 + /- 3	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Baie de Seine	8250 +/- 220 BP	-26,5 +/- 3,2	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Le Havre	8470 +/- 170 BP	-25,8 +/- 2,9	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Baie de Seine	8850 +/-200 BP	-33,5 + /- 3,1	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Le Havre	9340 +/- 300 BP	-31,7 +/- 3,8	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Le Havre	9730 +/- 300 BP	-31,4 +/- 3,8	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Le Havre	9900 +/- 300 BP	-30,7 +/- 3,8	Delibrias & Guillier (1971) *in* Lambeck, 1997	datation C14
Manche	-10 ka	-50 à -40	Garnaud, 2003	
Manche	-15 ka	-100	Garnaud, 2003	
Manche	entre -21 et -20 ka	-100 à -120	Garnaud, 2003	
Manche	stade 2	~-120	Lefebvre *et al.*, 1994	
Manche	Weichsélien stade 3	~-70	Lefebvre *et al.*, 1994	
Tancarville	Eémien	~ 0	Lebret *et al.*, 1984	la dune traduit la proximité du rivage
Données complémentaires				
Pays bas	8 ka BP	-25	Rappol & Soonius, 1994	
Pays bas	7 ka BP	-16	Rappol & Soonius, 1994	
Pays bas	6 ka BP	-7,5	Rappol & Soonius, 1994	
Pays bas	5 ka BP	-4	Rappol & Soonius, 1994	
Pays bas	2 ka BP	-1	Rappol & Soonius, 1994	

Tableau 1.7. Données bibliographiques de l'évolution du niveau de la Manche au cours du Quaternaire

1.2.C. LA TECTONIQUE

La surrection tectonique subie du Bassin parisien est un contrecoup de l'orogenèse alpine. Elle déstabilise et déséquilibre les cours d'eau qui incisent leur lit en réponse à cette perturbation : les vallées s'enfoncent donc dans les plateaux qui se soulèvent, et font ainsi évoluer le relief.

Cependant à une échelle plus locale, le jeu des failles ou la présence de fossés tectoniques peuvent influencer le comportement d'une rivière et l'on observe alors une variation de son taux d'incision, un changement du cours de son lit, une répartition différente des terrasses, etc. L'observation de ces indices sur le terrain a permis aux auteurs de proposer une reconstitution spatiale et temporelle de l'activité tectonique du Bassin parisien au cours du Quaternaire.

1.2.C-1. Influence de la tectonique sur l'érosion fluviatile et sur la mise en place des terrasses

La surrection tectonique est un facteur fondamental dans la mise en place des terrasses. Elle influence d'une part le style de ces terrasses, étagées ou emboîtées.

Les terrasses sont d'anciens fonds de vallées abandonnés après l'enfoncement des cours d'eau. Généralement, les plus récentes ne sont qu'à quelques mètres du chenal actuel et peuvent encore subir l'inondation des grandes crues. Les plus anciennes subsistent souvent à l'état de lambeaux discontinus sur les marges du lit majeur. Comme le montre la figure 1.24, les terrasses sont étagées si l'enfoncement de la rivière s'est réalisé de façon progressive et si l'amplitude des érosions était suffisamment grande pour atteindre le substratum rocheux. On retrouve alors une succession de terrasses qui sont de plus en plus jeunes vers le fond de la vallée. Les terrasses sont emboîtées si le cours d'eau s'est enfoncé profondément dans le substratum au cours de la première phase et si les variations d'altitude suivantes ne sont plus aussi fortes. Elles entament alors la terrasse plus ancienne située plus bas et pas le substratum rocheux sous-jacent. Selon l'histoire de la vallée, les séquences sédimentaires sont plus ou moins préservées. Si les alluvions ont complètement disparu, seul le replat d'érosion, appelé encore méandre perché, sera visible dans le paysage.

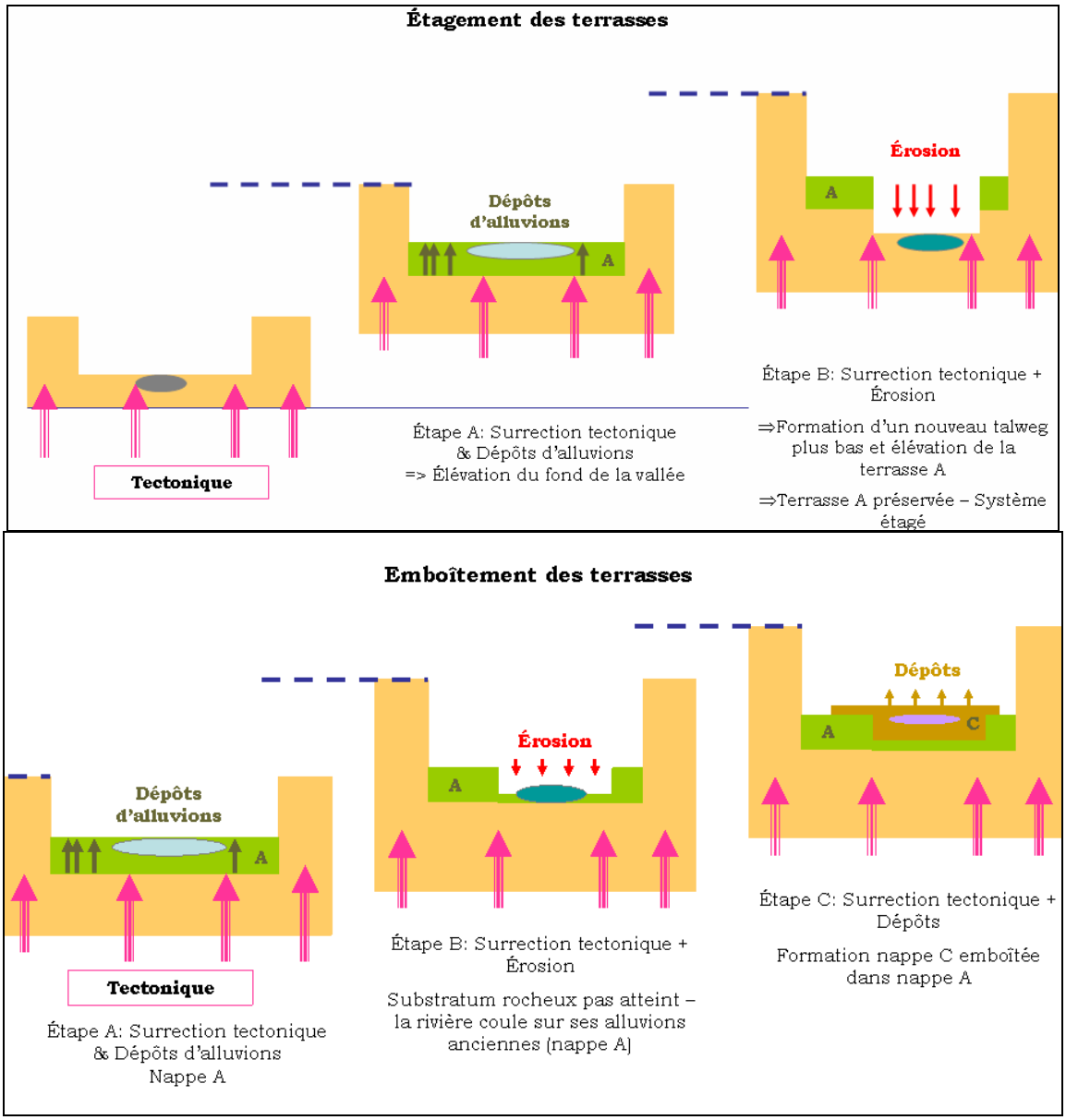


Figure 1.24. Formation de terrasses étagées et emboîtées

La surrection tectonique, en surélevant les cours d'eau, donne également à la rivière un potentiel d'incision qui augmente avec la valeur de la tectonique. Ainsi, au cours des périodes favorables aux dépôts, ce potentiel d'érosion croît. Lorsque l'érosion devient possible le fleuve, dont le profil longitudinal est alors en déséquilibre, incise le fond de ce lit plus ou moins profondément selon la valeur du potentiel d'incision et sa capacité: d'après Antoine et al., 2000, lors des transitions climatiques qui annoncent les périodes froides, l'érosion est réalisée avec une vitesse 50 à 100 fois supérieure à celle de la surrection tectonique (Antoine *et al.*, 2000).

1.2.C-2. Estimation de la surrection tectonique dans le Bassin parisien

L'évaluation de la surrection tectonique est réalisée à partir de l'étude des paléo-profils. Ceux-ci sont reconstruits par corrélation des différents replats le long du cours d'eau.

Les variations de la pente des paléo-profils indiquent les variations spatiales de la surrection tectonique, et l'écart altitudinale qui existe entre deux paléo-profils permet de connaître le taux d'incision. Cependant, l'évolution au cours du temps de ce taux d'incision ne permet pas de reconstituer l'histoire tectonique d'une région. En effet, il faut avant tout estimer la part de la tectonique, de celle du climat et de l'eustatisme, et de tout autre facteur, dans le façonnement des terrasses. De plus, les datations et les corrélations sont rendues difficiles entre les dépôts à cause de l'importance des hiatus, la mauvaise préservation et le faible volume des alluvions. L'estimation d'une vitesse tectonique, même moyennée spatialement et temporellement, n'est donc pas simple.

Cependant, en étudiant d'autres témoins du paléo-paysage, comme les paléo-plages, les auteurs ont pu proposer une estimation de la valeur moyenne de la surrection tectonique qui aurait affectée le Bassin parisien au cours du Quaternaire. Des discussions existent cependant sur la nature (continue ou ponctuelle) et les valeurs prises par cette surrection tectonique (Van Vliet-Lanöe *et al.*, 2000 (a et b))

1.2.C-2.1. Dans le Nord et à l'Est (Somme et Meuse)

La mise en place des terrasses observées au Nord du Bassin parisien, dans la vallée de la Somme, traduit un contexte de surrection tectonique lente depuis la fin du Pléistocène Inférieur.

Il existe cependant une forte différence entre le domaine continental de cette vallée, où les terrasses sont bien étagées, et le domaine sous-marin où les terrasses sont alors emboîtées. Ce phénomène observé, entre autres auteurs par Antoine *et al.* (2000) serait dû à un soulèvement différentiel du bassin, qui expliquerait également les changements d'inclinaison du profil longitudinal de la rivière. En effet, dans la partie continentale de la vallée, la Somme a une pente de 0,54 m/km. A proximité de l'estuaire, sur les quelques kilomètres de transition entre les deux systèmes de terrasses où de nombreuses failles ont été relevées, la pente beaucoup plus forte, est comprise entre 0,9 à 1,1 m/km. Enfin, en mer, le thalweg a une pente de 0,2 m/km et son bedrock est recouvert d'épaisses nappes alluviales datant pour certaines du Tertiaire. Antoine *et al.* (2000) estime que le taux de surrection de cette région au cours du Quaternaire, est compris entre 50 et 60 m/Ma.

La reconstitution de l'histoire tectonique de l'Est et du Nord Est du Bassin parisien est plus complexe. Les profils des terrasses de la Meuse par exemple, présentent certaines anomalies (Pissart *et al.*, 1997). Les auteurs notent que les pentes des terrasses sont peu inclinées dans le Bassin parisien, ce qui traduit une vitesse d'incision faible, estimée à 15 m/Ma (Van Baalen *et al.*, 2000). Cependant, les pentes des paléo-profils, surtout celles des terrasses les plus hautes, s'accentuent vers l'aval. Cette particularité est attribuée à la néotectonique et aux ondulations synclinales du Luxembourg. Dans les Ardennes, la surrection tectonique est plus importante (50 m/Ma d'après van Ballen *et al.*, 2000) et le cours actuel de la Meuse est alors largement contrôlé par des accidents tectoniques (présence de nombreuses failles). L'évolution du profil de la Meuse subit plus au Nord, dans le graben de la Roer, une profonde rupture. En effet, cette région en aval de Maastricht, est en subsidence.

Ainsi, le Nord du Bassin parisien semble être affecté d'un mouvement de surrection tectonique lent, entre 50 et 60 m/Ma, limité au Nord par le Graben de la Roer.

A titre de comparaison, l'estimation dans la vallée de la Tamise donne 70 m/Ma (Maddy, 1997 *in* Larue, 2003), celle de l'Allier 80 m/Ma (Veldkamp, 1992 *in* Larue, 2003) et la

surrection tectonique dans le bassin de la Loire serait passée de 30 m/Ma dans la première partie du Quaternaire à 50 m/Ma et jusqu'à 70 m/Ma (Larue, 2003).

1.2.C-2.2. Dans le Bassin de la Seine

L'étude des terrasses de la Seine, dont la vallée traverse la partie centrale du Bassin parisien, permet également d'aboutir à ces valeurs.

Plusieurs preuves d'activité tectonique et d'une surrection lente qui se serait mis en place à la fin du Pliocène, ont été récoltées par les géologues :

- Dans la Manche, l'influence de la néotectonique ne peut s'estimer que de façon indirecte. Il existe des failles d'orientation NE-SO dans la Baie de Seine qui ont influencé le cours de la vallée aujourd'hui sous-marine de la Seine (Auffret *et al.*, 1980). La faille qui prolonge l'accident de Granville – Port-en-Bessin a par exemple, dévié le cours de la nappe de fond grossière. Vers Barfleur la paléovallée se ramifie à la traversée d'une autre faille et enfin, le passage des nappes étagées au système de nappes emboîtées au Nord du Cotentin coïncide avec l'accident Fécamp- Barfleur. Les fosses sous marines du Cotentin et de la Hague montrent que la surrection tectonique est bien plus faible qu'en Baie de Seine ou sur le continent, ou peut être négative.
- En Normandie, la présence de dépôts d'âge Rédonien (Pliocène) à 130 m d'altitude sur le plateaux près de Fécamp (Cavelier et Kuntz, 1974, *in* Alduc *et al.*, 1979), l'existence d'influences marines datées du Reuvérien (Pliocène terminal) et des sables de la Londe du Pléistocène inférieur près de Rouen, conduisent à penser qu'il y a eu un mouvement de surrection tectonique important de relèvement du Pays de Caux depuis la fin du Pliocène. D'autre part, l'étude des plateaux en Haute Normandie (Lautridou *et al.*, 1999) a permis de montrer l'existence de déformations tectoniques à la fin du Pliocène et au cours du Quaternaire très ancien. En effet, la présence d'un dôme tectonique près d'Yvetot dans le pays de Caux formé au cours de cette période, et celle de petits fossés observés près de Rouen, emplis d'abord de sédiments anciens faillés (sables de Lozère d'âge Pliocène, sables de La Londe du Prétiglien - Reuvérien puis colluvions présentant une polarité inverse datant du Pléistocène inférieur), puis recouverts de dépôts lœssiques datant de la dernière période froide, non faillés, en sont des témoins.
- Les très hautes terrasses trouvées en Basse Seine étant faiblement préservées, très altérées et mal datées, les auteurs ne se prononcent pas quant à une éventuelle activité tectonique au cours du Quaternaire ancien dans cette région. Cependant, Alduc *et al.* (1979) estiment que le relèvement du pays de Caux devait être plus important à proximité des côtes puisque que les terrasses ont une pente pratiquement nulle aujourd'hui dans cette zone. En effet, en restituant à ces nappes subhorizontales une valeur de pente identique à celle des nappes sous-jacentes (Quillebeuf, St Pierre les Elbeuf, Oissel, Tourville et Rouen), les auteurs aboutissent à une remontée de l'Ouest de cette région de 40 m environ.
- Enfin, l'observation des profils longitudinaux du Quaternaire moyen et récent, tous parallèles, et la régularité des coupes effectuées dans les terrasses, permettent de penser que les failles ne semblent pas avoir rejoué au cours de cette période (Lautridou *et al.*, 1999).

L'encaissement de la vallée de la Seine au cours du Quaternaire se serait donc produit à la faveur d'une surrection tectonique lente due au contrecoup de l'orogenèse alpine depuis le début du Quaternaire. L'étude détaillée des paléo-plages retrouvées dans le Cotentin par Coutard *et al.* (2006) montre que la surrection tectonique des côtes normandes serait de 60 m/Ma, depuis le Pléistocène Moyen (stade 11) au moins.

D'après Lefebvre et ses collaborateurs (1994), la vitesse tectonique moyenne serait dans en Basse Seine de 50m/Ma. La même valeur est proposée par Wyns (1977), Pomerol (1978) et Colbeaux *et al.* (1980).

Lautridou et ses collègues (2003) proposent une vitesse de 70 m/Ma au vu de l'enfoncement de la Seine dans les plateaux normands de 150 m au cours du Quaternaire. Dans la région mantaise par contre, l'encaissement de 20 m en 300 ka correspond à une surrection tectonique d'environ 65 m/Ma (Lécolle, 1989°.

Enfin, Larue (2003) suggère que le bassin amont de la Seine a enregistré d'abord une surrection continue jusqu'au Saalien, les niveaux les plus anciens étant étagés, puis une subsidence car les nappes plus récentes sont emboîtées. Selon l'auteur, le creusement se serait d'abord produit à une vitesse de 60 m/Ma au Quaternaire ancien, puis de 10 m/Ma au cours du Saalien et enfin la vitesse tectonique serait quasi nulle depuis l'interglaciaire Eémien (~-130 ka). Ces valeurs sont plus discutables car l'auteur déduit ces valeurs du taux d'érosion calculer à partir de l'écart altitudinal entre les replats.

1.2.C-2.3. Dans le bassin de la Marne

Les données relatives à cette rivière sont assez disparates car peu d'études ont été réalisées au cours des 50 dernières années. La surface sommitale étant vraisemblablement incisée au cours de la transition Plio-Pléistocène, il est possible de connaître une vitesse moyenne d'érosion de la rivière à partir de l'altitude de points de cette surface. A Joinville, elle a été reconnue à 380 m (Lejeune, 2005). Le bedrock de la Marne étant à une altitude 180 m NGF aujourd'hui, on en déduit une vitesse d'érosion moyenne de 80 m/Ma au cours de ces deux derniers millions d'années. C'est tout à fait l'ordre de grandeur proposé par Lautridou dans la vallée de la Basse Seine (Lautridou *et al.*, 1999). Cependant, le manque de datation sur les très hautes terrasses (appelées Ma6, Ma5 et Ma4, de la plus ancienne à la plus récente) ne permet pas de préciser cette estimation pour le Quaternaire Ancien et le Quaternaire Moyen.

Cependant, le fossé tectonique de la Marne observé dans la région du Barrois (Lejeune, 2005), et/ou l'anticlinal de Meudon (Wyns, 1977) peuvent avoir induit un soulèvement différentiel qui pourrait expliquer les difficultés qu'ont eu les auteurs à raccorder les terrasses observées dans la région parisienne avec celles de la Haute-Marne (Lejeune, 2006 ou la partie 3 de cette thèse).

1.2.D. LES PARAMETRES LOCAUX

1.2.D-1. Influence de la morphologie du bassin versant

1.2.D-1.1. La pente du profil longitudinal

Le comportement et le style de la rivière sont influencés par la pente du profil longitudinal. En effet, il a été exposé dans le chapitre précédent que la pente du profil d'une rivière influençait son énergie et donc sa capacité et sa compétence. Par exemple, les cours d'eau présentant une forte pente, comme la rivière Gipping (située à l'Est de l'Angleterre, Mol *et al.*, 2000) ou la Meuse (Mol *et al.*, 2000), ont répondu plus rapidement au refroidissement du Younger Dryas, par une augmentation de leur débit et de la charge sédimentaire : les dépôts formés à cette époque sont grossiers et les traces d'un système fluviatile en tresse à plusieurs chenaux très bien développés ont été retrouvées, tandis que la Seine (Pastre *et al.*, 2003) ou la Somme (Antoine, 1997), par exemple, sont restés méandriformes.

1.2.D-1.2. La largeur de la vallée

La largeur de la vallée, et donc celle de la plaine d'inondation, contrôle également les fluctuations du débit des cours d'eau. Une faible largeur favorise la mise en place d'un système en tresse en concentrant l'écoulement de la rivière, ce qui lui permet alors d'accroître sa puissance.

D'après l'analyse de Mol et de ses collaborateurs (2000), la Tamise et la rivière Weisse Elster ont déposé des alluvions grossières au cours du Pléniglaciaire Moyen, quand les autres rivières étudiées (rivières Reussel, Vecht et Dinkel aux Pays bas, Flemish en Belgique, annexe 1.1) ont été le siège de dépôts sableux. Si les profils longitudinaux présentent cependant des pentes très proches, la Tamise et la Weisse sont cependant deux cours d'eau qui s'écoulaient dans une vallée étroite. Les autres s'étendaient dans des vallées beaucoup plus larges, avec une grande plaine d'inondation, dans laquelle plusieurs chenaux ont pu être actifs en même temps, séparés par de larges zones dominées par des dépôts de crues à grains fins.

1.2.D-1.3. La taille du bassin versant

La superficie totale du bassin versant influence également le comportement et le style du cours d'eau.

Les résultats exposés dans le tableau en annexe 1.1, nous montrent que le passage à un système en tresse se fait plus tôt au cours des périodes froides pour les grandes rivières ou les fleuves, comme au cours du Pléniglaciaire Moyen pour la Tamise (exemple de la Tamise, Mol *et al.*, 2000), que pour les cours d'eau plus petits. En effet, les rivières comme la Dinkel, la Vecht ou la rivière Belchatow (Mol *et al.*, 2000), n'ont changé de style et ne sont devenues des cours d'eau en tresse que dans la seconde partie du stade 2 (l'accroissement de l'aridité du climat a permis une augmentation de la charge qui a permis de passer le seuil). Ces cours d'eau ont de petits bassins versants, et sont placés en tête des grands réseaux hydrographiques. Leur énergie est faible car le débit de ces rivières n'atteint jamais les valeurs obtenues dans les grands fleuves. Ainsi, les variations climatiques ont induit des variations de charge ou de débit mais elles ne sont pas toujours suffisantes pour changer de style fluviatile.

1.2.D-2. La topographie sous-marine

La topographie des fonds sous-marins et particulièrement celle des paléo-vallées aujourd'hui immergées a joué un rôle très important dans le déclenchement des phases d'érosion dans la zone côtière et dans la mise en place de terrasses étagées ou emboîtées.

Le changement de comportement du fleuve avec les variations eustatiques dépend beaucoup du gradient de la plateforme exposée à la régression. C'est pour cela que seules les régressions importantes ont pu être enregistrées dans la vallée en Basse Seine. La rupture de pente du profil de la Seine entre la zone soumise au contrôle eustatique et celle qui ne l'est pas est faible : la pente passe de 0,2 m/km à Mantes-la-Jolie à 0,3-0,5 m/km dans la région de Rouen. Le véritable changement dans la pente du profil se fait au large de Barfleur, lorsque la paléo-Seine rejoint les fosses très profondes du Cotentin et de la Hague.

En effet, le profil du bedrock dans la Baie de Seine est le prolongement du profil de la partie continentale. Au-delà de Barfleur, une rupture brutale de la pente du profil est observée. Elle est causée par la fosse du Cotentin (le bedrock de la paléo-vallée passe alors de –70 m à –100 m en 50 km) puis la fosse de la Hague (qui atteint –120 m) et enfin à la fosse Centrale (où le substratum est situé à –150 m). La présence de ces fosses a fortement contrôlé l'érosion observée en Basse Seine. Au cours des périodes glaciaires, lorsque le niveau marin est bas mais qu'il ne permet pas aux fosses d'être émergées, les nappes formées dans l'estuaire et vers Rouen à cette période sont emboîtées. Dès que le niveau atteint –100 m et permet aux fosses d'être découvertes, une érosion régressive est déclenchée et elle crée un nouveau palier d'érosion. Les alluvions ont alors été en partie entraînées vers les fosses qui accidentent le fond de la Manche (Lefebvre *et al.*, 1994).

Dans le cas de la Somme, la rupture de pente du profil de la Somme est située bien en amont : en Somme moyenne, la pente du profil est de 0,54 m/km, tandis qu'elle est de 1,8 m/km près de l'estuaire. La pente du profil sous marin est de 0,2 m/km. Le gradient très faible de la « très basse » vallée de la Somme a sûrement inhibé l'effet de la chute du niveau marin. En effet, il n'est pas nécessaire d'avoir une forte baisse du niveau marin pour découvrir le profil sous marin de la Somme, complètement émergé à –50 m, tandis qu'il faut attendre que le niveau soit sous –70 m pour que les fosses soient exondées et que l'érosion régressive débute dans le cas de la Seine.

La topographie de la zone estuarienne a probablement influencé la réponse du profil à l'érosion climatique et à l'érosion régressive. En effet, elle a changé au cours du temps : la mise en place pendant les périodes tempérées de dépôts de comblement joue très probablement un rôle dans la mise en place de fortes épaisseurs de dépôts dans la partie aval des cours d'eau. En effet, le comblement par des sédiments fins souvent fluvio-marins de la vallée de la Seine depuis la région de Mantes-la-Jolie jusqu'au Havre au cours de l'Holocène serait peut être dû à ces dépôts estuariens. Il est possible que ce prisme sédimentaire atténue les légères variations du niveau marin et bloque le niveau de base du cours d'eau à son point le plus haut, ce qui réduirait la pente de façon artificielle mais qui freinerait l'écoulement, favorisant ainsi les dépôts à proximité de l'estuaire. Cependant, aucun dépôt de ce genre ou ayant une telle ampleur, formé au cours des interglaciaires précédents, n'a été retrouvé dans cette région.

1.2.D-3. Influence de la lithologie

La lithologie est un facteur de contrôle important des processus d'altération et d'érosion. En effet, plus la roche est fragile et érodable, plus sa dégradation est facile et rapide.

La nature des roches influence tous les mécanismes sédimentaires affectant le bassin versant :

- Young & Saunders (1986), estiment par exemple que le taux de dissolution des plateaux calcaires est 2 fois plus grand que le taux de dissolution des roches mixtes (carbonate et silice), et jusqu'à 100 fois plus important que le taux de dissolution des roches purement siliceuses.
- La cryoclastie est plus ou moins efficace suivant la lithologie et les propriétés mécaniques des roches. Les calcaires et les craies sont des roches dites microgélives car l'action du gel/dégel aboutit à un débitage en petits morceaux tandis que les basaltes par exemple, sont des roches macrogélives, car le débitage est réalisé en gros morceaux.
- Les propriétés mécaniques du matériel, les paramètres de friction ou de cisaillement par exemple, jouent également un rôle sur la pente du talus des éboulements rocheux présents aux pieds des cuestas. En général, les matériaux à grains grossiers, massifs, anguleux conduisent à des pentes plus raides que les matériaux arrondis, à grains fins ou émoussés. La plupart des talus ont un angle minimal de résistance au cisaillement qui est compris entre 39° et 40°, et pourtant la plupart ont leur partie rectiligne inclinée entre 29° et 37°, le plus souvent entre 33° et 36° (Selby, 1993). L'angle du talus sera cependant toujours inférieur à l'angle de friction : pour un talus de sable dont l'angle de friction statique est de 44°, l'angle du talus sera d'environ 33°.
- La nature du sol agit également sur la mise en place du ruissellement. En effet, sur un sol dont la surface est rugueuse, la capacité d'infiltration du sol augmente avec l'intensité des pluies et le ruissellement est alors réduit. Par contre, sur des sols limoneux fragiles, l'infiltration diminue lorsque l'intensité des pluies augmente, car il se forme très vite une croûte de battance très peu perméable, et le volume ruisselé est plus grand.
- Les vitesses de reptation varient elles aussi suivant la lithologie : elles sont les plus élevées dans les argiles plastiques et facilement déformables et sont faibles dans les sols sableux. A l'inverse, les processus de solifluxion sont plus fréquents sur un sol sableux ou silteux, ayant une capacité de stockage de l'eau faible et des indices de plasticité bas. La rupture est plus facile lors de la fonte de la glace : l'eau s'écoule et entraîne les sables avec elle. Ces coulées de solifluxion/gélifluxion en lobes traduisent des conditions de surface (végétation, matériel ou topographie) hétérogènes, et les coulées en nappe se produisent quand la surface est homogène (comme c'est le cas dans les zones polaires).
- Enfin, selon la nature des roches et leur comportement mécanique les glissements de terrain sont plus ou moins favorisés. La porosité et la plasticité des roches contrôlent également la prédominance et la fréquence d'action de ce processus. Selon les auteurs (Selby, 1993) pour des sols argileux ou marneux, l'angle de stabilité est compris entre 6 et 25°. Pour des sables en semi-friction (i.e. si l'angle d'inclinaison de la pente est proche du demi-angle de friction) le seuil a été mesuré entre 19 et 28° en Angleterre et dans le Wyoming, et entre 21 et 42° dans les Ardennes. Pour un sol en friction la valeur seuil est située entre 33 et 55°.
- La lithologie du substratum des cours d'eau joue également un rôle fondamental dans l'érosion des cours d'eau. En effet, l'altération mécanique (par usure du bedrock) et l'altération chimique qui permettent le détachement des sédiments, sont contrôlées en partie par l'érodabilité des matériaux. Suivant la résistance de la roche traversée, le cours d'eau incisera plus ou moins rapidement le substrat rocheux et l'équilibre du profil avec les conditions hydrodynamiques sera donc atteint plus ou moins vite et facilement.

Ainsi le temps de réponse de tout le bassin versant aux facteurs favorisant l'érosion, est aussi conditionné par la nature des roches qui le compose. Plus la lithologie est fragile, plus l'érosion est rapide. La formation des cuestas présentes à l'Est et au Sud du Bassin parisien est une très bonne illustration du rôle joué par la nature des roches et leurs propriétés mécaniques sur le façonnement du paysage. En effet, les variations de lithologie observées dans le Barrois ou en Champagne ont provoqué une érosion différentielle des couches stratigraphiques légèrement inclinées : l'érosion plus importante des couches marneuses, tendres, a fait ressortir les couches calcaires, plus résistantes, qui constituent aujourd'hui les points hauts du relief dans ces régions, comme le montrent les figures 1.25 et 1.26 ci-dessous.

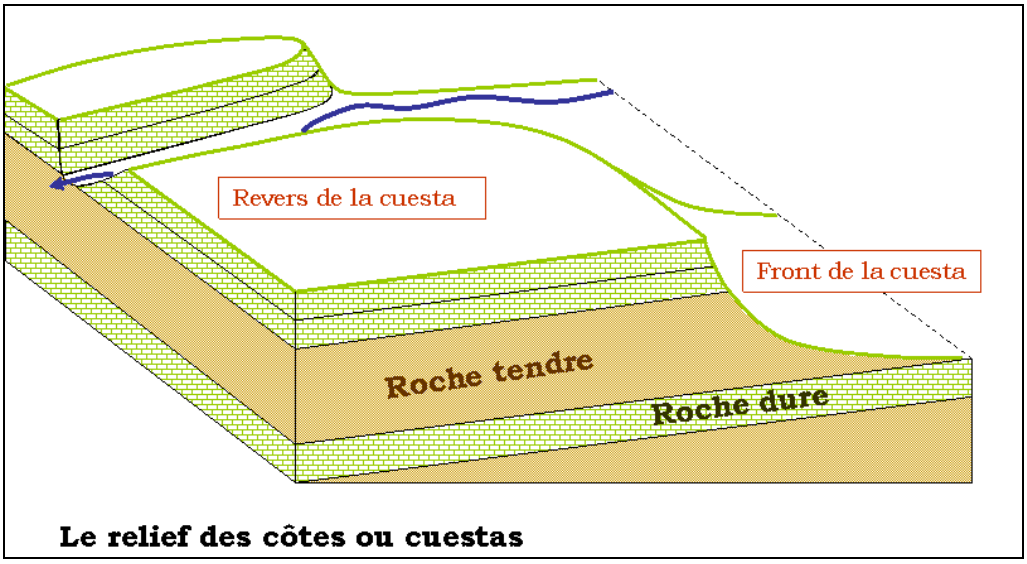


Figure 1.25. Formation des cuestas ou côtes

Figure 1.26. Côtes dégagées dans les calcaires Oxfordien de la région de Bologne (Haute-Marne – 51)

1.2.D-4. Le rôle du couvert végétal

Les caractéristiques du couvert végétal, comme sa densité ou la profondeur du réseau racinaire, sont des paramètres importants qui ont influencé le style et le comportement des cours d'eau. La nature de la végétation agit directement sur la charge sédimentaire de la rivière. En effet, plus la végétation est développée, plus les sols sont maintenus et plus ils résistent à l'érosion. La charge de la rivière est donc maximale quand la végétation est éparse ou absente (steppe ou toundra). En outre, la présence d'un couvert végétal favorise l'infiltration des pluies. Le débit de la rivière est ainsi plus régulier dans les régions bien végétalisées. Enfin, le développement de la végétation implique une augmentation de l'évapotranspiration et donc une diminution du volume ruisselé. Ainsi, lorsque le climat est froid et/ou aride, la végétation est réduite et dispersée. La charge sédimentaire et le débit sont élevés. Les rivières sont souvent en tresse. Lors des redoux, la végétation se développe, le débit est plus faible et plus régulier et la charge diminue et les matériaux sont plus fins. Le régime méandriforme est ainsi favorisé.

Les changements de végétation en réponse aux fluctuations climatiques, et le délai qui a pu exister, ont également joué un rôle très important. Selon Knox (83), un changement dans le régime des précipitations est suivi d'un changement de végétation avec 50 à 100 ans de retard. Ce délai, nécessaire à la végétation pour s'adapter aux nouvelles conditions climatiques, entraîne un changement considérable de la charge sédimentaire et du débit impliquant des instabilités morphologiques. Ce siècle de transition est généralement le siège d'une phase d'érosion puis d'aggradation. Un changement plus fondamental du climat se traduit, selon Post (2003), par un changement de végétation en quelques décades à quelques siècles, selon l'emplacement et la distance des refuges. Les enregistrements polliniques étudiés par Müller et ses collaborateurs (2003) ont permis de montrer que les détériorations climatiques du Début Glaciaire (stades 5d-a) n'avaient pas été suffisamment longues ou sévères pour détruire les refuges situés en Europe Centrale ou Europe de l'Ouest. La reconquête par les espèces arborées des ces territoires a pu être réalisée rapidement, en un siècle environ. En revanche, au cours du stade 4 (premier stade pléniglaciaire Weichsélien), les taxons forestiers ont complètement disparu de ces refuges et ils ne sont présents qu'en Europe du Sud: les pins étaient réfugiés en Provence et les chênes installés dans le sud de l'Espagne et de l'Italie (rapport Andra n° C.RP. ASMG 03.104). Plusieurs milliers d'années ont alors été nécessaires au développement des forêts à la fin de la glaciation Weichsélienne (fin du stade 2).

Il est ainsi également possible d'expliquer pourquoi les événements très rapides de réchauffement ou refroidissement enregistrés dans les carottes de glaces, comme les oscillations de Dansgaard-Oeschger pendant le Weichsélien moyen par exemple, n'ont pas laissé de traces sur le paysage : ces variations climatiques ont été trop rapides pour influencer le développement ou le retrait du couvert végétal et le style des cours d'eau est donc resté constant (Huisink, 2000, Kasse *et al.*, 2003, Vandenberghe 2002, etc...).

1.2.D-5. Le rôle du pergélisol

Le pergélisol ou permafrost est un sol gelé en profondeur pendant au moins deux années consécutives. Au printemps et en été, une couche superficielle dégelée existe en surface : le mollisol. Une carte de son extension au cours du dernier maximum glaciaire vers –20 ka est présentée en annexe 1.3.

Figure 1.27. Pergélisol, couche active et fente de glace
(Photo Van Vliet Lanoe, 2000-c)

L'épaisseur du mollisol et la présence d'un pergélisol continu dans l'espace sont deux facteurs fondamentaux dans le contrôle du débit et de la charge des cours d'eau. En effet, un sol gelé est imperméable et toute infiltration est alors impossible. Au printemps, lors de la fonte des neiges, le ruissellement est donc intense, particulièrement au début de la saison, avant le dégel de la couche superficielle du sol. L'eau qui s'écoule est cependant peu chargée car le sol encore gelé ne permet pas d'éroder facilement les sédiments. La formation du mollisol permet à une partie du ruissellement de s'infiltrer et la rivière est alors alimentée de façon plus continue : son débit est plus régulier. Mais cette couche est facilement érodable et l'apport sédimentaire des versants vers les rivières est alors maximal. Des dépôts grossiers se mettent en place. Plus le climat est froid, plus le mollisol est fin et plus les écoulements sont ponctuels et intenses et plus la charge sédimentaire est faible. Au cours des stades les plus froids, la rivière atteint sa puissance maximale, les écoulements estivaux alors sont très brefs et très ponctuels, et le mollisol peut supporter l'existence d'un chenal épisodique alors très puissant, en tresse.

La répartition spatiale du pergélisol continu au cours du temps, explique également une partie des différences observées dans le comportement des rivières de l'Europe de l'Ouest. En comparant les résultats des études de terrain (présentées en annexe 1.1), on constate que les rivières Vecht et Dinkel aux Pays-Bas, ainsi que la rivière Flemish en Belgique, étaient en tresse en début et à la fin de la période Pléniglaciaire Weichsélien (c'est-à-dire au cours des stades 4 puis 2, qui ont été les plus froids de cette glaciation). Par contre, au cours du stade intermédiaire 3, ces cours d'eau étaient anastomosés. Ce changement de style concorde largement avec la mise en place d'un permafrost continu (Mol *et al.*, 2000) au

cours des stades 4 et 2 en Belgique et aux Pays-Bas, alors qu'au cours du stade 3, le permafrost était discontinu ou même sporadique dans cette zone. Une carte de l'extension maximale du pergélisol est proposée en annexes. Les dépôts fluviatiles de Niederlausitz (Nochten, Allemagne, Kasse *et al.*, 2003) montrent également un faciès différent selon les conditions de permafrost, traduites par la présence de fentes de glaces et de nombreuses cryoturbations dans les alluvions. Enfin, cette correspondance se vérifie également à plus petite échelle de temps : au cours du stade 3, après l'épisode froid du stade Hasselo vers 40 ka BP, les rivières des Pays-Bas ont gardé une configuration sableuse anastomosée (Huissink, 2000), tandis que les dépôts de Nochten (Kasse *et al.*, 2003) évoquent un style fluviatile en tresse. Or, les structures périglaciaires trouvées à Nochten indiquent la présence d'un permafrost continu au stade 3 tandis qu'il est discontinu aux Pays-Bas à la même époque.

CHAPITRE 1.3

EVOLUTION DES PARAMETRES HYDRAULIQUES ET SEDIMENTAIRES AU COURS DU QUATERNAIRE DANS LE BASSIN PARISIEN

Les deux premiers chapitres nous ont permis d'étudier les différents processus mécaniques et chimiques de l'érosion, les facteurs régionaux, le climat, les variations du niveau marin et la surrection tectonique, qui contrôlent l'évolution générale du paysage, ainsi que l'influence des paramètres locaux qui génèrent des différences dans la réponse des cours d'eau ou du transport sur les versants au sein d'un même espace géographique.

Nous présentons dans la première partie de ce chapitre, une synthèse théorique conceptuelle de l'enchaînement, et des interactions, entre les divers mécanismes qui ont façonné le paysage au cours des cycles climatiques et abouti au modelé actuel des vallées du Bassin parisien. Cette reconstitution a permis de définir et construire ce nous appelons dans la suite notre « modèle temporel », c'est-à-dire le facteur multiplicatif qui relie les valeurs passées prises par les paramètres hydrologiques et sédimentaires (le débit, la largeur du chenal, le taux de dénudation des versants et l'apport latéral de sédiments dans les cours d'eau) au cours de chaque période climatique et celles que ceux-ci ont actuellement. Ceci nous permet de proposer enfin une reconstitution de l'évolution de chacun de ces paramètres au cours du dernier million d'années, qui repose sur le signal climatique que nous avons présenté précédemment.

1.3.A. LES OBSERVATIONS DE TERRAIN PERMETTENT DE RECONSTRUIRE L'ENCHAINEMENT DES PROCESSUS AVEC L'EVOLUTION DU CLIMAT

De nombreux géologues et géographes se sont intéressés à la réponse du paysage aux changements climatiques. Nous proposons ici un condensé des diverses études qui ont tenté d'expliquer les interactions et la part de chacun des processus conduisant aux changements de style et de comportement des rivières ainsi qu'à l'érosion des versants dans le Bassin parisien.

* Au cours des périodes interglaciaires

Le climat du Bassin parisien est de type tempéré : les hivers y sont doux et humides et les étés plutôt frais. La pluviométrie est la plus importante du cycle (entre 800 et 1100 mm/an) et les précipitations sont réparties plutôt uniformément au cours de l'année (Bioclim D2, 2002).

Le couvert végétal est bien installé et essentiellement composé de feuillus et de pins, et pendant l'optimum climatique également de noisetiers et de chênes. Le réseau racinaire est profond et les eaux pluviales peuvent s'infiltrer dans le sol (24 % du volume des précipitations s'infiltre dans les sols selon Pomerol & Renard, 1989). De plus l'évaporation est intense et permet d'évacuer jusqu'à 60 % du volume des pluies (Pomerol & Renard, 1989). Aujourd'hui en région parisienne, la forêt tempérée est mixte (feuillus et conifères), les fonds de vallée sont des prairies humides mais les espaces agricoles sont dominants (70 % du territoire, selon le rapport Andra C RP ASMG 03.104).

Les plateaux sont érodés par effet de dissolution (1 à 4 m en 50ka) (Bioclim D2, 2002). La pédogenèse est très active et les sols profonds peuvent se développer (rapport Andra C RP ASMG 03.104). Les glissements de terrain restent accidentels et les pentes des versants sont stables. Le ruissellement est le mécanisme d'érosion prédominant mais il est très faiblement efficace. La zone active de ruissellement est étroite et resserrée au bord des fleuves et au bas des pentes.

L'écoulement des fleuves est relativement continu du fait d'une circulation souterraine active qui alimente les cours d'eau toute l'année. Le débit des rivières est faible et la charge sédimentaire provenant des versants l'est également. Les rivières, sous dimensionnées, divaguent sur leurs plaines alluviales en faisant des méandres. Les crues saisonnières sont peu étendues et érodent très peu les dépôts alluviaux, qui sont plutôt fins.

Lorsque la période interglaciaire est bien établie, l'activité fluviatile est plutôt faible (pas d'érosion long terme ni de dépôts importants) : le profil de la rivière est alors relativement stable et c'est l'une des rares périodes où l'on peut considérer que celui-ci est proche du profil d'équilibre au sens où l'on n'observe pas d'érosion ou de dépôts importants le long du cours d'eau.

* Transition climatique : refroidissement

Le refroidissement est un phénomène lent. Comme nous l'avons exposé dans le chapitre précédent, le Début Glaciaire est généralement constitué d'une alternance de phases tempérées et de périodes froides, avant que des conditions véritablement glaciaires puissent se mettre en place. Les hivers boréals sont longs, froids et secs et les étés courts et frais. C'est en été qu'il y a le maximum de précipitations. La pluviométrie est plus faible que sous le climat tempéré (400 à 600 mm/an) et se produit principalement sous forme de neige (120 à 210 jours de neige au sol par an). La période végétative est restreinte à 100-200 jours. Les conifères sont les plus répandus car ils sont très bien adaptés au froid. La forêt boréale ou taïga est majoritairement composée de pins, d'épicéas et de bouleaux. Au cours des stades plus froids, seuls subsistent les pins, les arbustes, les bruyères et les mousses.

Le réseau racinaire est moins profond. Tout au long de l'année, les processus chimiques sont amoindris par le froid. L'évolution des sols est donc lente. Le taux faible de décomposition de la matière organique, conjugué à une forte acidité, permet la formation de sols jeunes, à humus inachevé, donc acides. Ils deviennent des podzols en quelques milliers d'années (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Sur les plateaux, la dissolution chimique des roches étant réduite, l'érosion est négligeable.

Cette période de transition climatique est le siège d'une intense érosion fluviatile : les cours d'eau sont rendus très puissants par un accroissement du débit et de leur charge sédimentaire (l'érosion des versants est également plus importante). En effet, les observations réalisées par Antoine (1993), dans la vallée de la Somme sur la terrasse d'Etouvie (+5 m au dessus du cours actuel, datée à -95+/-4 ka) et sur celle de Garenne (+27 m, datée vers -400+/-100 ka) montrent une imbrication de dépôts de pente plutôt crayeux et de lits silteux calcaires d'origine fluviatile, qui laisse penser qu'une incision du fond de la vallée a eu lieu très probablement très tôt au début de la période froide. Cette interprétation est en accord avec les observations et conclusions de Vandenberghe, 2003, Huisink (2000) ou Kasse *et al.*, (2003) concernant les rivières des Pays-Bas, de Belgique ou d'Allemagne. La transition St Germain 2 / Weichsélien Ancien est également marquée par une forte phase d'incision en Pologne.

En hiver, le gel du sol peut atteindre 2m de profondeur et le rend imperméable. Il n'est pas rare de rencontrer un permafrost discontinu (Van Vliet-Lanoë, 1998). Des phénomènes de cryoturbation apparaissent. L'infiltration des eaux pluviales est faible et la circulation des eaux souterraines est bloquée au cours de l'hiver. La quantité d'eau disponible en surface est faible. L'hiver est une période d'étiage prolongée. Les rivières et les lacs peuvent geler. L'écoulement sous la glace est alors très faible et peut même parfois s'arrêter sur les petits cours d'eau (Etlicher, 1999). Au printemps, les neiges et les glaces accumulées à la surface fondent. Le mollisol se met en place. Le ruissellement est alors brutal et sa zone active très étendue. Les versants mal protégés par une végétation plus éparse, sont dénudés par des coulées de solifluxion ou par gélifluxion. Le relief se lisse. Des coulées de débris érodent le fond de vallées en tête de réseau (Stock & Dietrich, 2003). L'apport sédimentaire provenant des versants vers le fleuve est maximal. Le débit des fleuves est plus irrégulier. Pendant la débâcle printanière, il peut atteindre jusqu'à 50 % du débit annuel (Etlicher, 1999). Comme la charge sédimentaire est considérable, les fleuves sont très puissants. La plaine d'inondation des grands fleuves atteint plusieurs dizaines de kilomètres. Les fleuves incisent donc profondément le fond des vallées au cours du printemps. Au cours de l'été, la croissance du mollisol permet d'alimenter le réseau racinaire de la forêt. Les capacités de drainage restent réduites et l'humidité des sols est permanente. Les zones marécageuses sont nombreuses. Le débit des rivières devient plus régulier.

Le froid progressant, la puissance des rivières décroît et les premiers dépôts s'installent assez rapidement après la période d'incision. En Pologne ou aux Pays Bas, les dépôts datés des sous-stades 5a-d sont sableux, à grains grossiers caractéristiques d'une rivière en tresse (Mol *et al.*, 2000). Dans les vallées flamandes, les dépôts datant de cette période sont grossiers (sables à stratification croisée), sans matière organique et présentent des traces de fentes de gel.

* La période glaciaire

Au cours des périodes glaciaires, le climat, alors bien établi, est de type toundra. Les hivers sont longs, rudes et secs et les étés courts et frais. Les températures sont négatives pendant 6 à 10 mois et ne dépassent jamais 9°C. Les précipitations sont maximales entre août et septembre, mais la pluviométrie est faible, moins de 400 mm/an (rapport Andra, C RP ASMG 03.104).

La période végétative est restreinte par le froid à 60-90 jours et la taille des plantes est limitée par la menace de rupture mécanique du sol engendrée par les alternances gel/dégel. La végétation est une steppe avec quelques bouleaux arbustifs lors des épisodes les moins froids, des lichens, des joncs et des bruyères et surtout des herbacées et des graminées (Guiter *et al.*, 2003). En Haute-Marne, dans le Barrois, le substrat calcaire des plateaux a

favorisé le développement de cette steppe froide (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Les sols sont jeunes car le froid ralentit et/ou stoppe la décomposition de la matière organique. Ils sont peu épais, acides, et pauvres en nutriments. Ils subissent de fortes contraintes mécaniques lors des alternances gel/dégel et sont le siège de structures caractéristiques des climats polaires, comme les pingos, les sols polygonaux, etc.... Des sols polygonaux fossiles et des traces de cryoturbation ont été retrouvés dans le Barrois, où ils ont atteint 1,8 m de diamètre. Ils se sont développés sur les terrasses alluviales et sur les calcaires des cuestas, déjà déstructurés sur 2 à 3 m de profondeur par la gélifraction, et dont la surface était aussi fortement altérée. Il existe des traces de fortes diaclases qui atteignent 6 m de profondeur dans les calcaires de l'Oxfordien, dont l'ouverture à la surface était large de plus d'1 mètre (rapport Andra, C RP ASMG 03.104). Elles sont aujourd'hui remplies par des silts rouges et des éboulis de galets gélifractés. Ces fentes de gel pouvaient avoir une profondeur de 2 m. L'érosion des plateaux par dissolution est très faible.

Le permafrost est présent, continu ou discontinu selon les conditions locales. Les résultats de simulations numériques effectuées dans l'Est du Bassin parisien par permettent de penser que l'épaisseur du pergélisol était de 50 m en général, et pouvait atteindre jusqu'à 125 m (Van Vliet-Lanoë, 1998). Le permafrost s'est développé très rapidement dans la vallée de la Marne, autour de –67 ka. Il est vraisemblablement la cause de nombreuses traces de fentes de gel qui sont datées de cette période. Les tourbes ont été affectées par des fortes cryoturbations.

Au cours de l'été, la fonte des neiges sur un sol encore gelé (les processus de dégel sont plus lents dans le sol qu'à l'air libre) entraîne un ruissellement abondant (Lewkowicz *et al.*, 2002). La zone active est maximale car la végétation est très réduite et l'infiltration quasi-nulle. Le ruissellement et l'érosion des versants qui en découle, varient cependant beaucoup dans l'espace notamment à cause de la redistribution du manteau neigeux par le vent (Lewkowicz *et al.*, 2002 et Van Vliet-Lanoë, 1998). Cependant, la couche active est mince : peu de sédiments sont alors disponibles pour l'érosion par ruissellement. Par contre, la gélifraction est intense, et les processus de gélifluxion et de solifluxion transportent activement les gelifracts au bas des pentes. Des grèzes ordonnées en lits inclinés alternativement grossiers et fins, se mettent en place aux pieds des pentes. Les sédiments sont ainsi mis à disposition des cours d'eau.

Le débit des cours d'eau est très irrégulier et les écoulements sporadiques mais les rivières peuvent devenir très puissantes lors des crues d'été. Le débit peut alors être de 4 à 10 fois plus important qu'en période tempérée (Knighton, 1998). Le reste de l'année, quand la sécheresse est trop intense, l'écoulement est faible voire nul. Des rivières intermittentes, à chenaux multiples, balaient le fond des vallées. Les berges, peu végétalisées, sont fortement érodées et reculent. Les dépôts de graviers et sables grossiers observés aujourd'hui ont été formés probablement quand les pics de débit étaient les plus forts et la rivière la plus puissante. La terrasse de Garenne dans la vallée de la Somme (Antoine, 1993), présente ainsi une séquence de dépôts composée de blocs de craie, galets et graviers dans une matrice sableuse calcaire, dont les stratifications entrecroisées très fréquentes montrent bien des changements abrupts de l'énergie de la rivière, caractéristiques des systèmes en tresse comportant des chenaux instables.

Lors des épisodes les plus froids, l'aridité du climat ne permet plus l'existence d'un couvert végétal. Hormis quelques herbacés, le sol est nu. Les processus d'érosion par solifluxion, gélifluxion ou ruissellement sont inhibés par la sècheresse (Van Vliet-Lanoë, 1998). La gélifraction modèle lentement les versants par accumulation de débris au bas des pentes. L'activité éolienne prédomine : du fait de vents très violents, des dépôts lœssiques recouvrent tout le paysage. Au cours du Weichsélien, plus particulièrement entre -65 et -60 ka, des lœss se sont déposés sur les plateaux et au fond des vallées. Des dunes sableuses se sont formées dans toute l'Europe de l'Ouest au cours des stades isotopiques 3 et 2 (Isarin *et al.*, 1997). Des dépôts lœssiques très épais présents dans le Bassin parisien et le Nord de la France, sont datés de -27 ka à -25 ka (Antoine *et al.*, 2000). L'apport sédimentaire à la rivière est donc encore important mais l'écoulement est confiné et de très faible énergie. Les séquences de dépôts de ces périodes maxiglaciaires présentent des alternances entre de rares et fins dépôts alluviaux et de sables éoliens.

✱ Transition climatique : réchauffement

Le réchauffement est très rapide. En quelques siècles, le climat devient plus clément, comme nous le montrent les analyses polliniques effectuées à partir de l'étude des tourbières (Guiter *et al.*, 2003). La végétation est plutôt steppique et très dispersée à la transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire. Puis les plantes pionnières recolonisent l'espace : genévriers, armoise et graminées, puis les bouleaux reviennent. La charge sédimentaire diminue progressivement, au fur et à mesure que la végétation se met en place. Cependant, le sol est encore gelé les mois d'hiver. Le ruissellement est intense au cours du dégel car les précipitations augmentent mais restent sous forme de neige. Le débit de la rivière est donc très important et la rivière très puissante. L'amélioration du climat engendre ainsi une phase d'érosion, et à l'inverse des périodes de refroidissement, cette érosion progresse et s'accroît au fur et à mesure du réchauffement (Huisink, 2000).

Une forte érosion a ainsi été observée au début du Tardiglaciaire dans toute l'Europe de l'Ouest.

Cette phase d'incision correspond également à un changement progressif du style de la rivière : les rivières qui étaient en tresse au cours du stade 2, sont toutes devenues méandriformes à l'Allerød (tableau récapitulatif en annexe 1.1). Suite à cette incision, la charge sédimentaire, alimentée par l'érosion du substratum, a augmenté. Des dépôts ont alors rempli les chenaux tout justes formés. Ce comportement des rivières a été décrit en Hollande et dans de nombreuses rivières d'Europe (annexe 1.1).

Les oscillations du climat engendrent le retour à des conditions périglaciaires : le dernier stade froid est le Younger Dryas qui marque le retour de la steppe et du pergélisol. Les rivières changent de style et déposent des sédiments grossiers.

✱ Nouvelle période interglaciaire

La présence très tôt de sédiments organiques dans la partie basse des vallées indique une colonisation rapide et forte de la végétation avec la mise en place de la période interglaciaire. L'infiltration devient possible et le couvert végétal se développe : le débit est plus faible mais plus régulier. L'apport sédimentaire des versants s'amenuise et est constitué de matériaux fins. La rivière, peu chargée, peut donc déblayer et inciser les sédiments déposés précédemment. Le début du Préboréal a été marqué par une incision brève mais intense dans toute l'Europe de l'Ouest, qui s'est produite le plus souvent dans le chenal principal du Tardiglaciaire (Pastre *et al.*, 2003). Dans les vallées de la Celle et de la Somme (Antoine, 1997), ou de la Seine (Limondin et Rousseau, 1991) elle a été profonde de plusieurs mètres, atteignant localement les graviers de la nappe weichsélienne. La majeure partie des sédiments du Younger Dryas a été érodée par un chenal large mais peu sinueux. Dans les vallées plus petites, l'érosion s'est effectuée sur une largeur plus grande et a été davantage contrôlée par la morphologie de la vallée. Au début du Tardiglaciaire, l'incision coïncidait avec une forte augmentation des précipitations et du débit de la rivière mais à l'inverse, l'érosion du Préboréal semble liée au développement très rapide de la végétation qui a limité la charge sédimentaire. Ces incisions ont été d'ampleur comparable mais ne sont pas dues aux mêmes processus.

Le tableau 1.8 de la page suivante reprend les éléments de synthèse que nous venons de décrire.

	Interglaciaire	Transition I/G	Glaciaire	Transition G/I
Couverture végétale	Forêt de feuillus	Taïga	Steppes buissonnantes ou herbacées	Retour de la forêt boréale
Pluviométrie	800 à 1100 mm/an	400 à 600 mm/an	250 à 400 mm/an	400 à 600 mm/an
Pergélisol	absent	Gel saisonnier du sol ⇒ permafrost discontinu	Pergélisol continu	Gel saisonnier du sol
Circulation souterraine	Active	Bloquée hiver	Bloquée	Irrégulière
Débit du fleuve	Régulier	Fort & irrégulier	Fort (x4 à x8) mais très sporadique ↘ si sécheresse intense	Fort (x 6,5) & irrégulier
Système fluviatile	méandriforme	souvent méandriforme	Anastomosé / tresse ou méandre selon les conditions locales	redevient méandriforme
Largeur du fleuve	Berges stabilisées	↗ mais 1 chenal	2 à 3 fois plus large Plusieurs chenaux	↘ ⇒ 1 chenal
Énergie de la rivière	Moyenne	Très forte	Forte ou faible si sécheresse ↗	Très forte
Dépôts fluviatiles	Dépôts de crue fins	Incision puis dépôts grossiers	Grossiers ou sableux si sécheresse ↗	Incision puis dépôts
Dépôts éoliens	Nuls		Forts	
Pédogenèse	active	faible	négligeable	faible
Gélifraction	nulle	active	très active	active
Ruissellement	Moyen - Zone active réduite au fond des vallées	Intense Zone active max.	Fort Zone active étendue mais ↘ si sécheresse ↗	Intense Zone active très étendue mais tend à diminuer
Solifluxion & gélifluxion	nulle	rapide mais peu épais	Profond mais vitesse lente et nulle en conditions de sécheresse	Vitesse ↗ mais profondeur ↘
Taux de dénudation moyen sur les versants tous processus confondus	2 à 10 mm/ka	100 mm/ka	300 mm/ka	100 mm/ka

Tableau 1.8. Tableau récapitulatif de l'évolution des processus au cours d'un cycle climatique

1.3.B. EVALUATION DES DIFFERENTS PARAMETRES HYDROLOGIQUES SUIVANT LES CLIMATS

La reconstitution à l'aide d'un modèle conceptuel, de l'enchaînement des processus d'érosion au cours d'un cycle climatique nous a permis d'évaluer et de quantifier l'évolution des différents paramètres qui ont un contrôle local sur l'érosion au cours du temps. Le débit des cours d'eau, la largeur du chenal, le taux de dénudation associé à chaque processus d'érosion des versants ainsi que l'apport sédimentaire global du bassin versant dans la rivière sont les quatre paramètres dont il nous faut reconstruire l'évolution au cours du temps, car c'est sur celles-ci que repose notre modélisation de l'évolution des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années.

1.3.B-1. Evaluation des paléo-débits

Il existe deux moyens d'apprécier les variations du débit des cours d'eau pendant les périodes froides :

- en étudiant la granulométrie des dépôts fluviatiles on peut comprendre comment se comportait la rivière à une période que l'on peut connaître avec la datation des dépôts. En effet, plus les dépôts sont grossiers, plus le débit de la rivière qui les a transportés était important.
- en travaillant sur la taille des méandres. Cette méthode repose sur la constatation simple que les rivières du Nord-Ouest de l'Europe sont actuellement sous-dimensionnées par rapport à la taille de leur plaine alluviale et de leur vallée. En mesurant les variations de la longueur d'onde des méandres, il est possible de reconstruire les variations de débit.

Deshaies & Weisrock (1995) ont étudié les méandres encaissés du Nord-Est de la France et ont ainsi tenté de corréler leur taille avec le potentiel morphogène du cours d'eau, lui-même relié aux paramètres morphométriques (amplitude et longueur d'onde). Ils ont montré que seuls les petits méandres suivaient bien une relation hydraulique « Amplitude/Aire drainée ». Ceci les a conduit à considérer deux hypothèses complémentaires : le bassin versant des cours d'eau de l'Est du Bassin parisien était plus grand lors de la mise en place d'une partie de ces grands méandres, et il aurait diminué ensuite, consécutivement à des captures, ou le paléo-débit du cours d'eau était plus important. En effet, des analyses ont mis en évidence que la dimension de ces grands méandres était corrélable à la puissance du cours d'eau, dont le module brut annuel du débit fournit un bon ordre de grandeur.

Pour pouvoir expliquer la mise en place des grands méandres présents dans toutes les vallées du Bassin parisien (Seine, Lautridou *et al.*, 1999, Marne, Lejeune, 2005, etc...), aujourd'hui surdimensionnés, les chercheurs (Rapport Andra D RP 0 ARM 97-004) estiment que les débits étaient 4 à 6 fois plus grands qu'actuellement. Knighton (1998) propose le même ordre de grandeur : 4 à 8 fois plus importants qu'aujourd'hui. Ceci correspond bien aux observations des rivières actuelles dans les régions froides : en Alaska, où la pluviométrie est pourtant deux fois plus faible qu'en France actuellement, le débit des fleuves est 10 fois plus grand que le débit des rivières françaises (Pomerol et Renard, 1989). Au cours des périodes de transition climatique, lorsque le climat est de type boréal, le débit des rivières reste élevé à cause des crues printanière : il est 6,5 fois plus important qu'en période tempérée (Knighton, 1998).

1.3.B-2. Evaluation des paléo-largeurs

Selon des règles empiriques établies pour de nombreux cours d'eau (Knighton, 1998), les fleuves en tresse sont 2 à 3 fois plus larges que les rivières méandriformes. On peut donc considérer que la largeur du chenal des rivières du Bassin parisien, qui sont en tresse au

cours des périodes glaciaires, est 2 à 3 fois plus grande que la largeur de ces cours d'eau sous le climat tempéré actuel.

Au cours des périodes de transition climatique, le système fluviatile est très instable mais reste le plus souvent méandriforme. La largeur des fleuves est donc plus faible qu'en période glaciaire mais vraisemblablement plus grande que la largeur actuelle à cause des crues et débâcles du printemps.

1.3.B-3. Evolution de l'érosion des versants et de l'apport latéral dans les cours d'eau au cours du temps

D'après l'étude des divers processus d'érosion des versants exposée précédemment, et reprise dans le tableau 1.8 présenté plus tôt, l'apport sédimentaire qui provient des versants est de 10 à 30 fois plus important en période froide qu'en période tempérée.

Le tableau 1.9 ci-dessous présente une synthèse des valeurs du taux de dénudation des versants du à l'altération du substratum par gélifraction, pédogénèse et dissolution.

Taux d'altération du substratum par	Climat tempéré	Climat boréal	Climat périglaciaire	Climat sec de toundra
Pédogenèse	0,5	0,1	-	-
Gélifraction	-	2,9	1	0,3
Dissolution	25	50	10	0

Tableau 1.9. Evolution suivant les climats du taux d'alération du substratum

Le processus principal de transport du matériel résultant de l'altération du substrat, sur les versants est la solifluxion. Elle est la plus active au cours des périodes froides et le ruissellement prend le relai au cours des périodes tempérées. Le taux de dénudation associé à ces processus de solifluxion / gélifluxion varie suivant les différents climats froids. En effet, au cours des stades pléniglaciaires, la sècheresse réduit les processus de gélifluxion et de solifluxion et l'apport latéral est donc très faible sous ce type de climat extrême. En revanche, au cours des périodes boréales, l'apport latéral est important, même si la forêt boréale protège encore le sol. De plus, sous ce climat, le ruissellement est intense et les coulées de boues ou les processus de solifluxion transportent activement le matériel des versants au bas des pentes. Etant donné que les processus de gélifraction ne sont pas pleinement efficaces sous ce climat boréal, l'apport sédimentaire est limité par la quantité de matériel produit.

Si le taux de dénudation des versants peut être évalué suivant les différents climats de façon plus ou moins rapide et simple, l'évolution au cours du temps du coefficient d'érosion utilisé dans notre modèle d'érosion des versants est beaucoup plus complexe à estimer numériquement. Nous présentons dans le troisième chapitre de la troisième partie de cette thèse une étude qui permet d'estimer l'ordre de grandeur de ce coefficient suivant les différents climats.

Cependant, la connaissance de l'apport sédimentaires provenant des versants, ou de l'érosion des rives dans les cours d'eau est plus accessible et nous pouvons raisonnablement estimer que cet apport latéral est 8 à 10 fois plus important sous un climat boréal que sous un climat tempéré, jusqu'à 30 fois plus grand sous un climat périglaciaire et pratiquement nul au cours des périodes maxiglaciaires.

Le tableau 1.10 ci-dessous résume les valeurs des coefficients multiplicateurs qui compose la partie de notre modèle que nous allons appeler « modèle temporel » dans la suite de cette étude.

	Climat tempéré	**Climat boréal**	**Climat périglaciaire**	**Climat sec de toundra**
Débit de la rivière	1	6,5	8	4
Largeur du chenal de la rivière	1	2	3	3
Apport sédimentaire provenant des versants	1	8 à 10	jusqu'à 30	4

Tableau 1.10. Evolution suivant les climats des différents paramètres hydrologiques et sédimentaires des cours d'eau

Ces coefficients, associés à la modélisation du climat que nous avons exposé précédemment, nous ont permis de modéliser de façon satisfaisante l'évolution de l'érosion au cours du dernier million d'années. En outre, cette estimation reposant sur une étude des processus actuels, elle permet d'envisager une évaluation prospective des processus d'érosion et de leur efficacité.

Le paragraphe suivant présente l'association des courbes du climat avec ces coefficients pour obtenir une modélisation de l'évolution temporelle du débit des rivières, de sa largeur et de l'apport latéral en sédiments.

1.3.C MODELISATION DE L'EVOLUTION TEMPORELLE DU DEBIT, DE L'APPORT LATERAL EN SEDIMENTS DES VERSANTS VERS LA RIVIERE ET DE LA LARGEUR D'UN COURS D'EAU

Nous avons utilisé la courbe du rapport isotopique comme signal temporel pour reproduire les évolutions du climat au cours du Quaternaire. Nous avons ensuite associé à chaque climat les valeurs des coefficients multiplicateurs que nous avons établis précédemment.

NB: Nous rappelons que les courbes construites dans ce paragraphe ne donnent pas la valeur du débit (respectivement largeur et apport latéral) mais le coefficient multiplicateur qu'il faut appliquer au débit (respectivement largeur et apport latéral) actuel pour connaître le débit (respectivement largeur et apport latéral) passé.

De nombreux auteurs (Gargani, 2004, Velkamp et van Dijke, 2000 ou Tebbens *et al.*, 2000) ont préféré utiliser le signal d'insolation comme signal de base. Ceci nécessite d'estimer le délai qui existe entre le signal d'insolation et la réponse du paysage. D'une part il existe un déphasage entre le climat et l'insolation. Suivant les périodes, il est plus ou moins grand. Par exemple depuis le dernier maximum glaciaire, le décalage observé entre l'insolation et la courbe des variations isotopiques de l'oxygène est de 2 500 ans (Imbrie *et al.*, 1992). D'autre part, la végétation et l'apport des versants à la rivière répondent aux fluctuations de climat avec un certain retard. Les incertitudes engendrées par ces deux paramètres de retard peuvent peser lourd sur la validité du signal temporel final. En outre, les fluctuations de l'insolation restent grossières et ne permettent pas de représenter toutes les fluctuations fines (de l'ordre du millier d'années) du climat.

Nous avons donc utilisé les courbes de l'évolution du climat fournies par le projet européen Bioclim ainsi que celles que nous avons construites par corrélation du rapport isotopique avec les index climatiques, exposés dans le chapitre précédent. Avec l'utilisation de cet index, nous ne devons plus considérer que le retard entre la végétation et le climat. De plus, cet index est suffisamment précis pour que nous puissions introduire des variations plus fines du comportement de ces paramètres.

Le permafrost fluctue suivant les variations de température annuelle se produisant à l'échelle du millier d'années. Il est donc en phase avec le climat, puisque notre pas de temps est de 1 000 ans. Le débit de la rivière étant directement relié à l'état de gel du sol, il suit l'évolution temporelle du permafrost. La courbe d'évolution temporelle du débit n'est pas déphasée par rapport à celle du climat.

Les auteurs estiment que la végétation répond plus ou moins rapidement (du siècle au millénaire), suivant la distance aux refuges et la durée de la période climatique précédente. Les variations de la végétation peuvent être modélisées avec l'utilisation d'un seuil.

- En sortie d'interglaciaire, on introduit un délai de 1 000 ans entre la courbe de débit, qui suit les fluctuations climatiques, et la courbe de l'apport latéral (en retard par rapport au débit).
- Si la période froide a duré longtemps (stade froid installé comme les stade 3 ou 2 par exemple), la végétation recolonise lentement le milieu et a donc un retard de 1000ans sur le climat. L'apport latéral aura donc un retard de 1 000 ans sur l'index climatique quand la période froide (index 0, 10 ou 15) dure plus de 10 000ans.
- Si la période froide dure moins longtemps, la végétation arborée revient en à peine 1 à 2 siècles car les refuges n'ont pas été détruits. Dans ce cas, le retard entre la végétation et le climat est nul.
- Enfin, si le stade froid est maxiglaciaire (index 0), la végétation est très vite détruite et il n'y a alors pas de délai entre l'apport latéral et le climat.

Les figures 1.28 et 1.29 ci-dessous présentent des exemples de reconstitution des signaux temporels de débit, largeur et apport latéral que nous avons construits à partir de notre index climatique.

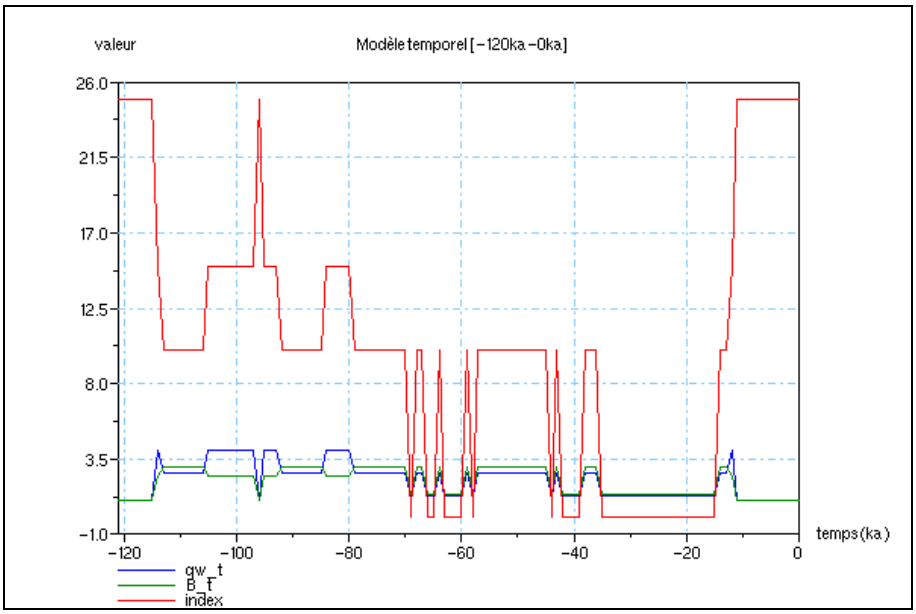


Figure 1.28. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur les 120 derniers milliers d'années

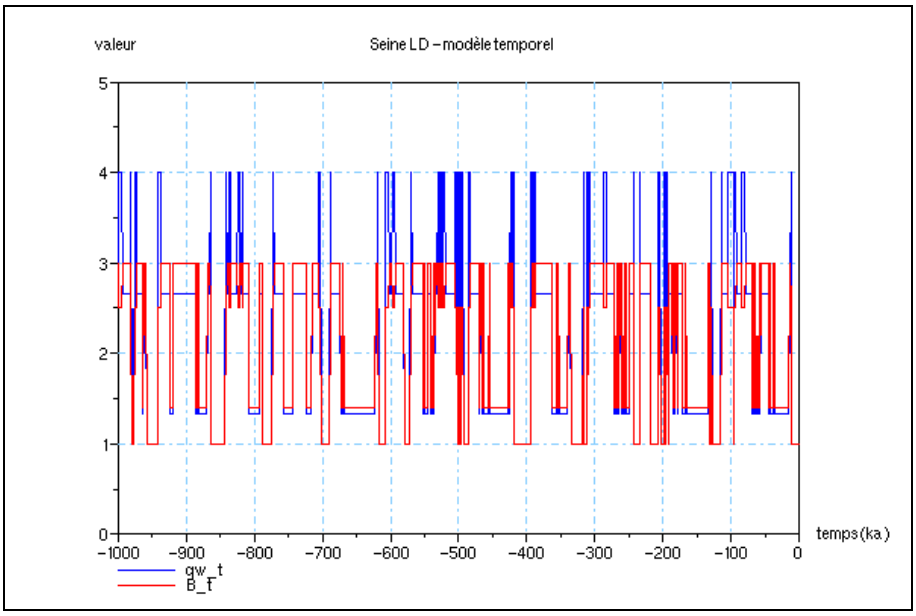


Figure 1.29. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur le dernier million d'années

CONCLUSION

Les nombreuses études de terrain présentées dans la bibliographie et réalisées dans toute l'Europe de l'Ouest, ont permis de montrer que les mécanismes d'érosion du paysage avaient évolué au cours du dernier million d'années. La description des séquences de dépôts au sein des terrasses qui jalonnent le fond des vallées, ainsi que celle des dépôts de pente situés aux pieds des versants, donnent un bon aperçu du fonctionnement hydrologique et sédimentaire de l'ensemble du bassin versant au cours du temps, ainsi que des processus d'érosion auquel il a été soumis. L'analyse du fonctionnement de chacun de ces processus d'altération, transport ou dépôts, souvent réalisée à partir de leur observation actuelle, nous permet alors de distinguer les facteurs de contrôle principaux.

Nous avons présenté dans un premier chapitre les différents mécanismes sédimentaires qui agissent sur le paysage : les différents processus d'altération, de transport et de dépôts ainsi que les taux de dénudation qui leur sont associés, ont été analysés.

Les trois facteurs régionaux qui contrôlent l'érosion ont ensuite été présentés. Les variations climatiques, et les fluctuations eustatiques qui en découlent, ainsi que la surrection tectonique sont des paramètres fondamentaux que nous devons absolument prendre en compte dans notre modèle de l'érosion du paysage. Ces facteurs opèrent à des échelles de temps différentes et leur impact a fluctué dans le temps et dans l'espace. Cette variabilité est bien illustrée dans la vallée de la Seine : dans la haute et moyenne vallée, les terrasses sont purement climatiques tandis qu'en basse Seine, l'effet du niveau marin est superposé à l'impact climatique. Nous avons également montré que la surrection tectonique a eu un rôle fondamental à l'échelle du million d'années dans la mise en place des terrasses étagées de la vallée de la Seine. A partir des données de terrain collectées dans le Bassin parisien, nous proposons une reconstitution de ces trois paramètres au cours du dernier million d'années.

Nous avons montré également qu'il fallait considérer des paramètres à l'influence plus locale pour reconstituer l'évolution du paysage au cours du temps. Le rôle de la lithologie et de la morphologie du bassin versant doivent être pris en considération aux même titre que les fluctuations eustatiques et la surrection tectonique. En agissant sur l'érosion des versants et la circulation souterraine, la végétation et le pergélisol contrôlent en fait la charge et le débit de la rivière, qui, à leur tour, commandent le style de la rivière et son comportement. Des observations de terrain réalisées dans toute l'Europe de l'ouest sur les séquences de dépôts datant du dernier cycle glaciaire associées à une reconstruction des paléo-environnements, nous ont permis de proposer un modèle conceptuel d'enchaînement des processus d'érosion et de genèse du paysage au cours du temps.

Nous proposons donc d'utiliser dans la suite de cette thèse, non pas un signal uniquement climatique comme l'insolation ou les variations du rapport isotopique de l'oxygène, mais un signal plus général, qui décrit les environnements complets au cours du temps.

Les courbes que nous avons construites à partir des différents signaux climatiques représentent donc l'évolution de l'apport latéral provenant des versants, ainsi que celle de la largeur et du débit de la rivière, au cours du dernier million d'années. Les résultats des simulations effectuées avec ce modèle temporel sont présentés dans la troisième partie de cette étude.

PARTIE II

MODELISATION MATHEMATIQUE DE L'EVOLUTION TOPOGRAPHIQUE D'UNE VALLEE SUR LE LONG TERME

INTRODUCTION

Maintenant que les interactions complexes qui existent entre les processus sont mieux comprises, il nous faut les modéliser à l'aide d'équations mathématiques. L'objet de cette deuxième partie est donc la présentation de notre modèle original de l'érosion des vallées, puis de son développement numérique.

Une synthèse de l'état de l'art de la modélisation de l'évolution du relief à différentes échelles est proposée dans le premier chapitre. Elle décrit les équations développées dans les modèles d'évolution du paysage qui existent jusqu'à présent et les différentes méthodes de résolution de ces modèles dans l'espace et le temps. Cette analyse rapide nous permet ensuite d'ouvrir une discussion sur ces différentes approches et de justifier les hypothèses et les choix que nous avons faits.

Dans le deuxième chapitre de cette partie, nous présentons le modèle que nous avons réalisé : les équations et les lois de transports que nous avons utilisées, les conditions initiales et les conditions aux limites.

Enfin, dans un troisième chapitre, nous exposons les méthodes de résolution que nous avons conçues pour assurer la stabilité numérique de modèle associé un temps de calcul le plus court possible.

Avant cela, il nous parait nécessaire de clarifier les différentes échelles considérées dans les modèles et les noms que nous leur avons attribués dans la suite de cette étude.

- A l'inverse des nomenclatures utilisées dans la cartographie, l'échelle la plus grande est l'échelle continentale. La superficie étudiée est de l'ordre de 10^6 km² (ou plus), et les mailles des modèles numériques de terrain de ces régions incluent généralement plusieurs versants et tronçons de cours d'eau. L'échelle de temps nécessaire à la propagation d'un changement géomorphologique est de l'ordre de la dizaine à la centaine de milliers d'années selon les processus considérés.
- L'échelle régionale permet de considérer des superficies de l'ordre de 10^3 à 10^5 km² ou des distances de quelques dizaines à centaines de km. C'est la taille du bassin versant de la Seine ou de celui de la Marne par exemple. L'échelle du temps est de l'ordre du millier d'années.
- L'échelle locale est l'échelle du versant ou de la parcelle, c'est-à-dire d'une aire de l'ordre d' 1km² et dont la longueur caractéristique est celle de la centaine de mètres. L'échelle de temps que nous lui associons est de l'ordre du siècle.
- Enfin, l'échelle microscopique permet de considérer des processus ayant pour taille caractéristique celle du cm à celle du mètre, comme les mouvements de turbulence au sein des écoulements chenalisés ou le transport des grains lors du ruissellement. Cette échelle implique des échelles de temps très courtes (de l'ordre de l'heure ou de la journée).

CHAPITRE 2.1

ETAT DE L'ART DES MODELES D'EVOLUTION DU PAYSAGE

Après une brève présentation des modèles empiriques d'érosion d'une parcelle de quelques hectares à quelques dizaines de km², nous nous sommes focalisés sur les modèles construits à l'échelle régionale du bassin hydrographique, c'est à dire sur plusieurs dizaines de milliers de km², permettant d'évaluer le transport sédimentaire et les changements topographiques à long terme. Nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux processus d'érosion fluviatile 1D, suivant le profil longitudinal z(x) de la rivière, et aux équations d'érosion des versants, également en 1D, modélisant l'évolution du profil z(y).

Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons des modèles mathématiques conçus pour calculer et étudier le taux d'érosion et du transport sédimentaire au bas des pentes et dans les rivières.

Dans la seconde partie, nous présentons les méthodes de résolution et la mise en œuvre des équations, suivant l'objectif et l'échelle à laquelle les modélisateurs souhaitent travailler.

2.1.A. MODELISATION DU TAUX D'EROSION ET DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE : EQUATIONS GENERALES ET FORMULES EMPIRIQUES

2.1.A-1. Les équations générales

2.1.A-1.1. Taux d'érosion et modèles à l'échelle microscopique

La modélisation de l'érosion à court terme a pour objectif principal d'évaluer le taux d'érosion d'une parcelle. Deux approches sont utilisées par les modélisateurs : l'utilisation de relations empiriques simples pour reproduire les mesures expérimentales et la conception de modèles plus complexes reposant sur des équations de mécanique des fluides pour décrire chaque processus d'érosion.

L'utilisation de modèles empiriques n'a pas pour objectif de traduire les processus physiques qui agissent et relient les variables, mais de créer un outil d'évaluation de l'érosion utilisable comme aide à la décision en matière d'aménagement du territoire. Ils reposent sur une approche heuristique et les équations sont déterminées à partir d'observations de terrain et de mesures expérimentales. Elles modélisent généralement la vitesse d'érosion des sols en fonction de différents paramètres comme la pluviométrie, la lithologie, l'escarpement de la pente, les pratiques agricoles, etc. Ces relations ont une spécificité régionale qui les rend donc difficilement transposables sans modification : les résultats peuvent être erronés si l'échelle spatiale ou temporelle change.

2.1.A-1.1.1 Une équation universelle : USLE

L'équation la plus connue est celle développée par Wischmeier & Smith (1965). L'équation universelle d'érosion des sols (en anglais USLE – *Universal Soil Loss Equation*) a été développée pour estimer le taux d'érosion annuelle du sol due au ruissellement en nappe ou en rigoles, en fonction des pratiques culturales. Cette équation fournit un outil simple de quantification de l'érosion.

$$\boxed{A = R * K * S * L * C * P} \qquad \text{[Eq. 1]}$$

Le paramètre A représente le taux d'érosion moyen par unité de surface et par an, R est le coefficient de pluviométrie, K est le coefficient d'érodabilité du sol. S est l'inclinaison de la pente et L sa longueur. Le coefficient C traduit l'importance du couvert végétal, souvent lié à la pratique agricole, et P est un coefficient d'efficacité des installations de protection de l'érosion

Cette relation a été démontrée et vérifiée en diverses régions des USA, mais aussi en Inde ou en Afrique. Son universalité et sa simplicité sont ses deux grands avantages et elle est encore aujourd'hui très utilisée.

2.1.A-1.1.2. Des équations plus spécifiques

Il existe de nombreuses alternatives au modèle USLE pour estimer l'érosion des sols, mais les équations ne sont plus universelles : elles sont construites pour une région spécifique où elles ne prennent en compte qu'un type seul de processus.

La relation SLEMSA (*Soil Loss Estimator for Southern Africa* - Elwell, 1977), par exemple, a été construite pour l'Afrique Méridionale et ne nécessite que trois paramètres :

$$\boxed{A = K * X * C} \qquad \text{[Eq. 2]}$$

où K combine les effets de l'érodabilité du sol et de la puissance de la pluie, X, l'escarpement et la longueur de la pente et C la protection offerte par le couvert végétal.

Le modèle MMF (*Morgan Morgan Finney model* – Morgan *et al.*, 1984) est un bon exemple de modèle se concentrant sur un unique processus : il étudie uniquement l'action des gouttes de pluie sur le sol. L'évaluation du taux d'érosion repose alors sur l'énergie nécessaire pour détacher les particules du sol, sur le volume d'eau ruisselé et sa capacité à transporter les particules détachées. Ce modèle a servi de base au modèle SEMMED (*Soil Erosion Model for Mediterranean areas* – De Jong, 1994).

Gardons cependant à l'esprit que malgré leur simplicité attrayante, ces modèles ne sont valables qu'à l'échelle locale de la parcelle et qu'ils ne prennent en compte que l'érosion due au ruissellement de surface. Ils ne sont donc pas du tout adaptés à notre problématique.

2.1.A-1.1.3. Les modèles mécaniques

Ces modèles reposent sur des équations mathématiques pour modéliser les processus d'érosion dus à l'écoulement de l'eau et du transport des sédiments à la surface de la parcelle. Deux types de modèles se distinguent : les modèles continus et les modèles évènementiels.

- Les modèles continus calculent à chaque pas de temps (de l'ordre de l'heure à la journée) le rapport volume d'eau/volume de sédiments et le transport sédimentaire potentiel qui en dévoile. Ceci implique une modélisation de l'évapotranspiration et des variations d'humidité du sol au cours du temps. De tels modèles requièrent une grande quantité de données et des informations sur l'évolution des conditions météorologiques. Ils sont généralement utilisés pour calculer les effets à long terme des aménagements effectués sur un territoire ou des variations météorologiques sur le ruissellement et son impact sédimentaire. Citons à titre d'exemple les modèles continus WEPP (Water Erosion Prediction Project model – Nearing *et al.*, 1989), CREAMS (Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems model – Knisel, 1980) ou SEM/SHE (Soil Erosion Model / Système Hydrologique Européen - Storm et al., 1987).
- Les modèles évènementiels sont utilisés pour calculer la réponse d'une parcelle à un orage. Ils nécessitent donc moins de données d'entrée mais supposent des connaissances précises sur l'état initial de la parcelle. Les modèles ANSWERS (Aerial Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation – Beasley *et al.*, 1980), KINEROS2 (Kinematic Erosion Simulation Model - Woolhiser et al., 1990), GUEST (Griffith University Erosion System Template – Misra & Rose, 1990) en sont des exemples.

Même si ces modèles ont pour but de décrire la physique des processus et de rendre universelle l'estimation du taux d'érosion à l'échelle locale, ils reposent encore, pour la plupart, sur des équations empiriques pour décrire chaque processus. Morgan et Quinton (2001) font une rétrospective claire de tous ces modèles et exposent également la conception, le fonctionnement, les avantages et inconvénients de chacun ainsi que des tests d'évaluation de ces différents modèles.

2.1.A-1.2. Concepts généraux et équations dans le cas d'une modélisation à grande échelle et sur le long terme

Même si la superficie considérée est la même, la démarche des modélisations sur le long terme et à grande échelle de l'évolution du paysage est très différente de celle utilisée pour la construction des modèles hydrologiques qui visent à prédire la réponse hydrographique du bassin versant, ou la quantité de sédiments érodés au cours d'un ou plusieurs évènements pluvieux. En effet, il n'est pas réaliste ni envisageable de vouloir de prendre en compte la grande variété des processus qui façonnent le paysage, leur comportement et les interactions complexes à une petite échelle spatiale et temporelle, de les étendre ensuite à de grandes superficies et sur des longues périodes : ceci demanderait des connaissances dont on ne dispose pas encore puis des capacités informatiques trop importantes. Les petites échelles sont donc laissées de coté : les modèles reposent sur des lois simples qui

visent à reproduire les interactions entre les processus à grande échelle d'espace et de temps.

La conservation de la masse est bien souvent l'un des principes fondamentaux de ces modèles. Ces équations sont complétées par des lois de comportement ou lois de transport, qui constituent un intermédiaire entre les formules purement empiriques présentées précédemment et les équations déterministes comme l'équation de Navier-Stockes, qui reposent sur les lois générales de la mécanique. Elles sont généralement construites puis utilisées pour explorer les interactions entre les formes du paysage et la dynamique sédimentaire, car elles ne représentent pas le fonctionnement réel des processus mais l'action à long terme qu'ils ont sur la morphologie du paysage.

2.1.A-1.2.1. Définition des variables

La figure 2.1 reprend la définition des variables.

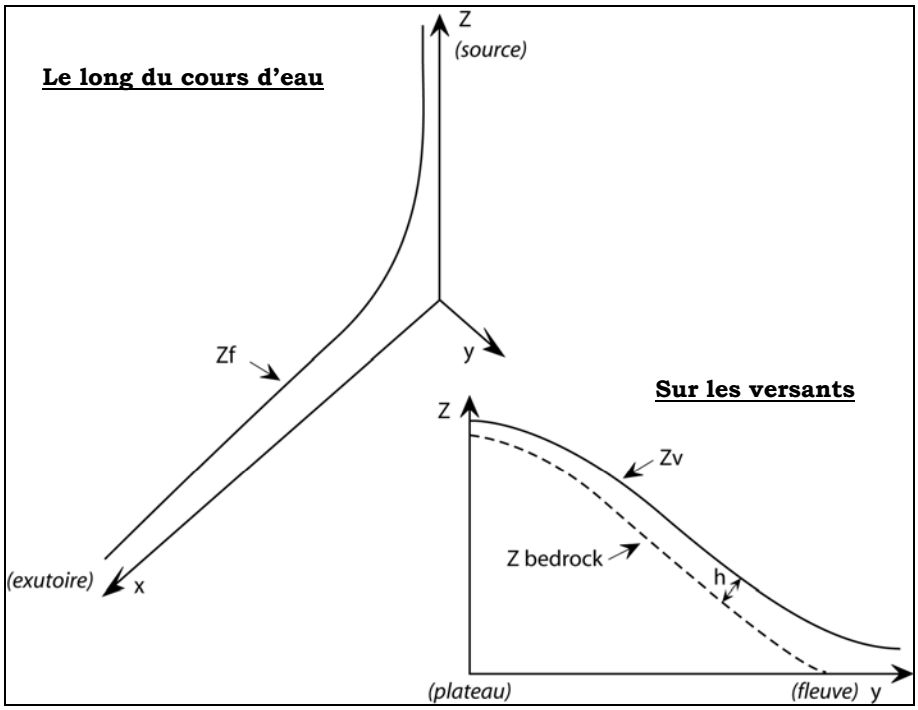


Figure 2.1. Définition des variables principales

x et y sont les abscisses et ordonnées. z représente l'altitude du relief. Nous utiliserons z_f et z_v lorsqu'il nous faudra distinguer l'altitude du lit d'un cours d'eau de celle des versants.

$z_{BEDROCK}$ représente l'altitude du substratum rocheux et h est l'épaisseur du manteau de sédiments qui recouvrent le substrat et qui est soumis aux différents processus de transport sédimentaire. L'épaisseur du manteau de sédiments dépend à la fois de la production sédimentaire à partir du substratum rocheux, et des processus de transport. L'évolution de h au cours du temps représente l'évolution de la quantité de sédiments stockés sur les pentes.

2.1.A-1.2.2. Equation de conservation de la masse

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = T - P + \frac{\partial h}{\partial t}} \qquad \text{[Eq. 3]}$$

avec $P = E_A$ sur les versants et $P = I$ dans les cours d'eau

Cette équation traduit le fait que l'évolution de z (en m), l'altitude d'un point en fonction du temps t, sont dues :

- à la surrection tectonique T (m/an),
- à la production sédimentaire P (m/an) qui correspond au taux d'altération du substrat sur les versants que l'on note alors E_A, ou au taux d'incision ou abrasion (ou usure - en anglais '*wear*') au fond du chenal, noté alors I. P est toujours positif.
- et aux processus de transport sédimentaire qui font varier l'épaisseur h (en m) de la couche de sédiments disponibles sur le substrat.

2.1.A-1.2.3. Capacité de transport et taux d'incision

En un point donné de l'espace, la charge sédimentaire notée Q_S, définie comme étant la quantité de sédiments à transporter, a deux origines distinctes : d'une part les sédiments arrivant de l'amont du point considéré Q_{SA}, et d'autre part les sédiments produits au point considéré Q_{SP}.

$$\boxed{Q_S = Q_{SA} + Q_{SP}} \qquad \text{[Eq. 4]}$$

De même, la capacité totale de transport des sédiments, notée Q_{CT}, est donc la somme de la capacité à transporter le flux de sédiments provenant des cellules plus en amont Q_{CA}, et de la capacité de transport nette Q_{CN}, nécessaire au transport de nouveaux sédiments provenant du manteau sédimentaire.

$$\boxed{Q_{CT} = Q_{CA} + Q_{CN}} \qquad \text{[Eq. 5]}$$

L'érosion, le transport des sédiments et leurs dépôts sont gouvernés par la compétition entre la capacité de transport sédimentaire et la quantité de sédiments à transporter. Le stockage de sédiments est alors le résultat de la différence entre la quantité de sédiments produits et le transport de sédiments.

Deux cas particuliers se dégagent :

➔ si la quantité de sédiments disponible est très grande devant la capacité de transport ($P >> Q_{CT}$) alors l'érosion est limitée par les processus de transport

Ce concept, nommé en anglais «transport limited erosion», repose sur l'idée que la source de sédiment donc le lit de la rivière ou le manteau de sédiments qui recouvrent les versants, est illimitée.

Dans ce cas, la capacité de transport totale est égale à la charge sédimentaire : $Q_{CT} = Q_s$ ou si l'on considère la capacité par unité de largeur (q_{CT}) et la charge sédimentaire par unité de largueur (q_S):

$$\boxed{q_{CT} = q_s} \qquad \text{[Eq. 6]}$$

Comme le stockage local des sédiments dépend toujours de la production et du transport, il vient : $\frac{\partial h}{\partial t} = P - \nabla \cdot \vec{q}_S$

L'équation de conservation de la masse est donc :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = T - \vec{\nabla} \cdot \vec{q}_S} \qquad \text{[Eq. 7]}$$

➔ <u>si P << Q_{CT}, l'érosion est alors limitée par la quantité de sédiments disponibles donc par la production sédimentaire</u>

Kirkby (1971) propose une première version de ce concept d'érosion limitée par la production (« erosion limited ») dans le cadre de son étude de l'érosion des rivières à substratum rocheux. Selon lui, le taux d'érosion de ce type de rivière est gouverné par la différence entre la capacité maximale de transport de la rivière et son taux réel de transport.

Howard (1994) développe cette idée et suggère que puisque le bedrock est exposé à l'écoulement, le taux d'érosion est limité par le taux d'usure du bedrock par l'eau, la corrasion définie par Gilbert (1877, *in* Kooi et Beaumont, 1994). L'érosion est ici limitée par le détachement (« detachment limited »).

Enfin, dans le cas de l'érosion des versants, si le substratum rocheux est à nu, la production sédimentaire est limitée par le taux d'altération du bedrock E_A.

Puisque l'épaisseur du manteau de sédiments est nulle ou négligeable, l'équation de conservation de la masse se simplifie et devient alors :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = T - P} \qquad \text{[Eq. 8]}$$

2.1.A-2. Equations d'érosion long terme sur les versants

<u>2.1.A-2.1. Expression de la production sédimentaire : modélisation de l'altération du substratum sur les versants</u>

Les auteurs (Minasny et Mc Bratney, 1999, 2001, Dietrich *et al.*, 2003), utilisent la même équation, développée par Ahnert (1976), validée par Heimsath *et al.*, 1997, pour modéliser les phénomènes d'altération physique et biologique du substratum. Le taux d'altération EA (en m/an) peut être représenté comme une fonction exponentielle décroissante de l'épaisseur de la couverture sédimentaire déjà formée h.

L'équation est donc de la forme suivante :

$$\boxed{E_A = k_A * \exp(-m_A * h)} \qquad \text{[Eq. 9]}$$

où k_A (en m/an) est l'altération potentielle du bedrock en l'absence de couverture sédimentaire et m_A (en m^{-1}) une constante empirique. Ces deux coefficients dépendent de la nature du substrat, des conditions climatiques, etc.

En réalité, il est très rare que l'érosion des versants soit uniquement limitée par le transport sédimentaire ou uniquement par l'usure du bedrock.

Cependant, dans la majorité des cas, les auteurs considèrent implicitement que les sédiments sont disponibles en quantité infinie : $\frac{\partial h}{\partial t} = E_A - \nabla \cdot \vec{q}_S$, ce qui suppose entre autre que l'effet de la dissolution sur l'épaisseur du manteau de sédiments disponibles est négligeable et que les effets des changements de volumes dus à l'altération sont également ignorés.

L'équation de base de ces modèles est donc l'équation [7] de conservation de la masse :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - \nabla \cdot \vec{q}_S$$

2.1.A-2.2. Flux sédimentaire pour l'érosion des versants

Les versants étant très souvent façonnés par l'action combinée de plusieurs processus, les modélisateurs se sont plutôt attachés à différentier puis expliciter le flux sédimentaire de chacun des processus. Les auteurs utilisent souvent le terme de « short range transport », transport à courte portée, à leur égard, par opposition avec les processus de longue portée que sont les processus chenalisés.

Suivant l'escarpement du relief, ces processus qui contrôlent le taux d'érosion sont différents. Dans les régions où le relief est doux et les pentes des versants faibles, le ruissellement ou les processus lents de reptation ou de solifluxion sont souvent prédominants. De nombreux auteurs (Ahnert, 1976, synthèse dans Montgomery et Brandon, 2002, Montgomery, 2003) ont montré que le relief local était le principal facteur de contrôle avec le ruissellement. Par contre, dans les régions soumises à une forte activité tectonique et/ou si les pentes des versants sont raides, les processus instantanés de rupture pour atteindre une pente d'équilibre, comme les glissements de terrain ou les éboulements, sont prépondérants dans le façonnement du paysage et transportent la majeure partie des sédiments au pieds de versants. La lithologie et les propriétés mécaniques des matériaux contrôlent alors aussi le taux d'érosion. Ainsi, selon la nature du relief, les équations visant à exprimer le taux d'érosion ou le flux sédimentaire par unité de largeur q_s sont différentes.

Montgomery et Brandon, (2002), ont montré qu'il existait une relation linéaire entre le taux d'érosion et la pente pour des paysages faiblement escarpés. Mais si l'inclinaison de la pente augmente, le lien devient difficile à établir car les glissements de terrain deviennent prédominants. Les modèles doivent donc faire intervenir d'autres paramètres pour décrire l'évolution du taux d'érosion. Ils utilisent des relations non linéaires impliquant une pente critique, le taux d'altération du substrat, etc.

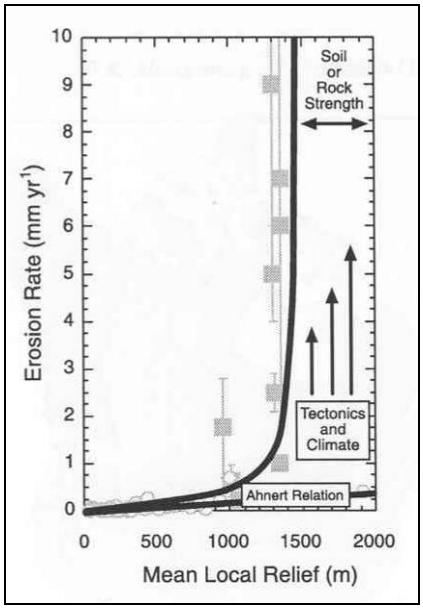


Figure 2.2. Relation entre le taux d'érosion et le relief – tiré de Montgomery & Brandon, 2002

En 2001, Roering et ses collaborateurs (Roering *et al.*, 2001) confirment, à l'aide des résultats qu'ils ont obtenus expérimentalement, cette hypothèse de non-linéarité. Ils montrent qu'un même sédiment subit un transport sous forme de reptation sur une pente douce et sous forme de glissements de terrain peu profonds quand la pente du versant approche de la valeur critique S_C.

Selon les auteurs et les régions, la valeur seuil de la pente change : elle est de l'ordre de 50° dans la région des Oregon Coast Ranges (USA) (Roering *et al.*, 1999) et inférieure à 25° dans les Monts Olympiques (USA) (Montgomery et Brandon, 2002).

✱ Si la pente du versant est faible

Pour modéliser le flux sédimentaire, les géomorphologues ont repris le concept de diffusion déjà utilisé en thermodynamique pour modéliser la diffusion de la chaleur avec la loi de Fourrier, en chimie pour modéliser la répartition des composants d'une solution suivant le gradient de leur concentration par les lois de Fick, et en mécanique pour modéliser les écoulements diffusifs dans les milieux poreux selon la loi de Darcy. Ils proposent un transport diffusif des sédiments qui varie de façon linéaire avec la pente.

$$\boxed{\vec{q}_S = -K_D * \vec{\nabla}(z)} \qquad \text{[Eq. 10]}$$

où K_D est le coefficient de diffusion (en $m^2\ s^{-1}$).

Cette équation est utilisée pour modéliser l'influence globale des processus de redistribution de la masse sédimentaire au sein du système, et comme ils agissent sur des surfaces assez réduites par rapport à la taille du système modélisé, le flux de transport résultant dépend de la pente locale.

Ce modèle a été repris, étudié et analysé par de nombreux auteurs. Culling (1960) l'a employé en premier pour modéliser les processus de reptation du sol qui résultent des alternances gel/dégel, humidité/sécheresse ou encore chaleur/froid. Tucker et Slingerland (1994) l'utilisent également dans leur modélisation du retrait de l'escarpement des marges en bordure des rifts à l'échelle continentale et sur le long terme. Ils y ajoutent la condition que le flux sédimentaire ne peut être supérieur à la quantité de sédiments disponibles (si l'épaisseur de la couche de matériel mobilisable est nulle, le flux sédimentaire sera nul même si la pente est forte).

Dietrich et ses collègues (2003), justifient également l'utilisation de cette formulation pour modéliser les processus de transport qui dépendent alors linéairement de l'inclinaison de la pente (si elle reste en dessous d'une valeur seuil). Ils s'appuient sur les travaux de McKean *et al.* (1993) et Small *et al.* (1999), qui confirment l'existence d'une relation linéaire entre le transport et la pente, sous réserve que le paysage ne soit pas trop escarpé (l'inclinaison doit être inférieure à 23 %, quelque soit la lithologie)

- Utilisation du coefficient K_D

Certains auteurs ont introduit dans cette équation de diffusion la possibilité de changer de conditions de transport en fonction de la nature et de l'état du matériel et/ou suivant la région modélisée. En effet, le coefficient de diffusivité K_D est le plus souvent considéré comme une propriété du matériau altéré et sa valeur varie avec la lithologie : les roches dures et peu altérées ont un coefficient faible et les matériaux mous et sans cohésion ont un coefficient élevé.

Beaumont *et al.* (1992), décrivent ce coefficient K_D comme le produit de l'épaisseur de la couche érodée h et de la vitesse de transport u. Cette forme traduit le fait que les processus d'altération sont différents et plus ou moins efficaces suivant les différents climats. La couche de sédiments disponibles est donc plus ou moins épaisse et selon son état (humidité, taille des grains, gel..), le transport des sédiments est plus ou moins facile. K_D est donc un coefficient qui varie suivant le climat et la nature du substratum.

Rivenaes (1988) a également conçu un modèle qui permet de différentier la taille des grains du matériel transporté dans le domaine sous-marin : il utilise un coefficient de diffusion faible pour le sable et un plus élevé pour les argiles, plus fines et plus faciles à transporter.

Jordan et Flemings (1989) ont utilisé deux coefficients de diffusion pour leur modélisation géodynamique à l'échelle continentale : le premier quantifie l'érosion des montagnes et le second est utilisé pour le transport et les dépôts de sédiments. Cette utilisation de deux coefficients d'érosion permet de distinguer aussi les processus d'érosion des roches dures et les processus de transport des roches altérées. A l'échelle plus petite d'un bassin, ils utilisent dans leur modèle exposé en 1991, un coefficient pour caractériser le transport dans le domaine continental très élevé (pour dégager les sédiments apportés par les fleuves vers les deltas) et un autre pour le domaine marin.

Enfin, cette loi de diffusion a également été utilisée dans d'autres domaines des géosciences pour modéliser la répartition des sédiments. En géologie, Kenyon et Turcotte (1985) l'ont utilisée pour étudier le transport des sédiments le long des pentes d'un delta dominé par les écoulements chenalisés régis par l'hydrodynamique fluviale. Granjeon (1997) a également utilisé cette loi de diffusion pour construire Dyonisos (Diffusif Oriented – Normal and Inverse – Simulation of Sedimentation) modèle multi-litholgie 3D de répartition des sédiments dans un bassin.

Malgré les nombreuses et diverses applications de cette équation, on peut se poser la question de sa réelle universalité. Prenons l'exemple du ruissellement : de nombreux auteurs ont montré qu'il n'était pas un processus qui variait linéairement avec la pente, mais qu'il fallait, pour le modéliser correctement, prendre en compte la porosité du sol et sa capacité d'infiltration. D'autre part, cette équation de diffusion ne traduit pas de façon directe l'influence de l'épaisseur du sol, les variations verticales de la vitesse de reptation, ou la nature et des propriétés mécaniques des sédiments en mouvements. Cependant, certains auteurs, comme Furbish & Dietrich, (2000) ou Kooi & Beaumont (1994), réfutent ces arguments et expliquent que ces paramètres sont pris en compte avec le coefficient K_D. Une discussion plus approfondie sur le paramétrage de ce coefficient est exposée plus loin dans ce document (partie III).

Finalement, en combinant cette loi de transport diffusif avec l'équation de la conservation de la masse citée précédemment, on obtient l'équation classique de diffusion linéaire.

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = K_D * \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} z} \qquad \text{[Eq. 11]}$$

✱ <u>Si la pente du versant est très inclinée</u>

Les glissements de terrain ou les éboulements contrôlent alors l'érosion des versants et l'évolution de sa topographie.

➔ Scheiddeger (1961), propose un modèle « advectif » d'évolution des escarpements rocheux en ce sens qu'il décrit un déplacement unidirectionnel et sans déformation du signal (ici une forme de la topographie), contrairement à la diffusion qui est multidirectionnelle et qui atténue le signal.

L'érosion s'effectuant par retrait parallèle des flancs de l'escarpement, l'auteur propose ainsi l'équation suivante

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = -V_O \frac{\partial z}{\partial x} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}} \qquad \text{[Eq. 12]}$$

V_0 est la vitesse de transport des sédiments (en m/s) à laquelle est déplacé l'ensemble de la falaise en conservant sa forme initiale.

Les résultats sont satisfaisants si l'on compare l'évolution prédite par cette formule avec la morphologie d'escarpements réels.

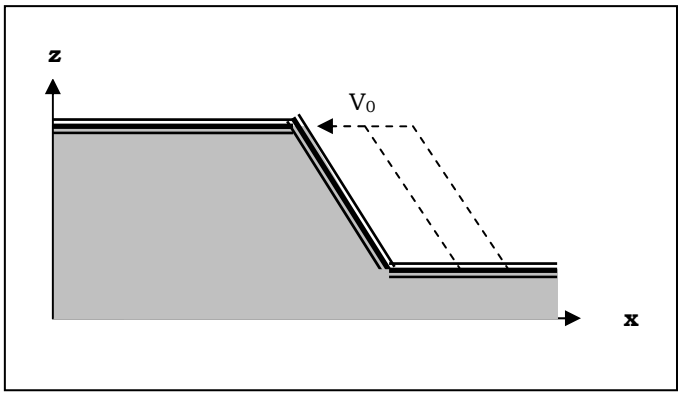


Figure 2.3. Résultats du modèle d'évolution d'une falaise Scheiddeger (1961)

Cependant, la diffusion reste le processus d'évolution prédominant des falaises à long terme : en effet, une fois que le versant est à l'équilibre et que son inclinaison a atteint la pente de Richter (pente d'équilibre du versant, terme définie dans la première partie, chapitre 2), le talus d'éboulement au pied de falaise est soumis aux processus de reptation.

- Tucker et Slingerland (1994) ont utilisé un modèle simple pour prendre en compte les glissements de terrain et les éboulements et expliquer un retrait parallèle des escarpements. Ils ont choisi d'introduire deux valeurs distinctes de pente critiques (une pour chacun des deux types de processus) au-delà de laquelle le versant est instantanément touché par un de ces mécanismes. Sa pente diminue jusqu'à atteindre la valeur seuil. Le flux sédimentaire est calculé à partir la masse perdue à chaque pas de temps par la remise à l'équilibre des pentes.
- Martin (2000), présente une relation continue, utilisant une tangente hyperbolique pour modéliser le flux sédimentaire apporté par des mouvements de masses rapides et épisodiques. Elle a été établie empiriquement à partir de nombreuses données collectées dans le bassin de drainage des Îles de la Reine Charlotte (Colombie Britannique, Canada).

$$\boxed{q_S = K_0 + \left[0{,}5 * (K_1 - K_0) * (1 - \tanh(H))\right]} \qquad \text{[Eq. 13]}$$

où $H = \dfrac{\left(\dfrac{\partial z}{\partial x}\right) - L_{x0}}{L_{xscale}}$ et K_0 et K_1 sont des coefficients de diffusivité (en m^2/an), et L_{x0} et L_{x_scale} sont deux longueurs caractéristiques (utilisées pour normer la fonction H) entre 0 et 1).

✱ <u>Des tentatives d'équations universelles</u>

Certains auteurs ont tenté de modéliser l'ensemble des processus. Ainsi, les expressions du taux d'érosion ou du flux sédimentaire présentées dans la suite traduisent l'action de tous les processus cités précédemment, quelle que soit la valeur de la pente du versant.

- Martin et Church, (1997), reprennent le concept de diffusion et proposent de récrire cette équation en deux parties: un terme avec un coefficient K_L pour modéliser l'action des mouvements lents quasi-continus et un second coefficient K_R pour évaluer l'érosion causée par les mouvements rapides et épisodiques.

Ils aboutissent alors à l'équation suivante

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = (K_L + K_R)\left[\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right]} \qquad \text{[Eq. 14]}$$

Bien sûr, l'utilisation de cette équation de diffusion linéaire pour modéliser les glissements de terrain implique que l'échelle de temps à laquelle sont réalisées les simulations est suffisamment longue pour que des mouvements de masse ponctuels se produisent sur toute la surface de la région étudiée. C'est également l'argument qu'utilisent Kooi et Beaumont (1994) pour justifier l'utilisation de la diffusion dans leur modèle d'érosion des escarpements à l'échelle continentale.

- Roering et ses collaborateurs, (1999) gardent l'idée de pente critique S_C au delà de laquelle le flux sédimentaire n'est plus linéairement relié à la pente du versant et proposent la relation suivante:

$$\boxed{q_S = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_C)^2}} \qquad \text{[Eq. 15]}$$

Si la pente est faible, le rapport S/Sc est petit et le flux sédimentaire est alors linéairement proportionnel à la pente et on retrouve l'équation de transport diffusif.

En prenant en compte l'érosion chimique et le flux sédimentaire associé q_0, le flux sédimentaire devient alors :

$$\boxed{q_S = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_C)^2} + q_0} \qquad \text{[Eq. 15 bis]}$$

- Wilgoose et ses collaborateurs (Willgose *et al.*, 1991), proposent la généralisation ultime de la formulation du transport sédimentaire, et ont introduit l'influence d'autres facteurs de contrôle que la pente dans l'expression du taux d'érosion et du flux sédimentaire associé. Ils proposent ainsi une loi de puissance pour lier le flux de sédiments à la pente S et au débit d'eau ruisselé par unité de largeur q.

$$\boxed{q_S = \beta_1 * O_1 * q^{m_1} * S^{n_1}} \qquad \text{[Eq. 16]}$$

Les constantes β_1, O_1, m_1 et n_1 changent en fonction des processus à modéliser : érosion en nappe, en rigoles, en ravines (éphémères ou pas), ou même l'érosion due aux écoulements chenalisés.

Cependant, il reste une controverse quant à l'utilisation cette formule. Roering *et al.*, 2003, ne semblent pas convaincus que cette formulation du flux de transport puisse être utilisée comme un loi géomorphologique car elle n'a pas été validée par suffisamment de travaux empiriques, bien que Prosser et Rustomji (2000) ou Riebe et ses collaborateurs (Riebe *et al.*, 2000), assurent l'avoir vérifié expérimentalement sur les versants. La vérification de cette expression pour le transport fluviatile va également être discutée dans le paragraphe suivant.

2.1.A-3. Equation de transport sur le long terme dans le lit des rivières

Les auteurs ont d'abord travaillé sur les rivières alluviales car elles permettaient d'établir des concepts simples, puisque seul le transport sédimentaire devait être pris en compte (la production de sédiments est infinie dans ce cas particulier). L'étude des rivières à substratum rocheux a ensuite permis de développer des formules pour modéliser la production de sédiments au fond d'une rivière. Seidl & Dietrich (1992) par exemple, ont confirmé l'idée de Gilbert (1877) qui suggérait que ces deux types de rivières réagissaient à des processus physiques très différents. Enfin, les auteurs se sont intéressés au cas général des rivières mixtes.

2.1.A-3.1. Production sédimentaire et taux d'incision des rivières à substratum rocheux

Contrairement aux rivières alluviales et au concept d'érosion « transport limited », il existe peu de théories sur ces rivières à fond rocheux nu, non protégé par un manteau cohérent d'alluvions, et sur les processus qui leur sont associés.

✱ Modèle « Stream power »

Les auteurs utilisent généralement l'hypothèse que le taux d'incision (en m/an) (i.e. le taux de production sédimentaire) est proportionnel à la puissance de l'écoulement, donc à la pente du chenal S et au débit d'eau par unité de largeur q (en m²/an). La démonstration est donnée en annexe.

Le taux d'incision I est alors de la forme :

$$\boxed{I = k_{DL} * S^{n_2} * q^{m_2}} \qquad \text{[Eq. 17]}$$

k_{DL} (en m^{-1}) est un paramètre qui varie suivant le comportement des roches érodées, m_2 et n_2 sont des exposants sans dimension.

D'autres auteurs expriment le taux d'incision en fonction de la pente et de l'aire drainée A_d, mais comme le débit peut s'exprimer en fonction de l'aire drainée grâce aux lois classiques de l'hydraulique fluviale, les deux équations sont en fait équivalentes. Citons cependant la formule suivante (Howard *et al.*, 1994) :

$$\boxed{I = k'_{DL} * A_d^{\alpha} * S^{\beta}} \qquad \text{[Eq. 17bis]}$$

Selon les auteurs, la valeur des puissances diffère légèrement. Seidl & Dietrich (1992), proposent, au vu des études qu'ils ont réalisées sur des cours d'eau réels dans l'Oregon (USA), que les coefficients $\alpha = \beta = 1$. Pour Howard (1994) ou Whipple et Tucker (1999) les coefficients valent $\alpha = 0{,}3$ et $\beta = 0{,}7$. Ce sont également ces valeurs qu'utilisent Clevis et ses collaborateurs (2003). Le coefficient d'érosion intrinsèque du bedrock (en année $^{-2/3}$ si $\alpha = 0{,}3$ et $\beta = 0{,}7$), k_{DL}, donne alors une estimation du taux moyen d'érosion suivant la lithologie. Selon l'étude réalisée par Stock et Montgomery (1999) k_{DL}=7. 10^{-3} pour des écoulements dans les badlands et k_{DL}= 6.10^{-6} sur des granites ou des basaltes.

✱ La puissance du courant doit dépasser une valeur limite (« stream power excess »)

Plusieurs modélisateurs ont inclus un seuil dans leur modèle et le taux d'incision est alors :

$$\boxed{I = K'_{DL} * S^{n'_2} * A_d^{m'_2} - I_0} \qquad \text{[Eq. 18]}$$

où I_0 est la valeur seuil de puissance du courant (positive ou nulle) qu'il faut dépasser avant que la rivière ne puisse inciser le substratum rocheux.

Ce modèle a été utilisé par Lavé et Avouac (2001), Densmore et al. (1998), Sklar et Dietrich (1998) ou Tucker et Slingerland (1997). De nombreux auteurs (Seidl & Dietrich, 1992 - Slingerland *et al.*, 1997 - Sklar & Dietrich, 1998 – Van der Beek et Bishop, Whipple *et al.*, 2000a) remarquent que même si cette formulation donne des résultats corrects, elle n'est pas assez développée et néglige un certain nombre de processus comme notamment l'abaissement du bedrock par migration du knickpoint, le rôle des coulées de débris dans l'érosion de la zone à proximité de la source, le rôle des sédiments comme agents protecteurs de l'érosion ou outils d'érosion, l'influence des sédiments, etc.

2.1.A-3.2. Flux sédimentaire dans le cas des rivières alluviales

Ce sont les rivières les plus étudiées et les plus modélisées. Les observations expérimentales et les théories auxquelles elles ont servi de support sont nombreuses.

* Expression la plus commune

La plupart des ingénieurs hydrauliciens utilisent des lois de transport de la charge de fond de la forme suivante :

$$\boxed{q_S = k_{TL}(\tau - \tau_c)^p} \qquad \text{[Eq. 19]}$$

τ est ici la contrainte de cisaillement appliquée au lit de la rivière par l'écoulement et les sédiments, τ_c la contrainte de cisaillement critique au-delà de laquelle le matériel se déplace. k_{TL} un coefficient de transport et p une puissance à définir

Mais cette loi n'est pas utilisable sans modification dans une modélisation long terme car la contrainte de cisaillement n'est pas modélisable à cette échelle de temps. Elle a été transformée en une relation applicable à grandes échelles de temps et d'espace.

En utilisant :

- la conservation des moments dans un chenal infini : $\tau = \rho * g * p_{chenal} * S = \rho * C_f * V^2$ où ρ est la masse volumique de l'eau, g la pesanteur, p_{chenal} la profondeur du chenal, C_f le coefficient de friction utilisé dans les lois de Maning-Strickler ou Darcy-Weisbach et V la vitesse de l'écoulement
- l'équation de conservation de la masse d'eau : $Q = V * p * w$
- les deux lois classiques de l'hydraulique fluviale pour la largeur du chenal $w = a_w * Q^{b_w}$ et le débit $Q = a_Q A_d^{b_Q}$ en fonction de l'aire drainée Ad
- et en supposant enfin que $\tau >> \tau_C$

Il vient la formulation classique suivante du flux sédimentaire par unité de largeur :

$$\boxed{q_S = k_{TL} * A_d^{m_3} * S^{n_3}} \qquad \text{[Eq. 20]}$$

Ce modèle a bien sûr des limites. Pour être plus précis, on peut intégrer la distribution de la taille des grains.

Il faut alors utiliser les expressions suivantes, où τ^* est la contrainte de cisaillement adimensionnelle, D_S la taille caractéristique des grains, ρ la masse volumique de l'eau et ρ_S celle des sédiments.

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_S - \rho) * g * D_S} \quad \text{et} \quad \boxed{q_S = k'_{TL}(\tau^* - \tau_c^*)^{p'}} \qquad \text{[Eq. 21]}$$

où k_{TL}' et p' sont de nouveaux coefficients.

Avec l'aide des formules précédemment citées et en supposant à nouveau (hypothèse controversée entre autres par Buffington & Montgomery, 1997 et Talling, 2000 – références cités dans *in* Lague, 2001) que $\tau^* >> \tau^*_C$, on obtient alors une équation de la même forme que [18] :

$$\boxed{q_S = k'_{TL} * A^{m_3'} * S^{n_3'}} \qquad \text{[Eq. 22]}$$

k_{TL}' est un coefficient de transport sédimentaire, souvent appelé érodabilité et m_3' et n_3' sont des puissances (positives) à déterminer.

Cette équation [20] a la même forme que l'équation du taux d'incision [17bis]. Cependant, il faut bien distinguer le taux d'incision I qui fait référence à la production sédimentaire à

partir du bedrock d'une rivière à fond rocheux, du flux sédimentaire q_s qui est la quantité de sédiments enlevée du manteau alluvial présent au fond de la rivière alluviale.

Cette équation [20] a également la même forme que l'équation [16] du flux sédimentaire généralisé (rivière et versant) de Willgose.

✱ Valeurs des paramètres

Les valeurs des coefficients k_{TL}, k_{DL} et $\beta_1 O_1$ et celles des puissances permettent une première distinction de ces lois. Cependant, ces valeurs changent également en fonction d'autres paramètres.

Si la charge sédimentaire prise en compte est la charge de fond ou si elle correspond à du matériel grossier alors p' (ou p)=3/2 (Bagnold, 1980, Begin *et al.*, 1981, Gomez & Chrurch, 1989, Paola & Heller, 1992, Yang, 1996, Clevis *et al.*, 2003). Si l'on considère la charge totale ou un matériel fin, p' (ou p)=5/2 est alors mieux adapté (Julien, 1994, Whipple *et al.*, 1998). Cependant, la valeur de p (ou p') choisie par Willgoose (Willgoose *et al.*, 1991b) est de 3.

Les valeurs de n_3 et m_3 sont généralement comprises entre 1 et 2. De nombreux auteurs ont choisi $m_3'=n_3'=1$ (ou $m_3=n_3=1$). C'est souvent pour une raison de simplicité comme l'ont fait Allen & Densmore (2000) ou Kooi & Beaumont (1994, 1996). Cependant, Kirkby (1986) utilise $n_3=3$ et Leopold choisit $n_3=5/2$ (Leopold et al. 1964). Des observations expérimentales sur les relations pente/aire drainée obtenues sur des rivières alluviales suggèrent que le rapport $(m_3'-1)/n_3'$ varie entre 0,3 et 0,7 (Lague, 2001).

Clevis et ses collaborateurs (Clevis *et al.*, 2003) ont choisi $m_3=0,5$ et $n_3=1$, avec p=3/2. Ces auteurs conseillent, à partir des analyses de sensibilité, de ne pas choisir d'autres coefficients car ceci aurait des conséquences sur la stabilité et la morphologie du système. Choisir une valeur de n_3 différente de 1 conduirait à une augmentation de la pente du chenal et à des instabilités numériques, tandis que le choix de valeurs différentes de m_3 stimule la bifurcation si cette équation est utilisée avec un modèle de réseau de drainage.

2.1.A-3.3. Cas des rivières mixtes

Les cas particuliers que sont les rivières alluviales et les rivières à substratum rocheux, ont été les premiers à être étudiés. C'est pour cela qu'ils tiennent encore aujourd'hui une place importante dans la littérature. Mais l'utilisation de ces modèles dans des cas d'application plus généraux s'est avérée décevante.

De plus, Sklar et Dietrich (1998 et 2001) ont montré que l'usure du bedrock dans le cas des rivières à fond rocheux, dépendait de la quantité de sédiments présents et de la taille des grains. La limite entre ces deux cas particuliers devient donc floue.

Bien sûr ces cas-limite s'appliquent encore dans certains cas très particuliers et le concept « detachment limited » reste vrai par exemple dans le cas des chutes d'eau ou de certaines rivières de montagnes. Au cours de ces deux dernières décennies, les modèles se sont perfectionnés et permettent aujourd'hui de considérer des cas plus généraux.

✱ Un modèle empirique : Begin, (1981,1988)

En comparant l'évolution de différentes rivières aux Etats-Unis, Begin a mis en évidence une relation empirique pour décrire le flux sédimentaire transporté par ces cours d'eau en fonction du débit de la rivière et de la pente du chenal.

$$q_s = -k_{Begin} * \left(\frac{qw}{qw_0}\right)^q * \frac{\partial z}{\partial x}$$ [Eq. 23]

Cette relation conduit encore à une équation de diffusion de z, où k_{egin} est le coefficient de transport et q un coefficient empirique qui vaut le plus souvent 0.76, qw est le débit d'eau de la rivière par unité de largeur (m^2/s), et qw_0 est un débit d'eau par unité de largeur de référence.

✱ Prise en compte du manteau de sédiments dans l'expression de I – Beaumont *et al.* (1992)

Ce modèle prend en considération les deux effets contradictoires qu'a la présence de sédiments dans la rivière. D'une part la charge de fond aide à éroder le substratum rocheux par frottement et d'autre part le manteau de sédiments prévient l'érosion en protégeant le substrat. Le taux d'incision du bedrock est alors modélisé comme une relation cinétique du premier ordre dans laquelle il varie linéairement suivant l'écart entre le flux et la capacité de transport à l'équilibre, qui correspondrait à une sorte de sous-capacité.

$$I = \frac{1}{Lf_{Beaumont}} * (q_{CT} - q_s)$$ [Eq. 24]

$Lf_{Beaumont}$ est un facteur d'érodabilité.

En combinant cette équation avec l'équation de conservation de la masse [8] $\frac{\partial z}{\partial t} = T - I$, il vient (en gardant q_{CT} constant) : $q_s(x) = q_{CT} * [1 - \exp(-\frac{x}{Lf_{Beaumont}})]$

- Si $Lf_{Beaumont}$ est petit devant x, alors $q_{CT} \sim q_s$ et on retrouve le modèle des rivières alluviales.
- Si $Lf_{Beaumont}$ est grand devant x, alors $q_s << q_{CT}$ et on retrouve le modèle des rivières à substratum rocheux.

Les auteurs qui ont travaillé avec cette formulation comme Beaumont et al. (1992), Kooi & Beaumont (1994-1996) et Van der Beek & Braun (1999) n'ont pas utilisé l'expression du transport sédimentaire de la charge de fond. Ils n'ont pas non plus pris en compte l'influence de la taille des grains sur le contrôle de la pente et donc du relief.

Si une formule du transport de la charge de fond est utilisée pour q_{CT}, alors cette équation conduit à l'équation de Sklar & Dietrich (1998), présentée ci-dessous.

✱ Modèle d'érosion par abrasion du bedrock due à la saltation de charge de fond - Sklar & Dietrich (1998)

Les auteurs proposent une formulation de I plus complète, qui prend en compte l'influence de la charge sédimentaire et celle de la taille des grains. S'appuyant sur des expériences qu'ils ont menées, ils considèrent l'hypothèse que l'incision du bedrock est due à son abrasion et celle-ci se produit par saltation de la charge du fond.

Le taux d'incision est alors proportionnel au flux d'énergie cinétique normale au plan contenant le fond du lit de la rivière (c'est cette énergie qui permet aux matériaux grossiers de se déplacer par bonds). Il varie également suivant la superficie du lit de la rivière qui n'est pas couverte de dépôts sédimentaires même transitoires. Or la couverture partielle du fond de la rivière dépend du rapport entre la quantité de matériel grossier présent au fond et la capacité de la rivière à transporter sa charge de fond. De plus, la vitesse et la fréquence de l'impact des particules soumises à la saltation sur le fond nu, varient suivant leur

trajectoire, celle ci étant paramétrisée par des fonctions empiriques des contraintes de cisaillement.

En notant u* la vitesse de cisaillement de l'écoulement, vf est la vitesse des particules qui touchent sur le fond, Ds la taille des grains et ε_v un coefficient de résistance de la roche, les auteurs proposent finalement :

$$I = \frac{(1-(u^*/v_f)^2)^{1,5}}{\varepsilon_v} * (k_1 \frac{q_s}{(\tau^*/\tau_c^* - 1)^{0,5}} - k_2 \frac{q_s^2}{D_s^{1,5}(\tau^*/\tau_c^* - 1)^2})$$

où τ^* est toujours la contrainte de cisaillement adimensionnelle et τ_c^* la contrainte adimensionnelle de cisaillement critique pour le déplacement du grain. k_1 et k_2 sont des coefficients fixés en fonction de la masse volumique des sédiments.

Cette relation s'écrit encore :

$$\boxed{I = \frac{q_S}{Lf} * (1 - \frac{q_S}{q_{CT}})} \qquad \text{[Eq. 25]}$$

2.1.A-4. Discussion et conclusions

Plusieurs questions se posent à la lecture de cette synthèse : Quelle est l'équation la plus adaptée pour notre modèle d'érosion fluviatile ? Doit- on utiliser une expression du flux de transport ou du taux d'incision ? Doit- on utiliser un modèle linéaire simple ou plusieurs équations décrivant des processus de versants distincts et les coupler de façon complexe ?

Dans leur étude visant à comparer des mesures de terrain aux résultats obtenus par les simulations effectuées avec le modèle CASCADE, Van der Beek et Braun (1998), ont montré que le taux de dénudation et le taux de retrait des escarpements prédits par le modèle étaient très dépendants des paramètres qui contrôlaient les processus fluviatiles et très peu des coefficients utilisés dans les équations de transports sur les versants. Cette conclusion est d'autant plus importante que les auteurs avaient choisi de modéliser tous les processus de versants suivant une unique équation de diffusion linéaire. Ceci laisse donc penser qu'une modélisation fine de processus de versants est inutile lorsque les simulations sont réalisées à une échelle grossière, mais que la modélisation des processus fluviatile doit quant à elle être réalisée avec attention.

La modélisation des processus d'érosion des versants par une équation linéaire est également justifiée par Kooi et Beaumont (1994, 1996) : d'une part le fait de choisir un modèle linéaire permet d'étudier et de comprendre les interactions simples et le comportement du système qui en résulte avant de le rendre plus complexe dans un second temps ; et d'autre part l'utilisation d'une relation linéaire est plus appropriée si l'échelle de temps considérée est supérieure à la période de récurrence des événements non-linéaires.

Van der Beek & Bishop ont publié en 2003, les conclusions auxquelles ils sont parvenus en comparant les résultats obtenus avec différents modèles appliqués à la même rivière, aux observations de terrains de la rivière Lachlan (SE des Highlands en Australie). Ils ont ainsi confronté le modèle « stream power » (équation [17]) qui permet de calculer le taux d'incision du substratum rocheux, le modèle « excess stream power » (équation [18]) qui ajoute un seuil à la puissance du courant, l'équation [24]de Beaumont, l'équation du transport alluvial [20] et l'équation utilisant l'abrasion du bedrock par saltation des sédiments [25]. Les auteurs ont observé dans un premier temps que la paramétrisation des modèles complexes lors de leur application à des cas réels les conduisait à se comporter comme les modèles plus simples sur lesquels ils reposent. Ainsi, le modèle « excess stream power » donne de meilleurs résultats si la valeur seuil I_0 de la puissance du courant est proche de 0. Le modèle d'abrasion du bedrock par saltation est intéressant si la distance caractéristique Lf est proche de la taille de la maille, c'est-à-dire quand il semblable au modèle de Beaumont. Les résultats les plus satisfaisants semblent être ceux donnés par modèle « stream power » (où l'incision du fond rocheux est limitée par la production des sédiments), et par le modèle

de Beaumont (qui prend en compte la sous-capacité de transport de la rivière). Cependant, selon les auteurs, aucun de ces cinq modèles testés n'a reproduit de façon véritablement meilleure les incisions de cette rivière. L'équation de transport alluvial ne donne pas de résultats très satisfaisants dans le bassin versant de la rivière Lachlan, alors que cette rivière est mixte. Pourtant ce modèle a été testé sur d'autres cours d'eau, à l'équilibre, dans les Alpes Françaises ou les Apennins en Italie (Van der Beek et Bishop citent Brocard, 2002 et Talling & Sowter, 1998) et les résultats étaient alors satisfaisants. Selon les auteurs, ces résultats décevants de ce modèle dans ce cas, sont dus au fait que la rivière Lachlan n'a pas atteint son profil d'équilibre, comme le prouve la présence de knickpoints le long du cours d'eau.

Le modèle de transport fluvial donné par l'équation [20], doit donc être utilisé uniquement si le cours d'eau modélisé est à l'équilibre, dans les autres cas, il est préférable d'utiliser l'expression du taux d'incision ou celle de la sous-capacité de transport (Van der Beek & Bishop, 2003). Cependant, le modèle « stream power » conçu pour les rivières à substratum rocheux ne reproduit pas les périodes de dépôts de la rivière, (seule l'incision est modélisée avec cette équation). Il peut donc être utilisé à une échelle locale où ces conditions sont vérifiées, mais pas à une échelle régionale où les dépôts doivent être pris en compte. Selon Whipple et Tucker (2002, les données de terrain ne permettent pas de mettre en évidence des puissances « m » et « n » très différentes dans les expressions du taux d'incision ou du transport alluvial (respectivement équations [17] et [20]) et proposent alors l'utilisation d'une équation unique pour modéliser tous les types de comportements. Les modèles mixtes, comme l'équation de Beaumont, semblent être une bonne alternative mais la résolution des équations est plus délicate à mettre en œuvre.

Finalement, le type de rivière (à bedrock rocheux ou alluvial) ne serait pas forcément un critère discriminant pour le choix des équations utilisables dans une modélisation à grande échelle et à long terme : ce serait plutôt selon l'état d'équilibre, ou de déséquilibre, de la rivière qu'il faudrait faire ce choix.

2.1.B. MISE EN ŒUVRE ET RESOLUTION DES EQUATIONS : REVUE SYNTHETIQUE DES DIFFERENTS TYPES DE MODELES D'EVOLUTION DU PAYSAGE À GRANDE ECHELLE ET SUR LE LONG TERME

Même à ces échelles régionales ou continentales, il existe un grand nombre de modèles d'évolution du relief et du paysage. Ils peuvent se différencier en fonction de la problématique à étudier : la quantification et la répartition spatiale du taux d'érosion suivant les processus, l'évolution de la topographie en réponse à la tectonique, la mise en place et la réponse du réseau de drainage d'un bassin versant aux variations climatiques, l'influence des variations du niveau de base sur le profil des cours d'eau etc. Les modèles diffèrent également suivant l'échelle spatiale et temporelle choisie pour étudier le paysage. Certains auteurs ont préféré l'échelle continentale, d'autre ont travaillé à l'échelle régionale ou même locale. Enfin, ils peuvent se classer suivant leur mode de résolution et leur mise en œuvre numérique. La plupart des modèles résolvent directement les équations de transport et de conservation de la masse sur des grilles, à maille carrée ou triangulaire, le plus souvent à l'aide de la méthode des différences finies. D'autres modèles, les automates cellulaires, utilisent des marcheurs conditionnés (ou précipiton) pour les résoudre.

En premier lieu, nous présentons les modèles réalisés à l'échelle continentale. La taille d'une maille des grilles utilisées pour résoudre les équations est supérieure à celle d'un versant. L'objectif de ces modèles est de reproduire l'évolution des reliefs en réponse aux facteurs forçant à grande échelle comme la surrection tectonique engendrée par la collision de 2 plaques, les phénomènes de rifting, le rebond isostatique, etc.

Dans un second paragraphe, nous traitons les modèles d'évolution du paysage à l'échelle régionale. Ces modèles reposent sur une modélisation plus ou moins réaliste des écoulements d'eau sur les versants et au fond des vallées. Ils sont généralement conçus pour étudier les conséquences du ruissellement sur le réseau de drainage.

Enfin, nous présentons les modèles réalisés pour étudier plus particulièrement l'érosion fluviatile. La zone de travail est plus réduite mais cela a permis aux auteurs de modéliser plus finement les processus et d'utiliser des modèles temporels plus fins.

Dans la suite de cette synthèse, nous parlerons de modèle 2D lorsque le résultat des simulations est une surface évoluant au cours du temps. Les modèles 1D permettent d'obtenir des profils longitudinaux ou latéraux de la topographie, et de la même façon les modèles 3D permettent d'évaluer l'évolution de volumes.

2.1.B-1. Echelle continentale

Il existe deux types de modèles à cette échelle, qui se distinguent par la méthode de résolution des équations. Les modèles que l'on appelle modèles « classiques » reposent sur la résolution des équations sur la totalité du maillage réalisé pour la région étudiée. A chaque pas de temps, le réseau de drainage et le transport sédimentaire associé sont calculés à partir de la pluviométrie, sur toute la surface modélisée. Les automates cellulaires reposent l'utilisation de marcheurs conditionnés lancés sur le maillage de façon aléatoire. Leur circulation sur la grille trace le réseau de drainage et les processus sédimentaires d'érosion, transport ou dépôts ne sont évalués que sur les cellules constituant le réseau de drainage.

Ces deux types de modèles permettent d'évaluer l'évolution de la topographie d'une surface au cours du temps. Ce sont donc tous des modèles 2D.

2.1.B-1.1. Les modèles classiques

La différence la plus évidente entre ces modèles est la ou les expressions du flux sédimentaire utilisées pour les équations fluviatiles. Tucker et Slingerland (1994) utilisent deux équations : une pour le transport sédimentaire dans le cas d'une rivière alluviale et l'autre pour modéliser l'incision du bedrock. Kooi et Beaumont (1994, 1996) ou Braun et Sandbridge (1997) utilisent l'équation de Beaumont, qui modélise le cas alluvial, le cas d'un fond rocheux et les rivières mixtes.

2.1.B-1.1.1. Si les deux types de rivières sont différentiés : modèle de Tucker & Slingerland (1994)

Les auteurs ont cherché à modéliser l'évolution à grande échelle d'espace et de temps (1 à 100 Ma) le retrait des escarpements en bordure des rifts continentaux. Ils ont ainsi pu déterminer les conditions nécessaires et suffisantes de retrait parallèle sur le long terme des escarpements en bordure des rifts en utilisant une surrection isostatique flexurale. Chaque cellule de la grille mesure au moins 1 km² et contient donc un chenal et des versants.

Chacune est constituée d'un substratum rocheux, recouvert par une couche plus ou moins épaisse de sédiments. Les auteurs proposent ainsi de faire la distinction entre les processus d'incision et d'altération du substratum des processus de transport sédimentaire. Les deux types de rivières, alluviale ou à bedrock rocheux, sont donc pris en compte dans ce modèle.

L'écoulement de l'eau se fait selon la plus grande pente, d'une cellule vers une seule autre de ses 8 voisines. Le débit d'eau est calculé en intégrant les précipitations. Cette modélisation de l'écoulement permet le développement et la convergence du réseau de drainage. Ainsi, à chaque pas de temps, les directions de drainage sont recalculées et le réseau passe sur une grille construite à partir des cellules les plus hautes et les plus basses.

Pour estimer le flux sédimentaire dans chaque maille, les auteurs s'appuient sur l'hypothèse que les processus de pente quels qu'ils soient, se produisent plus rapidement que les processus fluviatiles. En effet, les pentes situées sur des hauts reliefs sont principalement érodées par les glissements de terrain, instantanés à l'échelle de temps de la modélisation. Cependant, les auteurs prennent également en considération la diffusion des sédiments sur les versants. Tous les sédiments qui se trouvent à l'intérieur d'une cellule sont finalement disponibles pour le transport fluvial.

Pour savoir si le modèle doit appliquer la loi des rivières alluviales ou celle des cours d'eau à substratum rocheux, le logiciel évalue à chaque pas de temps la quantité de sédiments disponibles dans chaque cellule. Si la capacité de transport est inférieure à la charge totale de sédiments disponibles, la rivière suit l'expression de flux sédimentaire déterminée pour les rivières alluviales, sinon elle suit la loi d'incision du bedrock rocheux.

L'équation du transport diffusif est résolue par extrapolation à partir d'une méthode aux différences finies décentrée avant, avec un critère de stabilité et de convergence. L'équation d'altération du substratum est résolue analytiquement pour plus de stabilité. L'algorithme général est récursif et utilise un pas de temps interne inférieur au pas de temps d'étude toujours pour des raisons de stabilité.

La figure 2.4 ci-dessous présente un exemple de résultats obtenus avec ce modèle.

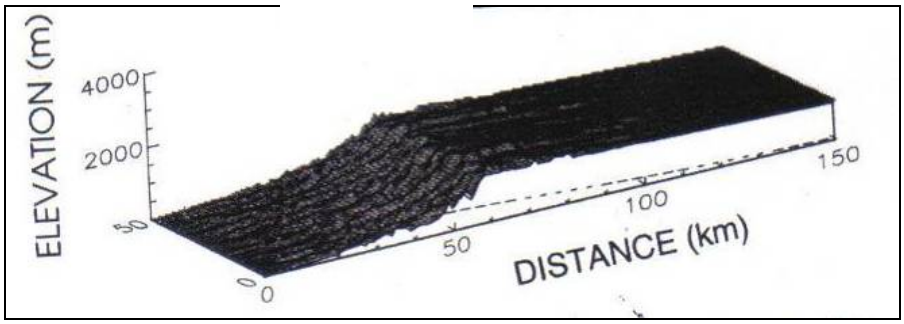


Figure 2.4. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Tucker & Slingerland, (1994)
Topographie du paysage à la fin d'une simulation

2.1.B-1.1.2. Utilisation de l'équation de Beaumont (1992)

✱ Le modèle de Kooi & Beaumont (1994, 1996)

Ces deux auteurs proposent une approche alternative pour modéliser et quantifier les mécanismes de retrait des escarpements. Dans ce modèle aussi, la taille de maille est supérieure à celle du versant. Le système étudié est de taille continentale (la superficie de la grille est de 2 500 à 7 500 km²). Chaque cellule mesure 1 km de coté. La taille des cellules rend ainsi impossible la différentiation des versants et des éléments d'un chenal.

Ce modèle emploie une loi de transport diffusif sur les versants. La loi de transport fluviatile utilise l'écart entre la capacité de transport et le flux sédimentaire (équation [24]). Le drainage s'effectue sur un réseau collecteur qui suit la plus grande pente. Chaque rivière est donc un corridor qui transporte la masse sédimentaire d'une cellule à l'autre au sein de la topographie discrétisée. Les types de rivières et leurs dynamiques ne sont pas différenciés. Contrairement au modèle précédent, ce modèle utilise une relation linéaire entre le flux sédimentaire fluviatile, le débit de la rivière et la pente locale.

La répartition de la pluie sur la grille est arbitraire : le débit n'est donc plus proportionnel à la superficie comme le supposait Tucker et Slingerland (1994) dans leur modèle continental exposé précédemment.

La figure 2.5 présente certains résultats obtenus avec ce modèle.

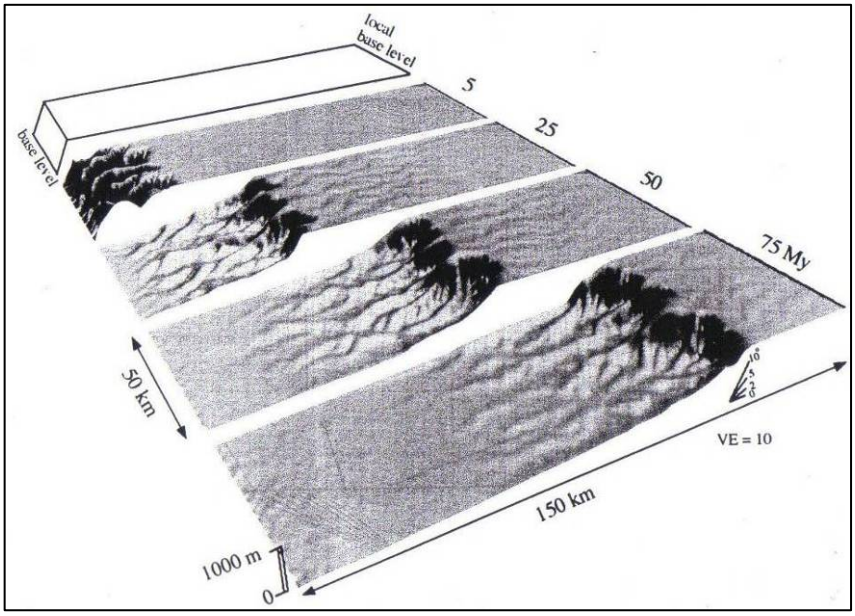


Figure 2.5. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Kooi & Beaumont, (1994, 1996) – Evolution de la topographie d'un escarpement au cours du temps

* CASCADE (Braun et Sandbridge, 1997)

Ce modèle repose sur les équations développées dans le modèle de Kooi et Beaumont exposé précédemment et utilise également la relation linéaire entre le flux sédimentaire fluviatile, le débit de la rivière et la pente locale (équation [20] avec $m_3=n_3=1$ et équation [24]).

Les deux comportements des rivières peuvent être différenciés en utilisant deux longueurs caractéristiques $Lf_{_bedrock}$ et $Lf_{_alluvial}$. Mais sur les versants, le modèle ne distingue pas la production sédimentaire par altération du substratum ni le flux sédimentaire produit par les glissements de terrain. Tous les mécanismes ayant lieu sur les versants sont modélisés par l'équation de diffusion linéaire.

La résolution des équations n'est plus réalisée sur des mailles carrées uniformes comme le modèle de Kooi et Beaumont mais les auteurs utilisent une grille au maillage irrégulier.

Les résultats obtenus avec le modèle sont de la même forme que les modèles 2D précédents.

2.1.B-1.1.3. Les automates cellulaires

Ces modèles sont basés sur le principe des marcheurs conditionnés ou précipitons, qui représentent l'influence stochastique des phénomènes géomorphologiques. Une fois que ces précipitons sont lancés de manière aléatoire sur la grille de calcul et qu'ils atteignent une cellule de la topographie, ils se déplacent sur la grille à maille carrée suivant des règles de marche, jusqu'à ce qu'ils sortent du système et que de nouveaux marcheurs ou précipitons soient introduits. Lorsque le précipiton passe sur un pixel, il peut inciser sa topographie, déposer des sédiments ou les transporter. Ses règles d'érosion sont plus ou moins différentes selon la zone où il se trouve, c'est-à-dire sur les versants ou sur le réseau hydrographique.

Le modèle EROS (Crave et Davy, 2001), permet de reproduire la variabilité naturelle des évènements climatiques avec des processus d'érosion et de transport déterministes. Ils utilisent pour cela une distribution d'évènements climatiques reproduisant la saisonnalité

des précipitations. Dans ce cas, la résolution temporelle est équivalente à l'évènement pluvieux élémentaire. L'écoulement suit la plus forte pente dans ce modèle. La figure ci-dessous (figure 2.6) propose un exemple de résultats obtenus à partir de ce modèle.

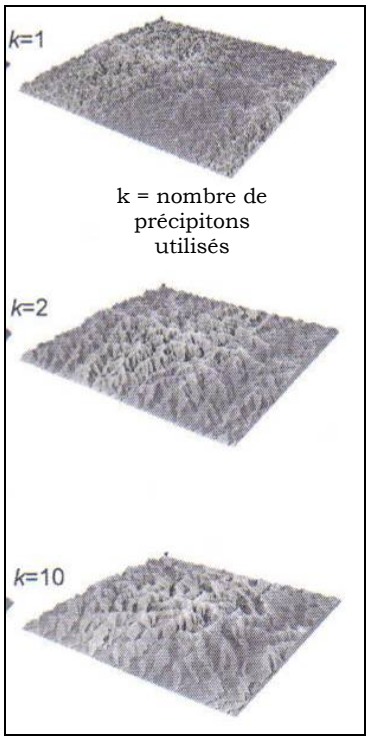


Figure 2.6. Exemple de résultats obtenus avec le modèle EROS (Crave et Davy, 2001)
Evolution de la topographie

Le modèle de Chase (1992) est un deuxième exemple d'automate cellulaire. Il permet d'obtenir de bons résultats statistiques mais le lien entre le modèle et les processus continus, représentés par des équations différentielles, n'est pas évident.

2.1.B-2. Les modèles réalisés pour une étude à l'échelle régionale et/ou locale

Les objectifs de ce type de modèle sont assez différents des modèles à plus grande échelle. Les auteurs utilisent un plus grand nombre d'équations afin de préciser la modélisation des processus.

2.1.B-2.1. Un réseau de drainage existe et les cellules versants/rivières sont différentiées.

2.1.B-2.1.1. Le réseau de drainage est fixe dans le temps

✱ GOLEM (Tucker & Slingerland, 1996, 1997)

Ce modèle permet de simuler l'évolution d'un bassin en utilisant :

- Une équation modélisant les processus d'altération mécanique ou chimique du substratum
- Une équation de diffusion pour décrire le transport sédimentaire sur les versants par les processus de gravité comme la reptation
- Une équation de transport des sédiments par un écoulement d'eau (équation 20)
- Une expression du taux d'incision du bedrock des chenaux (équation 16)

Les auteurs n'utilisent pas de fonction de drainage, comme celle de Willgoose : les cellules sont déjà classées comme des éléments de versants ou des éléments de chenal. Les équations suivent donc une unique répartition au cours du temps. L'écoulement et le transport se produisent suivant la direction donnée par la plus grande pente. Le débit d'eau qui s'écoule sur le bassin est relié à l'aire drainée par le ruissellement moyen annuel, mais ces paramètres ne varient pas dans le temps.

Ce modèle peut être utilisé à l'échelle locale ou régionale. Les résultats obtenus sont dans les deux cas en 2D. La figure ci-dessous en présente un exemple.

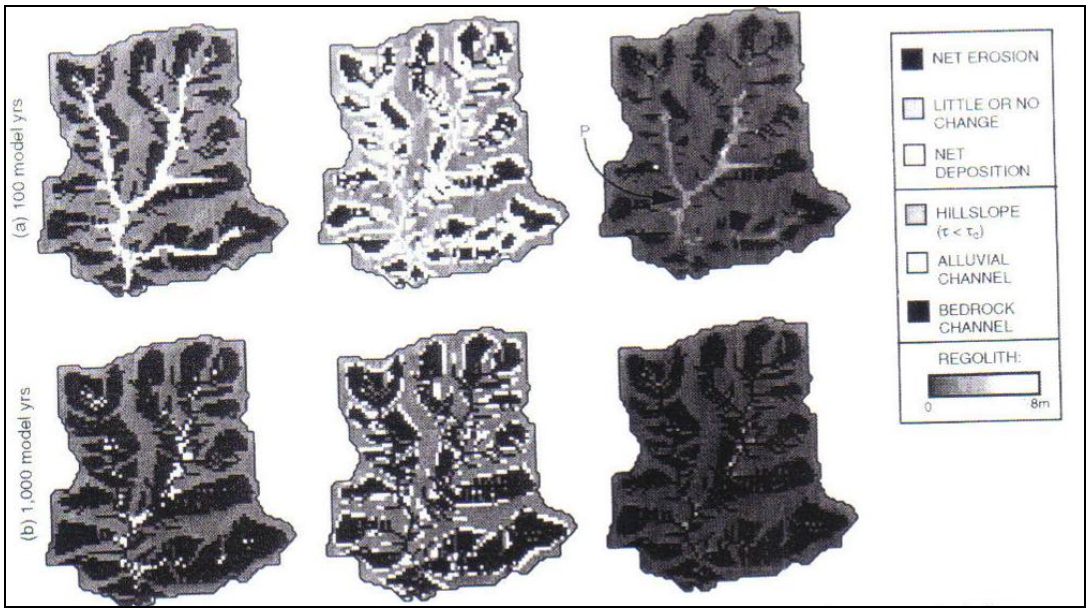


Figure 2.7. Exemple de résultats obtenus avec le modèle GOLEM (Tucet & Slingerland, 1997) - Répartition dans l'espace de l'érosion, du réseau de drainage et de l'épaisseur de régolites (gauche à droite)

Tucker et Slingerland (1997) ont utilisé ce modèle pour étudier la réponse d'un bassin à l'équilibre face à un changement climatique modélisé par une variation de l'intensité du ruissellement, de sa périodicité (utilisée pour calculer le ruissellement moyen) ou du couvert végétal (et donc de l'érodabilité), etc. Le bassin d'étude utilisé est un bassin réel situé en Pennsylvanie et dont la superficie est de 7 km² environ.

2.1.B-2.1.2. Le réseau de drainage évolue dans le temps et se propage

✱ Variantes du modèle GOLEM - Tucker et Bras (1998), Clevis *et al.*, 2003

Tucker et Bras (1998) ont développé une variante de GOLEM pour comprendre comment la morphologie du basin versant et la densité de drainage étaient influencées par les processus de pentes.

Le bassin initial est alors une surface plate à laquelle sont superposées de légères perturbations. Les équations sont ensuite appliquées jusqu'à ce que le bassin atteigne sa forme d'équilibre. Le modèle est résolu sur une grille carrée dont la superficie est de 3,6 km² environ. Chacune des mailles est un carré de 40 m de coté.

Les cellules ne sont ici pas différenciées : toutes subissent les même processus. Le transport sédimentaire est alors divisé en deux parties : un terme d'érosion dû à l'écoulement (ruissellement diffus ou écoulement chenalisé) et un terme générique d'érosion des pentes, qui peut prendre plusieurs formes selon le processus modélisé. Les auteurs ont ainsi étudié cinq processus d'érosion des versants distincts : les processus diffusifs, les glissements de terrain si la pente dépasse une valeur seuil, le ruissellement par sursaturation, les glissements de terrain activés par une surpression dans les pores du sol, le ruissellement si la topographie du versant dépasse une valeur seuil de courbure.

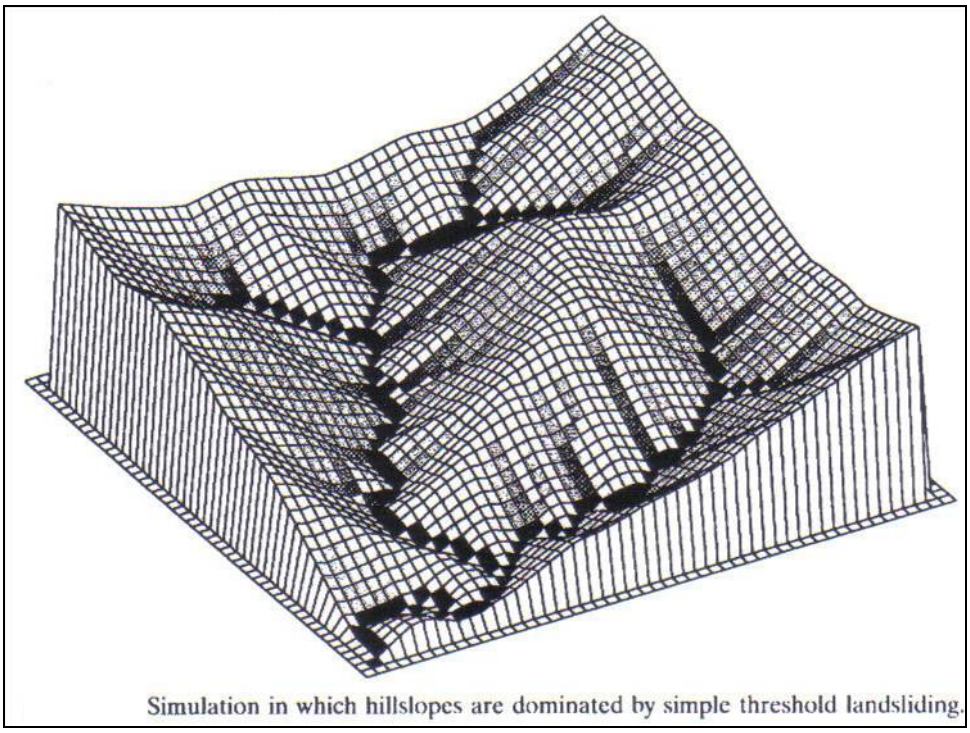


Figure 2.8. Exemple de résultats obtenus avec une variante du modèle GOLEM (Tucker & Bras, 1998) - Morphologie du paysage à l'équilibre quand les glissements de terrain sont prédominants

Clevis et ses collaborateurs (2003) se sont également reposés sur le modèle GOLEM pour modéliser la stratigraphie d'un éventail alluvial à partir de l'évolution d'un bassin de drainage. Ils utilisent donc un couplage entre ce modèle et un modèle de remplissage de bassin. Chaque maille de la grille mesure 500 m de côté et la superficie qu'ils ont étudiée est de 5 625 km².

Afin d'analyser l'effet de la lithologie, du chevauchement et de la tectonique ainsi que des variations eustatiques sur la morphologie du basin versant et les répercutions sur le remplissage du bassin sous-marin, les auteurs ont considéré quatre modes de transport différents (transport marin, transport alluvial, transport sur bedrock rocheux et transport mixte) ainsi que la possibilité de transporter deux lithologies différentes (sables et graviers).

✱ Modèle de Willgoose *et al.* (1991 a, b)

Willgoose et ses collaborateurs ont conçu un modèle du développement et de la croissance du réseau de chenaux et des versants environnants.

La différence de comportement entre un versant et un chenal est l'une des propriétés les plus importantes du fonctionnement d'un bassin versant. Leur modèle est donc principalement centré sur cette différentiation entre versants et chenaux, afin de modéliser la propagation du réseau de drainage sur les versants. Il repose sur le couplage de deux équations. La première représente la modélisation de la topographie du bassin à partir d'une équation de conservation de la masse de sédiments incluant la tectonique, les processus fluviatiles (limités par le transport), les processus d'érosion par ruissellement et les processus diffusifs sur les versants. La seconde modélise l'évolution temporelle d'un indicateur spatial, noté Y, de chenalisation.

L'écoulement se produit selon la plus grande pente et la croissance du réseau de drainage est contrôlée par la distribution spatiale de cette fonction Y d'initiation des chenaux. Cette fonction Y dépend de façon non-linéaire de l'aire drainée, du ruissellement moyen sur cette zone et de la pente locale des versants et permet d'appliquer les équations d'érosion adaptées : si Y=0 en un point donné, alors ce point appartient aux versants et est soumis aux processus de ruissellement et de diffusion. Si Y=1, ce point est soumis aux processus d'érosion chenalisée.

Willgoose a également utilisé une modélisation originale de l'évolution des versants à l'aide de deux termes qui distinguent en fait les processus gravitaires (modélisés par une loi de diffusion linéaire) des processus liés à l'écoulement d'eau sur les pentes (modélisés par une loi de transport formellement identique à celle utilisée pour le transport fluvial).

Les résultats de ce modèle sont en 2D. La figure ci-dessous en présente un exemple.

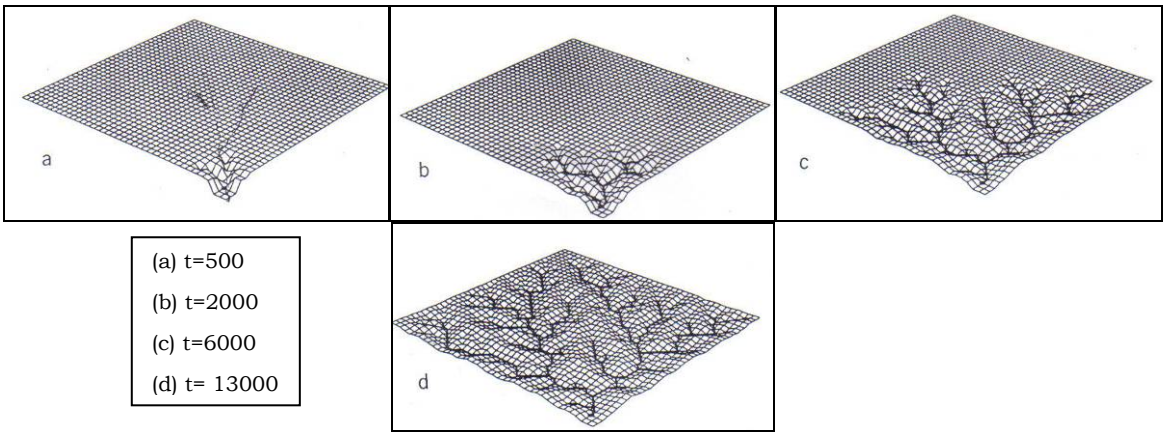


Figure 2.9. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Willgoose (1991)
Développement et enfoncement du réseau de drainage au cours du temps

2.1.B-2.2. Les cellules versant/chenal ne sont pas différentiées

2.1.B-2.2.1. Les processus chenalisés ne sont pas modélisés

* Influence de la formation du sol et de sa répartition sur le développement d'un paysage – Minasny et Mc Bratney (1999 et 2001).

Ces deux auteurs proposent un modèle d'évolution du relief d'une parcelle en fonction de la pédogenèse. Ils utilisent un modèle classique de transport diffusif des sédiments sur les pentes (sans transport fluviatile) auquel ils ont intégré des équations modélisant l'altération mécanique (Minasny et Mc Bratney, 1999), l'altération chimique (Minasny et Mc Bratney, 2001) et la contrainte subie par le sol lors des changements de porosité et de volume au cours de la pédogenèse.

Leur étude est à l'échelle que nous avons appelée locale. Les équations sont résolues par différences finies, sur une grille de 49 hectares (0,049 km²), dont chaque maille mesure 2*2 m. Le pas de temps de calcul est de 100 ans (quelque soit les conditions de simulations et la valeur des paramètres choisie) et la durée simulée de 10 000 ans.

Malgré certaines instabilités dues au schéma numérique utilisé, les auteurs montrent bien que le matériel résultant de la pédogenèse s'accumule au bas des versants et est érodé au sommet des crêtes. Les auteurs remarquent aussi que les sédiments comblent les ravines plutôt que le fond des vallées. Ces résultats permettent une première approche intéressante de quantification de la pédogenèse et de sa répartition dans l'espace en fonction du taux d'altération et du coefficient de diffusion.

Comme le montre la figure ci-dessous, les résultats sont en 2D.

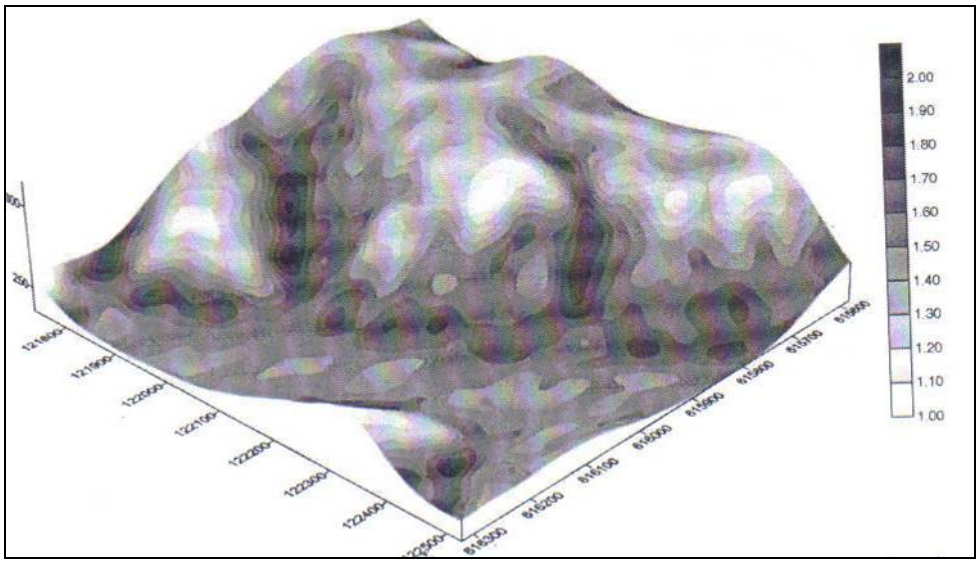


Figure 2.10. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Minasny & Mc Bratney (1999 - 2001) – Répartition de l'épaisseur du sol (en m) après 10ka.

2.1.B-2.2.2. Les cellules sont toutes soumises aux processus d'érosion chenalisée et aux processus de versants

✱ CHILD (Tucker *et al.*, 1999)

Le modèle proposé par cette équipe permet de simuler l'évolution d'un paysage en faisant passer des sédiments et de l'eau sur un réseau irrégulier de points qui représente la surface du paysage. Les résultats sont donc en 2D.

Les cas d'applications de ce modèle ont été effectués sur des bassins versants d'une dizaine de km² et sur des périodes de l'ordre de 10 000 ans.

Ce modèle repose sur l'équation de conservation de la masse d'eau et de la masse de sédiments. Il prend également en compte la surrection tectonique. Les processus d'érosion considérés sont ceux engendrés le ruissellement (le ruissellement chenalisé et diffus ne sont pas différenciés), la reptation des sols, les glissements de terrain. L'érosion peut être modélisée selon qu'elle est considérée comme limitée par le transport ou par l'altération.

Ce modèle a l'avantage de proposer de nombreux modules qui offrent ainsi à l'utilisateur un outil adapté à ses besoins. Ainsi, l'effet des dépôts éoliens, la stratigraphie des dépôts de crues et l'érosion latérale des chenaux peuvent être intégrés au modèle. De même, l'utilisateur peut choisir suivant l'échelle de temps étudiée, le mode de répartition temporelle de la pluviométrie suivant une série discrète alternant les évènements orageux et calmes, ou il peut ne considérer que le ruissellement moyen causé par les pluies morphogènes. Il peut également choisir entre différents modèles de calcul du ruissellement (sursaturation, ruissellement Hortonien, …), choisir le type d'écoulement (suivant la plus grande pente ou réparti sur toute les cellules proportionnellement à la pente de chacune).

La figure ci-dessous présente un exemple de résultats obtenus avec ce modèle.

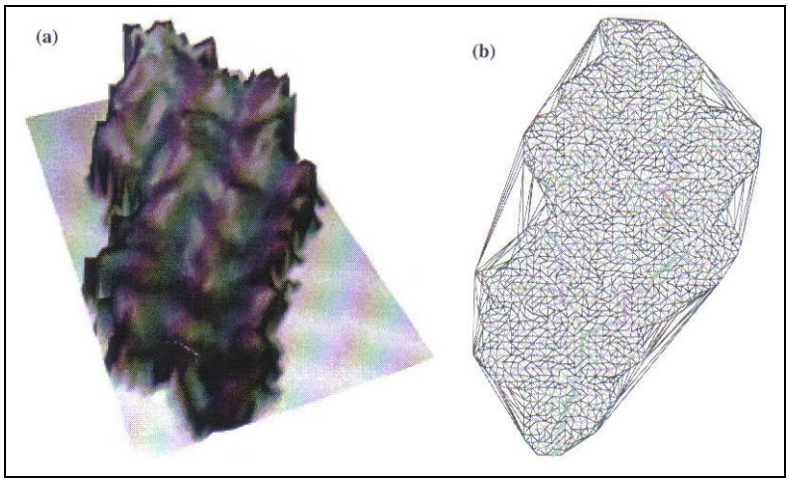


Figure 2.11. Exemple de résultats obtenus avec le modèle CHILD (Tucker et al., 1999) – Simulation du bassin de drainage (a :vue en perspective et b :maillage) du bassin

✱ APERO

APERO (Lucazeau, 1993, Carretier, 2004, Carretier et Lucazeau, 2005) est un modèle 2D d'érosion sur une échelle régionale qui permet de d'étudier ces processus à une échelle de temps longue. Il repose sur la résolution à l'aide de la méthode des différences finies, des équations sur une grille à maille carrée de 500m de coté. Le bassin versant utilisé pour les applications a une superficie de 5 625 km².

Dans ce modèle, les cellules ne différentient pas les versants des chenaux. Les processus fluviatiles ne sont pas distingués des processus d'érosion des versants et sont appliqués à toutes les cellules de la grille : les processus de diffusion, le transport alluvial et l'incision du substratum sont ainsi en compétition dans chaque cellule.

Dans un premier temps l'équation modélisant l'altération du bedrock et la production sédimentaire qui en résulte, sont appliquées à toutes les cellules. L'érosion est ensuite modélisée par une équation de diffusion linéaire pour représenter l'action des mécanismes de reptation, bioturbation et lessivage par ruissellement. Si la quantité de sédiments le permet, le transport alluvial et les processus d'érosion par écoulement (équation générale 14 de Willgoose) affectent ensuite les cellules. Les auteurs proposent de choisir entre un écoulement et un transport dirigés selon la plus grande pente ou un écoulement diffus proportionnel à la pente existant entre chaque cellule. Le débit de l'écoulement est considéré comme proportionnel à l'aire drainée. Si la pente de la cellule dépasse une valeur critique, l'équilibre est rétabli par un glissement de terrain ou un éboulement rocheux. Si le transport s'effectue en sous-capacité, i.e. si tous les sédiments sont transportés, le bedrock est incisé suivant le taux d'incision des rivières à substratum rocheux. Pour modéliser de façon correcte, à l'échelle de la cellule, la perte de sédiments réalisée sur une largeur de rivière w, par définition petite devant la taille de la cellule (Δx), le taux d'incision de la rivière I' est pondéré par $w/\Delta x$ pour définir ainsi un nouveau taux d'incision $I=w/\Delta x * I'$ pour toute la cellule.

La figure suivante présente un exemple de résultats.

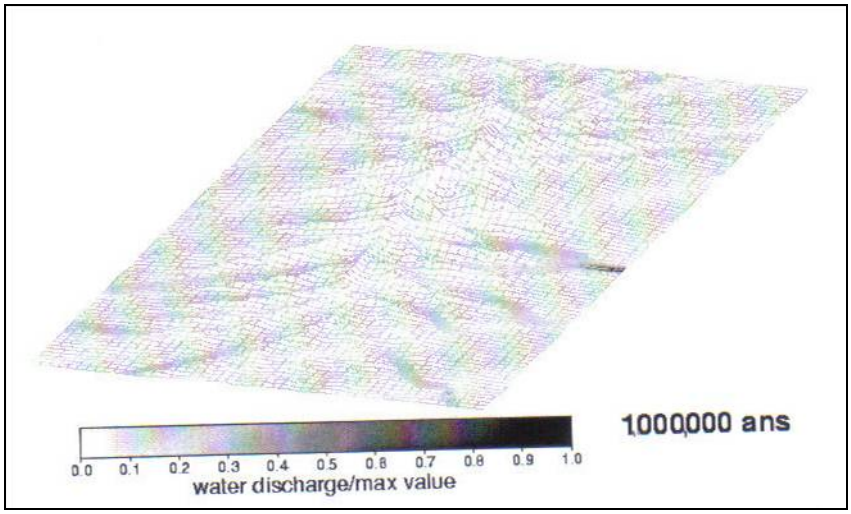


Figure 2.12. Exemple de résultats obtenus avec le modèle APERO – Carretier (2004)
Répartition du débit des cours d'eau dans le paysage après la fin d'une simulation (1Ma)

2.1.B-3. Erosion fluviatile

Deux types de modèles peuvent être distingués : les modèles purement 1D, pour lesquels les résultats obtenus sont des profils longitudinaux des cours d'eau, les modèles 1,5D qui couplent des profils transversaux de la vallée avec le profil longitudinal du fleuve. L'échelle de ces profils est locale (superficie de l'ordre du km², longueur caractéristique de l'ordre du km et échelle de temps de l'ordre du siècle).

2.1.B-3.1. Evolution du lit du cours d'eau : les modèles 1D

* Etude de la réponse d'un cours d'eau à des évènements climatiques bref s: Bogaart *et al.*, 2003

Un modèle conciliant des procédés stochastiques et déterministes a été construit et utilisé par l'équipe de Bogaart (2003, a et b), pour prédire la dynamique fluviale à une échelle de temps de l'ordre du siècle. Ce modèle est utilisé pour étudier la réponse des cours d'eau à des évènements climatiques brefs (quelques centaines d'années), plus froids et plus secs, que le contexte environnemental évoluant à plus long terme au cours du Quaternaire. De tels évènements sont par exemple, les oscillations climatiques de la courbe isotopique au cours du Bølling-Allerød.

Les résultats des simulations sont le fruit de l'utilisation conjointe :

- d'un modèle climatique fournissant les séries temporelles représentant les précipitations journalières et la température,
- d'un modèle hydrologique qui évalue le ruissellement quotidien et le débit de la rivière, l'infiltration et les circulations souterraines (PALEOFLOW). Le modèle TANAFLOW est utilisé comme modèle hydrologique au cours des périodes glaciaires car il prend en compte la présence de permafrost.
- d'un modèle d'érosion des versants CESP (Cumulative Soil Erosion Potentiel, Kirkby et Cox, 1995) qui permet d'estimer un index d'érosion à partir du ruissellement de surface et du couvert végétal
- et d'un modèle fluviatile qui détermine la dynamique du chenal, sa géométrie, son style, le transport sédimentaire.

La figure 2.13 présente un exemple de résultats.

Les auteurs utilisent le débit et les estimations du paléo-débit ainsi que les relations largeur/profondeur des différents types de cours d'eau pour connaître la largeur du cours d'eau à chaque pas de temps. Pour prédire le style de la rivière, ils utilisent un index défini à partir du rapport entre le débit de plein bord et d'un débit critique calculé à partir de la taille des grains constituant le lit de la rivière et la pente local du chenal. Selon la valeur de cet indice (négative ou positive), la rivière est méandriforme ou en tresse.

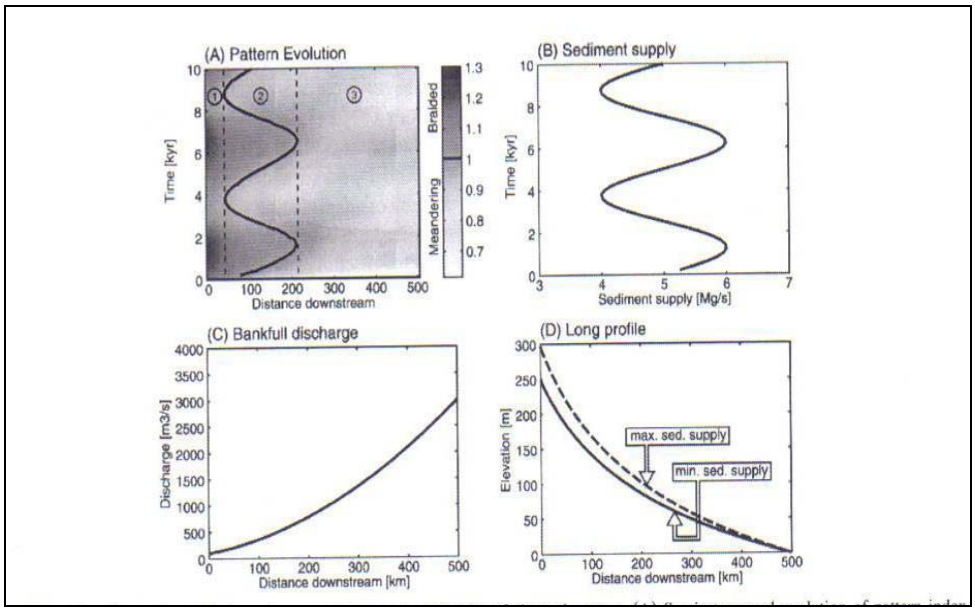


Figure 2.13. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Bogaart et al. (2003)

✱ <u>Evolution long terme du profil d'un cours d'eau : équation EF1 – Ecole des mines de Paris – Gargani, 2004, Stab *et al.*, 2004</u>

Ce modèle1D que nous appellerons EF1 dans la suite de cette étude, a été élaboré à l'Ecole des Mines de Paris. Il vise à calculer l'évolution de la topographie du profil d'un cours d'eau avec un pas de temps de 1 000 ans, au cours d'une durée de 1Ma. Il constitue les bases de notre travail en posant les équations fondamentales que nous avons complétées et développées dans cette thèse.

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(q_S(x,t)) + B(x,t) + T} \qquad \text{[Eq. 26]}$$

L'équation d'érosion fluviatile que l'on nomme par la suite équation EF1 prend en compte :

- le transport alluvial (en m/an) modélisé selon l'équation empirique de Bégin (1981, 1988) où le coefficient λ est un coefficient d'érosion/transport/dépôt qui varie notamment suivant la lithologie

$$\boxed{q_S(x,t) = -\lambda * qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}} \qquad \text{[Eq. 27]}$$

- un terme T représentant la surrection tectonique (m/an)
- et un terme B (en m/an) représentant la vitesse d'élévation du lit de la rivière causée par l'apport latéral de sédiments qui proviennent des versants et des berges.

L'équation complète est ainsi :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t} = \lambda * \frac{\partial}{\partial x}(qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}) + B(x,t) + T} \qquad \text{[Eq. 28]}$$

Le coefficient λ est un coefficient d'érosion/transport/dépôts (ETD) qui représente les variations spatiales dans la réponse du profil à l'équation d'érosion : ceci inclut les variations d'érodabilité des roches traversées par le cours d'eau, les fluctuations des écoulements souterrains qui induisent des variations spatiales du débit et donc de la puissance du courant, etc. Ce coefficient ETD n'évolue pas dans le temps.

Cette équation est résolue suivant la méthode des éléments finis. La taille des mailles du profil longitudinal varie dans l'espace.

Calculer l'évolution dans l'espace et dans le temps de l'altitude z implique de connaître celles des paramètres qw et B présents dans cette équation.

De nombreuses études n'ont considéré que les variations spatiales de ces paramètres, supposant implicitement qu'ils ne variaient pas au cours du temps. Or nous avons montré dans la première partie de cette étude que les fluctuations temporelles de ces paramètres ne pouvaient pas être négligées. Cependant, on peut poser l'hypothèse forte (justifiée dans le chapitre suivant) que les variations spatiales et les temporelles peuvent être découplées. C'est l'hypothèse qui est utilisée pour résoudre cette équation EF1 et qui aboutit aux équations suivantes :

$$\boxed{B(x,t) = B_X(x) * B_T(t)} \qquad \text{[Eq. 29]}$$

$$\boxed{qw(x,t) = qw_X(x) * qw_T(t)} \qquad \text{[Eq. 29_bis]}$$

Les fluctuations temporelles de la vitesse d'élévation B_T due à l'apport latéral ou celles du débit par unité de largeur qw_T ont été modélisées à partir du signal d'insolation.

Puisque la largeur du chenal (notée w) est très petite devant la largeur caractéristique du bassin versant (notée l_{BV}), en posant l'hypothèse que le taux d'érosion ou de dénudation du bassin versant est uniforme (et noté α), alors l'apport latéral par unité de largeur du chenal B_X peut s'écrire ainsi :

$$\boxed{B_X(x) = \frac{\alpha * l_{BV}(x)}{w(x)}} \qquad \text{[Eq. 30]}$$

En combinant plusieurs lois hydrauliques, on peut exprimer les fonctions spatiales B_X et qw_X avec des lois de puissance :

$$\boxed{qw_X = a_{qw} * x^{b_{qw}}} \qquad \text{[Eq. 31]}$$

$$\boxed{B_X = a_B * x^B} \qquad \text{[Eq. 31_bis]}$$

Les puissances a_B, b_B, a_{qw} et b_{qw} sont extrapolées à partir des donnes de terrain.

De nombreux développements de ce modèle sont repris dans le chapitre suivant.

Ce modèle propose une tentative intéressante de reproduction dans l'espace et le temps des érosions et du dépôt des différentes nappes alluviales qui sont visibles aujourd'hui dans le bassin de la Somme. La figure 2.14 présente un exemple de résultats obtenus pour la vallée de la Somme sur le dernier million d'années.

2.1.B-3.2. Dynamique d'une vallée : association d'un modèle fluvial 1D avec un modèle grille 2D

✱ FLUVER 2 : Veldkamp et Van dijke, 1998, 2000 – Tebbens et Veldkamp, 2001- Veldkamp *et al.*, 2002

Ce modèle décrit la dynamique d'une vallée à long terme (250 ka) à l'échelle d'un bassin. Il repose sur l'association d'un modèle d'évolution du profil longitudinal, Fluver 2, avec un modèle de développement latéral des terrasses alluviales. Le profil longitudinal est constitué de segments de 1 km et le second modèle est mis en œuvre sur une grille dont chaque maille mesure 100*50*1 m. Le pas de temps de calcul est 1 000 ans.

Les auteurs utilisent une relation originale de loi de transport fluviatile (le flux sédimentaire est constitué d'un terme classique de transfert des sédiments du lit vers l'écoulement de la forme de l'équation [18] et est ajouté un terme de transfert de l'écoulement vers le fond du lit). Ils intègrent celle-ci à l'équation de conservation de la masse au fond de la vallée qui contient également la tectonique et un terme d'apport latéral qui représente la quantité de sédiments provenant des versants et arrivant dans la rivière. Les auteurs font varier les paramètres : le débit de la rivière croit vers l'aval et la charge sédimentaire fluctue avec le climat. Ce modèle produit un résultat très schématique du comportement de la rivière mais suffisant pour mettre en évidence les non-linéarités et les comportements intéressants.

Le modèle d'évolution latéral du fond de la vallée simule l'impact de l'érosion et de la sédimentation au fond de la vallée mais la dynamique du chenal n'est pas modélisée ni l'évolution des versants causée par les processus de pente. La distribution spatiale des processus d'érosion le long de la vallée est connue empiriquement. La compétition des trois processus que sont l'érosion fluviatile (déterminée par le modèle longitudinal), la forme et la largeur du chenal (connues à partir de relations empiriques) et la surrection tectonique, détermine si l'érosion est latérale ou verticale.

Les auteurs ont utilisé ensuite ce modèle pour comprendre et reconstituer l'évolution 2D ou 1,5D (croisement de deux profils) de tronçon de vallée de 10 km de long, dans la vallée de la Meuse (Veldkamp et Van Dijke, 2000) et de l'Aller (Veldkamp *et al.*, 2002). La figure ci-dessous présente certains de leurs résultats.

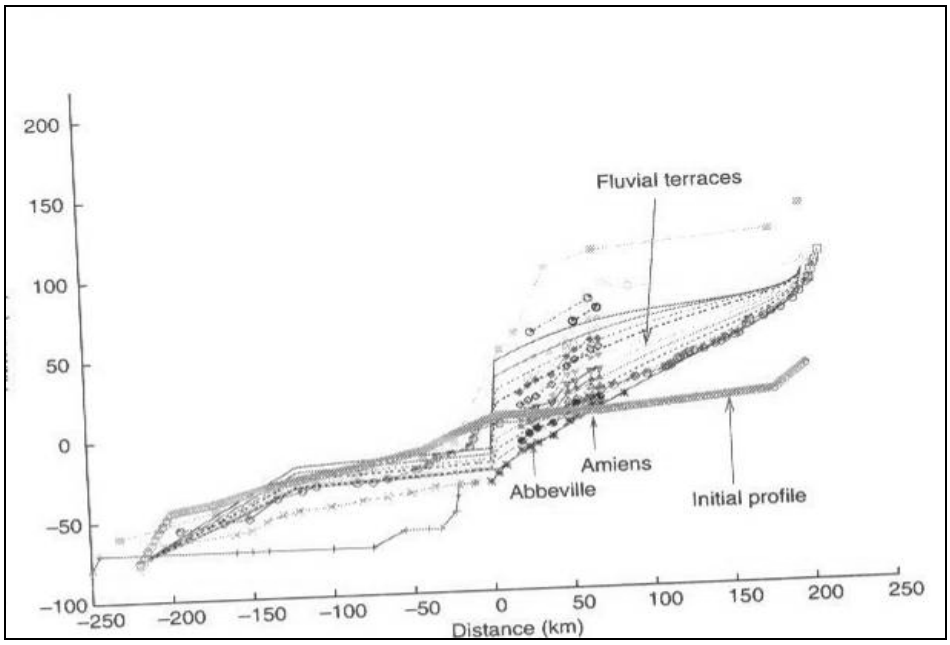


Figure 2.14. Evolution du profil longitudinal de la Somme
au cours du dernier million d'années – Gargani 2003

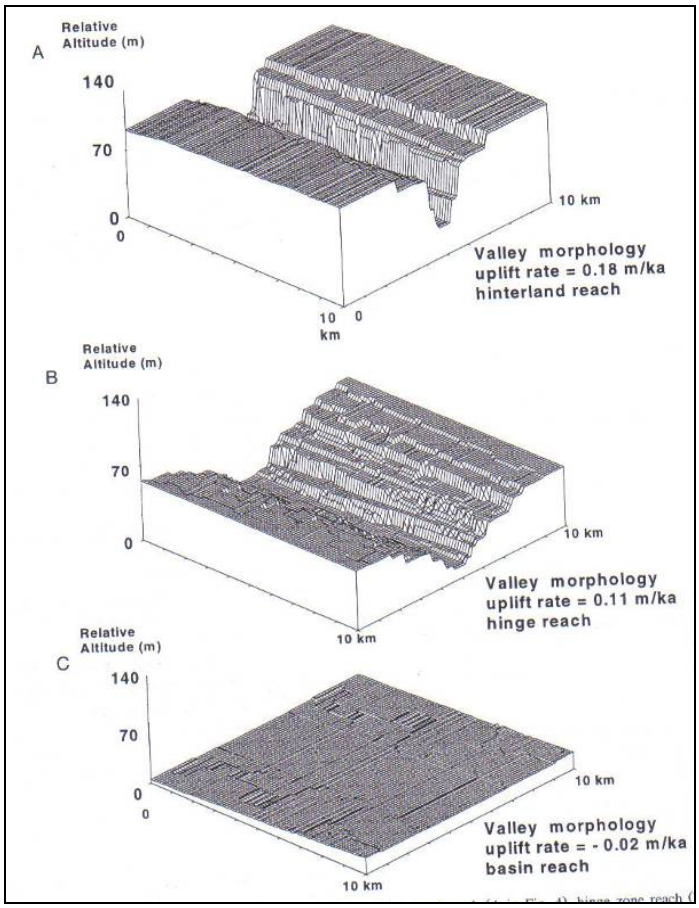


Figure 2.15. Evolution de la vallée de la Meuse
(Veldkamp et Van Dijke, 2000)
dans trois régions différentes du profil (A, B et C)

CONCLUSION

Nous avons présenté dans ce chapitre les modèles d'évolution du paysage présentés dans la littérature. Plusieurs échelles de travail ont été étudiées par les auteurs : l'échelle microscopique (superficie de l'ordre de 100 m², échelle de temps de l'heure à la journée), l'échelle locale (superficie de l'ordre du km² et échelle temporelle de l'ordre du siècle), échelle régionale et continentale.

Les modèles microscopiques reposent sur des équations empiriques qui sont difficilement adaptables à un autre endroit d'étude que celui pour lequel elles ont été proposées, ou sur des modèles mathématiques et des équations de mécaniques utilisant des variables microscopiques. L'utilisation des modèles qui existent à l'échelle microscopique que nous avons présentés n'est pas adaptée à l'objectif de notre étude. En effet, elle requiert la connaissance et la reconstitution d'un grand nombre de paramètres, ce qui les rend difficilement applicables dans le passé. De plus, l'échelle temporelle courte (journalière à annuelle) utilisée dans ces modèles n'est pas adaptée à notre démarche de modélisation sur 1 million d'années car les temps de calculs seraient rédhibitoires et les processus court terme d'érosion par ruissellement ne sont pas toujours ceux qui influencent la morphologie du paysage à long terme.

Les modèles réalisés à plus grande échelle de temps et d'espace reposent tous sur une (ou plusieurs) équation de conservation de la masse ainsi que sur des lois de comportements ou lois de transports, pour exprimer le taux d'incision ou le transport sédimentaire, le taux d'altération du substratum, etc. Ces lois sont choisies selon les processus modélisés ou les hypothèses retenues et les équations sont résolues sur une grille à chaque pas de temps ou au passage d'un précipiton. Ces lois de transport sont dépendantes des processus qu'elles représentent et sont calibrées en fonction de la région étudiée. L'échelle à laquelle ils ont été conçus peut être continentale, régionale ou locale, mais la problématique étudiée est alors différente. La mise en œuvre du modèle et son mode de résolution diffèrent là aussi suivant les objectifs initiaux de la modélisation.

L'intérêt de cette méthode de modélisation (qui utilise les lois de transport et les équations de conservation de la masse), est la réduction du nombre de paramètres : seuls sont gardés ceux qui peuvent être déterminés par des mesures de terrain ou des observations expérimentales. Son désavantage est que ces paramètres ne sont pas universels mais dépendants du modèle. Chaque modèle est construit pour représenter certains processus qui, sous certaines conditions d'espace et de temps, contrôlent de façon prépondérante le transport sédimentaire et donc l'évolution du paysage. Le même modèle utilisé dans un autre cadre où d'autres mécanismes sont prédominants ne donnera pas de résultats satisfaisants.

L'objectif des modèles continentaux est de reproduire l'évolution à long terme d'un type de relief comme une chaîne de collision (Koons, 1989), un escarpement en bordure de rift (Tucker et Slingerland, 1994 ou Kooi et Beaumont, 1994) en réponse à des facteurs forçants qui sont à la même échelle de temps et d'espace (surrection tectonique par exemple). Les processus à l'échelle du chenal ou d'une parcelle ne sont pas pris en considération car ils ne jouent pas un rôle significatif sur le relief global. Les mailles de la grille sur laquelle sont résolues les équations du modèle peuvent donc être grossières.

Les problématiques à résoudre avec les modèles construits à l'échelle régionale ou locale sont différentes : le réseau de drainage est souvent l'objet d'étude afin de comprendre son évolution, sa croissance et sa propagation sur les versants. Le ruissellement et sa répartition spatiale au sein du bassin versant sont alors les facteurs morphogènes, ce qui implique une échelle de travail plus fine.

Enfin, si le modélisateur veut distinguer le versant du chenal et les interactions qui existent entre ces deux domaines, les mailles doivent alors être construites à l'échelle locale.

Les auteurs envisagent le ruissellement de deux manières : ils ont étudié la génération du ruissellement à l'échelle d'un évènement pluvieux et la réponse du bassin suite à cet

évènement, ou ils ont choisi de considérer le ruissellement moyen, proportionnel à l'aire drainée et son influence. La modélisation de la génération du ruissellement nécessite souvent la modélisation de l'état du sol et du sous-sol. Le débit est calculé à partir du ruissellement des cellules situées en amont. Selon l'échelle de temps à laquelle ils travaillent, les auteurs utilisent une distribution aléatoire des pluies ou une pluie moyenne à l'échelle géomorphologique, ce qui conduit à un débit instantané propre à chaque pluie ou à un débit moyen morphogène.

La direction de l'écoulement est ensuite obtenue par deux méthodes :

- l'écoulement suit la direction donnée par la plus grande pente et se fait d'une cellule amont vers une seule des huit cellules en aval, la plus basse de toutes les voisines,
- l'écoulement a lieu dans toutes les directions. La quantité distribuée dans chaque cellule est alors proportionnelle à la pente entre ces deux cellules. Cette formulation favorise la distribution de l'écoulement tandis que la première le concentre. Elle limite aussi la puissance de l'écoulement et donc l'incision du lit des rivières.

Lorsque la taille de la maille plus grande que la largeur de la rivière et que la zone collectrice en amont est faible, cette formulation tend à homogénéiser l'écoulement sur la grille et à le rendre diffus. Cette méthode est plus appropriée pour décrire le ruissellement en nappe tandis que la formulation d'écoulement selon la plus grande pente est mieux adaptée à la description des écoulements chenalisés.

Plusieurs méthodes de calcul sont alors possibles :

- le réseau de drainage est recalculé à chaque pas de temps dans sa totalité (i.e. sur toutes les cellules de la grille) et l'érosion due à l'écoulement découle de ce calcul
- le réseau de drainage et l'érosion sont calculés uniquement sur les cellules où passe un précipiton (automate cellulaire) lancé au hasard sur la grille.

La méthode des précipitons demande moins de calcul que la méthode classique, très gourmande, mais la stratégie de résolution et la mise en œuvre numérique et informatique est plus complexe.

Les méthodes résolution varient également suivant les modèles : la méthode numérique la plus utilisée dans les modèles géomorphologiques est celle des différences finies. En effet, elle permet de calculer la valeur du paramètre étudié en chaque nœud de la grille, ou au centre la maille si la grille est un TIN. Elle est également plus intuitive et plus simple à programmer. La méthode des éléments finis est plus rarement choisie, vraisemblablement pour des raisons d'habitude et sans véritable raison mathématique. Enfin, il existe également la méthode des automates cellulaires. Ces modèles sont basés sur le principe des marcheurs conditionnés pour lesquels les équations de bilan de masse et d'érosion transport sont discrétisées sur une grille à maille carrée et résolues au passage des marcheurs qui obéissent à différentes règles de marche et d'érosion. Ce mode de résolution est utilisé pour obtenir une meilleure représentation de la variabilité naturelle des processus. Cependant, la représentation physique des équations et le lien à la réalité est moins facile à mettre en place. Elle présente par contre l'avantage non négligeable de ne calculer la solution des équations uniquement au point où passent les précipitons.

Quelle que soit la méthode choisie, il est impératif de respecter les critères de stabilité imposés par une analyse numérique rigoureuse des équations. Les résultats de Minasny et Mc Bratney (1999 et 2001) en sont la preuve, s'il en était encore nécessaire, que les schémas numériques de résolution ne sont pas robustes et stables en toute circonstance. Il faut en effet respecter la condition de stabilité et de convergence qui relie le pas d'espace et le pas de temps du calcul.

CHAPITRE 2.2

UNE MODELE ORIGINAL DE L'EVOLUTION DES VALLEES

*Nous présentons dans ce chapitre les résultats de notre travail de modélisation de l'évolution des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années. Dans un premier temps, nous exposons les choix que nous avons faits, et les hypothèses sur lesquelles repose le modèle. Nous proposons ensuite une nouvelle équation 1D d'érosion fluviatile, l'équation 1D d'érosion des versants que nous avons choisie, les liens qui relient ces deux équations et le modèle géométrique des dépôts dans l'estuaire que nous avons construit. Puis, nous exposons la mise en œuvre de ce modèle 2*1D, le maillage, les conditions aux limites, les lois de l'hydraulique que nous avons utilisées pour exprimer tous les paramètres.*

Dans une seconde section, nous exposons les méthodes de résolution numérique que nous avons développées pour résoudre ces équations, et nous proposons dans un troisième paragraphe les méthodes que nous avons conçues et utilisées pour déterminer les coefficients du modèle à partir des données de terrain.

2.2.A. NOS CHOIX DE MODELISATION

Les enjeux du projet de recherche auquel nous avons participé étaient de pouvoir réaliser une série d'estimations chiffrées de l'évolution du relief de la vallée de la Marne et du plateau de Bure, entre la côte de Meuse et la côte des Bars, à partir de différents scénarios climatiques. Dans ce contexte, l'un des objectifs de cette étude est de choisir, ou de concevoir, un modèle de l'évolution du fond de la vallée et des versants qui la borde, puis de valider les paramètres utilisés en reproduisant de façon satisfaisante la topographie du paysage au cours du dernier million d'années, afin de pouvoir réaliser plus tard des simulations prospectives.

L'analyse des différents modèles d'évolution du paysage, de leurs objectifs, et de leurs méthodes de résolution et de mise en œuvre, permet d'avoir une vision assez large des outils qui sont proposés pour tenter de répondre à notre problématique. Cependant, aucun modèle ne semble entièrement adapté à notre besoin :

- Les modèles qui proposent une évaluation du relief à l'échelle continentale peuvent nous servir de support mais ne peuvent pas être utilisés directement car le maillage du domaine modélisé est trop lâche et ne permet pas de distinguer les rivières des versants. Les modèles 2D d'évolution d'un bassin versant plus petit, utilisent un maillage plus fin, adapté à notre démarche, mais leur application à des cas réels est difficile car ils reposent sur un grand nombre de coefficients. Ces modèles ont généralement été construits pour analyser les relations complexes qu'il existe entre les différents paramètres régissant l'érosion, mais non pour évaluer quantitativement des cas concrets. Enfin, même si la taille des mailles utilisées dans notre modèle est du même ordre de grandeur que la superficie des parcelles étudiées dans le cas des modèles microscopiques, ce type d'approche ne permet pas d'évaluer l'évolution des paysages à long terme. Enfin, les modèles empiriques sont conçus pour une échelle locale, et ils ne permettent pas de quantifier l'évolution de la topographie à long terme des versants ou la forme plus ou moins élargie de la vallée, mais seulement d'estimer la quantité globale de sédiments perdue par la parcelle.
- D'autre part, aucun des modèles présentés dans ce chapitre ne prend en compte en même temps les variations climatiques et eustatiques, l'influence des dépôts estuariens sur l'équilibre du profil longitudinal d'un fleuve, la modélisation de l'évolution transversale de la vallée en réponse à l'érosion latérale de la rivière, la surrection tectonique et les processus de versants. Les études initiées par Veldkamp et van Dijke (1998 et 2000) restent à développer.

Nous avons donc été amenés à concevoir un modèle original d'évolution de la topographie d'une vallée qui prend en considération :

- l'incision fluviatile suivant les alternances climatiques et la lithologie du profil
- les variations de largeur de zone de dépôts ou d'érosion au fond de la vallée
- la mise en place de terrasses emboîtées ou étagées suivant la région géographique, l'activité tectonique et les variations eustatiques,
- l'influence des dépôts estuariens
- l'évolution de la pente des versants

Notre modèle doit être conçu pour pouvoir être appliqué à des cas réels, sa paramétrisation doit donc être réalisable à partir des données de terrain. Les lois hydrauliques ou les lois de transport sur lesquelles il repose vont utiliser des variables physiques mesurables et mesurées. Les résultats fournis pas ce modèle doivent également être facilement comparables aux observations de terrain disponibles dans la bibliographie.

✱ Notre échelle de travail

Etant donné que nous souhaitons distinguer les chenaux des versants, nous devons travailler à une échelle adéquate, qui permette d'allier précision et durée de calcul importante (1Ma). Mais nous souhaitons également pouvoir prendre en compte des fluctuations assez fines de la topographie, dues à des paramètres locaux comme les sont les variations de lithologies, les confluences, la présence de fosses sous-marines, etc. La taille d'une maille peut donc être comprise entre une centaine de mètres et quelques kilomètres. Le pas de temps de calcul est de 1 000 ans.

Cette échelle temporelle permet de considérer certains processus comme continus alors qu'ils devraient être traités de façon statistique à une échelle de temps plus courte, comme la récurrence des crues ou la distribution des précipitations. Elle permet également de modéliser de façon linéaire certains processus, comme le ruissellement ou les glissements de terrain, qui sont hautement non-linéaire à une échelle de temps plus courte.

✱ Nous choisissons d'utiliser des relations linéaires

Van der Beek et Braun, (1998) appuient par leur analyse morphologique des Highlands australiens, l'hypothèse que le comportement des processus à l'échelle régionale (entre 1 et 10 km de longueur) est linéaire tandis qu'il ne l'est plus si l'échelle considérée est plus petite. La meilleure longueur de maille qui permettrait d'observer la linéarité serait comprise entre 600 m et 2,5 km. C'est justement l'échelle à laquelle nous avons souhaité développer notre modèle, nous pourrons donc utiliser les lois linéaires. En outre, Kooi et Beaumont (1994) conseillent l'utilisation de la linéarité pour une première étape de modélisation. Cette représentation simple des relations entre les différents paramètres permet de mieux les comprendre.

Enfin, l'échelle de temps à laquelle nous avons travaillé est très différente de celle d'un processus d'érosion unitaire comme un glissement de terrain ou le ruissellement engendré par un évènement pluvieux. La modélisation des processus à long terme ne peut pas être représentative du fonctionnement physique des processus à une plus petite échelle de temps. Ainsi, même si la loi de diffusion linéaire, n'est absolument pas valable à l'échelle annuelle ou même centennale, elle reste très intéressante à l'échelle continentale ou régionale.

✱ Nous utilisons deux équations distinctes

Ces arguments nous conduisent donc à préférer la relation linéaire de diffusion donnée par l'équation 10 pour modéliser le transport sédimentaire sur les versants, et la relation linéaire [23] proposée par Begin (1981 et 1988) pour exprimer le transport sédimentaire dans les cours d'eau.

✱ Le réseau de drainage est gardé fixe

L'objectif de cette étude n'est pas d'étudier le développement du réseau de drainage de la Seine ou de la Marne, mais de modéliser l'érosion ou les dépôts engendrés par des variations de la compétence de ces rivières, et l'évolution morphologique de leurs vallées.

Nous devons donc quantifier de façon simple les fluctuations hydrauliques et sédimentaires d'un système collecteur que nous considérons stable. Ceci suppose que le bassin versant actuel de la Marne ou de la Seine ne change pas fondamentalement de forme et de superficie au cours du temps étudié pour un calcul[1].

---

[1] Dans le cas de la Marne où la capture du système Saulx-Ornain, datant de –150 ka, a induit une augmentation de 15 % de l'aire drainée, nous avons été amené à distinguer deux systèmes collecteurs différents, selon que l'on modélisait l'évolution du cours de la Marne avant et après cette capture.

Nous distinguons deux types de cellules : les cellules « rivière » qui subissent l'action des processus fluviatiles et les cellules « versants » qui subissent l'action des processus de gravité.

Ceci nous conduit à utiliser deux maillages différents :

- un maillage 1D $\{x_i,z_i\}$, avec i=[1..q], du profil longitudinal du cours d'eau,
- et un maillage 1D $\{y_k,z_k\}$ avec k=[1..n] du profil transversal de la vallée en un point x_i du profil longitudinal.

NB : Comme les différentes équations d'érosion qui composent notre modèle ne sont pas complètement couplées, nous préférons distinguer ces deux maillages dans la suite de cette étude. Nous avons préféré orienter les futurs développements vers une grille à maille carrée et non un réseau irrégulier de mailles triangulaires (TIN) pour résoudre les équations une fois couplées. Nous avons ainsi privilégié la simplicité de la résolution à une meilleure adaptation du maillage au relief.

2.2.B. LES EQUATIONS DE NOTRE MODELE

Notre modèle est composé de trois modules qui visent à évaluer l'érosion, le transport et les dépôts de sédiments ainsi que leur action sur la topographie. Nous avons ainsi développé une nouvelle équation de l'érosion fluviatile, que nous avons couplée à une équation d'érosion des versants et à un modèle géométrique des dépôts estuariens. Nous présentons donc dans un premier temps ces trois modèles élémentaires. Nous exposons dans une seconde partie la mise en œuvre du modèle global résultant de l'action combinée des trois modules.

Cependant, il nous faut d'abord rappeler les variables et paramètres que nous avons utilisés puis expliciter et définir précisément la variable originale que nous avons introduite dans notre modèle : la largeur d'action de la rivière.

2.2.B-1. Les variables

La figure 2.16 reprend la définition des variables.

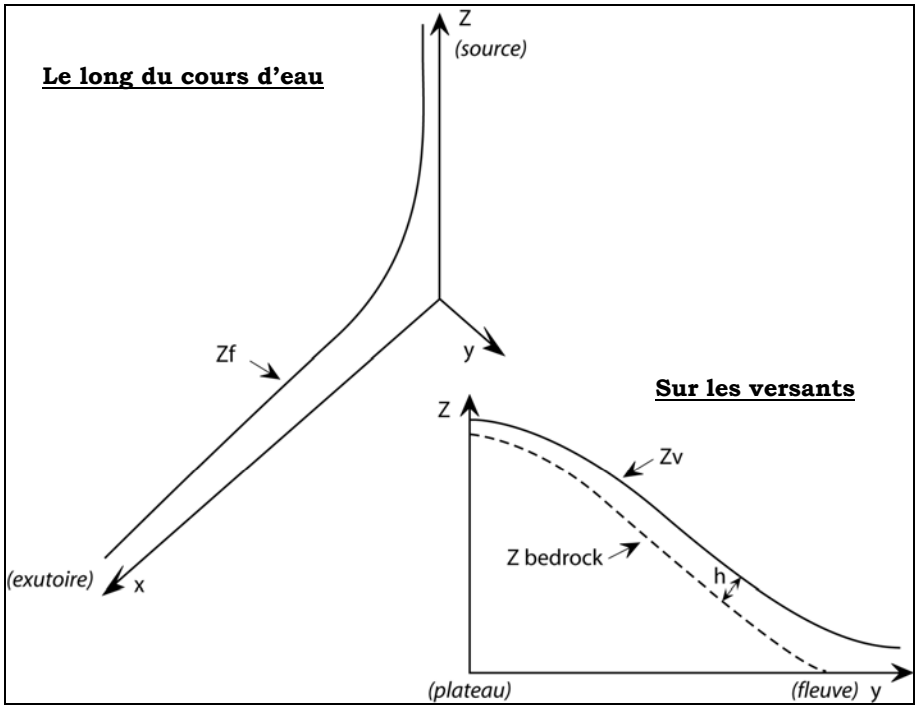


Figure 2.16. Définition des variables utilisées dans notre modèle

Nous rappelons que :

- x et y sont respectivement l'abscisse curviligne longitudinale et transversale
- zf est l'altitude d'un point sur le profil longitudinal de la rivière
- zv est l'altitude d'un point sur le profil transversal
- $z_{BEDROCK}$ est l'altitude du substrat sur le versant
- w est la largeur de la rivière

2.2.B-1.1. Largeur caractéristique du bassin versant l_{BV}

Cette largeur l_{BV} caractérise la croissance du bassin versant. Comme nous le montre la figure 2.17 ci -près, bien que la forme réelle d'un bassin versant présente une largeur plus fine vers l'exutoire qu'en amont, l'aire drainée est pourtant une fonction strictement croissante de l'abscisse curviligne x du profil longitudinal du cours d'eau. La largeur caractéristique est donc elle aussi croissante et est définie comme suit :

$$\boxed{l_{BV} = \frac{\partial BV}{\partial x}} \qquad \text{[Eq. 32]}$$

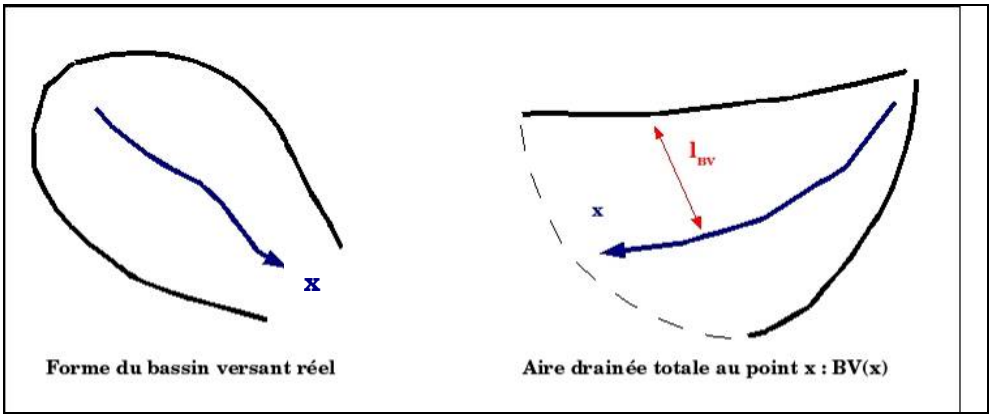


Figure 2.17. Définition des variables utilisées dans notre modèle

2.2.B-1.2. La largeur d'action

Nous avons choisi ce terme « largeur d'action », que l'on note par la suite l_A pour parler d'une surface moyenne au fond de la vallée sur laquelle agit la rivière sur une longue période de plusieurs millénaires. C'est par exemple la région qui est le siège de dépôts au cours d'un stade froid ou celle qui est incisée lors d'une période de transition climatique. Cette largeur d'action est donc un intermédiaire entre la plaine alluviale à un instant donné et la largeur du fond de la vallée, qui regroupe les zones touchées par les processus de versants et les processus fluviatiles.

Le schéma ci-dessous résume ce concept :

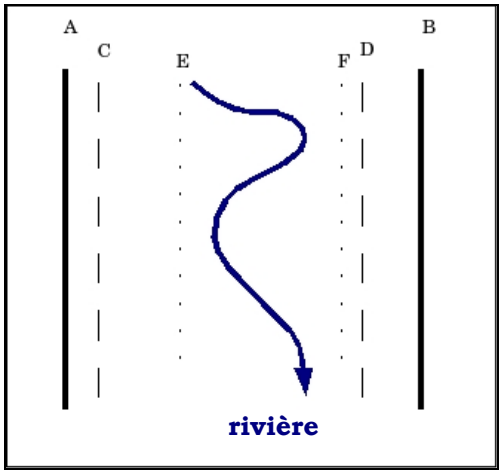


Figure 2.18. Définition de la largeur d'action

AB est ici la largeur du fond de la vallée, CD la largeur d'action de la rivière, c'est à dire l'extension maximale à droite et à gauche qu'ont eu la rivière et sa plaine alluviale, avec leurs migrations latérales, au cours d'une période climatique, et EF est la largeur de la plaine alluviale au temps t représenté.

Cette variable varie en fonction du temps et de l'espace. Cet espace d'érosion et de dépôts, distinct du lit de la rivière ou des versants, est très souvent négligé dans les modèles d'érosion fluviatile ou même d'évolution du paysage. Dans le modèle de l'érosion fluviatile qui a servi de base à nos travaux (Gargani, 2004, Stab, 2005), les dépôts n'étaient pas répartis dans toute la plaine alluviale mais uniquement sur la largeur de la rivière. Dans leur modèle, Bogaart et son équipe (2000) ont également fait varier une largeur équivalente à notre largeur d'action dans le temps (ils ont reconstitué l'évolution de ce paramètre dans le passé à partir de données de terrain) mais sans prendre en compte les fluctuations de la largeur occupée par la rivière et sa plaine alluviale sur un millénaire ou plus.

C'est pourtant une zone fondamentale qu'il ne faut pas oublier dans le calcul de la profondeur d'une incision ou dans celui de l'épaisseur des dépôts : la prise en compte de ce paramètre modifie de façon non négligeable l'évolution de l'altitude du fond de la rivière. Cependant, il est très difficile de modéliser l'action des processus qui conduit à l'évolution de cette largeur d'action. En effet, il faudrait prendre en compte la topographie locale, la lithologie, les paramètres hydrauliques, la fréquence de crues, l'état d'humidité du sous-sol, etc, mais également faire intervenir des processus stochastiques pour bien modéliser les migrations de la rivière.

Ce n'est pas le but ici. Nous sommes donc amenés à poser une hypothèse simplificatrice. Nous avons considéré que l'axe d'écoulement de la rivière était toujours au milieu de la vallée, confondu avec l'axe du fond de la vallée. La rivière ne migre donc pas latéralement mais sa largeur d'action, symétrique par rapport à l'axe de l'écoulement, évolue au cours du temps. Ceci implique que les dépôts fluviatiles dans le fond de vallée seront eux aussi symétriques par rapport à cet axe de l'écoulement.

Il ne nous est donc pas utile de connaître la largeur de la plaine alluviale à un temps donné, ou en chaque point du profil, pour reconstituer l'évolution de la largeur d'action dans le temps. Nous considèrerons seulement la surface globale occupée au cours d'une période climatique.

Nous sommes donc en présence de trois espaces géographiques différents emboîtés : le bassin versant BV et sa largeur l_{BV}, la zone d'action de la rivière et sa largeur l_A, et enfin la rivière et sa largeur w.

2.2.B-2. Les équations de notre modèle

2.2.B-2.1. Equation de l'érosion fluviatile

Nous considèrerons dans la suite de cette thèse que la vitesse d'écoulement de l'eau dans la plaine alluviale, est négligeable devant celle des écoulements chenalisés. En effet, la plaine d'inondation alimente le système en sédiments et permet de les stocker, mais elle ne participe pas de façon prépondérante au transport de ceux-ci vers l'aval. Nous posons donc l'hypothèse que le transport fluviatile des sédiments s'effectue uniquement dans le chenal de la rivière tandis que l'érosion et le dépôt se produisent sur toute la surface d'action.

D'autre part, pour des raisons de simplicité et d'allègement de l'écriture, nous ne considérons pas la surrection tectonique dans nos équations. Ce terme n'intervient dans aucun développement et il nous suffit, pour le prendre en compte, d'ajouter un terme de vitesse de surrection à l'équation générale d'érosion fluviatile.

En étudiant un tronçon de vallée :

- La quantité de sédiments qui provient des versants (de façon directe ou non) et qui arrive dans ce tronçon de rivière, s'écrit : $\rho_{SED} * \alpha * dt * l_{BV} * dx$ où α est le taux de dénudation moyen du bassin versant
- La quantité de sédiments transportée par la rivière qui arrive dans le tronçon est $\rho_{SED} * dt * w * q_{SED}(x,t)$ où q_{SED} est le flux sédimentaire de la rivière
- La quantité de sédiments transportée par la rivière et qui sort du tronçon est alors $-\rho_{SED} * dt * w * q_{SED}(x+dx,t)$
- Enfin, la quantité de sédiments qui est érodée du fond du lit de la rivière ou qui s'y dépose, s'exprime ainsi $\rho_{SED} * dz * l_A * dx$

Le principe de conservation de la masse nous permet alors d'écrire :

$$\boxed{\frac{\partial z_f}{\partial t}(x,t) = -\frac{w}{l_A} * \frac{\partial q_{SED}}{\partial x}(x,t) + \frac{l_{BV}}{l_A} * \alpha} \qquad \textbf{EF2-1}$$

A titre de comparaison nous rappelons que l'équation EF1 était :

$$\frac{\partial z_f}{\partial t}(x,t) = -\frac{\partial q_{SED}}{\partial x}(x,t) + B(x,t), \text{ avec } B(x,t) = \frac{l_{BV}(x,t)}{w(x,t)} * \alpha$$

On remarque alors la relation suivante :

$$\frac{\partial z_f}{\partial t}(x,t) = \frac{w}{l_A} * \left(\frac{\partial q_{SED}}{\partial x}(x,t) + \frac{l_{BV}}{w} * \alpha\right)$$

En gardant l'expression du flux sédimentaire utilisé dans EF1, avec qw le débit par unité de largeur de la rivière et λ un coefficient d'érosion/transport/dépôts, que l'on note par la suite ETD Ce coefficient caractérise l'efficacité des processus fluviatiles le long du profil longitudinal. Il dépend en partie des propriétés mécaniques des roches sur lesquelles s'écoule la rivière mais d'autres facteurs interviennent. Une discussion plus approfondie est présentée plus tard au cours de cette étude (paragraphe 2.2.C-1.1).

$$q_{SED}(x,t) = -\lambda * qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}(x,t)$$

Nous obtenons finalement une nouvelle équation de l'érosion fluviatile EF2 :

$$\boxed{\frac{\partial z_f}{\partial t}(x,t) = -\lambda * \frac{w}{l_A} * \frac{\partial}{\partial x}\left(qw(x,t) * \frac{\partial z_f}{\partial x}(x,t)\right) + \frac{l_{BV}}{l_A} * \alpha} \qquad \textbf{EF2-2}$$

On note $\boxed{g = \alpha * \frac{l_{BV}}{l_A}}$ **EF2-3**

Ce qui peut s'écrire schématiquement : $\boxed{EF2 = \frac{w}{l_A} * EF1}$

2.2.B-2.2. Modélisation des processus de versant

Les processus de façonnement du paysage ont été étudiés et décrits précisément dans la première partie. C'est à partir de cette analyse et de la discussion exposée dans le paragraphe 2.2.A que le modèle exposé ici a été construit.

Comme nous l'avons expliqué précédemment, ce modèle est en 1D (y,z(y)) et exprime les processus d'érosion des pentes sur des profils transversaux de la vallée, perpendiculairement au profil longitudinal qui suit le cours d'eau. Ce modèle est la première étape du développement d'un modèle 2D ou 3D qui permettrait de réaliser des simulation sur le vaste domaine de la vallée de la Marne.

Les processus d'érosion du paysage peuvent se décomposer en trois étapes distinctes mais pas indépendantes, le résultat de l'une étant utilisé par la suivante : l'altération, le transport des sédiments sur les versants et la prise en charge par le transport fluviatile.

2.2.B-2.2.1. Altération du substratum

La première étape du modèle est l'altération du substrat sur les versants par la pédogenèse au cours des interglaciaires et par la gélifraction pendant les périodes froides. L'altitude du substratum est alors déterminée à chaque pas de temps et fixe la valeur limite maximale de l'érosion. L'équation que nous utilisons est la plus simple :

$$\boxed{\frac{\partial z_{BEDROCK}}{\partial t}(y,t) = \tau(y,t)} \qquad \textbf{EF2-4}$$

où τ le taux d'altération. Dans cette première version d'un modèle de versant, ce taux est considéré constant pour un climat et un substrat donné. Le modèle de Heimsath (1997) exposé dans le précédent chapitre pourra être introduit dans une étape ultérieure de développement mais l'échelle de temps que nous utilisons (Dt=1000ans) ne l'impose pas.

2.2.B-2.2.2. Transport sur les pentes

Le transport des versants vers la rivière du matériel rendu ainsi disponible est modélisé suivant le principe de diffusion. Les paysages sont lissés par les processus de pente, et on considère que la gravité est considérée comme l'agent principal de façonnement du paysage, via les processus de solifluxion et gélifluxion. Nous incluons dans cette formulation l'action directe de l'eau sur le versant par ruissellement puisque le pas de temps (de mille ans) nous permet d'en considérer uniquement le résultat moyen sur les sédiments.

Les équations que nous avons utilisées sont donc :

$$\frac{\partial z_v}{\partial t}(y,t) = -\frac{\partial q_{SED}}{\partial y}(y,t) \qquad \text{avec} \qquad q_{SED}(y,t) = -K(y,t) * \frac{\partial z_v}{\partial y}(y,t)$$

où K le coefficient de transport (en m²/an).

L'équation d'érosion, transport et dépôts sur les versants est donc :

$$\boxed{\frac{\partial z_V}{\partial t}(y,t) = K(y,t) * \frac{\partial^2 z_V}{\partial y^2}(y,t)} \qquad \textbf{EF2-5}$$

avec la condition restrictive que z ne soit jamais inférieur à $z_{BEDROCK}$

2.2.B-2.2.3. Dissolution des plateaux : évolution du sommet du profil transversal

L'altitude des plateaux est contrôlée uniquement par les processus de dissolution, modélisés simplement comme suit :

$$\boxed{\frac{\partial z_V}{\partial t}(y \in \text{Plateau}, t) = D(y, t)} \qquad \textbf{EF2-6}$$

avec D le taux de dissolution (en m/an). Il varie selon la lithologie et le climat, mais est également considéré constant pour un climat et un substrat donné.

Cette équation est utilisée comme condition limite sur les plateaux, quand la pente du versant est nulle.

2.2.B-2.2.4. Erosion fluviatile : condition limite des derniers points du profil

Une fois les sédiments au bas des pentes, les processus fluviatiles prennent le relais. L'altitude du fond de la vallée est donc fixée par le comportement de la rivière. Le modèle d'érosion fluviatile développé précédemment sert donc de condition aux limites à ce modèle d'érosion des versants.

2.2.B-2.2.5. Evolution de la vallée en 2D

Les équations du modèle d'érosion fluviatile, de l'altération du substratum des versants, de transport et dépôts des sédiments sur les pentes, et de dissolution des plateaux, aboutissent à un modèle 2 * 1D constitué par :

- un modèle d'érosion du fond de vallée donné par (x, z_f),
- relié à un second modèle 1D (y, z_V) d'érosion du versant. L'application sur plusieurs tronçons de quelques kilomètres du modèle de versant permet de faire évoluer le paysage le long de la rivière.

Notons que ce modèle de versant ne peut pas être utilisé dans l'immédiat pour étudier les régions côtières ou estuariennes : en effet, si les versants sont régulièrement soumis aux courants marins les résultats seront mauvais car les processus d'érosion marine ne sont pas modélisés. De même ce modèle ne convient pas pour modéliser l'érosion éolienne.

2.2.B-2.3. Modélisation des dépôts dans l'estuaire

Au cours des périodes froides, le niveau marin était plus bas et la plaine côtière située en Baie de Seine (aujourd'hui ennoyée) était alors découverte. Les processus d'érosion du profil de la Seine dans cette zone étaient alors purement fluviatiles.

Pour reproduire cela dans notre modélisation, il suffit de prolonger le profil longitudinal soumis à l'équation de l'érosion fluviatile. Lors de la période de haut niveau marin suivante, cette zone est alors immergée et le profil soumis aux processus fluviatiles rétréci. Si aucun dépôt marin n'est modélisé dans cette zone immergée, ce profil n'évoluera pas tant qu'il appartient au domaine sous-marin. C'est pourtant au cours de cette période que les sédiments se déposent dans l'estuaire. Les omettre provoquerait un impact non négligeable sur le profil immergé du fleuve dans la suite de la simulation. En effet, si aucun sédiment n'est déposé à l'embouchure pendant cette période, alors au cours de la chute du niveau marin qui suit, le fleuve incisera directement le bedrock et non le prisme estuarien qui atténue l'impact des variations eustatiques sur le niveau de base du fleuve. L'érosion régressive potentielle débutera plus tôt dans le temps et la migration du knickpoint se propagera plus loin en amont. La mise en place des dépôts progradants permet ainsi de « rééquilibrer » la forme globale du profil.

Le but de cette modélisation n'est pas de reproduire la géologie des séquences classiques des dépôts estuariens. En effet, bien d'autres paramètres que ceux que nous utilisons et /ou calculons sont nécessaires pour obtenir un résultat convenable. L'objectif de ce modèle géométrique est de représenter la forme des dépôts fluviomarins qui se mettent en place à l'embouchure des fleuves au cours des périodes tempérées, lorsque le niveau marin est haut ou qu'il commence à chuter. Les paramètres qu'il utilise doivent être calibrés à partir d'observations de terrains : ce modèle est donc dépendant du fleuve auquel il est appliqué.

Nous ne considérons ici que la partie aval du profil, qui est alternativement émergée ou immergée suivant les variations eustatiques. Trois données sont nécessaires :

- xe_actuel qui est l'abscisse de l'estuaire actuel c'est-à-dire de la séparation fleuve/mer.
- xe_max qui représente l'abscisse de l'avancée maximale de la mer au cours des derniers cycles climatiques.
- e_{MAX} est l'épaisseur maximale des dépôts, c'est-à-dire l'épaisseur des dépôts au niveau de l'estuaire actuel : en effet, nous supposons que la position de l'estuaire actuel est celle qui correspond au sommet du prisme sédimentaire c'est-à-dire à l'endroit où les dépôts sont les plus épais.

Nous définissons également:

- L_{est} l'écart entre les deux abscisses xe_actuel et xe_max,
- ΔT_{IG} la durée totale de la période de dépôts (généralement 10 ka, la durée moyenne d'un interglaciaire)
- dL_{est} est alors la longueur sur laquelle l'estuaire s'avance en 1 000 ans.
- z_exut(t) est le niveau de la mer au cours du temps

Nous supposons également que le prisme estuarien se met en place de façon parfaitement symétrique de part et d'autre de l'estuaire actuel.

En outre, nous devons considérer que la vitesse de progradation n'est pas constante : si le niveau marin augmente rapidement, l'épaisseur de la couche d'eau qui recouvre un point donné devient alors beaucoup plus grande. L'espace disponible en un point donné augmentant rapidement, la quantité de sédiments marins contenus dans cet espace est donc elle aussi plus importante. Les dépôts seront donc plus épais. Pour représenter ce concept de façon simple, nous faisons varier la longueur dL_{est} en fonction du niveau marin suivant la formule suivante :

$$\boxed{dL_{est}(t) = L_{est} / |z_{exut}(t)|} \qquad \textbf{EF2-7}$$

Ainsi, au cours des périodes de haut niveau marin, lorsque le climat est tempéré (index climatique = 25), et si le niveau marin est croissant, nous construisons un prisme estuarien, comme l'explique le croquis ci-dessous :

- sur la longueur $dL_{est}(t)$, l'altitude du lit de la rivière est fixée par celle du niveau marin et le profil est horizontal sur ce tronçon.
- l'altitude du profil décroît ensuite progressivement, en gardant une pente constante, sur une distance L_{est} depuis le nouvel estuaire vers l'aval.
- au-delà du prisme, le profil n'est pas modifié.

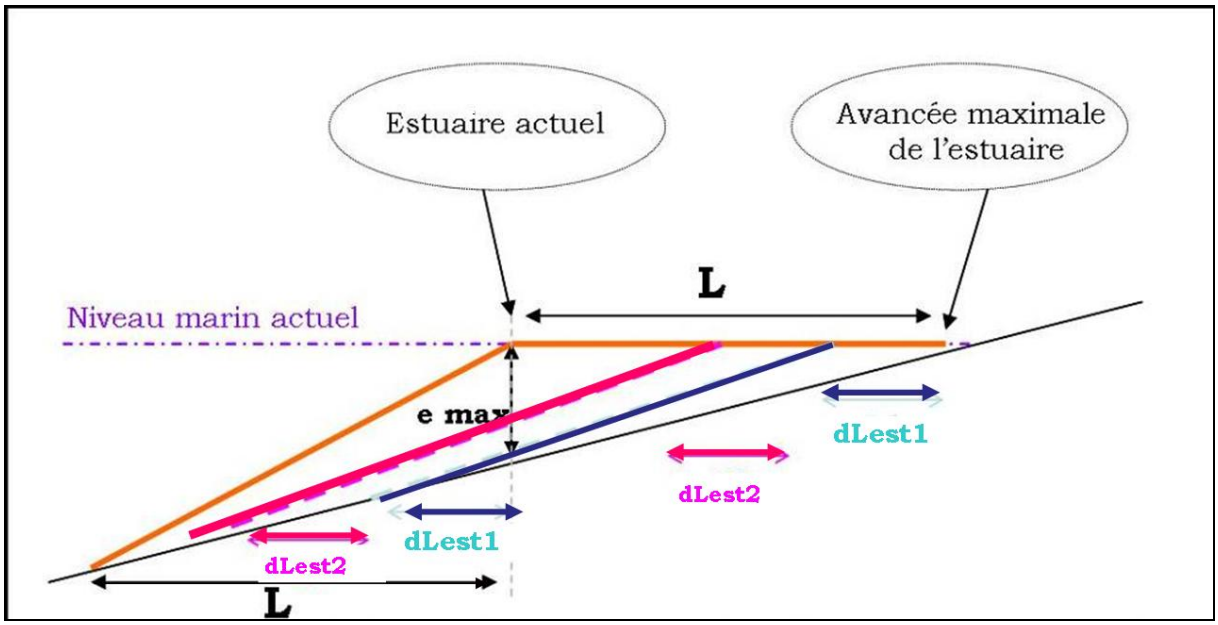


Figure 2.19. Modélisation géométrique des dépôts estuariens

2.2.B-3. La mise en œuvre du modèle

L'espace modélisé est scindé en trois parties distinctes: le fond de la vallée où s'exercent les processus d'érosion chenalisés, les versants où les processus sont diffus, et l'estuaire où se dépose une partie des sédiments marins.

L'espace de calcul est constitué de deux maillages qui se superposent :

- la « zone rivière » est construite en répartissant symétriquement autour du profil longitudinal la largeur d'action de la rivière. La taille d'une maille varie donc latéralement, mais également le long du profil, pour des raisons mathématiques exposées au chapitre suivant. L'ordre de grandeur de largeur d'une maille est de plusieurs centaines de mètres et la longueur est de l'ordre du kilomètre jusqu'à la dizaine de kilomètres.
- la « zone versant » est une grille maillée régulièrement suivant le long du versant (perpendiculairement à la rivière) avec une taille de maille de l'ordre de la centaine de mètres, et elle varie longitudinalement comme le maillage de la zone rivière.

La superficie totale du système est gardée constante, mais chaque région n'a pas une superficie constante au cours du temps : la répartition des domaines évolue de façon réversible. Le domaine marin varie en fonction du niveau marin : quand le niveau marin est haut, le domaine marin atteint sa taille maximale, et quand le niveau marin chute, la taille du domaine marin diminue et celle du domaine fluviatile augmente. De même, plus le fleuve s'enfonce dans la vallée et plus la surface soumise au processus de pente augmente.

Nous avons considéré dans notre modèle une échelle de temps de l'ordre du millier d'années. Les facteurs externes au système, comme le climat ou les variations eustatiques sont donnés avec un pas de temps de 1 000 ans. Si l'évaluation d'autres mécanismes comme la tectonique ou l'évolution de la largeur d'action s'effectuent sur une échelle plus large, de l'ordre de la dizaine de milliers d'années, les courbes temporelles qui les représentent ont également un pas de temps de 1 000 ans.

Chaque paramètre et chaque variable définis dans notre modèle évoluent également dans l'espace et dans le temps, mais une résolution brutale de ces équations dans les 4 dimensions à chaque pas de temps nécessite des développements mathématiques importants et des capacités informatiques coûteuses devant celles que nous allons finalement mettre en œuvre après quelques simplifications. Dans ce paragraphe, nous présentons les dernières hypothèses concernant le modèle en lui-même et son

fonctionnement théorique. La résolution mathématique des équations définitives est exposée au chapitre suivant.

2.2.B-3.1. Découplage spatio-temporel

Afin de résoudre les équations différentielles du transport fluviatile et du transport sur les versants en fonction du temps de façon simple, nous avons choisi de découpler les variations spatiales des variations temporelles pour chaque paramètre et chaque coefficient utilisés dans ces équations.

C'est une hypothèse forte que nous devons justifier. Comme nous l'avons exposé dans le premier paragraphe de ce chapitre, nous supposons dans notre modélisation, que la superficie du bassin hydrographique est constante dans le temps car le réseau de drainage est considéré fixe.[2] Nous souhaitons donc quantifier l'évolution spatiale et temporelle des fluctuations hydrauliques et sédimentaires d'un système collecteur stable, et analyser la répercussion et l'impact du signal climatique sur une topographie en place, qui varie peu. On peut considérer alors que l'évolution dans le temps de ce système est linéairement proportionnelle aux fluctuations spatiales des paramètres.

Ce raccourci est assez grossier mais il nous permet d'introduire un découplage spatial et temporel des variables, qui sont ensuite plus facilement paramétrables, et qui engendre une simplification importante des calculs. Les variations temporelles du débit, de la largeur d'action de la rivière, de l'apport latéral ou du coefficient de diffusion K, sont alors uniquement provoquées par les fluctuations climatiques, et l'évolution spatiale de ces paramètres est estimée à partir des mesures des paramètres hydrauliques et sédimentaires actuels.

Ainsi, une fois cette hypothèse posée, on peut écrire:

$B(x,t) = B_X(x) * B_T(t)$ et $qw(x,t) = qw_X(x) * qw_T(t)$

$w(x,t) = w_X(x) * w_T(t)$ et $l_A(x,t) = l_{A_X}(x) * l_{A_T}(t)$

ou encore : $K(y,t) = K_X(y) * K_T(t)$, $\tau(y,t) = \tau_X(y) * \tau_T(t)$ et $D(y,t) = D_X(y) * D_T(t)$

Il suffit maintenant de modéliser de façon distincte l'évolution temporelle et l'évolution spatiale de ces variables.

L'évolution des paramètres $B_T(t)$, $qw_T(t)$, $w_T(t)$ au cours du temps, que nous appelons aussi « modèle temporel » a été exposée dans la partie I. Le paragraphe ci-dessous permet d'expliciter le « modèle spatial ».

2.2.B-3.2. Le modèle spatial

En utilisant des relations d'hydraulique simples pour les variables BV, w et Q, il est possible d'exprimer les autres variables qw_X, B_X sous la forme de fonctions continues de x, l'abscisse curviligne du profil. Ces lois qui constituent la base de l'hydraulique de rivière, ont été vérifiées sur de nombreux types de cours d'eau, à substratum rocheux ou alluvial. Elles sont citées dans de nombreux ouvrages de référence comme celui de J. Larras (1977), K. Richards (1982) et D. Knighton (1998).

[2] Les changements ponctuels de la taille du bassin versant liés à des capture peuvent être modélisés de façon discontinu dans le temps : il suffit de considérer deux bassins différents, soumis à des modèles spatiaux construits pour les périodes précédant et suivant la capture.

✱ Selon Hack (1957), la superficie du bassin versant BV est une fonction puissance de la longueur de son drain principal, ce que nous traduisons par :

$$BV(x) = a_{BV} * x^{b_{BV}}$$ **EF2-8**

✱ Le débit d'eau est fortement corrélé à l'aire drainée par la rivière. Knighton, en 1987, montre que ces deux paramètres sont reliés selon une loi de puissance, dont l'exposant est très proche de 1, nous choisissons donc pour plus de simplicité une loi linéaire du type :

$$Q = a_Q * BV$$ **EF2-9**

On retrouve cette relation linéaire dans de nombreux modèles, où le débit de la rivière est donné par la formule suivante : $Q = R_{rain} * A_d$ où A_d est l'aire drainée et R_{rain} est le ruissellement efficace moyen causé par la pluie.

✱ La largeur du lit de la rivière à la surface de l'eau est une fonction du débit d'eau moyen annuel : c'est la loi proposée par Léopold et Maddock (1953), et à laquelle font également référence les livres de synthèse précédemment cités.

$$w = a_w * Q^{b_w}$$ **EF2-10**

✱ A l'inverse des autres paramètres hydrauliques, nous n'utilisons pas, dans un premier temps, de fonctions simples pour modéliser la largeur d'action. Cette largeur sera définie à partir des données de terrain et imposée comme une donnée. Elle sera donc continue dans l'espace, et même affine par morceaux. Elle est non nulle à la source pour éviter tout problème mathématique (division par zéro).

✱ La largeur caractéristique du bassin versant est quant à elle donnée par :

$$l_{BV} = \frac{dBV}{dx}$$ **EF2-11**

Finalement, en combinant les trois équations EF2-9, EF2-10 et EF2-11 on trouve :

$$Q_X(x) = a_Q * a_{BV} * x^{b_{BV}}$$ **EF2-12**

$$w_X(x) = a_w * (a_Q * a_{BV})^{bw} * x^{bw * b_{BV}}$$ **EF2-13**

$$qw_X = \frac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w} * x^{b_{BV} * (1-bw)}$$ **EF2-14**

$$g_X = \frac{\alpha * l_{BV_x}}{l_{A_X}} = \frac{\alpha * b_{BV}}{l_{A_X}} * x^{b_{BV}-1}$$ **EF2-15**

Ainsi, on voit que le débit d'eau par unité de largeur de la rivière et l'apport latéral provenant des versants s'écrivent également sous forme de fonction puissance :

$$\boxed{qw_X = a_{qw} * x^{b_{qw}}} \qquad \textbf{EF2-16}$$

avec $a_{qw} = \dfrac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w}$ et $b_{qw} = b_{BV} * (1 - b_w)$

$$\boxed{g_X = \frac{w_x * B_x}{l_{A_X}} = \frac{a_B * x^{b_B}}{l_{A_X}}} \qquad \textbf{EF2-17}$$

et $$\boxed{B_X(x) = a_B * x^{b_B}} \qquad \textbf{EF2-18}$$

avec $a_B = \dfrac{\alpha * b_{BV} * a_{BV}^{1-bw}}{a_w * a_Q^{bw}}$ et $b_B = (b_{BV} - 1) - b_w * b_{BV}$

Dans la suite de ce rapport et pour alléger l'écriture des développements, nous utiliserons cette deuxième notation.

2.2.B-3.3 Les conditions aux limites du système

2.2.B-3.3.1. Equation d'érosion fluviatile

✱ La source

La source de la rivière n'est pas propice aux processus d'érosion ou de dépôts fluviatiles. Dans une version plus élaborée du modèle, la source devrait être soumise à des processus d'érosion de versants : ce sont particulièrement les coulées de débris qui agissent sur cette zone. Pour le moment, le seul mécanisme qui agisse sur l'altitude de ce point est la surrection tectonique et la dissolution si la région est calcaire.

Ainsi on obtient :

$$\boxed{z_1^{t+1} = z_1^t + T * dt - D(t) * dt} \qquad \textbf{EF2-19}$$

✱ L'exutoire

Les variations du niveau de base font varier l'altitude de l'exutoire de la rivière. Dans notre modèle, le niveau de base et l'exutoire sont définis différemment selon la nature du cours d'eau :

- Dans le cas des fleuves, le niveau de base est le niveau marin et l'exutoire est l'embouchure du fleuve : l'estuaire ou le delta. Le profil peut être prolongé en mer.
- Dans le cas des rivières qui n'atteignent pas la mer (ou un lac), l'altitude du dernier point du profil est donné par l'altitude au point de confluence, calculée précédemment en appliquant le modèle au cours d'eau récepteur (ou connue par des mesures de terrain).

En faisant varier l'altitude de l'exutoire, la longueur du profil change et le comportement du cours d'eau est également modifié par ces variations, qui touchent une zone plus ou moins étendue dans la partie avale du système.

2.2.B-3.3.2. Equation d'érosion des versants

✱ Au sommet des versants

Un plateau est la zone située au sommet du versant. Par définition sa pente est nulle. L'équation de diffusion ne peut alors pas s'appliquer. Ainsi l'altitude de la limite supérieure des versants est régit uniquement par les processus de dissolution te de tectonique.

On utilise alors l'équation suivante : $z_1^{t+1} = z_1^t + T * dt - D(t) * dt$

✱ Au fond de la vallée

L'altitude du dernier point du profil du versant, sur la section transverse de la vallée, est l'altitude du lit du cours d'eau qui occupe le fond de la vallée. On a ainsi l'équation :

$$\boxed{z_V^{t+1}(y) = z_f^{t+1}(x_k) \qquad \text{pour } y=0 \text{ à } y= l_A(x_k, t+1)} \qquad \textbf{EF2-20}$$

Cette condition est le seul lien qui relie pour le moment les deux équations d'érosion.

2.2.C. RESOLUTION MATHEMATIQUE ET NUMERIQUE DES EQUATIONS

2.2.C-1. Etude mathématique de l'équation d'érosion fluviatile

L'équation étudiée est la suivante :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t}(x,t) = \phi_X(x) * \phi_T(t) * \left[\lambda * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}\left(qw_x(x) * \frac{\partial z}{\partial x}(x,t)\right) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)}\right]}$$

Suivant les formes prises par les fonctions ϕ_T et ϕ_X, cette équation représente les modèles EF1(Gargani, 2003) ou EF2 (cette thèse).

En effet :

- pour retrouver EF1 il suffit de prendre ϕ_T=1 et ϕ_X=1
- pour EF2 il faut choisir $\phi_X(x) = \frac{w_X(x)}{l_{A_X}(x)}$ et $\phi_T(t) = \frac{w_T(t)}{l_{A_T}(t)}$.

On choisi ici de ne pas prendre en compte la surrection tectonique pour cette étude mathématique. En effet, ce paramètre est indépendant du reste de l'équation, et n'est pris en compte qu'à la fin de la résolution, par l'ajout d'un terme à la solution donnée par le schema numérique.

Cette équation n'a pas de solution analytique sauf dans certains cas particuliers développés ci-après. Nous devons utiliser un schéma numérique pour résoudre cette équation et estimer l'altitude des points du profil au cours du temps. Le résultat doit être le plus précis possible mais demander des temps de calcul raisonnables.

L'étude de cette équation analytique, exposée dans les paragraphes suivants, va nous permettre de comprendre son fonctionnement pour pouvoir appliquer ensuite des techniques numériques les plus adaptées.

2.2.C-1.1. La condition de continuité entre les « segments » du profil

Le profil décrit par l'équation z(x) avec une série de coefficients ETD {λi} qui évolue suivant l'abscisse curviligne, doit être en tout point continu malgré ces variations de coefficients ETD.

Le paramètre λ caractérise l'efficacité du transport sédimentaire ou de l'érosion et varie donc, entre autre, suivant la lithologie. Dans toute la suite de cette étude, il est représenté par une fonction continue par morceaux : $\lambda = \{ \lambda_i \}$.

On utilise les notations et indices suivants :

- i=[1..n] est indice de l'ensemble des points où le coefficients ETD change de valeur, n étant le nombre de coefficient λ_i différents associés aux points $\{X_i , Z_i\}$ de changement.
- le profil longitudinal est l'ensemble $\{x_k , z_k \}$ avec k=[1..q], où q est le nombre de points du profil

Ainsi, sur chaque tronçon de profil [X_i ; X_{i+1}] où λ est constant et vaut λ_i, l'équation devient :

$$\frac{\partial z_i}{\partial t}(x,t) = \phi_X(x) * \phi_T(t) * \left[\lambda_i * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}(qw_x(x) * \frac{\partial z}{\partial x}(x,t)) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)} \right]$$

et le profil suit l'équation $Z_i(x, \lambda_i\}$ sur ce segment [X_i ; X_{i+1}].

De même, sur le tronçon [X_{i+1} ; X_{i+2}], $\lambda = \lambda_{i+1}$, et l'altitude du profil est alors donnée par $Z_{i+1}(x, \lambda_{i+1}\}$, solution de l'équation :

$$\frac{\partial z_{i+1}}{\partial t}(x,t) = \phi_X(x) * \phi_T(t) * \left[\lambda_{i+1} * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}(qw_x(x) * \frac{\partial z}{\partial x}(x,t)) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)} \right]$$

L'altitude du profil au point X_{i+1} peut être connue de deux façons, en utilisant les deux équations cités précédemment qui font intervenir ce point. Cependant, ces deux équations utilisent des coefficients λ différents : λ_i et λ_{i+1}.

La continuité du profil impose donc la condition suivante au point X_{i+1} où le coefficient λ change.

$$\boxed{\lambda_i * \frac{\partial z_i}{\partial x}(X_{i+1}, t) = \lambda_{i+1} * \frac{\partial z_{i+1}}{\partial x}(X_{i+1}, t)} \qquad \textbf{EF2-21}$$

2.2.C-1.2. L'équilibre théorique : un outils de validation

L'hypothèse d'équilibre est très utile dans l'étude de l'équation de transport fluviatile et dans la mise en place du schéma de résolution de cette équation.

Lorsque le cours d'eau satisfait cette condition, sa charge sédimentaire est égale à sa capacité de transport. Il n'y a pas de dépôts ni d'érosion, et l'altitude du profil n'évolue plus au cours du temps (si les conditions hydrologiques et sédimentaires ne changent pas). Le comportement du fleuve est donc comme affranchi des conditions externes au système, et du point de vue mathématique, toutes les variables sont alors indépendantes du temps.

Dans ce cas particulier de l'équilibre, une solution analytique de l'équation peut être développée. La comparaison des résultats donnés par cette équation théorique, à ceux obtenus par l'expression numérique de l'équilibre, et aux résultats obtenus par le programme informatique que l'on a laissé atteindre l'équilibre, permettra de valider le schéma numérique. L'expression analytique de l'équilibre est également un très bon outil d'évaluation de la précision du schéma.

Notre équation de l'érosion fluviatile peut s'écrire de la façon suivante lorsque le cours d'eau est à l'équilibre.

$$\boxed{\phi_X(x) * \phi_T(t) * \left[\lambda * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}(qw_X(x) * \frac{\partial z}{\partial x}) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)} \right] = 0}$$

Ce qui se simplifie en $\boxed{\lambda * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}(qw_X(x) * \frac{\partial z}{\partial x}) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)} = 0}$ **EF2-22**

On remarque que les fonctions ϕ_X et ϕ_T n'interviennent plus dans l'équation d'équilibre : l'équation d'équilibre est la même pour les 2 modèles EF1 (sans largeur d'action, Gargani,

2003) et EF2 (cette thèse) car la largeur d'action n'influence pas la forme du profil longitudinal d'équilibre.

De plus, si l'apport latéral est nul, on peut remarquer que le profil théorique d'équilibre est indépendant du coefficient ETD λ. En effet, quelles que soient les propriétés mécaniques du substratum traversé, le profil à l'équilibre est identique si tous les autres paramètres sont constants : le cours d'eau met plus ou moins de temps, selon la dureté des roches du substratum, à atteindre l'état d'équilibre mais sa forme ne change pas. En outre, dans le cas où l'apport latéral B est nul, le profil théorique est indépendant de la valeur des coefficients du modèle temporel. Là encore, cette observation est logique car le modèle temporel influence uniquement la vitesse avec laquelle le profil atteint l'équilibre et non la forme finale du profil.

En utilisant le modèle spatial présenté précédemment paragraphe 2.2.B-3.2 représenté par les équations EF2-12 à EF2-18, où les fonctions qw_X et B_X sont de la forme $qw_X = a_{qw} * x^{b_{qw}}$ et $B_X(x) = a_B * x^{b_B}$, la solution de l'équation d'équilibre peut s'écrire :

✱ <u>Si λ est constant sur tout le profil</u>

$$z_{equi_theo}(x) = z_0 + (z_L - z_0) * \left(\frac{x}{L}\right)^{1-b_{qw}} + A * \frac{1}{\lambda} * L * \left[\left(\frac{x}{L}\right)^{1-b_{qw}} - \left(\frac{x}{L}\right)\right]$$

EF2-23

où $A = \frac{a_B}{a_{qw} * b_{qw}} * \frac{B_T}{w_T * qw_T}$, z_0 est l'altitude de la source du cours d'eau, z_L représente l'altitude de l'exutoire et L la longueur du profil.

Le paramètre A dépend de la valeur des fonctions temporelles à l'instant t. L'équation d'équilibre est donc caractéristique des conditions climatiques et des conditions hydrologiques subies par le système.

✱ <u>Si λ = { λi }, fonction constante par morceaux le long du profil,</u>

On a alors sur $[X_i ; X_{i+1}]$

$$z_{equi_theo_i}(x) = Z_i + (Z_i - Z_{i+1}) * \frac{(x^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} + \ldots$$

$$\ldots\ A * \frac{1}{\lambda_i} * (X_i - X_{i+1}) * \left[\frac{(x^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} - \frac{(x - X_i)}{(X_i - X_{i+1})}\right]$$

Dans ce cas, la condition de continuité impose que la relation suivante soit vérifiée au point X_{i+1} :

$$\lambda_i * \frac{\partial z_{equi_theo_i}}{\partial x}(X_{i+1}, t) = \lambda_{i+1} * \frac{\partial z_{equi_theo_i+1}}{\partial x}(X_{i+1}, t)$$

Ce qui devient :

$$\lambda_i * (Z_i - Z_{i+1}) + A * (X_i - X_{i+1}) = \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} * [\lambda_{i+1} * (Z_{i+1} - Z_{i+2}) + A * (X_{i+1} - X_{i+2})]$$

EF2-24

Pour déterminer les différents $\{Z_i\}$ à partir des $\{X_i\}$ et des $\{\lambda_i\}$, il faut résoudre le système d'équations suivant :

$$Z_1 = z(x_1) = z_0$$

$$Z_n = z(x_q) = z_L$$

$$Z_i * \lambda_i + Z_{i+1} * \left(-\lambda_i - \lambda_{i+1} * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right) + Z_{i+2} * \left(\lambda_{i+1} * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right) =$$

$$A * \left((X_{i+1} - X_i) + (X_{i+2} - X_{i+1}) * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right)$$

avec z_0 l'altitude de la source du cours d'eau, z_L l'altitude de l'exutoire, L la longueur du profil et q le nombre de points du profil.

Ce système s'écrit également :

$$\begin{bmatrix} b_1 & c_1 & & & 0 \\ & & & & \\ \dots & a_i & b_i & c_i & \dots \\ & & & & \\ 0 & & & a_n & b_n \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \vdots \\ Z_{i-1} \\ Z_i \\ Z_{i+1} \\ \vdots \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \vdots \\ d_i \\ \vdots \end{bmatrix}$$

En utilisant les notations suivantes :

$$\begin{cases} a_i = \dfrac{\lambda_{i-1}}{(X_{i-1}^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})} \\ b_i = \left(-\dfrac{\lambda_{i-1}}{(X_{i-1}^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})} - \dfrac{\lambda_i}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} \right) = -a_i - c_i \\ c_i = \left(\dfrac{\lambda_i}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} \right) \\ d_i = -A * \left(\dfrac{(X_i - X_{i-1})}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i-1}^{1-b_{qw}})} + \dfrac{(X_{i+1} - X_i)}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})} \right) \end{cases}$$

Où :

- i= [1..n], n étant le nombre de coefficients λ_i différents associés aux points $\{X_i , Z_i \}$ où la valeur change
- le profil longitudinal est l'ensemble $\{x_k , z_k \}$ avec k= [1..q], où q est le nombre de points du profil

2.2.C-1.3. Intégration des contraintes liées au modèle spatial-STP ICI

Lors de la construction du modèle spatial, nous avons souligné que les valeurs du débit par unité de largeur et de l'apport latéral à la source, pouvaient poser des difficultés. En effet, la valeur de l'expression B_X est infinie si x=0, et celle de qw_X est nulle.

D'autre part, la pente du profil à l'origine étant infinie, le produit « débit* pente » présent dans l'expression du flux sédimentaire, va poser un problème numérique non négligeable lors de l'intégration de l'équation.

2.2.C-1.3.1. Nécessité d'introduire une source virtuelle

L'utilisation d'un débit nul à la source impose un profil d'équilibre vertical à proximité de la source, alors que la pente est de 1,1 % sur le profil réel digitalisé, considéré à l'équilibre. Nous devons résoudre ce problème qui repose, en outre, sur une incohérence physique : le débit d'un fleuve ne peut être nul à la source du fleuve ! De plus, comme nous le présentons par la suite, l'utilisation d'un débit nul à l'origine impose un maillage très fin à la source, qui contrôle la valeur du pas de temps interne du calcul pour garantir la stabilité du calcul. Les temps de calcul deviennent alors très vite prohibitifs.

Bien que d'autres techniques de résolution puissent être explorées (utilisation des transformées de Fourrier par exemple), nous proposons ici de modifier légèrement le problème et de ne plus considérer comme nulles les valeurs du débit d'eau, de la superficie du bassin versant et de la largeur à la source du cours d'eau.

Cette apparente complication du problème va nous permettre de nous éloigner du point critique qu'est l'origine du profil. Afin de conserver un modèle théorique d'équilibre de forme analytique, on considère que le profil du fleuve réel n'est qu'une portion du profil théorique. On imagine alors un profil virtuel dont la source serait en amont de la source réelle du cours d'eau, et qui recouvre exactement le profil réel lorsque celui-ci est défini (entre la source réelle et le dernier point).

Cette source virtuelle n'a pas de réalité physique mais c'est cependant là que va se trouver la nouvelle origine des abscisses. C'est en ce point que les paramètres hydrologiques (superficie du bassin versant, débit et largeur) sont nuls. Ainsi au point de la source réelle du fleuve, l'apport latéral n'est plus infini et le débit a une valeur positive.

On note alors dans ce nouveau repère :

- $x' = 0$ l'abscisse de la source réelle
- $x' = x_{SR}$ l'abscisse de la source réelle
- $x' = L + x_{SR}$ l'abscisse du dernier point du profil.

C'est sur ce profil « complet » que nous allons travailler par la suite. Le chapitre 2.2.D présente la méthode que nous avons utilisée pour déterminer cette source virtuelle à partir des données de terrain.

2.2.C-1.3.2. Utilisation d'un maillage adaptatif

Si l'utilisation d'une source virtuelle en amont de la source réelle permet de résoudre les problèmes liés à l'utilisation d'équations nulles à l'origine dans notre modèle spatial, le débit à la source garde cependant une valeur faible sur les premiers kilomètres du profil réel. La pente du profil à cet endroit étant très grande, l'opérateur $\frac{\partial}{\partial x} qw_X$ présent dans l'équation d'érosion fluviatile, va poser un problème numérique non négligeable lors de l'intégration de l'équation.

Le maillage doit donc être fin pour que le schéma numérique donne de bons résultats en restant stable. Mais les efforts réalisés pour améliorer la précision du schéma numérique se font au détriment du temps de calcul qui devient vite prohibitif (rapport Andra C.RP.0ARM.05.0003.A) à cause du respect du critère de stabilité qui relie le pas de temps du calcul à la taille de la plus petite maille. L'utilisation de mailles plus grandes conduit à forts écarts entre les résultats numériques et la solution analytique. Les tests présentés dans le rapport Andra C.RP.0ARM.05.0003.A montrent un écart de plus de 60 % entre les résultats d'un schéma aux éléments finis (ou aux différences finies), appliqué brutalement l'équation EF1, que l'on a laissé atteindre l'équilibre, et l'équation d'équilibre analytique. Ceci est du au fait que la précision du schéma numérique traditionnel quel qu'il soit, (obtenu par différences finies ou avec les éléments finis), n'est pas suffisante pour gérer ces cas particuliers comme l'est la zone de la source, où la pente varie très rapidement.

Pour palier cet inconvénient, on utilise un pas d'espace variable, qui permet de garder un schéma précis à la source, sans être pénalisé par un pas d'espace très petit sur tout le profil. Deux méthodes sont alors possibles :

- rester dans l'espace réel (x, z) et construire un maillage, très resserré près de la source, et qui s'élargit ensuite. La discrétisation repose alors sur deux schémas décentrés à droite, un pour chaque dérivée première.
- ou effectuer un changement de variable pour que le maillage soit constant dans un nouvel espace paramétrique, ce qui permet d'obtenir dans cet espace une équation « de diffusion simple, à coefficient constant» qui est plus simple à résoudre.

NB : Cette analyse est valable dans un cadre plus général d'une équation de diffusion à coefficient variable, présentant ce type particulier de conditions aux limites qui imposent une pente infinie à la solution en une extrémité. La méthode de résolution exposée ci-dessous est donc applicable à un contexte plus général.

2.2.C-1.3.3. Changement de variable

✱ Formulation générale

Nous avons choisi de réaliser un changement de variable : en effet l'équation de l'érosion fluviatile dans le nouvel espace paramétrique est une simple équation de diffusion à coefficient constant, pour laquelle la méthode de résolution est plus simple à appréhender. En outre, cette technique permet de travailler sur un pas d'espace constant, (l'utilisation d'un pas d'espace variable était une source d'erreur supplémentaire).

On se place donc dans l'espace paramétrique (ξ, z) que l'on définit suivant le changement de variable :

$$\boxed{d\xi = \frac{1}{qw_X(x)}\,dx} \qquad \textbf{EF2-25}$$

L'équation EF devient :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t}(\xi,t) = \lambda * \overline{\phi_X}(\xi) * \phi_T(t) * \left[\frac{qw_T(t)}{\overline{qw_X}(\xi)} * \frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2}(\xi,t) + \overline{B_X}(\xi) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)}\right]} \qquad \textbf{EF2-26}$$

Avec $\overline{qw}_X$, $\overline{\phi}_X$ et $\overline{B}_X$ les expressions de qw_X, et B_X dans l'espace paramétrique (ξ, z).

* Application à l'équation EF2

En utilisant le modèle spatial décrit précédemment et en appliquant le changement de variable précédent à l'érosion fluviatile donnée par EF2, on trouve :

$$\frac{\partial z}{\partial t}(\xi,t) = \lambda * \frac{\overline{w_X}(\xi)}{\overline{l_{A_X}}(\xi) * \overline{qw_X}(\xi)} * \frac{w_T(t) * qw_T(t)}{l_{A_T}(t)} * \frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2}(\xi,t) + \frac{\overline{B_X}(\xi) * \overline{w_X}(\xi)}{\overline{l_{A_X}}(\xi)} * \frac{B_T(t}{l_{A_T}(t)}$$

où $\overline{w}_X$ et $\overline{lA_{_X}}$ sont les expressions de w_X, et l_{A_X} dans l'espace paramétrique (ξ, z).

En intégrant notre modèle spatial la nouvelle variable s'exprime alors : $\xi = \dfrac{x^{1_b_{qw}}}{a_{qw} * (1 - b_{qw})}$

ou bien $x = (a_{qw} * (1 - b_{qw}) * \xi)^{\frac{1}{1-b_{qw}}}$.

La largeur de la rivière et le débit par unité de largeur deviennent :

$$\overline{w}_X(\xi) = a_Q * a_{BV} * a_{qw}^{\frac{b_{BV}-1}{1-b_{qw}}} * [(1-b_{qw}) * \xi]^{\frac{b_{BV}-b_{qw}}{1-b_{qw}}} \qquad \overline{qw_X}(\xi) = a_{qw}^{\frac{1}{1-b_{qw}}} * [(1-b_{qw}) * \xi]^{\frac{b_{qw}}{1-b_{qw}}}$$

L'apport latéral s'exprime $\overline{B_X}(\xi) = a_B * [a_{qw} * (1-b_{qw})]^{\frac{b_B}{1-b_{qw}}}$

En remplaçant ces expressions dans l'équation EF2, on trouve alors :

$$\boxed{\frac{\partial z}{\partial t}(\xi,t) = \frac{\lambda}{\overline{l_{A_X}}(\xi)} * \frac{w_T(t) * qw_T(t)}{l_{A_T}(t)} * A_{qw} * \xi^{B_{qw}} + \frac{1}{\overline{l_{A_X}}(\xi)} * \frac{B_T(t)}{l_{A_T}(t)} * A_B * \xi^{B_B}}$$

EF2-27

Les coefficients A_{qw}, B_{qw}, A_B et B_B sont définis comme suit :

$$A_{qw} = a_Q * a_{BV} * a_{qw}^{\frac{b_{BV}-2}{1-b_{qw}}} * (1-b_{qw})^{\frac{b_{BV}-2b_{qw}}{1-b_{qw}}} \quad \text{et} \quad B_{qw} = \frac{b_{BV} - 2b_{qw}}{1 - b_{qw}}$$

$$A_B = \alpha * a_{BV} * b_{BV} * [a_{qw} * (1-b_{qw})]^{\frac{b_{BV}-1}{1-b_{qw}}} \text{ et} \quad B_B = \frac{b_{BV} - 1}{1 - b_{qw}}$$

Dans cet espace paramétrique et sur le tronçon [Ξ_i ; Ξ_{i+1}], associé au coefficient λi dans l'espace paramétrique l'équation différentielle EF2 à l'équilibre devient :

$$\lambda_i * w_T(t) * qw_T(t) * A_{qw} * \xi^{B_{qw}} \frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2} + B_T(t) * A_B * \xi^{B_B} = 0$$

Comme nous l'avions montré pour l'espace réel, l'équilibre ne dépend plus de la largeur d'action de la rivière.

L'expression de l'équilibre théorique, si le coefficient λ est constant sur tout le profil, devient dans l'espace paramétrique :

$$z_{eq}(\xi) = z_0 + \frac{z_0 - z_L}{L} * \xi + \frac{B_T}{q_{wT} * w_T} * \frac{1}{\lambda} * \frac{A_B}{A_{qw}} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 1} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 2} * L^{B_B - B_{qw} + 1} * \xi * (1 - \frac{\xi}{L})$$

Et si $\lambda = \{\lambda_i\}$ constant par morceaux, l'équilibre s'exprime alors comme ceci sur le tronçon $[\Xi_i ; \Xi_{i+1}]$:

$$z_{eq_i}(\xi) = z_i + \frac{(\xi - \Xi_i)}{(\Xi_i - \Xi_{i+1})} * (Z_i - Z_{i+1}) + \ldots$$

$$\ldots \frac{B_T}{q_{wT} * w_T} * \frac{1}{\lambda_i} * \frac{A_B}{A_{qw}} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 1} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 2} * (\Xi_i^{B_B - B_{qw} + 2} - \Xi_{i+1}^{B_B - B_{qw} + 2}) * [\frac{(\xi - \Xi_i)}{(\Xi_i - \Xi_{i+1})} - \frac{(\xi^{B_B - B_{qw} + 2} - \Xi_i^{B_B - B_{qw} + 2})}{(\Xi_i^{B_B - B_{qw} + 2} - \Xi_{i+1}^{B_B - B_{qw} + 2})}]$$

- i=[1..n] , n étant le nombre de coefficients λ_i différents associés aux points de l'espace paramétrique$\{\Xi_i , Z_i\}$ où la valeur change
- le profil longitudinal dans l'espace paramétrique est l'ensemble $\{\xi_k , z_k\}$ avec k=[1..q], où q est le nombre de point du profil

2.2.C-2. Schémas numériques

2.2.C-2.1. Formulation générale

Nous avons choisi d'utiliser la méthode des différences finies, car elle est plus facile à appliquer sur un MNT grille par la suite pour modéliser en 3D l'évolution du paysage.

La discrétisation spatiale du second ordre est centrée : $\frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2} = \frac{z_{k+1} - 2 * z_k + z_{k-1}}{2 * d\xi^2}$

La discrétisation temporelle est décentrée avant : $\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{z^{t+1} - z^t}{dt}$

Le schéma de résolution du problème en temps est celui de Crank-Nicolson, schéma implicite du second ordre qui peut être résumé comme il suit :

$$si \quad \frac{\partial z}{\partial t} = f(t) \quad alors \quad z^{t+1} = z^t + dt/2 * (f(t+1) - f(t))$$

2.2.C-2.2. Application à EF2

Le schéma numérique complet de l'équation d'érosion fluviatile est donc :

$$z_k^{t+1} = z_k^t + \frac{dt * \bar{\phi}_{X-k}}{4 * \overline{qw}_{X-k} * d\xi^2} \{\phi_T(t) * qw_T(t) * [(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^t) - 2 * (\lambda_k * z_k^t) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^t)] + ..$$

$$\ldots \phi_T(t+1) * qw_T(t+1) * [(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^{t+1}) - 2 * (\lambda_k * z_k^{t+1}) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^{t+1})]\} + \ldots$$

$$\ldots \frac{dt * \bar{\phi}_{X-k} * \lambda_k * \bar{B}_{X-k}}{2} * \left\{\frac{B_T(t) * \phi_T(t)}{w_T(t)} + \frac{B_T(t+1) * \phi_T(t+1)}{w_T(t+1)}\right\}$$

EF2-28

Il faut ajouter les conditions aux limites qui imposent qu'à la source comme à l'exutoire, le profil ne soit pas érodé et qu'il n'y ait pas de dépôts: $z_1^{t+1} = z_1^t$ et $z_L^{t+1} = z_L^t$

Résoudre ce schéma revient ensuite à la résolution d'un système linéaire à q équation.

$$z_k^{t+1} = z_k^t + dt * \frac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} * \left[\frac{q_{w_t}(t) * w_t(t)}{LA_T(t)} * \frac{(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^t) - 2 * (\lambda_k * z_k^t) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^t)}{d\xi^2} + \right.$$

$$\left. \frac{q_{w_t}(t+1) * w_t(t+1)}{LA_T(t+1)} * \frac{(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^{t+1}) - 2 * (\lambda_k * z_k^{t+1}) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^{t+1})}{d\xi^2} \right] + \ldots$$

$$\frac{dt}{2} * \frac{A_B * \xi_k^{B_B}}{LA_{\xi_k}} * \left[\frac{B_t(t)}{LA_T(t)} + \frac{B_t(t+1)}{LA_T(t+1)} \right]$$

Avec les mêmes conditions aux limites que dans le cas général : $z_1^{t+1} = z_1^t$ et $z_L^{t+1} = z_L^t$

Les q équations du système linéaire sont de la forme :

$$\begin{bmatrix} b_1 & c_1 & & & 0 \\ & & & & \\ \ldots & a_k & b_k & c_k & \ldots \\ & & & & \\ 0 & & & a_q & b_q \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \vdots \\ z_{k-1}^{t+1} \\ z_k^{t+1} \\ z_{k+1}^{t+1} \\ \vdots \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_1 & g_1 & & & 0 \\ & & & & \\ \ldots & e_k & f_k & g_k & \ldots \\ & & & & \\ 0 & & & e_q & f_q \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \vdots \\ z_{k-1}^t \\ z_k^t \\ z_{k+1}^t \\ \vdots \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \vdots \\ d_k \\ \vdots \end{bmatrix}$$

avec

$$\begin{cases} a_1 = 0 \\ a_k = -\dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_{k-1} * \dfrac{q_{w_t}(t+1) * w_t(t+1)}{LA_T(t+1)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} \\ a_q = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} b_1 = 1 \\ b_k = 1 + \dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_k * \dfrac{q_{w_t}(t+1) * w_t(t+1)}{LA_T(t+1)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{2 * LA_{\xi_k}} \\ b_q = 1 \end{cases}$$

$$\begin{cases} c_1 = 0 \\ c_k = -\dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_{k+1} * \dfrac{q_{w_t}(t+1) * w_t(t+1)}{LA_T(t+1)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} \\ c_q = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} e_1 = 0 \\ e_k = \dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_{k-1} * \dfrac{q_{w_t}(t) * w_t(t)}{LA_T(t)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} \\ e_q = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} f_1 = 1 \\ f_k = 1 - \dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_k * \dfrac{q_{w_t}(t) * w_t(t)}{LA_T(t)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} \\ f_q = 1 \end{cases}$$

$$\begin{cases} g_1 = 0 \\ g_k = \dfrac{dt}{d\xi^2} * \lambda_{k+1} * \dfrac{q_{w_t}(t) * w_t(t)}{LA_T(t)} * \dfrac{A_{qw} * \xi_k^{Bqw}}{4 * LA_{\xi_k}} \\ g_q = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} d_1 = 0 \\ d_k = \dfrac{dt}{2} * \dfrac{A_B * \xi_k^{B_B}}{LA_{\xi_k}} * [\dfrac{B_T(t)}{LA_T(t)} + \dfrac{B_T(t+1)}{LA_T(t+1)}] \\ d_q = \dfrac{dt}{2} * \dfrac{A_B * \xi_q^{B_B}}{LA_{\xi_q}} * [\dfrac{B_T(t)}{LA_T(t)} + \dfrac{B_T(t+1)}{LA_T(t+1)}] \end{cases}$$

2.2.C-2.2.1. Equilibre numérique

En appliquant l'hypothèse d'équilibre à l'équation du schéma numérique EF2-28, on trouve :

$$A_{qw} * \xi_k^{Bqw} * 2 * q_{w_t} * w_t * \left(\frac{(\lambda_{k-1} * z_{k-1}) - 2 * (\lambda_k * z_k) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1})}{d\xi^2} \right) + A_B * \xi_k^{B_B} * B_t = 0$$

On peut faire les mêmes remarques que dans le cas analytique :

- l'équilibre numérique est indépendant de la largeur d'action.
- si le coefficient λ est uniformément constant et que l'apport latéral est nul, la forme du

profil d'équilibre est indépendante du modèle temporel et de la lithologie traversée.

En développant le calcul, l'équation précédente devient :

$$(\lambda_{k-1} * z_{Equi_{k-1}}) - 2 * (\lambda_k * z_{Equi_k}) + (\lambda_{k+1} * z_{Equi_{k+1}}) = -\frac{d\xi^2}{2} * \xi_k^{B_B - Bqw} * \left(\frac{A_B}{A_{qw}}\right) * \left[\frac{B_t}{q_{w_t} * w_t}\right]$$

EF2-29

Pour connaître l'ensemble des valeurs de $\{Z_{equi_k}\}$ qui constitue le profil d'équilibre théorique, il suffit ensuite de résoudre un système linéaire avec les mêmes conditions de non érosion et de non dépôts à la source et à l'exutoire :

$$z(\xi_1) = z_1 = z_O \quad \text{et} \quad z(\xi_q) = z_q = z_L$$

2.2.C-2.2.2. Précision du schéma numérique

Nous avons donc développé deux expressions différentes du profil à l'équilibre. On peut ainsi calculer l'écart entre les résultats donnés par la méthode numérique $\{z_{Equi_k}\}_k$ (qui n'est finalement qu'une approximation de la solution) et la solution théorique, et plus l'écart est faible, meilleur est le schéma numérique.

Cet écart entre l'équation d'équilibre numérique et l'équation analytique permet d'estimer la précision du schéma au point ξ_k :

$$z_{Equi}(\xi_k) - z_{Equi_k} = z_i + \frac{(\xi_k - \xi_i)}{(\xi_i - \xi_{i+1})} * (z_i - z_{i+1}) + \ldots$$

$$\ldots \frac{B_T}{q_{wT} * w_T} * \frac{1}{\lambda_i} * \frac{A_B}{A_{qw}} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 1} * \frac{1}{B_B - B_{qw} + 2} * (\xi_i^{B_B - B_{qw} + 2} - \xi_{i+1}^{B_B - B_{qw} + 2}) * [\frac{(\xi_k - \xi_i)}{(\xi_i - \xi_{i+1})} - \frac{(\xi_k^{B_B - B_{qw} + 2} - \xi_i^{B_B - B_{qw} + 2})}{(\xi_i^{B_B - B_{qw} + 2} - \xi_{i+1}^{B_B - B_{qw} + 2})}$$

$$-\frac{1}{2 * \lambda_k} * \left[(\lambda_{k-1} * z_{Equi_{k-1}}) + (\lambda_{k+1} * z_{Equi_{k+1}}) + \frac{d\xi^2}{2} * \xi_k^{B_B - Bqw} * (\frac{A_B}{A_{qw}}) * [\frac{B_t}{q_{w_t} * w_t}]\right]$$

Avec λ_i le coefficient de transport sur le tronçon $[\Xi_i ; \Xi_{i+1}]$, Z_i, l'altitude du profil au point Ξ_i de changement de coefficientλ.

Les coefficients du modèle spatial B_B, B_{qw}, A_B, A_{qw}, ou ceux du modèle temporel B_t, q_{w_t} et w_t, étant fixés par des éléments extérieurs à notre modèle, « imposés » par des mesures physiques, la précision du schéma dépend donc uniquement de la qualité du maillage et le pas d'espace $d\xi$ doit être le plus petit possible, afin de minimiser l'écart.

On peut calculer la valeur que doit avoir le pas d'espace suivant la précision souhaitée (notée PU, précision utilisateur), avec l'expression suivante :

$$d\xi \leq \sqrt{\left(\frac{4 * \lambda_k}{\xi_k^{B_B - Bqw}} * (\frac{A_{qw}}{A_B}) * (\frac{qw_t * w_t}{B_t})\right) * \left[PU - z_{equi_theo}(\xi_k) - \frac{(\lambda_{k-1} * z_{Equi_{k-1}}) + (\lambda_{k+1} * z_{Equi_{k+1}})}{2 * \lambda_k}\right]}$$

EF2-30

2.2.C-2.2.3. Critère de stabilité et pas de temps interne de calcul

Les résultats de la simulation sont sauvegardés suivant le pas de temps que nous appelons « pas de temps externe », soit Dt=1000 ans, qui est l'unité temporelle minimale au cours de

laquelle les conditions environnementales ne changent pas. Le « pas de temps interne » du calcul, noté dt, est le pas de temps imposé par les conditions de calcul pour que le schéma numérique soit stable. Ce dt est bien plus petit que Dt et sa valeur change quand les conditions spatiales ou temporelles changent.

La bibliographie, assez fournie, enseigne que le schéma de Crank-Nicolson est inconditionnellement stable si l'on se place dans les conditions « qui vont bien ». Après certains tests où l'on fait varier au hasard le pas de temps interne dt, nous avons remarqué que le schéma n'était pas inconditionnellement (au sens « en toute condition ») stable.

Cela semble assez logique en effet. Si l'on considère le cas d'une érosion très rapide sur tout le long du profil, un pas de temps trop long devant la durée de l'érosion ou un pas d'espace trop faible par rapport à la distance parcourue par l'érosion au cours d'un pas de temps, ne seront pas adaptés à la modélisation de cette érosion car ils ne permettent pas de voir l'impact de l'érosion sur le profil au cours du temps. Et réciproquement, pour un phénomène lent, il n'est pas intéressant d'utiliser un pas de temps trop court ou un pas d'espace trop petit sous peine d'accroitre fortement la durée du calcul sans retirer pour autant de bénéfice sur la qualité du résultat.

Cette réflexion est valable quelque soit le schéma temporel choisi : le pas de temps de calcul doit être adapté à la vitesse de diffusion, qui est dans notre cas $\lambda * \frac{\overline{w}_x}{\overline{l}_{Ax} * \overline{qw}_x} * \frac{qw_T * w_T}{l_{AT}}$, et au pas d'espace dx ou dξ.

Déterminons le pas de temps de calcul interne de notre schéma.

1- On se place pour commencer, dans le cas où les fonctions $\phi(x)$ et $\varphi(t)$ sont constantes pour tout x et pour tout t. On considère les 3 points x_{k-1}, x_k et x_{k+1}, à t et à t+1. Les autres points de d'espace et les autres temps sont considérés comme des données qui ne varient pas. Le schéma au point x_k et au temps t qui était :

$$z_k^t = z_k^{t-1} + dt * \phi_k * [f(t-1) * \frac{z_{k+1}^{t-1} - 2 * z_k^{t-1} + z_{k-1}^{t-1}}{2 * d\xi^2} + f(t) * \frac{z_{k+1}^t - 2 * z_k^t + z_{k-1}^t}{2 * d\xi^2}]$$

s'exprime alors comme ceci:

$$z_k^t = dt * \phi_k * f(t) * \frac{z_{k+1}^t - 2 * z_k^t + z_{k-1}^t}{2 * d\xi^2}$$

De même au point x_{k-1} et au temps t :

$$z_{k-1}^t = dt * \phi_{k-1} * f(t) * \frac{z_k^t - 2 * z_{k-1}^t}{2 * d\xi^2}$$

Et pour le point x_{k+1} et au temps t :

$$z_{k+1}^t = dt * \phi_{k+1} * f(t) * \frac{z_k^t - 2 * z_{k+1}^t}{2 * d\xi^2}$$

En écrivant ces trois équations sous forme matricielle on obtient pour le temps t :

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} z_{k-1}^t \\ z_k^t \\ z_{k+1}^t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\frac{dt * \phi_{k-1} * f(t)}{d\xi^2} & \frac{dt * \phi_{k-1} * f(t)}{2 * d\xi^2} & 0 \\ \frac{dt * \phi_k * f(t)}{2 * d\xi^2} & -\frac{dt * \phi_k * f(t)}{d\xi^2} & \frac{dt * \phi_k * f(t)}{2 * d\xi^2} \\ 0 & \frac{dt * \phi_{k+1} * f(t)}{2 * d\xi^2} & -\frac{dt * \phi_{k+1} * f(t)}{d\xi^2} \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} z_{k-1}^t \\ z_k^t \\ z_{k+1}^t \end{bmatrix}$$

et pour le temps t+1 :

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} z_{k-1}^{t+1} \\ z_{k}^{t+1} \\ z_{k+1}^{t+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\dfrac{dt * \phi_{k-1} * f(t+1)}{d\xi^2} & \dfrac{dt * \phi_{k-1} * f(t+1)}{2 * d\xi^2} & 0 \\ \dfrac{dt * \phi_{k} * f(t+1)}{2 * d\xi^2} & -\dfrac{dt * \phi_{k} * f(t+1)}{d\xi^2} & \dfrac{dt * \phi_{k} * f(t+1)}{2 * d\xi^2} \\ 0 & \dfrac{dt * \phi_{k+1} * f(t+1)}{2 * d\xi^2} & -\dfrac{dt * \phi_{k+1} * f(t+1)}{d\xi^2} \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} z_{k-1}^{t+1} \\ z_{k}^{t+1} \\ z_{k+1}^{t+1} \end{bmatrix}$$

Si on pose $\omega = \dfrac{dt}{2 * d\xi^2}$, on exprime ainsi deux matrices, A et A* :

$$A = \begin{bmatrix} 1 + 2 * \omega * \phi_{k-1} * f(t) & -\omega * \phi_{k-1} * f(t) & 0 \\ -\omega * \phi_{k} * f(t) & 1 + 2 * \omega * \phi_{k} * f(t) & -\omega * \phi_{k} * f(t) \\ 0 & -\omega * \phi_{k+1} * f(t) & 1 + 2 * \omega * \phi_{k+1} * f(t) \end{bmatrix}$$

$$A^* = \begin{bmatrix} 1 - 2 * \omega * \phi_{k-1} * f(t+1) & \omega * \phi_{k-1} * f(t+1) & 0 \\ \omega * \phi_{k} * f(t+1) & 1 - 2 * \omega * \phi_{k} * f(t+1) & \omega * \phi_{k} * f(t+1) \\ 0 & \omega * \phi_{k+1} * f(t+1) & 1 - 2 * \omega * \phi_{k+1} * f(t+1) \end{bmatrix}$$

La première matrice, A, représente le schéma au temps t, tandis que la seconde, A*, représente le schéma au temps t+1. Notre schéma numérique peut donc aussi s'écrire :
$A \cdot X^{t+1} = A^* \cdot X^t + \text{données}$

Ce schéma est stable (sa solution est bornée), si les valeurs propres de A et celles de A* sont positives et si le facteur ν défini par $A^*.X = \nu.A.X$ est compris entre 0 et 1.

Pour connaître les valeurs propres de la matrice A, il nous faut résoudre l'équation compliquée résultant du calcul du déterminant :

$$\det(\mu * Id - A) = 0 = (1 + 2 * \omega * \phi_{k-1} * f(t) - \mu) * (1 + 2 * \omega * \phi_{k} * f(t) - \mu) * (1 + 2 * \omega * \phi_{k+1} * f(t) - \mu)$$

$$-(1 + 2 * \omega * \phi_{k-1} * f(t) - \mu) * (\omega^2 * f(t)^2 * \phi_{k+1} * \phi_{k}) - (1 + 2 * \omega * \phi_{k+1} * f(t) - \mu) * (\omega^2 * f(t)^2 * \phi_{k-1} * \phi_{k})$$

Etudions dans un premier temps les matrices A et A* dans le cas où ϕ et f sont des fonctions constantes.

$$A = \begin{bmatrix} 1 + 2 * \omega & -\omega & 0 \\ -\omega & 1 + 2 * \omega & -\omega \\ 0 & -\omega & 1 + 2 * \omega) \end{bmatrix} \qquad A^* = \begin{bmatrix} 1 - 2 * \omega & \omega & 0 \\ \omega & 1 - 2 * \omega & \omega \\ 0 & \omega & 1 - 2 * \omega) \end{bmatrix}$$

Les trois valeurs propres de A sont dans ce cas : $\begin{cases} \mu_1 = 1 + 2 * \omega \\ \mu_2 = 1 + (2 + \sqrt{2}) * \omega \\ \mu_1 = 1 + (2 - \sqrt{2}) * \omega \end{cases}$

et celles de A* sont : $\begin{cases} \mu_1 * = 1 - 2 * \omega \\ \mu_2 * = 1 - (2 + \sqrt{2}) * \omega \\ \mu_1 * = 1 - (2 - \sqrt{2}) * \omega \end{cases}$

La condition la plus restrictive pour que ces 6 valeurs soient toutes positives et pour que le facteur ν soit compris entre 0 et 1, est : $0 < \omega < \frac{1}{2+\sqrt{2}}$

- 2- Revenons au cas général où f et ϕ sont des fonctions quelconques. Dans ce cas, les valeurs propres dépendent de ϕ_k et de la fonction f. Puisqu'il nous faut des conditions de stabilité indépendantes du point étudié sur le profil, on garde la condition de stabilité suivante : $0 < \omega * \phi_k * f(t) < \frac{1}{2+\sqrt{2}}$ pour tout t et pour tout x_k.

3- Finalement le pas de temps de calcul du schéma numérique doit vérifier la condition de stabilité suivante : $\boxed{\frac{dt}{2 * d\xi^2} < \frac{1}{2+\sqrt{2}} * \frac{1}{\max(\frac{\lambda_k * \overline{w}_{x_k}}{l_{Ax_k} * \overline{qw}_{Xk}})} * \frac{1}{\max(\frac{qw_T * w_T}{l_{AT}})}}$ **EF2-31**

2.2.C-2.3. Application à l'équation d'évolution des versants

On rappelle l'équation d'érosion des versants EF2-5 :

$$\frac{\partial z_V}{\partial t}(y,t) = K(y,t) * \frac{\partial^2 z_V}{\partial y^2}(y,t) \text{ avec } K(x,t) = K_X(x) * K_T(t)$$

Le coefficient K_X est une fonction constante par morceaux dans l'espace, comme le coefficient d'érosion/ transport/dépôt λ de l'équation EF2.

La résolution numérique de cette équation est donc beaucoup plus simple et suit la formulation classique de Crank-Nicolson :

$$z_{Vi}^{t+1} = z_{Vi}^{t} + K_n * * \frac{dt}{2} * \left[\left(K_T(t) * \frac{z_{Vi+1}^{t} - \left(2 * z_{Vi}^{t}\right) + z_{Vi-1}^{t}}{dy^2} \right) + \left(K_T(t+1) * \frac{z_{Vi+1}^{t+1} - \left(2 * z_{Vi}^{t+1}\right) + z_{Vi-1}^{t+1}}{dy^2} \right) \right]$$

Et le critère de convergence est alors : $\boxed{dt < \frac{2 * dy^2}{(2+\sqrt{2}) * \max(K_X * K_T)}}$ **EF2-32**

2.2.D. APPLICATIONS A DES CAS REELS – METHODES D'EVALUATION DES PARAMETRES

Les modèles d'évolution du paysage présentés dans le premier chapitre de cette seconde partie ont été le plus souvent utilisés et appliqués dans le but de vérifier des hypothèses conceptuelles de l'évolution du paysage et non pour prédire quantitativement les flux sédimentaires spécifiques à une région réelle. Une première catégorie de modèle regroupe tous les processus sous quelques paramètres, comme celui de Kooi et Beaumont (1994 et 1996), et d'autres introduisent à l'inverse une très grande quantité de formules différentes pour bien distinguer chaque mécanisme (Willgose *et al.*, 1991). Dans les deux cas, ces paramètres sont difficilement mesurables à l'aide des données de terrain, rares à cette échelle de temps, et n'ont de toutes les façons pas de signification universelle.

L'un des objectifs fondamentaux de cette thèse est d'appliquer le modèle que nous avons construit à des cas réels, afin de pouvoir prédire quantitativement l'évolution future des vallées de la Seine et de la Marne et plus généralement du Bassin parisien au cours du prochain million d'années. Nous présentons donc dans cette section les méthodes que nous avons utilisées afin de déterminer les paramètres du modèle spatial que sont les coordonnées de la source virtuelle, les paramètres hydrauliques du cours d'eau et les coefficients d'érosion – transport – dépôts.

2.2.D-1. La source virtuelle

2.2.D-1.1. Calcul de l'abscisse de cette source virtuelle

Pour connaître l'abscisse de la source virtuelle du cours d'eau étudié, on utilise les données hydrologiques qui permettent d'évaluer la superficie du bassin versant le long du profil.

Les formules hydrauliques que nous avons exposées au chapitre précédent pour construire notre modèle spatial restent les mêmes, mais elles sont appliquées dans le nouveau repère [x', z] qui prend en compte la source virtuelle du cours d'eau définie dans la section 2.2.C-1.3.1.

Dans ce nouveau repère, la formule du bassin versant devient

$$\boxed{BV(x') = a_{BV}(x + x_{SR})^{b_{BV}}} \qquad \textbf{EF2- 33}$$

La position de la source virtuelle par rapport à la source réelle pourrait être directement calculée par ajustement de la formule avec les mesures de terrain (en utilisant le logiciel Gnuplot par exemple). Le problème est que ces logiciels ajusteurs ne donnent pas de résultats satisfaisants si l'équation contient 3 inconnues, ici a_{BV}, b_{BV} et x_{SR}. Il faut donc que nous imposions un point de passage connu et exact à la courbe BV(x) afin de se libérer d'un des 3 paramètres à ajuster.

Le plus simple est de connaître BV_0, c'est-à-dire la superficie du bassin versant à l'abscisse de la source réelle. La distance x_{SR} peut alors s'exprimer comme ceci :

$$BV(x' = x_{SR}) = BV_0 = a_{BV} * (x_{SR})^{b_{BV}} \text{ et donc } x_{SR} = \left(\frac{BV_0}{a_{BV}}\right)^{\frac{1}{b_{BV}}}.$$

Malheureusement, l'extrapolation de a_{BV} et b_{BV} en utilisant la formule $BV(x') = a_{BV} * (x + (\frac{BV_0}{a_{BV}})^{1/b_{BV}})^{b_{BV}}$ n'est pas réalisée de façon stable par les ajusteurs classiques.

En revanche si l'on pose l'approximation suivante :

$$\boxed{BV(x') = a_{BV}(x + x_{SR})^{b_{BV}} \approx a_2(x_{SR})^{b_2} + a_2(x)^{b_2} = BV_0 + a_2(x)^{b_2}}$$ **EF2-34**

en connaissant BV_0, on pourrait alors calculer les coefficients a_{BV} et b_{BV} sans problème de stabilité.

Dans le cas de la Seine ou de la Marne ainsi que de nombreux autres cours d'eau, la valeur de la superficie du bassin versant à la source n'est pas connue. Cependant, en étudiant les données à proximité de la source, on peut voir que la relation entre l'abscisse curviligne et l'aire drainée est de la forme exponentielle depuis la source réelle et sur les premiers 90km du profil de la Seine et de la Marne. (Nous invitons le lecteur à se référer à la partie 3 où sont exposées les valeurs des paramètres hydrologiques et les courbes réalisées lors de l'ajustement des paramètres.)

Cette relation supplémentaire $\boxed{BV(x) = BVo * \exp(a * x)}$ **EF2- 35**

nous permet d'estimer la valeur probable de la superficie du bassin versant de la source réelle, BVo, qui permet ensuite d'évaluer par ajustement les coefficients a_2 et b_2 de la formule $BV(x') - BVo = a_2 * x^{b_2}$ aux données de terrain auxquelles a été soustrait la valeur BV_0.

On calcule alors une première estimation l'origine virtuelle du profil : $x_{SR}^{(1)} = \left(\frac{BVo}{a_2}\right)^{\frac{1}{b_2}}$.

Pour vérifier que a_2 et b_2 sont de bonnes estimations de a_{BV} et b_{BV}, on calcule $a_{BV'}^{(1)}$ et $b_{BV}^{(1)}$ avec $x_{SR}^{(1)}$, en ajustant l'équation $BV(x') = a_{BV}^{(1)}(x + x_{SR}^{(1)})^{b_{BV}^{(1)}}$

Si les nouvelles valeurs $a_{BV'}^{(1)}$ et $b_{BV}^{(1)}$ sont proches de $a_{BV'}$ et b_{BV} , l'hypothèse que

$BV(x') = a_{BV}(x + x_{SR})^{b_{BV}} \approx a_2(x_{SR})^{b_2} + a_2(x)^{b_2} = BV_0 + a_2(x)^{b_2}$ est vérifiée.

Sinon, on répète le processus d'ajustement avec $a_{BV'}^{(2)}$ et $b_{BV}^{(2)}$ et $x_{SR}^{(2)}$, puis $a_{BV'}^{(3)}$ et $b_{BV}^{(3)}$ et $x_{SR}^{(3)}$ et ainsi de suite jusqu'à la convergence des valeurs $a_{BV'}^{(i)} = a_{BV}$ et $b_{BV}^{(i)}=b_{BV}$ et enfin pouvoir calculer x_{SR}.

2.2.D-1.2. Evaluation de l'altitude de la source virtuelle

L'altitude de la source virtuelle du profil est obtenue à partir de l'équation du profil d'équilibre théorique, profil auquel on ajoute un tronçon supplémentaire en amont du profil, entre la source virtuelle et la source réelle.

On suppose que ce premier tronçon (indicé 0), a la même valeur de coefficient ETD λ_0 que le tronçon suivant λ_1, qui début à la source réelle, au point x_{SR}.

Nous obtenons alors un système d'équations semblable à celui que nous avons obtenu pour déterminer le profil théorique réel (qui permettait de calculer les différents $\{Z_i\}$ à partir des

$\{X_i\}$ et des $\{\lambda_i\}$), mais les deux points connus sont cette fois le deuxième et le dernier point de changement de coefficient ETD.

$$Z_0 = z(x_{SR}) = z_0$$

$$Z_n = z(x_q) = z_L$$

$$Z_i * \lambda_i + Z_{i+1} * \left(-\lambda_i - \lambda_{i+1} * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right) + Z_{i+2} * \left(\lambda_{i+1} * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right) =$$

$$A * \left((X_{i+1} - X_i) + (X_{i+2} - X_{i+1}) * \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} \right)$$

avec toujours z_0 l'altitude de la source réelle du cours d'eau, z_L l'altitude du dernier point du profil, L la longueur du profil et q le nombre de points du profil. Cette fois l'indice i débute à 0 et atteint la valeur n, il y a bien n+1 tronçon.

En résolvant ce système et en calculant les altitudes $\{Z_i\}$ des points $\{X_i\}$ du profil (où (i=0..n)), on connaît ainsi Z_0 qui est l'altitude de la source virtuelle.

2.2.D-2. Les paramètres hydrauliques et sédimentaires du modèle spatial

La banque HYDRO (banque nationale de données pour l'hydrométrie et l'hydrologie), référence en ce qui concerne l'hydrologie de surface, offre en ligne (http://www.hydro.eaufrance.fr/) l'accès aux valeurs des débits (débit de crue, module, débit d'étiage..) collectées dans les stations hydrologiques ainsi qu'aux valeurs de la superficie du bassin versant du fleuve, BV, en plusieurs points de mesures le long du profil.

Le paramètre représentatif du débit annuel moyen est son module, c'est donc ce paramètre que nous avons choisi pour estimer le débit Q des rivières dans notre modèle.

La largeur du fleuve, w est une donnée moyenne, estimée à partir de la largeur de la rivière représentée sur les cartes topographiques 1/25 000.

Ces valeurs permettent de déterminer les paramètres du modèle spatial en cherchant les valeurs des coefficients a_w, b_w, a_Q, a_{BV} et b_{BV} pour lesquelles la fonction de débit, d'aire drainée ou de largeur de la rivière est la plus proche des données. Les coefficients du modèle spatial doivent être connus pour le profil complet, qui débute à une source virtuelle en amont de la source réelle jusqu'au dernier point du profil réel. Les extrapolations ont été effectuées avec le logiciel Gnuplot. A titre d'exemple, les résultats obtenus pour la Seine et la Marne sont exposés en partie 3.

2.2.D-2.1. Calcul des paramètres de l'aire drainée BV

Les estimations des coefficients a_2 et b_2 puis le calcul de x_{SR} permettent d'ajuster la formule $BV(x + x_{SR}) = a_{BV} * (x + x_{SR})^{b_{BV}}$ aux données de terrain.

2.2.D-2.2. Calcul des paramètres du débit d'eau et de la largeur du chenal

Le paramètre a_Q du modèle de débit et a_w et b_w les deux coefficients nécessaires à l'expression de la largeur de la rivière, ne dépendant pas directement du choix d'un profil réel ou virtuel. En effet, la formule EF2-9 $Q = a_Q * BV$ du débit dépend de la superficie du bassin versant et celle EF2-10 $w = a_w * Q^{bw}$ dépend de la largeur du chenal dépend du débit. Il suffit donc d'extrapoler ces formules avec les données de terrain.

2.2.D-2.3. Débit et apport latéral par unité de largeur : qwX et BX

A partir de l'évaluation de ces paramètres par ajustement des différentes fonctions du modèle spatial aux mesures de terrains, il est possible de calculer les valeurs des coefficients a_{qw} et b_{qw} utilisés pour exprimer le débit par unité de largeur q_{wX} défini par :

$$q_{wX}(x) = a_{qw} * x^{b_{qw}} \text{ EF2-16 avec } a_{qw} = \frac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w} \text{ et } b_{qw} = b_{BV} * (1 - b_w)$$

La connaissance du taux de dénudation moyen du bassin versant de la rivière étudiée nous permet de calculer les deux coefficients du modèle spatial d'apport latéral B_X défini par :

$$B_X(x) = a_B * x^{b_B} \text{ EF2-18 avec } a_B = \frac{\alpha * a_{BV}^{1-b_w} * b_{BV}}{a_w * a_Q^{b_w}} \text{ et } b_B = [b_{BV} * (1 - b_w)] - 1.$$

2.2.D-3. Calcul des coefficients d'érosion/transport/dépôts {λi }

Les coefficients $\{\lambda_i\}$ sont les coefficients de la fonction d'érosion/transport/dépôts (ETD), qui est une fonction constante par morceaux le long du profil de la rivière. Les paramètres ETD n'étant pas connus à partir de données mesurées, il nous faut donc les déterminer par une voie détournée, à partir d'autres données de terrain.

En nous reposant sur le fait que le cours d'eau est, ou a été, à l'équilibre à un moment donné de son histoire, et que dans certains cas d'équilibre il existe suffisamment de données de terrain pour reconstruire ce profil et connaître les coefficients des modèles hydrauliques spatial et temporel, nous avons utilisé l'équation analytique du profil d'équilibre du cours d'eau pour déterminer les coefficients $\{\lambda_i\}$ par comparaison avec un profil d'équilibre de terrain.

Dans le cas des cours d'eau du Bassin parisien, le profil d'équilibre est atteint à la fin des périodes interglaciaires. Le profil actuel de la Seine ou de la Marne ont donc leur forme d'équilibre (sans érosion ni dépôts le long du profil).

En testant plusieurs jeux de coefficients $\{\lambda_i\}$, et en comparant les résultats de l'équation analytique d'équilibre EF2-24 avec le profil de la rivière étudiée quand elle est à l'équilibre, il est possible de trouver les coefficients $\{\lambda_i\}$ qui permettent d'avoir un profil théorique d'équilibre très proche du profil réel. Leur profil digitalisé doit être confondu avec le profil donné par l'équation théorique d'équilibre calculé avec $B_T = 1$, $w_T = 1$ et $qw_T = 1$ (époque actuelle) et les coefficients du modèle spatial déterminé au préalable. Le jeu de coefficients $\{\lambda_i\}$ qui donnent les meilleurs résultats est retenu.

L'équation d'équilibre est la suivante (EF2-23-EF2-24)

$$z_{equi_theo_i}(x) = Z_i + (Z_i - Z_{i+1}) * \frac{(x^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} + ..$$

$$...A * \frac{1}{\lambda_i} * (X_i - X_{i+1}) * \left[\frac{(x^{1-b_{qw}} - X_i^{1-b_{qw}})}{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})} - \frac{(x - X_i)}{(X_i - X_{i+1})} \right]$$

$$\text{où } A = \frac{a_B}{a_{qw} * b_{qw}} * \frac{B_T}{w_T * qw_T}$$

On rappelle que $\{X_i, Z_i\}$ (i=1..n) est l'ensemble des n points où le coefficient λ_i change de valeur, et a_{qw}, b_{qw}, a_B et b_B sont les coefficients du modèle spatial de la rivière, et B_T, w_T et qw_T sont les paramètres du modèle temporel.

2.2.D-4. La largeur d'action

Nous rappelons que nous avons défini la largeur du fond de la vallée comme la largeur sur laquelle se sont déposés les sédiments à une certaine période, ou celle sur laquelle le cours d'eau s'est enfoncé au fond de la vallée.

Sur le terrain, on observe que les terrasses s'étendent sur les espaces plus ou moins larges en fonction du temps et de leur situation sur le profil longitudinal (amont ou aval, mais aussi environnement lithologique). Pour reconstruire l'évolution de cette largeur en fonction du temps et en fonction de l'espace, nous nous sommes reposés sur les données fournies par l'étude des terrasses et des cartes géologiques.

Cette méthode suppose que la largeur d'action décroît avec le temps. Le cas contraire implique une destruction des terrasses anciennes par les plus récentes. Sans témoins des largeurs d'action passées, aucune reconstitution n'est possible. Une étape future d'amélioration de ce modèle serait bien sur l'intégration d'une équation reproduisant l'évolution de la largeur d'action au cours du temps.

2.2.D-4.1. Evaluation de l'évolution spatiale de la largeur d'action LA_x(x)

La largeur d'action actuelle d'un cours d'eau est la largeur sur laquelle il évolue au fond de la vallée depuis la dernière transition climatique c'est-à-dire depuis le Younger Dryas (-12 ka) jusqu'à aujourd'hui. Cette largeur peut donc être connue à partir de la largeur des dépôts postglaciaires et holocènes, regroupés le plus souvent sous l'appellation Fz sur les cartes géologiques. Cette largeur d'action actuelle correspond également au lit majeur ou lit d'inondation actuel de la rivière.

2.2.D-4.2. Estimation du coefficient temporel LA_t(t)

L'approximation des largeurs d'action passées est réalisée avec la mesure de la largeur des terrasses ou nappes alluviales correspondant aux différentes périodes glaciaires. En effet, la mesure de l'extension latérale des alluvions permet d'estimer l'extension latérale maximale qu'a eue la rivière, soit sa largeur d'action. En effectuant des mesures pour différentes périodes de temps, il est possible de reconstituer l'évolution temporelle de la largeur d'action.

2.2.D-5. La construction des paléo-profils et le post-traitement tectonique

2.2.D-5.1. Le profil initial

Les replats d'incision et les dépôts sus-jacents sont deux outils que nous pouvons utiliser dans la reconstruction des paléo-profils. L'utilisation des traces d'érosion dans une séquence de dépôts ou la présence de replats d'érosion permet toute fois une reconstitution plus juste de l'altitude du paléo-profil que celle du sommet des terrasses, car le sommet actuel des dépôts ne correspond plus au sommet de la terrasse au moment de sa formation : il a été érodé et les sédiments altérés depuis leur mise en place. A l'inverse, le matériel déposé est daté de façon plus précise que les incisions. Dans tous les cas, plus

l'âge augmente, plus la reconstruction est difficile car les données sont peu nombreuses et les datations plus floues.

Il faut également tenir compte de la surrection tectonique dans la reconstruction du paléo-profil: l'altitude de l'estuaire est plus ou moins connue à partir des reconstitutions du niveau marin mais celle de la source doit être extrapolée à partir de l'altitude actuelle auquel on soustrait la surrection tectonique puis on ajoute une épaisseur de matériel aujourd'hui dissous (si la lithologie le permet). Il nous faut également soustraire la surrection tectonique des altitudes actuelles des terrasses, afin de connaître l'altitude de celles-ci dans le passé, au moment de leur formation.

A partir de l'étude des terrasses, il donc est également possible de reconstruire le paléo-profil du cours d'eau, c'est à dire l'altitude de son lit à un moment donné dans le passé. Ce paléo-profil peut être ensuite utilisé comme profil initial dans les simulations.

2.2.D-5.2. Le post-traitement tectonique

Il faut également tenir compte de l'influence de la surrection tectonique au cours des simulations et pendant l'étude des résultats qui en découlent. C'est ce que nous avons appelé le post-traitement tectonique.

Les calculs générés par notre application informatique (programmation Matlab) permettent d'obtenir des résultats de deux formes :

- Le profil complet c'est-à-dire l'altitude du cours d'eau de la source jusqu'à l'aval en fonction de l'abscisse curviligne pour chaque pas de temps.
- L'évolution temporelle de l'altitude qu'avait le fond du cours d'eau au moment des phases d'incision ou de dépôts, en un point d'abscisse curviligne précis, donné lors de la préparation du calcul.

Cette courbe de l'évolution temporelle de l'altitude du cours d'eau en un point donné peut être utilisée pour connaître le taux d'érosion instantané en ce point sans qu'il soit nécessaire d'appliquer un post traitement tectonique (celle-ci ayant un effet faible et connu sur un millier d'année, le pas de temps du calcul). On note qu'il est même judicieux de réaliser dans un premier temps des calculs dans ce but sans surrection tectonique, afin de ne voir que l'impact des processus hydrauliques et sédimentaires.

En revanche, pour reconstruire l'évolution du profil complet avec le temps et comparer les résultats des simulations avec les données de terrain, il faut d'abord effectuer ce post-traitement tectonique.

- Pour comparer les profils résultant des calculs avec les terrasses observées aujourd'hui sur le terrain, il nous faut ajouter l'altitude due à la surrection tectonique depuis la formation d'un replat étudié (d'âge T_0) jusqu'à l'actuel, au résultat du calcul obtenu au temps désiré T_0.
- Pour comparer la profondeur d'incision au cours d'une période favorable avec les talus présents entre les terrasses sur le terrain, ou les épaisseurs de dépôts résultant d'un stade froid avec les celles mesurées actuellement (qui donnent une indication de la valeur minimale que doit donner le calcul), il faut nous ajouter à l'altitude donnée en chaque point du fichier, une élévation qui correspond à la tectonique appliquée au profil depuis l'âge du point T_0 jusqu'à l'actuel, soit le produit : Vitesse tectonique * T_0.

La figure ci-dessous donne un exemple de l'évolution au cours de temps de l'altitude du lit de la Seine à Paris avant (courbe rouge) et après (courbe bleue) ce post-traitement.

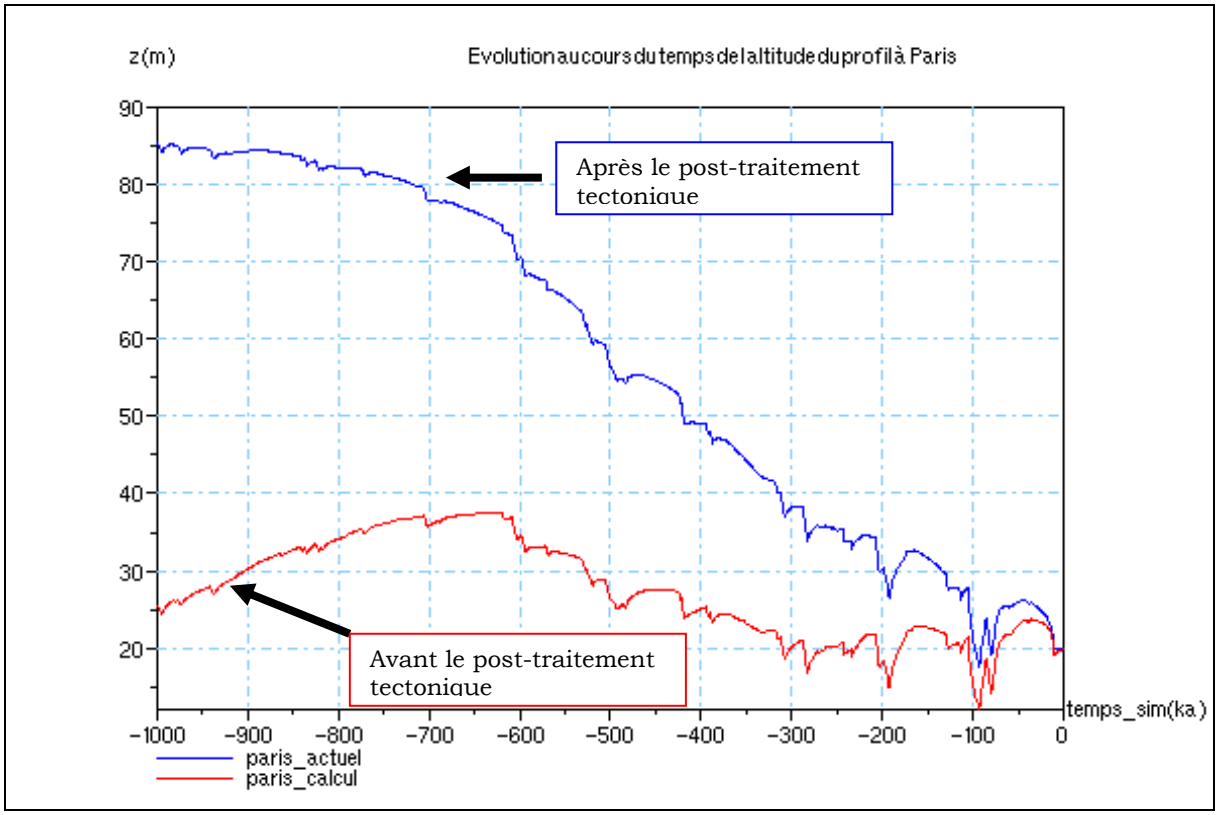


Figure 2.20 Exemple de résultats d'une simulation avant et après post-traitement tectonique : évolution au cours du temps de l'altitude de la Seine à Paris au cours du temps.

La courbe bleue retrace l'évolution de l'altitude du cours d'eau au cours du dernier million d'année à partir de l'altitude qu'ils auraient aujourd'hui. En connaissant l'altitude actuelle et l'âge des dépôts, on peut étudier directement la validité de l'hypothèse tectonique choisie dans cet exemple de calcul.

La courbe rouge nous permet de connaître l'amplitude de l'incision ou celle des dépôts à une période donnée et permet de valider les paramètres d'érosion – transport - dépôts évalués et choisis dans cette simulation.

CONCLUSION

Après une analyse détaillée des nombreux modèles d'érosion et/ou d'évolution du paysage en 1D (z(x)) ou 2D (z(x,y)), le rappel des objectifs attendus de cette thèse nous conduit à concevoir notre propre modèle d'érosion pour satisfaire l'ensemble des critères à remplir soit :

- calculer l'évolution, sur un million d'années, de l'altitude du fond de la vallée de la Seine, des versants qui la bordent, puis celle du profil longitudinal de la Marne.
- valider des paramètres utilisés pour les simulations sur le dernier million d'années, en comparant les résultats obtenus avec les observations de terrain, pour réaliser par la suite des simulations prospectives sur l'évolution de la Seine et de la Marne au cours du prochain million d'années.

Nous proposons un modèle original d'évolution de la topographie des vallées qui prend en considération :

- l'érosion par les rivières suivant les alternances climatiques du dernier million d'années,
- l'influence de géographie notamment sur la lithologie et l'évolution spatiale des débits et autres paramètres hydrologiques
- l'impact de l'activité tectonique
- les variations eustatiques et le rôle des dépôts estuariens sur la pente du profil,
- l'érosion et l'évolution de la pente des versants.

Le modèle repose donc sur le lien entre deux équations principales :

- une équation pour modéliser l'évolution du profil longitudinal de la vallée selon les processus d'érosion fluviale,
- une équation d'érosion des versants pour modéliser l'évolution transversale de la vallée.

Afin de pouvoir représenter simplement les relations complexes entre les processus d'érosion et les facteurs extérieurs qui les contrôlent, les équations que nous avons utilisées sont linéaires. Le réseau de drainage est considéré comme fixe dans le temps : sa propagation n'est pas prise en compte et la superficie du bassin hydrographique reste constante dans le temps.

La taille des mailles est de l'ordre de la centaine de mètres et peut atteindre quelques kilomètres. Le pas de temps est de 1000ans, mais les conditions de stabilité obtenues avec l'étude mathématique du schéma numérique conduisent à l'utilisation d'un pas de temps interne au calcul. Une équation théorique du profil d'équilibre d'un cours d'eau (conditions hydrauliques et sédimentaires où la rivière n'érode pas son lit et ne dépose pas d'alluvions) traversant plusieurs lithologies est proposée. Cette équation analytique permet de valider les développements numériques et informatiques que nous avons réalisés ainsi que la détermination de plusieurs coefficients lors de l'application à des cas réels.

En effet, ce modèle a été conçu pour être appliqué à des cas réels, sa paramétrisation est donc entièrement réalisable à partir des données de terrain. Les méthodes de paramétrisation ont été développées et sont exposées dans le dernier chapitre. Les lois hydrauliques ou les lois de transport sur lesquelles il repose utilisent des variables physiques mesurables et mesurées. Les résultats fournis pas ce modèle sont facilement comparables aux observations de terrain disponibles dans la bibliographie.

La dernière partie de cette thèse expose les résultats obtenus dans le cas de simulations de l'évolution des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier million d'années.

PARTIE III

APPLICATIONS DU MODELE DANS LE BASSIN PARISIEN : ETUDES DE LA SEINE ET DE LA MARNE

INTRODUCTION

Après une présentation rapide de la Seine et de la Marne ainsi que des paysages qu'elles traversent, un premier chapitre est consacré à l'analyse des données de terrain collectées pour ces deux vallées. L'étude des terrasses décrites dans la bibliographie nous a permis de reconstruire l'évolution de la largeur d'action de ces vallées, et de proposer des scénarios d'évaluation de la surrection tectonique de la région. Les données hydrologiques actuelles de ces deux cours d'eau nous ont permis d'estimer les coefficients du modèle spatial à partir de programmes d'ajustement exposés dans la partie 2.

Le deuxième chapitre traite des résultats des tests de validations que nous avons réalisés, à partir des données de la Seine, sur les taux d'incision calculés et le modèle temporel établi dans la partie 1. Nous présentons également une étude de la réponse du modèle à différents signaux climatiques ainsi que les conditions nécessaires à l'initiation d'érosion régressive lorsque le niveau marin est très bas.

Enfin, le troisième chapitre présente les différentes simulations effectuées sur le long terme, afin d'estimer l'évolution du relief des vallées de la Seine et de la Marne au cours du dernier millions d'années. Nous étudions donc la Seine, afin de déterminer d'une part l'évolution de l'altitude du point de confluence avec la Marne et l'évolution du fond de la vallée en Champagne crayeuse, à Montereau et à Méry-sur-Seine, afin de pouvoir ensuite les utiliser pour étudier notre modèle de versant. L'analyse des résultats obtenus pour différents scénarios tectoniques nous permet de proposer une reconstruction de la répartition spatiale et temporelle de la surrection tectonique dans cette région.

CHAPITRE 3.1

PARAMETRES DU MODELE POUR LA SEINE ET LA MARNE

Nous exposons dans ce chapitre les données de terrain que nous avons rassemblées au fil de la bibliographie. En analysant les terrasses des vallées de la Seine puis de la Marne, nous avons conçu différents scénarios visant à estimer au mieux la surrection tectonique agissant sur les vallées de ces deux cours d'eau. A partir des données hydrologiques mises à notre disposition pour ces deux rivières, nous avons évalué les coefficients et paramètres du modèle spatial que nous utiliserons ensuite dans les simulations.

Dans le Bassin parisien, le relief est peu accidenté : les altitudes sont généralement inférieures à 300 m, et dépassent rarement 500 m, sauf dans le Morvan où elles atteignent 600 m.

La surface dite sommitale est la surface initiale à partir de laquelle se sont encaissés les cours d'eau. Elle a pu être reconstruite à partir des points hauts du relief dans la vallée de la Marne (Flageollet *et al.*, 2005 *in* Lejeune, 2005). Elle est inclinée vers le nord-ouest, et son altitude est de l'ordre de 500 m en Lorraine, 380 m dans la région de Joinville, 290 m vers Reims et 160 m au centre du Bassin de Paris. Cet affaissement progressif du centre du Bassin parisien a probablement influencé l'orientation du réseau hydrographique de la Marne et des autres cours d'eau de l'Est du Bassin parisien (Lejeune, 2005).

La répartition géographique des précipitations dans le Bassin parisien permet de distinguer trois zones climatiques principales:

- au nord-ouest, les précipitations sont assez abondantes du fait de l'influence maritime (800 à 1 100 mm par an),
- au centre, les plateaux accusent un déficit assez net (550 à 850 mm par an),
- dans une auréole de l'est vers le sud (où les reliefs assez élevés font obstacles aux nuages, favorisant ainsi les précipitations), la pluviométrie est assez importante et peut atteindre 1 300 mm par an dans le Morvan.

Les sols actuels se sont formés à partir d'une couverture de limons et d'argiles quaternaires qui recouvrent les formations géologiques. Ce sont principalement des sols bruns lessivés et des sols bruns calcaires. En général, ils sont pourvus de bonnes capacités de rétention d'eau qui contribuent, en association avec une pluviométrie bien répartie au cours de l'année à réguler le débit du fleuve et de ses affluents (Gomez, 2002).

Les cartes représentées sur la page suivante (figures 3.1, 3.2, 3.3) permettent au lecteur de situer la majeure partie des sites évoqués dans cette étude.

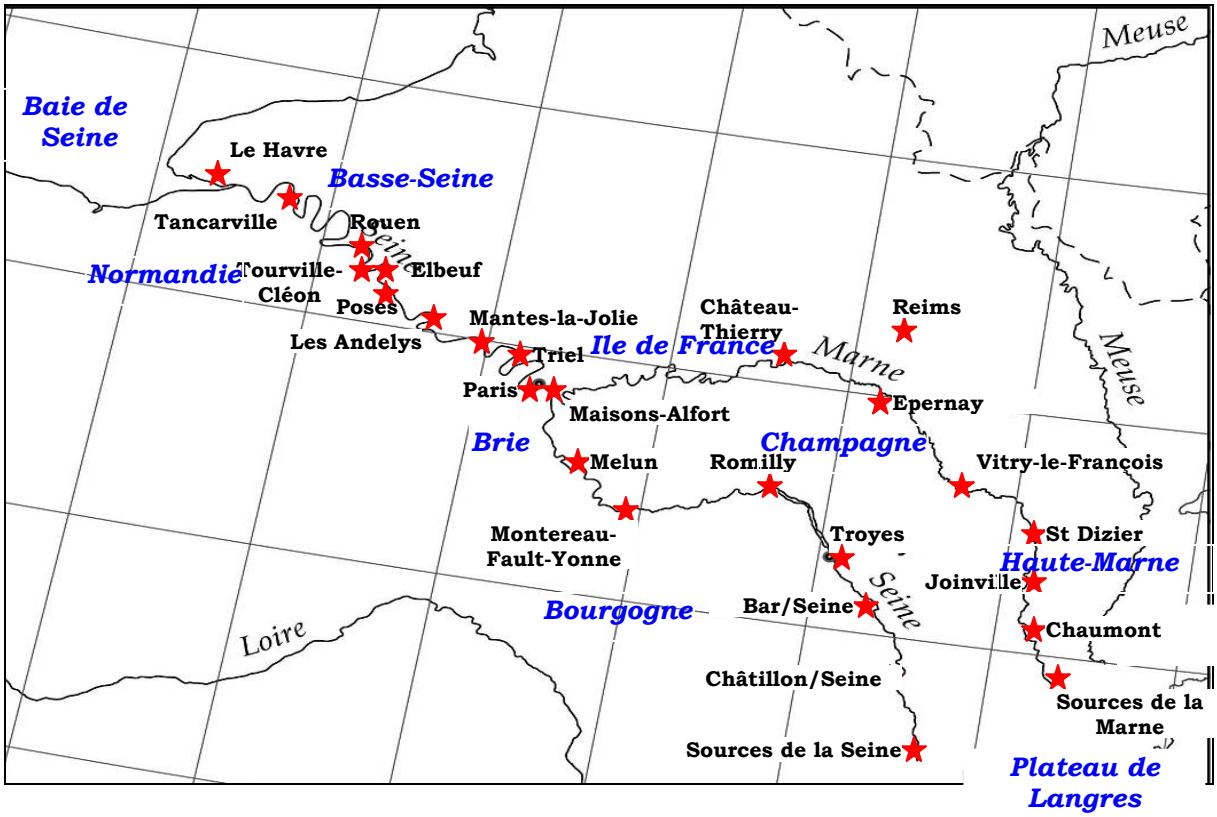


Figure 3.1. Carte générale de la vallée de la Seine

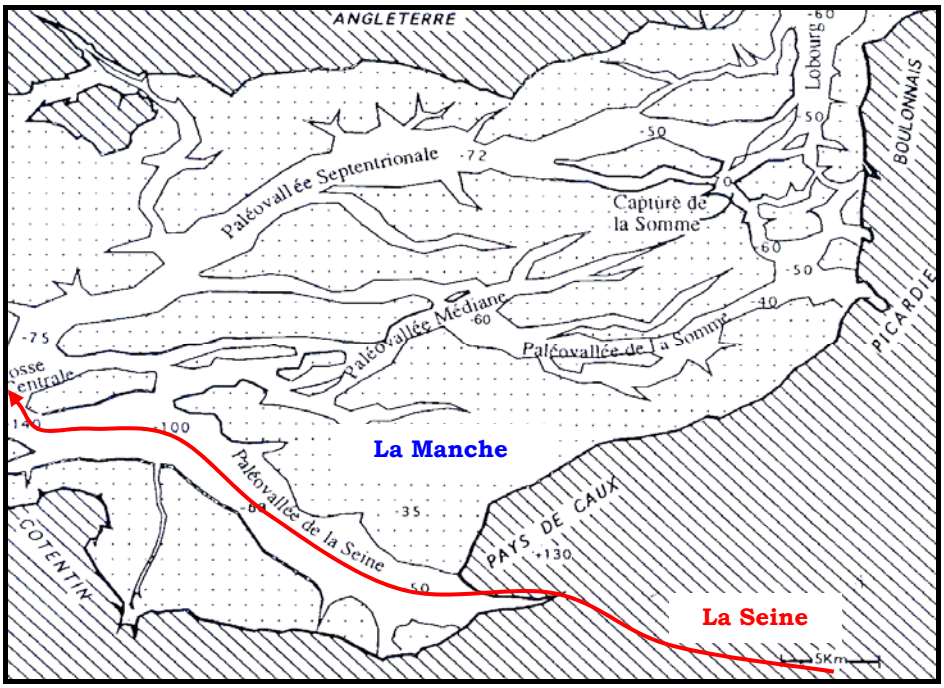


Figure 3.2. Cartographie de la Manche, d'après Auffret *et al.*, 1980

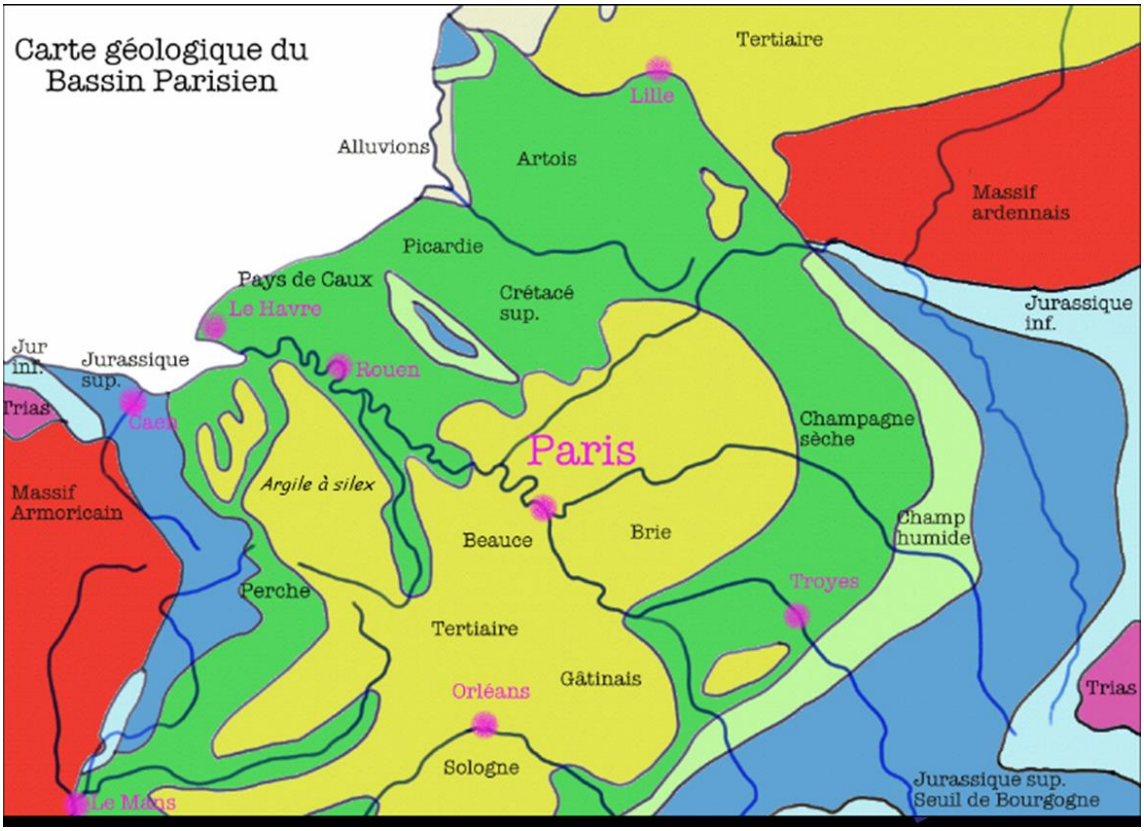


Figure 3.3. Carte géologique du Bassin de Paris

3.1.A. LE FLEUVE SEINE

3.1.A-1. Présentation de la vallée de la Seine

3.1.A-1.1. Géographie générale

Le bassin hydrographique de la Seine est entièrement inclus dans le Bassin parisien. Sa superficie totale est de 78 600km². La Seine a une longueur de 776km et prend à source à 446m d'altitude [3] à St-Germain-source-Seine. L'altitude des plateaux environnants est alors de 500m en moyenne (530m maximum).

La limite amont de son estuaire est située à Poses, à 140km du Havre, et correspond à la limite amont de la marée dynamique.

Le bassin de la Seine est ainsi globalement soumis à un climat océanique, seule sa partie amont, située au sud-est, est soumise à un climat plus continental. La valeur moyenne annuelle des précipitations sur le bassin est d'environ 795mm, mais seulement 200mm s'écoulent réellement via une lame ruisselée ou par infiltration (Gomez, 2002) le reste disparaît par évapotranspiration. Les principaux cours d'eau du bassin de la Seine présentent une grande homogénéité hydrologique: l'écoulement est maximal en février, et minimal en août.

3.1.A-1.2. Description des paysages traversés

Le lecteur voudra bien se référer aux figures 3.1, 3.2 et 3.3 pour la localisation des villes et la géologie.

La Seine prend sa source à St-Germain-source-Seine, sur le plateau du Châtillonnais, dans les calcaires d'âge jurassique moyen (Bajocien et Bathonien). La source, dont l'altitude est de 446m, est située sur l'axe de la voûte anticlinale du Seuil de Bourgogne, au carrefour entre le Bassin parisien, le fossé de la Bresse (vallée de la Saône), le Morvan (pointe du Massif Central) et les Vosges. L'articulation de ce seuil correspond à la ligne de partage des eaux de la Seine au nord-ouest et de la Saône au sud-est. Les couches plongent donc en fait très doucement vers le centre du Bassin parisien avec une pente d'environ 1 % (soit un pendage des couches de 2 à 3°), d'abord avec quelques ondulations puis avec des failles qui accentuent ou contrarient cette descente (notice de la carte de St-Seine l'Abbaye).

La morphologie du paysage est due à l'enfoncement des rivières dans ces plateaux, anciennes surfaces d'érosion dont l'altitude ne dépasse pas 530m. Dans cette région, la vallée de la Seine est étroite et ne présente pas de terrasses en hauteur, ni même d'alluvions dans le lit du cours d'eau (notice de la carte géologique de Aignay-le-Duc).

La Seine traverse ensuite les terrains du Callovien et de l'Oxfordien inférieur (Carte géologique de Châtillon-sur-Seine). Les versants sont marneux et les alluvions s'étendent alors dans une petite plaine alluviale. Cette « dépression Châtillonnaise » se trouve juste en amont de la traversée de la cuesta calcaire oxfordienne (prolongement de la Côte de Meuse présente plus à l'est). En passant la cuesta calcaire tithonienne (qui prolonge la Côte des Bars de la vallée de la Marne), la vallée se rétrécit à nouveau.

En aval des plateaux calcaires du Barrois, la Seine s'écoule alors sur les sables et les argiles du Crétacé inférieur (cartes géologiques de Bar-sur-Seine et Bouilly). La vallée s'élargit en une plaine alluviale assez vaste. Cette région, à la topographie plus molle, couverte de prairies, de bois et d'étangs, est appelée dépression albienne ou Champagne humide.

---

[3] Il est à noter que l'altitude de sa source est très souvent connue comme étant à 471 m. Cependant, sur les cartes topographiques (1/25 000) et les cartes géologiques de la région (1/50 000), les sources « réelles » de la Seine sont à l'altitude de 446m.

Au-delà de Troyes, la Seine pénètre dans la Champagne crayeuse ou Champagne sèche, en traversant les cuestas cénomanienne et turonienne formées de craies blanches, qui constituent la Côte de Champagne. Au fond de la vallée, les sols alluviaux sont fréquemment occupés par des marécages (notice de la feuille de Troyes). Dans la zone de confluence Seine/Aube, en rive droite comme en rive gauche, les versants, lisses, sont couverts de groize résultant de la gélifraction au cours des phases de climat froid. Cette groize se présente sous forme de petits graviers de craie (0.5cm de diamètre) plus ou moins arrondis, accompagnés d'un sable crayeux plus fin, l'ensemble étant mélangé dans un ciment crayeux composé d'éléments fins et sub-argileux. Cette formation atteint assez généralement l'altitude de 100m NGF, soit environ 25m au-dessus du lit de la Seine (cartes géologique de Romilly, Sergines, Provins, Nangis, Montereau-Faut-Yonne).

A Romilly, la Seine, qui suivait jusqu'alors une direction nord, s'oriente vers l'ouest et longe ainsi le plateau de Brie. La structure géologique locale a joué ici un rôle capital dans le modelé de la vallée ainsi que dans les dépôts et la conservation des sédiments fluviatiles. En effet, le versant nord (en calcaire du Tertiaire), qui correspond au talus du plateau de la Brie, est abrupt et rocheux, tandis que le versant sud (toujours constitué de craie), appartenant au Gâtinais, est en pente faible et couvert de limons. Cette dissymétrie est le produit d'un glissement latéral des cours d'eau en relation avec le plongement des couches géologiques vers le nord (Roblin-Jouve, 1995). La confluence avec l'Yonne a accentué ce phénomène.

En aval de Montereau, la Seine s'écoule dans les calcaires de Champigny, plus résistants, qui constituent le front de la cuesta d'Ile de France, et sa vallée se resserre (carte géologique de Fontainebleau). Cet étranglement a freiné l'écoulement de la rivière et provoqué d'importants débordements en amont, dans la région de Pincevent notamment qui présente des dépôts sédimentaires exceptionnels. La Côte d'Ile de France sépare donc la Champagne de l'Ile de France. En rive gauche, dans la région de Fontainebleau, la Bière est une région de forêts vallonnées sur les sables Stampien, auxquels succèdent des plateaux calcaires tertiaires. En rive droite s'étendent les plateaux calcaires de la Brie. La Seine est alors plus méandriforme et sa vallée est plus étroite (carte géologique de Melun).

A la traversée des sables et gypses tertiaires, en aval de Corbeil, la vallée s'élargit (cartes géologiques d'Etampes et de Corbeil). La lithologie des versants est beaucoup plus meuble mais cette plaine alluviale a été construite par la migration du point de confluence de la Marne. La plaine de Bonneuil est par exemple un ancien méandre de la Seine aujourd'hui inoccupé (Bratkiw, 1964). A partir de Paris, le paysage est façonné par la Seine et ses affluents, qui traversent alternativement des formations marneuses (Marnes supra gypseuses, Marnes à huîtres, molasse de Montmartre...) ou calcaires du Tertiaire (Calcaire de St Ouen au Nord, de Brie à l'Est et de Beauce au Sud et calcaire Lutétien à l'Ouest) qui forment des auréoles plus hautes ou des buttes témoins (cartes géologiques de Maisons-Alfort, Paris, Pontoise, l'Isle-Adam). La région parisienne occupant le centre du Bassin parisien, est riche en eaux souterraines, à la fois par sa structure en cuvette, et par les nombreuses alternances de roches perméables et imperméables qui se succèdent.

A Triel, la craie affleure à nouveau. Elle constitue le substratum rocheux sur lequel s'écoule la Seine, qui longe alors la plateforme calcaire du Vexin Méridional. Puis vers Moisson et Mantes la Jolie, la vallée entière est composée de craie campanienne, recouverte d'un épais manteau de Sables de Lozère et de formations superficielles à dominante argileuse (carte géologique de Mantes-la-Jolie). La Seine s'écoule ici sur le bord nord du plateau du Mantois, ou au sud du plateau du Vexin. Dans le val de Seine, se surimposent le méandre de Guernes et surtout celui de Moisson, emmagasinant dans leurs lobes convexes un extraordinaire tonnage d'alluvions caillouteuses déposées au cours des périodes glaciaires passées. Entre Vernon et Courcelles, la vallée de la Seine se rétrécit et son lit est rectiligne sur 20km.

La région des Andelys marque l'entrée dans le pays de Caux formé de plateaux crayeux du Crétacé (carte géologique des Andelys, Evreux, Elbeuf). Cet ensemble de plateaux est recouvert par les sables de Lozère du Miocène, ainsi que par des limons loessiques épais d'1 m environ. On les trouve aussi sur les versants, soliflués et mélangés à des colluvions d'origines diverses (formations résiduelles types silex ou sables de Lozère). Leur épaisseur sur les pentes peut alors dépasser plusieurs mètres. De l'argile rouge à silex de décalcification des craies est également présente sur les versants de la vallée de la Seine.

Le val de Seine, dont le stade avancé de vieillissement se traduit par une vallée relativement bien calibrée, large et méandriforme (méandres de Tosny-Gaillon, Muids à la sortie de Mantes-la-Jolie), permet l'observation de séries de terrasses emboîtées ou étagées, bien conservées dans les grands lobes convexes du fleuve. Après avoir passé la confluence de l'Eure, la Seine arrive à Poses, limite actuelle de la marée dynamique. Dans la Forêt de Bord, près d'Elbeuf ont été reconnus de nombreuses formations alluvionnaires ou estuariennes (Tourville, près de Rouen) de la Seine.

La vallée de la Basse Seine marque alors la limite entre le plateau du Roumois et le pays de Caux. Les vastes plateaux crayeux sont peu accidentés et leur l'altitude reste comprise entre 100 et 130m et ils sont entaillés profondément (une centaine de mètres) par la Seine et ses affluents. Comme les versants, ces plateaux sont recouverts d'argiles rouges et de limons lœssiques (cartes géologiques de Rouen ouest et Rouen est, Yvetot, Bolbec). Ils présentent aussi de nombreuses vallées sèches comblées aujourd'hui par des limons soliflués provenant des plateaux, de quelques mètres d'épaisseur. Le substratum de la Seine est d'âge tithonien et constitué de marnes gris clair et de minces bancs de calcaire et de grès. A Rouen, les alluvions modernes ont une épaisseur d'une dizaine de mètres et sont très développées. Leur épaisseur augmente vers l'aval où apparaissent les influences marines correspondant à la transgression flandrienne. La vallée est alors très large et présente de nombreux méandres abandonnés, occupés par de grandes surfaces de marais, comme le Marais Vernier près de Tancarville, où l'altitude la Seine atteint 0m NGF.

Le plateau crayeux crétacé occupe la majeure partie de l'estuaire de la Seine (cartes géologiques de Pont-Audemer et le Havre). Jusqu'à Sandouville, les falaises crayeuses encadrent de part et d'autres la vallée de la Seine. A Honfleur, elles disparaissent car les versants sont recouverts de limons de pente. En continuant vers la mer depuis Villerville, les falaises réapparaissent et sont cette fois taillées dans le Jurassique Supérieur (Callovo-Oxfordien et Kimméridgien). Le bedrock de l'estuaire est constitué des principaux termes du Jurassique Supérieur qui affleurent dans les falaises. Compte tenu d'une intense érosion quaternaire et du pendage Nord Nord-Est des couches, des séries d'âge de plus en plus vieux apparaissent successivement au toit du substratum, au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers la mer. On passe donc successivement des séries argilo-sableuses de l'Albo-Aptien présentent seulement en biseau au NE de la zone portuaire, recouvrant en discordance les calcaires du Kimméridgien présents dans les extensions portuaires du Havre et en rive gauche à partir de Honfleur. Enfin, les argiles noires de l'Oxfordien supérieur forment le bedrock de l'avant-port du Havre et surmontent les calcaires de l'Oxfordien qui forment la rade.

3.1.A-1.3. Les terrasses observées

Le tableau suivant présente une vision synthétique des terrasses mentionnées dans la littérature le long de la vallée de la Seine. Une description complète des affleurements et de chaque niveau, réalisée à partir de cartes géologiques et de la bibliographie, est proposée en annexe 3.1.

Le long du profil (km)	Repères géographiques	Le fond de vallée	Age	Niveaux supérieurs	Age	Références bibliographique principales
0-15	Source - Brémur	absentes		-		Feuille de Aignay le Duc
15-80	Brémur/Plaine chatillonnaise/ Côte de Meuse - > Bar-sur-Seine	épaisseur de 3 à 6 m	Holocène	-		Feuilles de Châtillon-sur-Seine et les Riceys
80 - 90	Barrois	2 à 3 m	Holocène	2	non datés	Feuilles de Bouilly et Bar-sur-Seine
90 – 120	Champagne humide	2 à 3 m		3	non datés	Feuille de Troyes
	Troyes (117km)	*> 3 m*	*Weichsélien (grossier) et Tardiglaciaire*			*Limondin et Rousseau (1991)*
120 - 225	Champagne crayeuse	non		non		Feuilles de Romilly-sur-Seine, Provins, Sergines, Nangis
	Montereau (217km)	*9m*	*Weichsélien ancien à Holocène - Existence d'une très basse terrasse emboîtée (Bölling)*	*2*	*Elstérien & Saalien*	*Feuille de Montereau – Roblin-Jouve (1984, 1994, 1995) Roblin-Jouve et Rodriguez (1994)*
224-285	Plateaux calcaires de la Brie	8m		5	Pré-Tiglien au Saalien	Feuilles de Fontainebleau, Melun et Corbeil
	La Celle-sur-Seine (230km)			*Niveau +30m*	*stade 12*	*Limondin-Lozouet et al., (2006)*
	Etiolles (271km)	*10 à 14 m*	*Weichsélien et Tardiglaciaire - Holocène emboîté*			*Roblin-Jouve (1994)*
285-360	Environ de Paris (sables et gypses)	5 à 8m	Weichsélien à Holocène	4		feuille de Paris
	Paris – Nappe de Vincennes			*+15m*	*stade 12*	*rapport Andra C.RP.0ARM.03.0 01.1*
	Maisons-Alfort			*+5m*	*-200ka*	*Durbet et al.. (1997)*
	Paris - Coupe du Grand Louvre	*7m*	*Weichsélien et Tardiglaciaire*			*Lécolle (1989)*
	Paris - Coupe de Bercy	*5m*	*Tardiglaciaire et Holocène*			*Roblin-Jouve et Rodriguez (1994)*
360-375	de Triel à Flins	3 à 6m	Weichsélien supérieur à Holocène	3	Elstérien, Saalien et Weichsélien Inférieur	Feuille de Pontoise -Lécolle (1989)
375-405	Mantes-La-Jolie et Moisson	10 à 11m	Weichsélien supérieur à Holocène	17	Elstérien à Weichsélien inférieur	Lécolle (1984a, 1984b, 1989)
405-420	Vernon	plusieurs mètres	Weichsélien supérieur à Holocène	2	tuf Holsteinien et niveau fluviatile Saalien	Carte géologique de Mantes-la-Jolie

420-440	Les Andelys - Poses		Weichsélien supérieur à Holocène	6	Anté-Elstérien, Elstérien, Saalien (3 niveaux) et Weichsélien inférieur	Carte géologique des Andelys et Evreux –Lécolle (1984 et 1989)
440-568	Basse-Seine					Feuilles d'Elbeuf, Rouen est, Rouen ouest, Pont-Audemer
				hauts niveaux (replats subhorizontaux)	non datés	Chancerel (1986), Lefebvre (1986) Gaquerel (1984)
	Rouen 1 et 2 (477km), Tourville-Cléon, St Pierre-lès-Elbeuf,	15 m	Weichsélien supérieur et Holocène		stades 22, 16,	Lefebvre *et al.*, (1994) Lautridou *et al.*, (1999, 2003) Auguste (2003)
	ESTUAIRE 0mNGF Tancarville (536km)			dépôts marins ~0mNGF	Eémien (stade 5e)	Lebret *et al.*, (1984)
568-720	Le Havre (568km)	20m	Holocène	4	non datés	carte géologique du Havre - Lechevalier (1984)
	Baie de Seine	10m	Weichsélien supérieur	2	anté-Weichsélien	Alduc *et al.*, 1979
720 - 1020	Fosse de la Hague (-110m), Fosse du Cotentin (-137m) et Fosse centrale (-150m)	6 nappes emboîtées	non datés			Alduc *et al.*, 1979

Tableau 3.1. Description synthétique des terrasses décrites dans la vallée de la Seine

Comme le montre ce tableau 3.1, deux régions se distinguent dans la vallée de la Seine, selon la nature et l'origine des dépôts et suivant le mécanisme initiateur des phases d'incision.

- En effet, dans la partie amont du profil, depuis la source et jusqu'en région parisienne, la commande de l'érosion est clairement et majoritairement climatique et suit les caractéristiques décrites dans la première partie: les grandes phases d'incision sont situées en début de période glaciaire, lors des oscillations climatiques introduisant le refroidissement du climat et les phases de dépôts les plus importantes ont lieu au cours des périodes de climat glaciaire.
- Dans la partie située plus en aval, de Tourville au Havre, ainsi que dans la zone aujourd'hui sous la mer, les principales périodes d'érosion sont liées aux périodes maxiglaciaires où le niveau marin était très bas (stades 22, 16, 12, 6 et 2). Les auteurs (Lefebvre *et al.*, 1994, Lautridou *et al.*, 1999) observent de grands paliers d'érosion sont séparés par des talus de 10 m. Les empilements sédimentaires qui reposent sur ces replats ont été formés au cours de plusieurs cycles climatiques, et ils présentent des intercalations de dépôts fluvio-marins.
- La région intermédiaire, située entre Mantes-la-Jolie et les Andelys, est plus difficile à interpréter. Dans cette zone, la pente du profil est plus douce qu'en Basse Seine, et un knickpoint a été observé aux Andelys par Lautridou *et al.*. (1999). D'autre part, les enregistrements sédimentaires effectués à Mantes ou à Moisson sont très différents. Une série de 16 nappes très régulières, épaisses de quelques mètres, a été décrite par Lécolle (1989). Chacune correspondrait à une variation climatique au sein des cycles Elstérien, Saalien et Weichsélien. La dernière période froide du Weichsélien se distingue cependant par un talus d'érosion plus important jusqu'au bedrock actuel. Une nappe de matériel grossier épaisse de quelques mètres le recouvre, et elle est même surmontée par des sédiments datant du Tardiglaciaire et de l'Holocène très épais (8m).

Le tableau 3.2 présente les données de terrain, datées ou corrélées de façon précise, que nous utilisons par la suite pour analyser les simulations.

	Altitude actuelle du bedrock	Altitude du lit actuel	Hauts niveaux		Weichsélien	Tardiglaciaire		Holocène
Montereau / La Celle-sur-Seine	40 m NGF	47,5 m NGF	Elstérien (stade 12) ~62,5 m Saalien Base : 46 m NGF Sommet : 52 m NGF		Base : 40 m NGF Sommet 45 m NGF	Bölling Base : 43 m NGF Sommet : 48 m NGF	Alleröd et Boréal Base 40 m NGF Sommet : 49 m NGF	Atlantique Base : 43,5 mNGF Sommet : 47,5 m NGF
Paris	20 m NGF	30 m NGF	Elstérien (stade 12) Sommet ~45 m Saalien (-200ka) Base : 25 m NGF Sommet : 28 m NGF		Base : 25 m NGF Sommet 31 m NGF	Coupe Grand Louvre Base : 31 m NGF Sommet 32 m NGF Bercy : épaisseur 5 m		Base : 20 m NGF Sommet : 30 m NGF
Mantes-la-Jolie	7 m NGF	16 m NGF	Début Saalien 1 Nappe 10 Base : 33 m NGF Sommet : 43 m NGF Fin Saalien 3 Nappe 3 Base : 21 m NGF Sommet : 29 m NGF		Nappe 2 Base : 17 m NGF Sommet : 25,5 m NGF Nappe 1 : Base : 13 m NGF Sommet : 21,5 m NGF	Base : 9 m NGF Sommet : 16 m NGF		
Rouen Cléon/Tour-ville	-10 m NGF	4 m NGF	CLEON Stade 10 : Base : 3,5 m NGF Sommet : 4,7 m NGF Stade 9 : Base : 4,7 m NGF Sommet : 5,5 m NGF Stade 8 : Base :5,5 m NGF Sommet : 8,5 m NGF Stade 7 : Base : 8,5 m NGF Sommet : 11 m NGF	TOURVILLE Stade 10 : Base : 2 m NGF Sommet : 3 m NGF Stade 9 : Base : 3 m NGF Sommet : 5 m NGF Stade 8 : Base :5 m NGF Sommet : 12 m NGF Stade 7 : Base : 12 m NGF Sommet : 13 m NGF Stade 6 : Base : 13 m NGF Sommet : 36 m NGF	Stade 2 Base : -11 m NGF Sommet : -6 m NGF	Base –6 m NHG Sommet : 4 m NGF		
Le Havre	-30 m NGF	-5 m NGF	Stade 6 : Niveau 2 Replat vers –20 m NGF		Stade 2 : Niveau 1 Base : -30 à –40 m NGF Sommet : -22 m NGF	Transgression Flandrienne Base : ~-22 m NGF Sommet : -5 m NGF		

Tableau 3.2. Données altitudinales des terrasses retenues dans notre étude

3.1.A-2. Digitalisation du profil longitudinal

Le profil de la Seine utilisé dans cette étude repose sur la digitalisation de cartes IGN au 1/25 000 pour la partie continentale du profil (de St-Germain-source-Seine au Havre), et par digitalisation de cartes marines au 1/100 000 pour la partie sous la mer aujourd'hui.

La première étape a été la construction d'un tracé en 3D à partir de la digitalisation par tronçons des vallées actuelles (et non du fleuve) ce qui provoque un raccourcissement important de la longueur du profil par rapport à la longueur réelle (on passe ainsi de 776 km pour le fleuve réel à 580km pour le profil digitalisé de la vallée). Les villes et les affluents ont été saisis sur ce profil, ainsi que les altitudes mentionnées sur les cartes IGN. Chaque tronçon est digitalisé en référence au Lambert 1 dans un repère orthonormé, afin de limiter les distorsions. Ces données ont ensuite été transférées sous Gocad, afin de simplifier la procédure d'assemblage des tronçons. Les distorsions dues à la projection Lambert ont ainsi été corrigées à l'aide d'une mise en cohérence avec d'autres repères comme la positions des villages (accessibles sur le site de l'IGN) ou un MNT régional donné par l'Andra.

Le profil longitudinal a ensuite été obtenu à partir du profil global 3D: aucun point du profil n'est ajouté, retiré, ou même réordonné. Il y a une correspondance simple entre les points du tracé 3D et ceux du profil longitudinal. Ce profil n'a pas été utilisé directement dans les simulations (en dehors de certains points comme la source ou l'exutoire qui nous ont permis de construire un profil avec un maillage adapté) mais il nous a servi à localiser les villes, les terrasses et les affluents, à placer les stations où ont été mesurés les paramètres hydrologiques, les points où les coefficients ETD d'érosion – transport - dépôts λ_i changent.

Ce profil longitudinal est tracé sur la figure 3.4, sur lequel ont été ajoutées certaines villes repères.

3.1.A-3. La construction des paléo-profils : Exemple du paléo-profil datant du Saalien

A partir de l'étude des terrasses exposée précédemment, il est possible de reconstruire des paléo-profils de la Seine, c'est-à-dire l'altitude du lit du fleuve à certains moments donnés du passé.

La figure 3.5 présente une reconstitution du paléo-profil de la Seine à partir des données du Saalien supérieur. Nous avons travaillé préférentiellement à partir des altitudes de la base des terrasses, quand elles sont connues, plutôt qu'avec celle du sommet des dépôts. En effet, les corrélations établies à partir de ces altitudes sont moins fiables puisque les terrasses ne sont que très rarement préservés intégralement.

Il semble que le paléo-profil de la Seine datant de la fin du dernier stade froid du Saalien devait être très proche de l'altitude actuelle de la Seine. En effet, les paliers d'érosion datant de cette période sont aujourd'hui situés à quelques mètres au-dessus du niveau de l'eau. Si l'on prend en considération la surrection qui a agit sur ce profil depuis 150 à 200 ka, en permettant une élévation d'une dizaine de mètres suivant la valeur choisie, entre 60m/Ma et 80 m/Ma suivant les auteurs (voir la discussion à ce sujet dans la partie 1), on retrouve bien l'écart d'altitude observée aujourd'hui entre le bedrock et ce paléo-profil.

Ces données appuient l'hypothèse, que nous avons utilisée dans la suite de cette étude : le profil initial d'une simulation peut être construit à partir du profil d'équilibre (modifié à proximité de la source pour tenir compte de la tectonique). Le profil construit à partir des données de la fin du stade 6 et du stade 5e est très proche du profil actuel qui lui-même est supposé être à l'équilibre, ou presque.

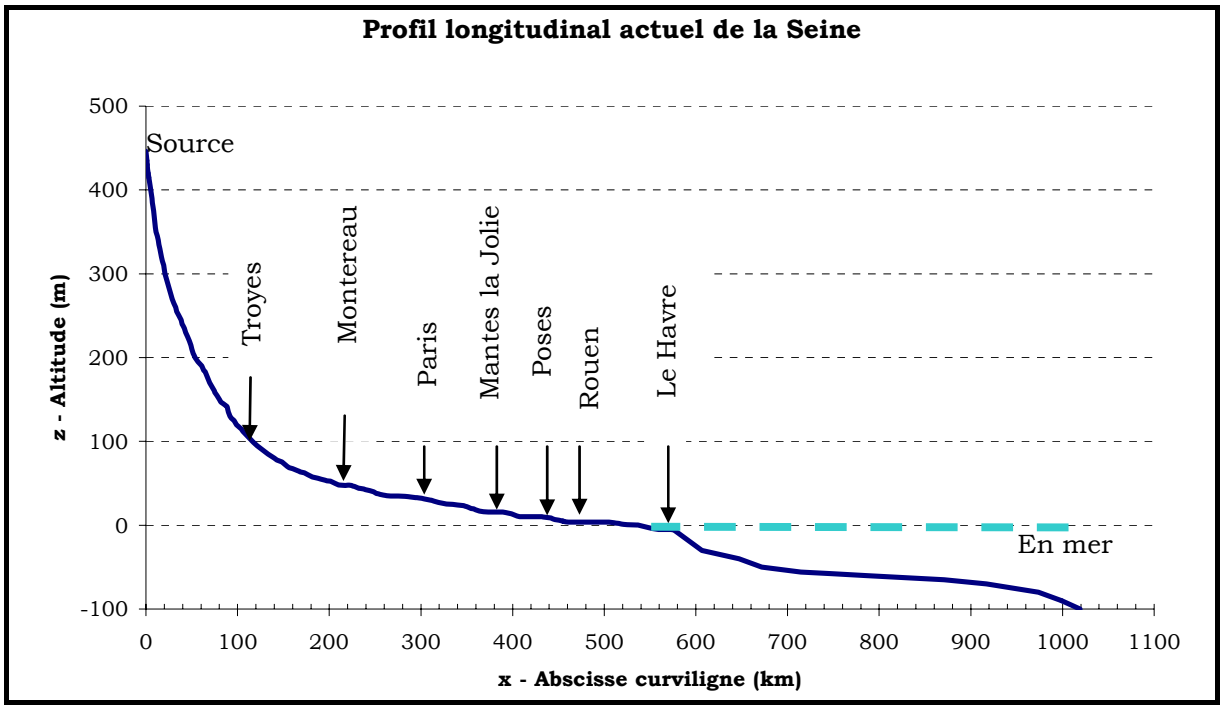


Figure 3.4. Tracé du profil longitudinal actuel de la Seine et de quelques villes repères.

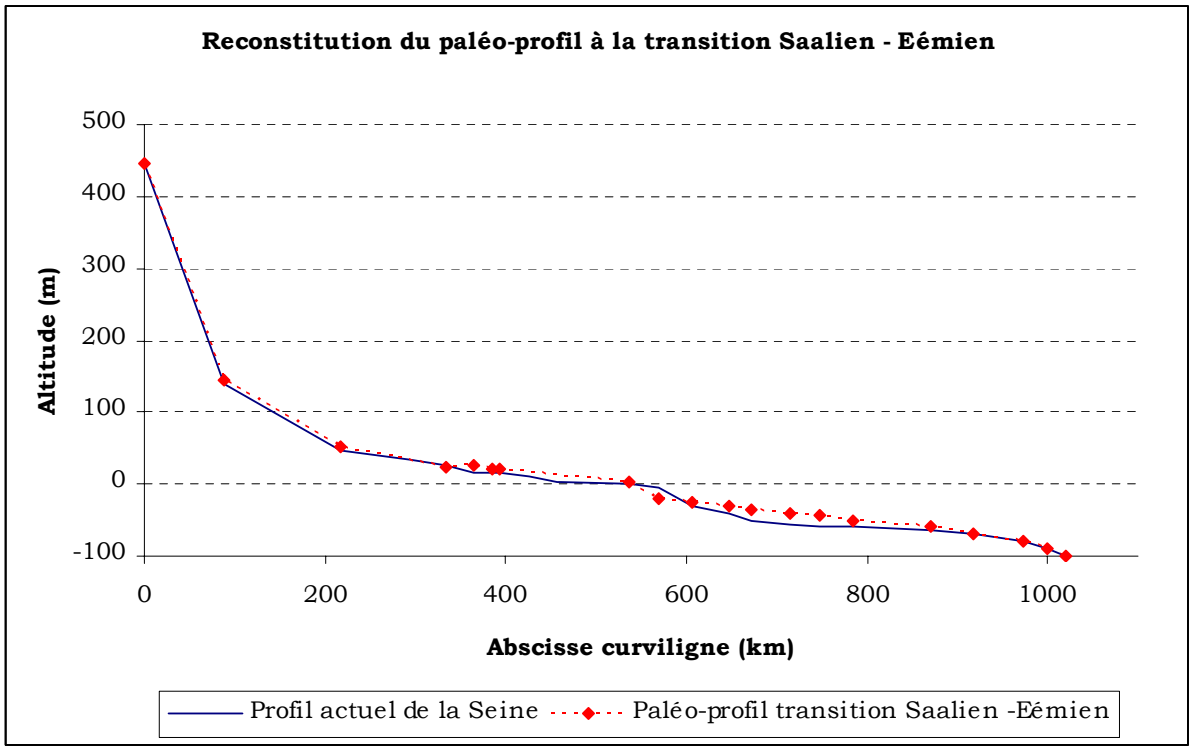


Figure 3.5. Reconstruction du paléo-profil à la transition Saalien (stade 6)- Eémien

3.1.A-4. Evolutions spatiale et temporelle de la largeur d'action

3.1.A-4.1. La largeur d'action actuelle

La largeur d'action actuelle de la rivière est la largeur sur laquelle la Seine a évoluée au cours de la dernière période climatique soit l'interglaciaire Holocène au sens large (depuis le Dryas jusqu'à aujourd'hui). Cette largeur peut donc être connue à partir de la largeur des dépôts postglaciaires et holocènes, regroupés sous l'appellation Fz sur les cartes géologiques.

Cette largeur a été mesurée sur les cartes topographiques au 1/25 000ème et sur les cartes géologiques au 1/50 000ème. Le tableau 3.3 et la figure 3.6 ci-dessous présentent les données utilisées dans les simulations, c'est-à-dire les valeurs obtenues après un lissage des données brutes.

Ville	Abscisse curviligne (km)	Largeur d'action lissée (m)
Source	0	25
Amont de Troyes - Champagne humide	100	365
Romilly	150	2500
Amont de Montereau	195	2500
Amont de Fontainebleau	225	350
Proximité de Corbeil	270	400
Maisons-Alfort	290	2000
Paris	310	700
Flins sur Seine	370	700
Tourville	460	750
Vatteville	525	2000
Le Havre	570	10200
En mer (Barfleur)	710	15000

Tableau 3.3. Valeurs lissées de la largeur d'action actuelle de la Seine.

* Influence de la lithologie et des points de confluence

Afin de tenter d'expliquer les variations spatiales de la largeur d'action de la Seine actuellement, nous avons étudié l'influence de la lithologie et des confluences. En effet, on peut penser que les propriétés des roches et surtout l'érodabilité, influent sur la largeur d'action. La localisation des confluences pourrait également avoir un impact : l'apport ponctuel en eau et en sédiments de la part d'un affluent, ainsi que la migration des points de confluences, peuvent accentuer et accélérer l'élargissement de la vallée.

La figure 3.7 permet de voir que dans certains cas, l'accroissement de la largeur d'action correspond à l'arrivée d'un affluent, comme c'est le cas pour la Marne ou l'Yonne. Cependant, cet élargissement est très limité dans l'espace et est très rapidement régularisé.

En étudiant la figure 3.8, on peut constater que la lithologie est, dans certains cas, un facteur qui peut expliquer certaines variations de la largeur d'action, comme son augmentation à la traversée des sables et des gypses à l'approche de Paris, ou à celle des sables et argiles de la Champagne humide. Cependant, elle ne permet pas de comprendre toutes les variations, comme celles entre autres, qui ont lieu au sein de la même lithologie (diminution dans le troisième tiers de la Champagne crayeuse) – (voir à ce sujet Brocard et Van der Beek, 2006).

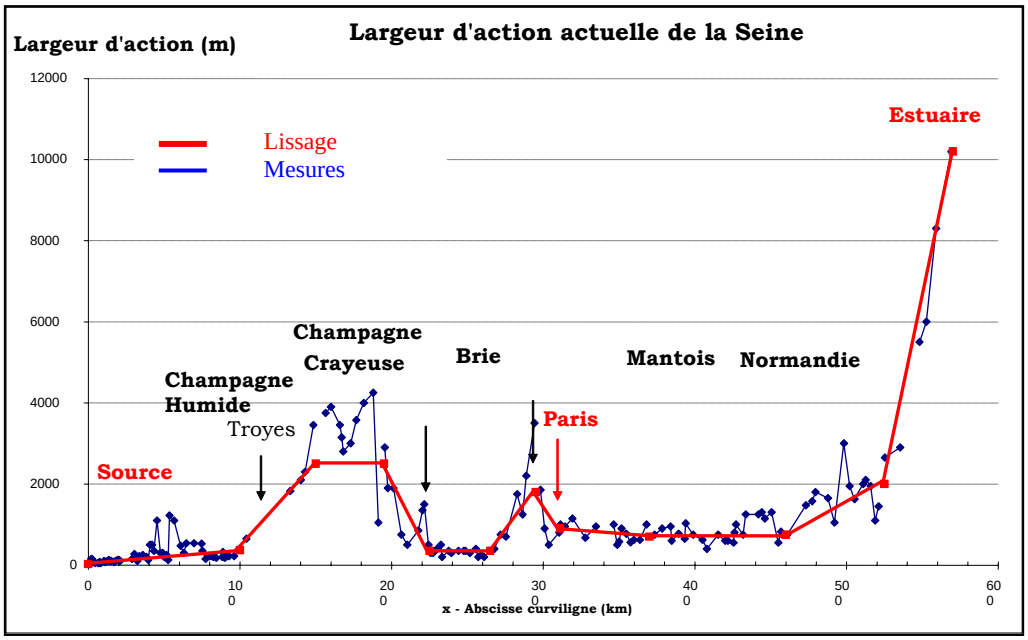


Figure 3.6. Données et courbe lissée de la largeur d'action actuelle de la Seine.

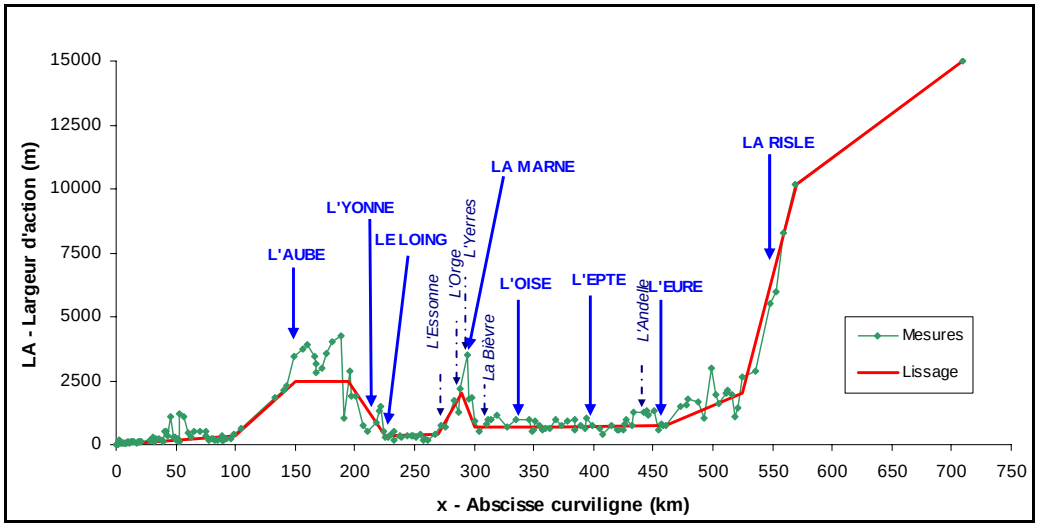


Figure 3.7. Evolution de la largeur d'action actuelle de la Seine suivant les points de confluence

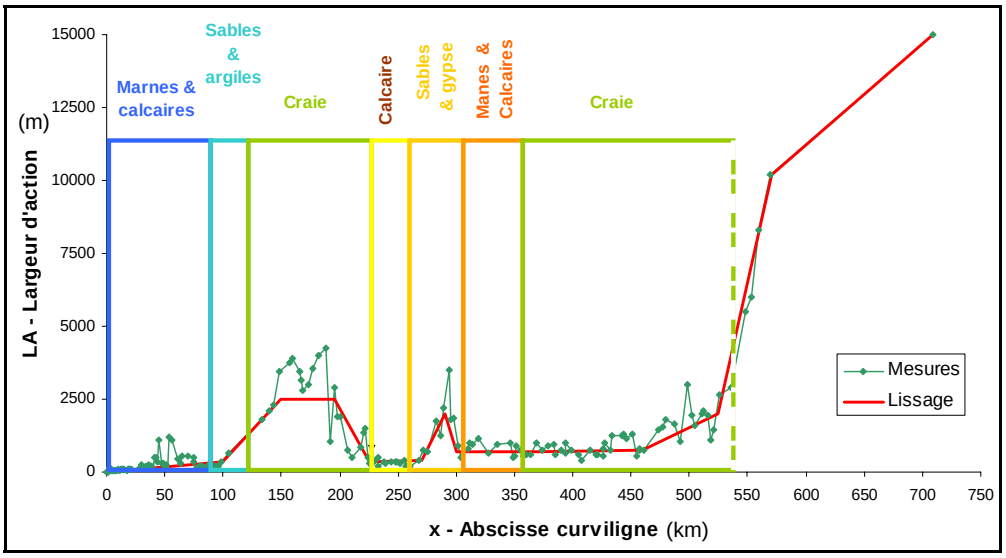


Figure 3.8. Evolution de la largeur d'action actuelle de la Seine suivant les lithologies traversées

3.1.A-4.2. Evolution dans le passé de la largeur d'action

Une bonne approximation des largeurs d'action de la Seine dans le passé est la largeur des terrasses ou nappes alluviales correspondant aux différentes périodes glaciaires. En effet, la mesure de l'extension latérale des alluvions permet d'estimer l'extension latérale maximale qu'a eue la rivière, c'est-à-dire sa largeur d'action. En effectuant des mesures pour différentes périodes de temps, il est possible de reconstituer l'évolution temporelle de la largeur d'action. Ceci suppose que la largeur d'action décroît avec le temps.

Dans le cas du Bassin Parisien où les terrasses, étagées, sont plutôt bien conservées, cette méthode permet une estimation globalement plausible de la largeur d'action de la rivière au cours d'une période climatique froide donnée, sous réserve que les terrasses soient bien préservées.

Nous avons donc mesuré, quand cela avait un sens, la largeur de la nappe alluviale formant chaque niveau de terrasse. Après les avoir étudiées et groupées suivant leurs âges et/ou leur altitude relative, nous avons pu reconstituer une partie plus ou moins importante de l'évolution de la largeur de la vallée de la Seine le long du profil au cours de divers périodes climatiques froides. Nous avons ensuite extrapolé ces valeurs à tout le profil afin de pouvoir utiliser ces mesures dans les simulations.

D'après l'étude des terrasses effectuée et présentée précédemment, on peut penser que la largeur d'action de la Seine au cours du Weichsélien Supérieur et du Tardiglaciaire était proche de la largeur d'action actuelle puisque la nappe grossière mise en place au cours de cette période a été recouverte par les alluvions d'âge Holocène en aval de Paris, en Basse-Seine et dans la région Mantaise, et que les limons tardiglaciaires de Montereau sont dans la plaine alluviale actuelle.

* Au Weichsélien

La figure 3.9 ci-dessous, qui présente la largeur d'action évaluée à partir des dépôts du Weichsélien, nous a permis d'estimer qu'au cours du Weichsélien, la largeur d'action était environ 1,2 fois plus grande qu'actuellement.

* Au Saalien

Avec la même méthode, nous avons pu estimer qu'en moyenne, la largeur d'action de la Seine au Saalien était 1,5 fois plus grande que la largeur d'action de la Seine actuellement.

La figure 3.10 présente les résultats de cette étude pour le Saalien (-250 ka à –130 ka).

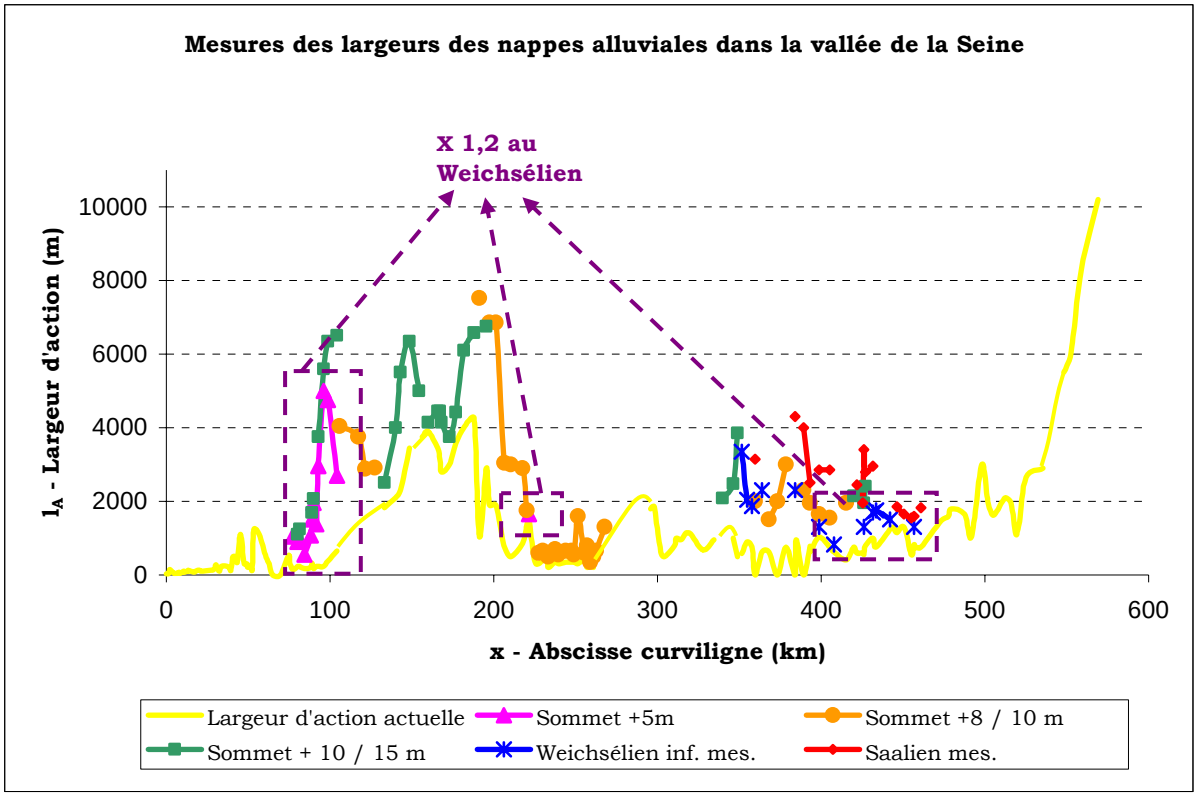


Figure 3.9. Evaluation de la largeur d'action de la Seine au cours du Weichsélien

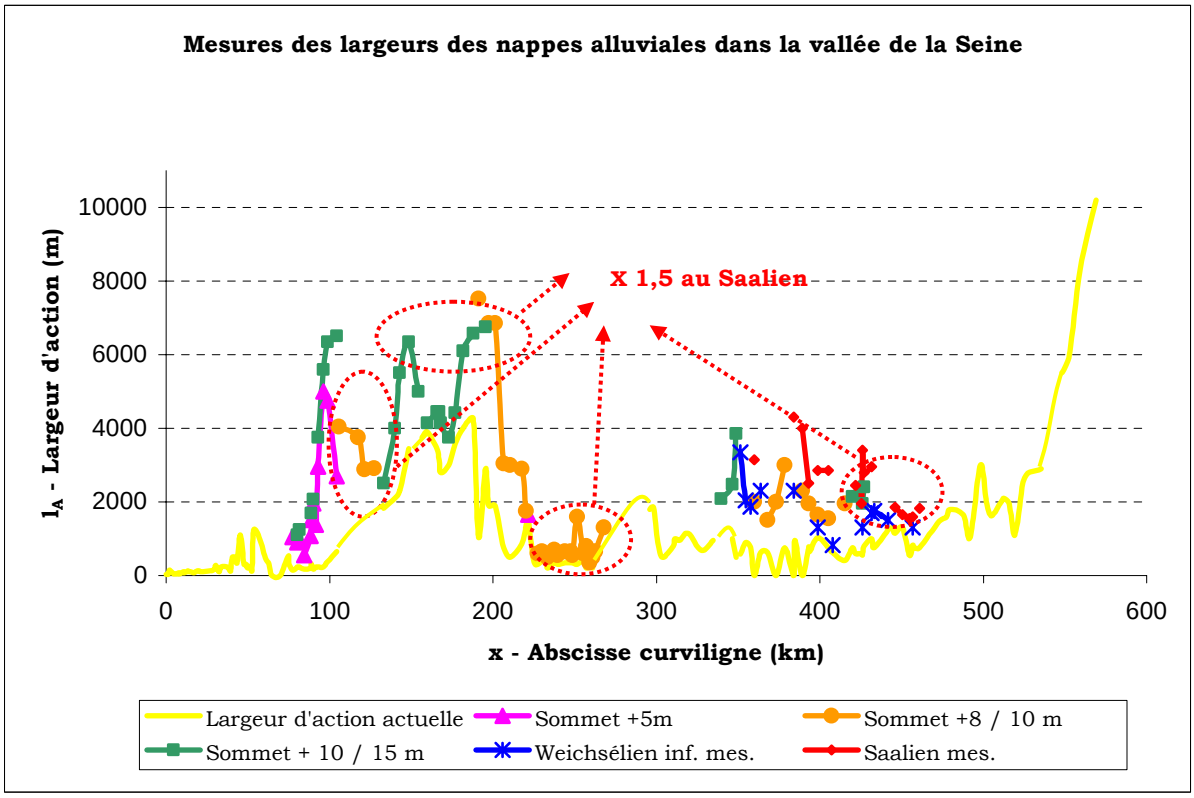


Figure 3.10. Tracé de la largeur d'action au cours du Saalien de la Seine.

* Comment évaluer la largeur d'action du Quaternaire moyen et jusqu'à –1 Ma?

Il est très difficile d'estimer la valeur de la largeur d'action pour des périodes plus anciennes que le Saalien.

Les très hautes terrasses de la région de Paris que sont la nappe de Yerres et celle de Sénart (cf annexe 3.1), se seraient formées au cours du début du Pléistocène moyen, c'est-à-dire vers –1 Ma. Elles sont situées respectivement à environ +85 et +60m au-dessus de la Seine. Aucun niveau aussi haut n'a été reconnu plus en amont sur le cours de la Seine. Sur le cours du Loing ou de l'Yonne, il existe des niveaux à ces altitudes comme par exemple les formations de Cuy (+60m) et de Troncy (+80 m) dans l'Yonne (Chaussé *et al.*, 2004). Plus en aval sur le cours de la Seine, des niveaux situés à ces altitudes ont également été reconnus.

Le problème est que ces terrasses ne sont pas assez nombreuses ni suffisamment bien préservées et datées pour pouvoir évaluer une largeur qui ait un sens en plusieurs points sur le long du profil, ce qui permettrait ensuite de proposer une reconstitution.

En outre, la largeur des dépôts situés au sommet sur le plateau, plus facilement mesurable (les dépôts sont plus épais et donc mieux préservés), pose problème. Ces Sables de Lozère qui forment la plus haute nappe alluviale, se seraient mis en place au cours de la transition Pliocène et seraient donc antérieurs à la période de temps qui nous intéressent. D'autre part, ces dépôts ont été mis en place par un cours d'eau vraisemblablement plus puissant que ne l'est la Seine actuellement, puisqu'il regroupait les écoulements de la Loire actuelle (qui a depuis changé de cours, mais qui rejoignait la Seine par la vallée du Loing) et de la Seine (Tourenq et Pomerol, 1995). Cette pré-Loire/pré-Seine divaguait fortement et était donc déjà légèrement encaissée dans les plateaux au Pliocène.

Cependant, nous proposons tout de même, faute de mieux, une estimation de la largeur d'action de la seine il y a 1 Ma. A partir des rares données reproduites sur la figure 3.11, nous proposons de choisir une largeur d'action 9,5 fois plus grande qu'actuellement.

La figure 3.12 présente l'évolution du paramètre $l_{A\text{-}T}(t)$ contrôlant le rétrécissement de la largeur d'action au cours du temps pour la vallée de la Seine. L'évolution quasi-linéaire de ce paramètre ne représente sûrement pas l'évolution réelle de la largeur du fond de la vallée, un modèle plus fin serait plus intéressant. Cependant, dans le cadre de notre étude et des objectifs de validation des paramètres par des calculs sur le passé pour des simulations prospectives, nus avons choisi de garder cette première tentative de prise en compte des variations spatiales et temporelles de la largeur d'action.

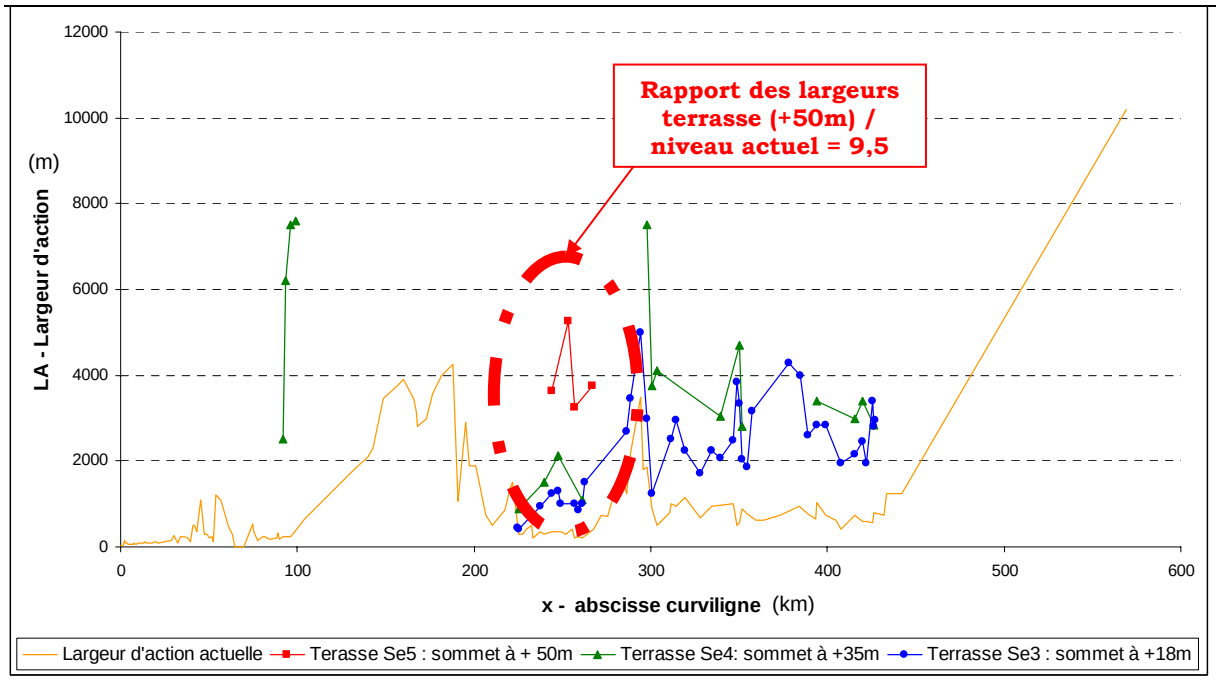


Figure 3.11. Tracé de la largeur d'action au cours du Quaternaire ancien, vers –1 Ma.

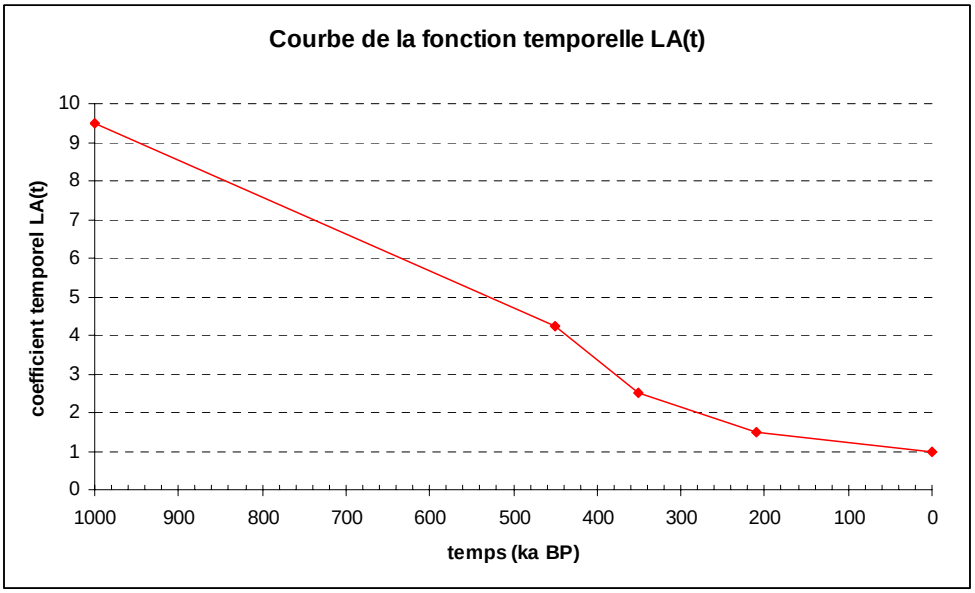


Figure 3.12. Evolution de la largeur d'action au cours du temps dans la vallée de la Seine

3.1.A-5. Estimation de la surrection tectonique

Pour estimer la vitesse de surrection tectonique dans la vallée de la Seine, il nous faut travailler à partir des replats observés sur le terrain pour lesquels une datation et une altitude fiables ont été proposées. La figure 3.13 ci-dessous représente ces différents replats auxquels on a retranché une altitude afin que tous soient alignés sur le replat le plus jeune, celui du Weichsélien (qui correspond à l'altitude du substratum rocheux dans bien des cas).

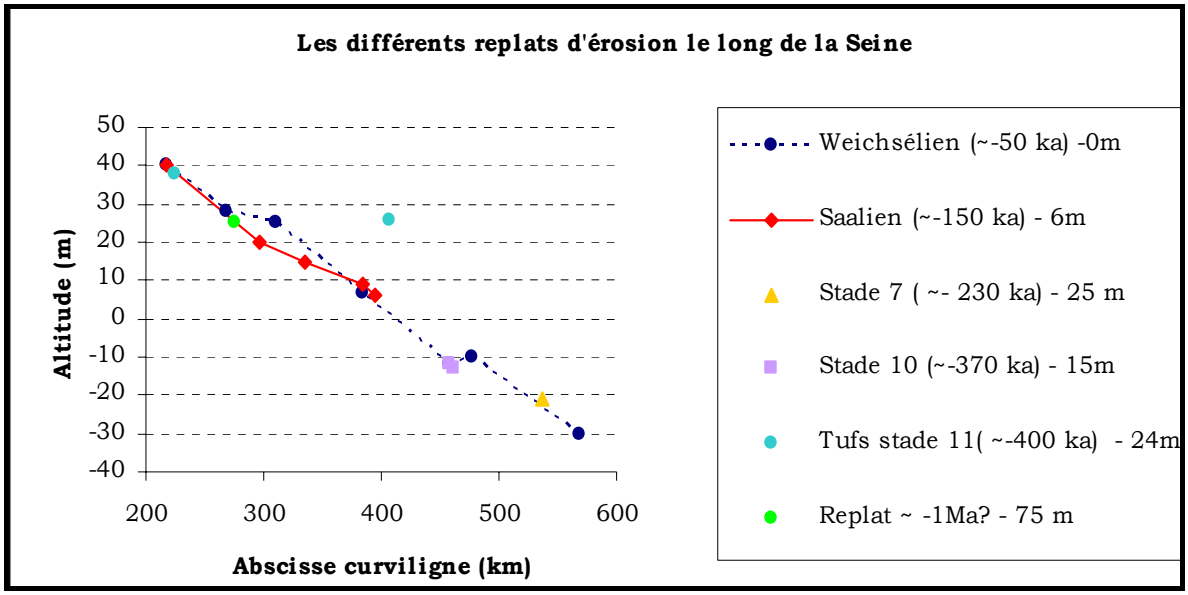


Figure 3.13. Les différents paliers d'érosion de la Seine alignés sur le replat du Weichsélien

A partir de ce schéma, nous avons tenté de reconstituer un historique des valeurs du taux d'incision : le replat daté de –1 Ma situé à 75m du replat Weichsélien indique un taux de 7,7m /100 ka, le tuf de la Celle sur Seine daté de l'Holsteinien (~- 400ka) donne une valeur assez proche de 6,75 m/100 ka, le palier daté du Saalien Inférieur (stade 10) permet de proposer une vitesse de 4,4m /100 ka et celui du Saalien Supérieur un taux de 4m /100 ka. Le replat de la dune pré-éémienne de Tancarville laisse suggérer une incision de 12,5m en 100ka.

Ces valeurs sont assez disparates mais laissent penser à un possible ralentissement de l'incision depuis le Saalien. Cependant, l'incision étant réalisée sous l'action combinée de la surrection tectonique, du climat et des fluctuations eustatiques dans la partie estuarienne et sous marine de la vallée, on ne peut pas conclure directement à une réduction de la surrection tectonique. Les données datant du stade 10 sont situées à Tourville et Cléon, elles ont subi une forte influence de l'eustatisme et doivent être traitées avec prudence dans l'estimation de la surrection tectonique, comme les observations concernant la dune Eémienne de Tancarville.

L'ordre de grandeur fournit par les très vieilles terrasses, rejoint la proposition de Lautridou (Lautridou *et al.*, 2003) d'une surrection tectonique 70 m/Ma. Les valeurs obtenues avec les données du Saalien sont plutôt en accord avec celles de Lefebvre ou de Larue qui estiment la vitesse de surrection est plus faible, entre 50 m/Ma (Lefebvre *et al.*, 1994). Pour cette période du Saalien et jusqu'à l'actuel, Larue (2003) propose une valeur de 10 m/Ma qui nous parait trop faible.

Nous proposons donc de tester différents scénarios au cours des simulations : c'est-à-dire 60 m/Ma et 80 m/Ma. Le scénario qui conduira aux meilleurs résultats pourra nous permettre de discuter puis de proposer une tentative de reconstitution de la surrection tectonique au cours du Quaternaire dans bassin de la Seine.

3.1.A-6. Calcul des paramètres du modèle

3.1.A-6.1. Les paramètres du modèle spatial

La banque HYDRO nous a permis de collecter les valeurs du débit, de superficie du bassin versant. La largeur du fleuve a été estimée à partir de la largeur de la rivière représentée sur les cartes topographiques 1/25 000.

Les valeurs des paramètres hydrologiques de la Seine utilisées par la suite sont résumées dans le tableau situé en annexe. Ces valeurs permettent de déterminer les paramètres du modèle spatial en cherchant les valeurs des coefficients a_w, b_w, a_Q, a_{BV} et b_{BV} pour lesquelles la fonction de débit, d'aire drainée ou de largeur de la rivière est la plus proche des données. Les extrapolations de ces coefficients, ainsi que celle des paramètres BV_0, a_2 et b_2, utilisés pour le calcul de l'abscisse de la source réelle x_{SR}, ont été effectuées avec le logiciel Gnuplot.

* Calcul de l'abscisse de la source virtuelle et des paramètres de l'équation de l'aire drainée

Suivant la méthode que nous avons explicités dans la partie 2, les coefficients du modèle spatial sont déterminés sur le profil complet, qui débute à une source virtuelle en amont de la source réelle de la Seine jusqu'au dernier point du profil réel.

Dans le cas de la Seine, la valeur de la superficie du bassin versant à la source BV_0 n'est pas connue. Cependant, en étudiant les données représentées sur la figure 3.14, on peut voir que la relation entre l'abscisse curviligne et l'aire drainée est de la forme exponentielle depuis la source réelle et sur les premiers 90km du profil de la Seine. Cette relation supplémentaire $BV(x) = BVo * \exp(a * x)$ nous permet d'estimer la valeur probable de la superficie du bassin versant de la source réelle, BVo.

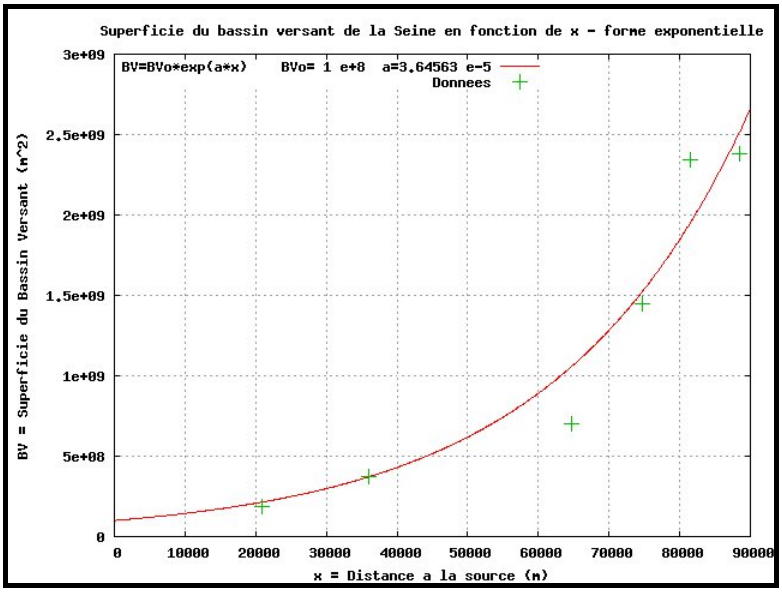


Figure 3.14. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine
sur les 90 premiers kilomètres du profil et de son ajustement selon une fonction exponentielle

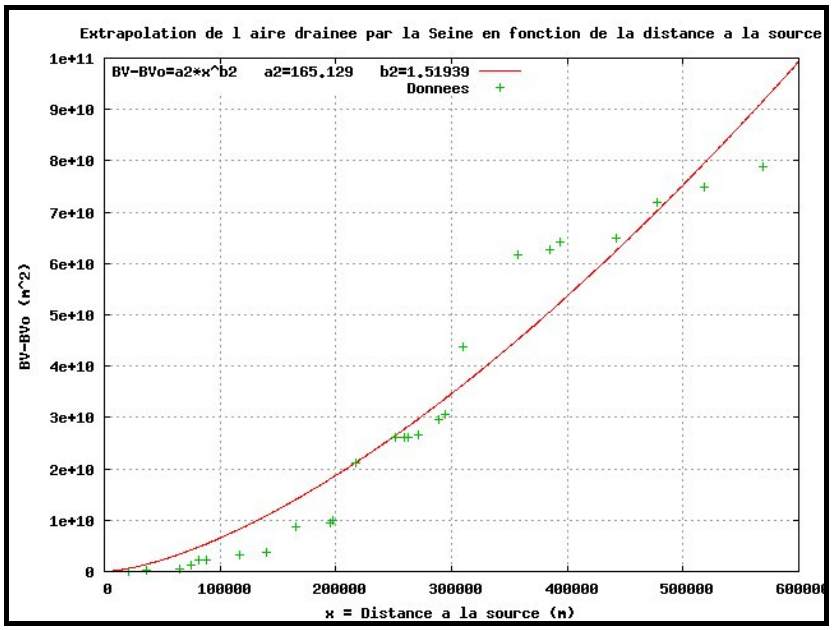


Figure 3.15. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine BV- BV0
et de son ajustement selon une fonction puissance

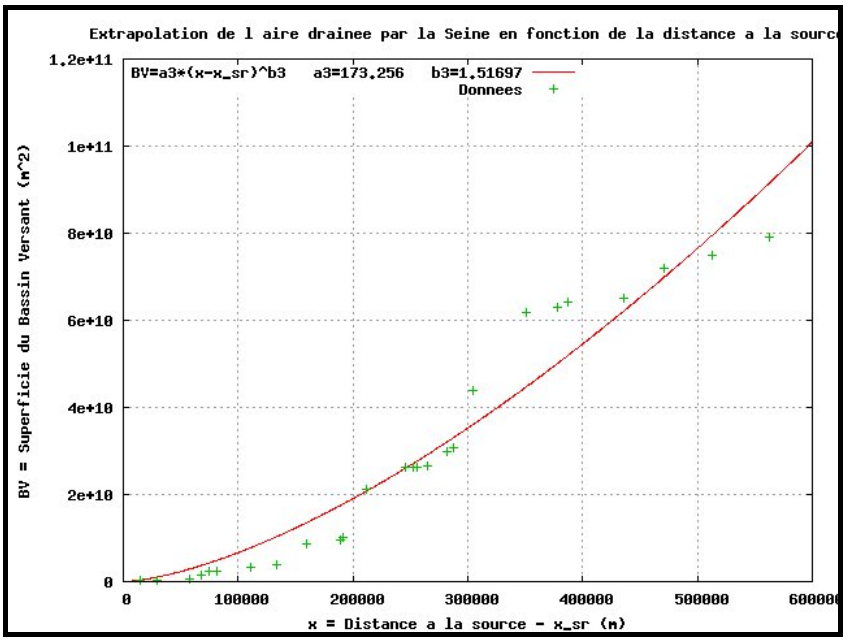


Figure 3.16. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine
le long du profil virtuel et de son ajustement selon une fonction puissance

BV_0 permet ensuite d'évaluer par ajustement (figure 3.14) les coefficients a_2 et b_2 définis à partir de la relation $BV(x) - BVo = a_2 * x^{b_2}$, qui nous donnent une estimation de l'origine virtuelle du profil : $x_{SR} = \left(\frac{BVo}{a_2}\right)^{\frac{1}{b_2}}$.

Comme nous l'avions montré au chapitre 2.3, l'algorithme d'ajustement converge rapidement et l'estimation des coefficients est ensuite utilisée pour déterminer (figure 3.16) finalement les coefficients a_{BV} et b_{BV} dans l'équation suivante :

$$BV(x + x_{SR}) = a_{BV} * (x + x_{SR})^{b_{BV}}$$

Le tableau 3.4 ci-dessous reprend les valeurs obtenues jusqu'ici et permet ainsi de remarquer les valeurs très proches des coefficients a_2 et a_{BV} ainsi que b_2 et b_{BV}.

Coefficient	Valeur
a	3,64563 e^{-5}
BV_0	1 e+08 m²
x_{SR}	6391,3239
a_2	165,129
b_2	1,51939
a_{BV}	173,256
b_{BV}	1,51697

Tableau 3.4. Valeurs des paramètres du modèle de bassin versant

✱ <u>Calculs des paramètres du modèle de débit puis de largeur du fleuve</u>

Le paramètre du modèle de débit a_Q et les deux coefficients nécessaires à l'expression de la largeur de la rivière, a_w et b_w, ne dépendant pas du choix d'un profil réel ou virtuel. Les figures 3.17 et 3.18 présentent les résultats des extrapolations réalisées pour connaître ces derniers coefficients.

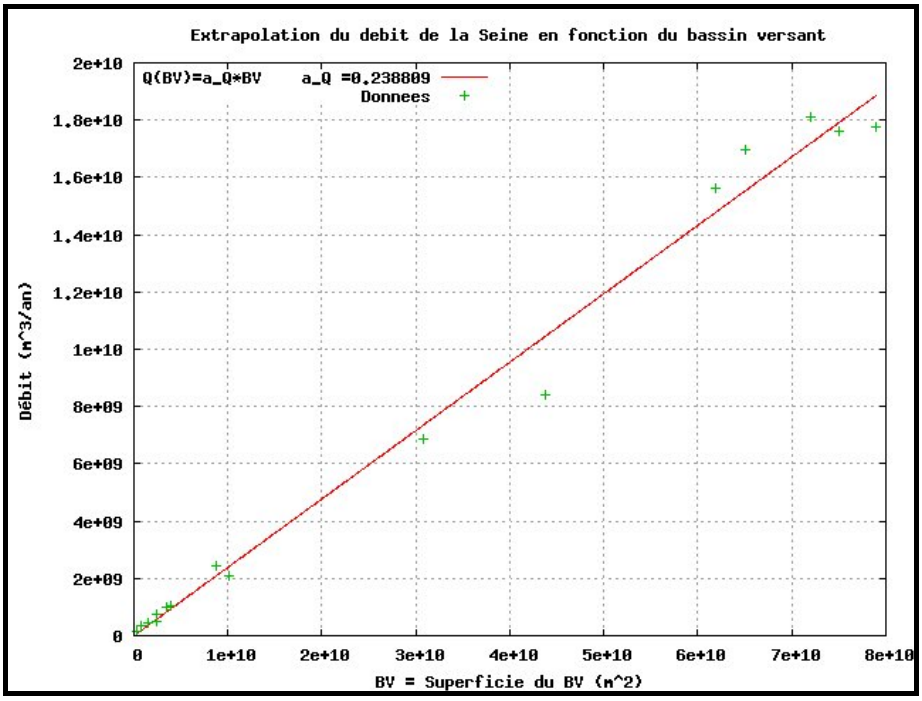


Figure 3.17. Tracé du débit de la Seine en fonction de la superficie du bassin versant et de son ajustement selon une relation linéaire

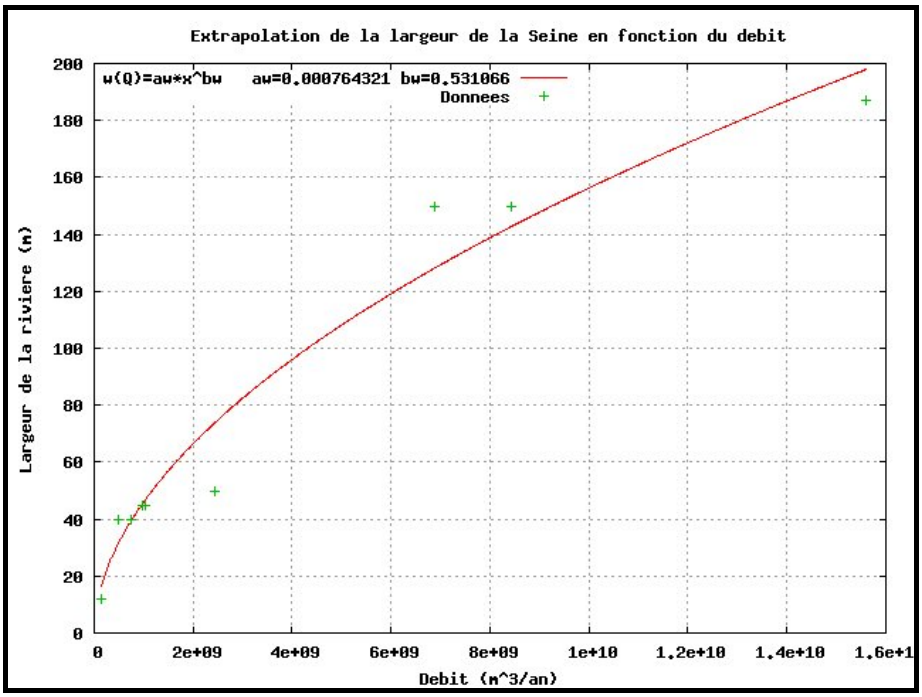


Figure 3.18. Tracé de la largeur de la Seine de son débit
et de son ajustement selon une relation de puissance

✱ Synthèse et calcul de qwX (x)

A partir de l'évaluation de ces paramètres par ajustement des différentes fonctions du modèle spatial aux mesures de terrains, il est possible de calculer les valeurs des coefficients a_{qw} et b_{qw} utilisés pour exprimer le débit par unité de largeur q_{wX} défini par :

$$q_{wX}(x) = a_{qw} * x^{b_{qw}}$$

avec

$$a_{qw} = \frac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w} = 7496{,}6646 \qquad \text{et} \quad b_{qw} = b_{BV} * (1 - b_w) = 0{,}7113588$$

✱ Evaluation du coefficient α du modèle spatial d'apport latéral B_X

Le débit solide de la Seine à Poses est estimé à partir du débit liquide et des teneurs de matière en suspension. Les apports solides journaliers sont compris entre quelques centaines de tonnes en période d'étiages et 20 à 30 000 tonnes en crue. Ils sont évalués entre 600 000 et 700 000 tonnes/an, (Lesourd, 2000 *in* Garnaud, 2003), toutefois ces valeurs peuvent varier d'un facteur 3 d'une année sur l'autre.

Des travaux menés sur la Seine à Poses menés par Mouchel et al.. 1998 et Meybeck *et al.*. 1998, (cités dans la thèse de Lejeune, 2005), ont montré que le taux de transport de matières en suspension de la Seine avait une valeur de 11 t/km²/an. Le rapport matières en suspension (MES)/matière dissoute communément admis est de 1/10 (Milliman & Meade, 1983) soit une masse totale d'environ 121 tonnes/km²/an. Cependant, nous ne devons considérer ici que la masse de MES transportée car la matière dissoute ne participe pas à la formation des nappes alluviales.

Pour convertir ce débit de sédiments en taux de dénudation, on utilise la densité du matériau pour convertir la masse en un volume. Les valeurs ci-dessous sont exposées dans le tableau 3.5 ci-dessous résumant les valeurs proposées par Young & Saunders, 1986, et reprises par Selby, 1993.

Matériel	Densité
Silts	1,25
Graviers	2,1
Roche dure	2,65
moyenne	2,5

Tableau 3.5. Densités de plusieurs matériaux utilisées dans le calcul du taux de dénudation

Ainsi 11 t/km²/an représente $11.10^{-6}/2,5 = 4,4.10^{-6}$ m³/m²/an. Le taux de dénudation, qui est noté α dans le modèle, est donc de : **$\alpha = 4,4\ 10^{-6}$ m/an =4,4 mm/ka = 4,4 m/Ma**.

Ceci nous permet alors de calculer les deux coefficients du modèle spatial d'apport latéral B_X défini par : $B_X(x) = a_B * x^{b_B}$

avec $a_B = \dfrac{\alpha * a_{BV}^{1-b_w} * b_{BV}}{a_w * a_Q^{b_w}} = 0,2095304$ et $b_B = [b_{BV} * (1 - b_w)] - 1 = -0,2886412$

Le tableau 3.6 ci-dessous reprend toutes les valeurs obtenues précédemment, et qui seront utilisées dans la suite pour les simulations. On note que les valeurs des coefficients sont très semblables que la source virtuelle soit prise en compte ou pas.

Coefficients du modèle spatial	Valeurs dans le cas de la Seine avec une source virtuelle	Valeurs dans le cas de la Seine sans source virtuelle
a_{BV}	173,256	135,894
b_{BV}	1,51697	1,53403
a_Q	0 ,238809	0 ,238809
a_w	0,000764321	0,000764321
b_w	0,531066	0,531066
a_{qw}	7496,6646	6689,6157
b_{qw}	0,7113588	0,7193588
α	$4,4\ 10^{-6}$ m/an	$4,4\ 10^{-6}$ m/an
a_B	0,2095304	0,1890763
b_B	-0,2886412	-0,2806412

Tableau 3.6. Valeurs des coefficients du modèle spatial avec et sans source virtuelle, dans le cas de la Seine

3.1.A-6.2. Calcul des coefficients ETD érosion/transport/dépôts $\{\lambda_i\}$

Comme nous l'avons montré dans la partie 2, le choix de ces coefficients $\{\lambda_i\}$ repose sur l'hypothèse que la Seine est actuellement à l'équilibre. Ceci implique que le profil digitalisé de la Seine soit confondu avec le profil donné par l'équation théorique d'équilibre. La méthode consiste à tester plusieurs jeux de coefficients $\{\lambda_i\}$ et $\{X_i\}$, les abscisses des changements de coefficient ETD, jusqu'à l'ajustement.

Les conditions spatiales et temporelle actuelles, c'est-à-dire les coefficients du modèle spatial exposés dans le tableau 3.6, et les coefficients du modèle temporelles égales à 1, appliquées à cette équation d'équilibre conduisent, après comparaison avec le profil digitalisé de la source jusqu'à Tancarville, à l'évaluation suivante des coefficients $\{\lambda_i\}$ (tableau 3.7) ci après, et la figure 3.19 expose ces résultats.

$\{X_i\}$ Abscisse des tronçons (km)	**Valeur de λ_i**
[0 ; 40]	0,05
[40 ; 89]	0,06
[889 ; 120]	0,08
[120 ; 180]	0,15
[180 ; 335]	0,35
[335 ; 642]	0,6

Tableau 3.7 Valeurs des coefficients $\{\lambda i\}$ de la Seine à partir des données actuelles

Les abscisses des points du profil où le coefficient ETD change ne correspondent pas à des changements de lithologie. Nous avons ajusté des valeurs $\{X_i\}$ de façon totalement empirique. Ceci n'exclue pas qu'il existe une justification de terrain mais celle-ci reste à faire.

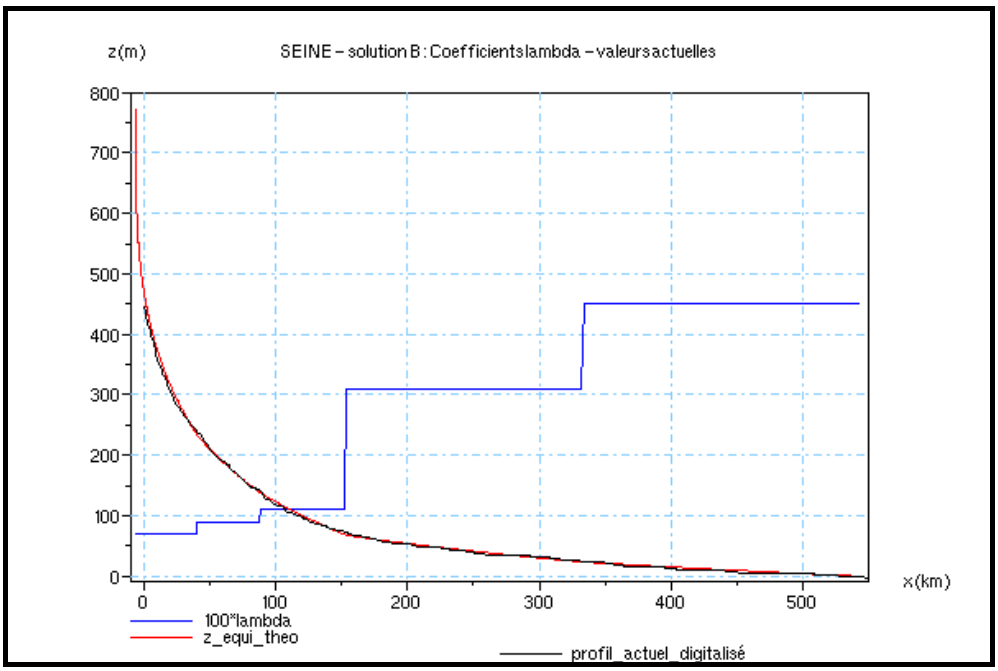


Figure 3.19. Evaluation des coefficients $\{\lambda i\}$ de la Seine à partir du profil continental actuel.

Les coefficients ETD qui correspondent à la partie aujourd'hui sous-marine du profil de la Seine, depuis l'estuaire jusqu'aux fosses, ne peuvent être déterminés par cette méthode. Il nous faut réaliser des simulations suivant différents jeux de valeurs et comparer les résultats avec les données de terrain pour trouver les valeurs des paramètres qui donnent les taux d'incision et de dépôts les plus réalistes.

Cette étude est présentée dans le chapitre suivant.

3.1.A-6.3. Evaluation de l'altitude de la source virtuelle

La méthode exposée dans la partie 2 de cette étude suggère d'utiliser l'équation de l'équilibre théorique pour déterminer l'altitude de la source virtuelle. Etant donné que nous avons maintenant déterminé tous les paramètres nécessaires à l'utilisation de cette équation, nous pouvons résoudre le système d'équation exposé précédemment. Ceci nous conduit à une évaluation de l'altitude à z_{SV} = 75,293m, si x_{SR}=6391,3239 m.

Le tableau 3.8 ci après reprend les valeurs des paramètres caractéristiques du profil, qui sont nécessaires pour le calcul du profil d'équilibre à partie de l'équation analytique.

Paramètres caractéristiques du profil	
z_{SV}	757,293m
x_{SR}	6391,3239m
z_{SR}	446m
L (longueur du profil réel)	1019km
z_L	-100m

Tableau 3.8. Paramètres caractéristiques du profil en long actuel de la Seine

3.1.B. LA MARNE

3.1.B-1.Présentation de la vallée de la Marne

3.1.B-1.1. Géographie générale

La Marne est le plus long affluent de la Seine. Elle possède un bassin versant de 12 679 km² et est longue de 525km. Les limites de ce bassin constituent la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Seine, celui de la Meuse et celui du Rhône.

La partie amont de la Marne, la zone plus à l'Est, est soumise à un climat plutôt continental où les hivers sont très froids. Dans la région parisienne, le climat est plus doux et océanique.

La Marne a été le siège d'une capture non négligeable lors de l'avant-dernière glaciation : celle du système Saulx-Ornain. Cette capture est sans doute celle qui a affecté le plus le bassin de la Marne. En effet, le rattachement du bassin versant du système Saulx-Ornain à celui de la Marne a augmenté la superficie de ce dernier de plus de 15 %.

Les parties supérieures de la Saulx et de l'Ornain sont inscrites dans les plateaux calcaires jurassiques et ont des cours parallèles qui se sont orienté SE-NO. Tout comme la Marne, ces deux cours d'eau changent brusquement de direction. Ils prennent une orientation nettement E-NE/O-NO, formant un coude à l'entrée du Perthois pour y rejoindre la Marne près de Vitry-le-François. Dans la partie sommitale de ces vallées, on rencontre de vastes nappes alluviales que les auteurs précédemment cités ont identifiées comme étant de vastes épandages de galets et graviers jurassiques mis en place au cours des périodes froides. L'orientation septentrionale du paléo-écoulement est attestée par la diminution des surfaces alluviales et la taille des alluvions vers l'Aisne. Les datations réalisées sur les dernières nappes alluviales du système Saulx-Ornain avant la capture donnent un âge compris entre 209 +/-21 ka et 150 +/-19 ka (Cojan et Voinchet, 2003 et 2004), soit au cours du stade 6. Le différentiel d'incision entre la Marne et la Saulx, plus hauts, est à l'origine de la vague d'érosion régressive rapide lancée dans la Vière (ancien affluent de la Marne), qui est alors allé capter ces deux cours d'eau (Harmand *et al.*. 2002). Par ailleurs, le changement de lithologie traversée par le système Saulx-Ornain a favorisé l'engorgement des cours d'eau et provoqué ainsi un changement de direction (Harmand *et al.*. 2002). Enfin, les soutirages karstiques ont pu affaiblir le débit de la Saulx et ralentir le creusement de la vallée.

3.1.B-1.2. Description des paysages traversés

Les régions traversées par la Marne sont très semblables aux régions traversées par la vallée de la Seine. Les structures géologiques suivent le même enchaînement de faciès, les cuestas traversées par la Seine sont le prolongement vers l'ouest de celles traversées par la Marne. L'occupation des sols, les paysages secs ou humides, les reliefs étant donc très proches, nous présentons ci après une description plus sommaire de la vallée de la Marne.

La Marne prend sa source sur le plateau du Bassigny, à Balesmes sur Marne, à 419m d'altitude. La nature argileuse ou argilo-gréseuse du substrat liasique (Domérien/Toarcien), essentiellement imperméable, permet la mise en place de nombreux ruisseaux. Ce plateau constitue le revers de la côte de Moselle. Son altitude ne dépasse pas 450m.

Très vite, la Marne traverse la cuesta bajocienne, dont l'altitude peut localement atteindre 550m. La lithologie de cette région est constituée de calcaires à polypiers du Bajocien moyen, surmontés par les calcaires oolithiques durs du Bajocien supérieur. Ce plateau est très aride et possède un réseau de drainage presque nul : l'infiltration y est généralisée et les karsts fonctionnent. Vers Chaumont, la Marne s'écoule sur les calcaires durs du Bathonien.

A Bologne, la Marne traverse la Côte de Meuse, formée par les calcaires oxfordiens. Le plateau est assez monotone et les altitudes maximales sont de l'ordre de 420 m, soit 150 m au-dessus du fond de la vallée. Là encore, le réseau de drainage est rendue faible à cause de l'infiltration. Il existe des karsts au sein de ces couches calcaires. L'occupation des sols est forestière et agricole, malgré la pauvreté des sols.

Avant d'atteindre la Côte des Bars, la Marne traverse l'Ornois, région de collines et de vallons recouverts par des prairies. Le substrat de cette région plus irriguée est formé des marnes et marno-calcaires du Kimméridgien. La côte des Bars, constituée de calcaires tithoniens, domine l'Ornois de 50 m environ. A l'est de Joinville, commence le Barrois, et à l'ouest le Vallage. Les altitudes maximales atteintes sur le rebord du front de la cuesta sont d'environ 420 m, mais elles diminuent progressivement jusqu'à 220 m dans la région de St Dizier. Le Barrois et le Vallage sont affectés par une tectonique plus intense que les régions environnantes. En effet, ils sont traversés par le fossé tectonique de la Marne, d'orientation Sud-Nord. Ces plateaux calcaires sont également soumis à l'infiltration et renferment de nombreux karts. Ils sont occupés en majeure partie par les cultures céréalières.

Vers St Dizier, les formations du Crétacé inférieur apparaissent. Sur ces sables et argiles, la forêt est très présente et les ruisseaux nombreux. Lorsque les calcaires n'affleurent plus, la Marne entre alors dans le Perthois. Cette région correspond à la dépression de la Champagne humide traversée par la Seine. Le fond de vallée est alors recouvert d'alluvions dont l'épaisseur varie entre 5 et 7m. Le paysage est ouvert : on peut voir une vaste plaine drainée par la Marne et ses affluents Blaise, Saulx et Ornain. Les altitudes atteignent rarement 150 à 200m dans cette région.

Plus à l'aval, vers Vitry-le-François, la Marne traverse la Côte de Champagne et entre dans la Champagne crayeuse. Incisée dans ce plateau de craie du Crétacé moyen et supérieur, la vallée est rectiligne et les témoins de son incision très peu nombreux. Là aussi, dans la vallée de la Seine, les versants sont lissés par des tapis de colluvions. La plaine d'inondation de la Marne est large de 3 à 4km, les méandres sont instables et les recoupements permanents.

En aval d'Epernay, la Marne s'encaisse dans les couches tertiaires formées d'une forte épaisseur de sables et argiles recouvertes de formations résistantes calcaires. La vallée est encore rectiligne. La faible cohésion des matériaux a favorisé le déclenchement de glissement rotationnels et coulées boueuses sur les versants. Vers Château-Thierry, la vallée se rétréci. Les formations deviennent plus cohérentes. Les dépôts d'alluvions semblent plus rares dans cette portion de la vallée.

Enfin, la dernière région traversée par la Marne, située entre les confluences de l'Ourcq et de la Seine, est formée des calcaires tertiaires de Brie. La pente faible du thalweg de la Marne, témoignant de la proximité de la confluence avec la Seine, favorise les méandres et la conservation d'alluvions sur un plateau qui domine la Marne de 70 à 90 m.

La confluence de la Seine et de la Marne a été le siège de nombreuses études. D'Orquigny (1859 *in* Lejeune, 2005) fait l'hypothèse, pour la première fois, du déplacement du point de confluence. La plaine du Bonneuil a enregistré ces migrations vers l'ouest et Cailleux (1943 *in* Lejeune, 2005) montre que le mélange des alluvions touche la boucle de St Maur 50m au-dessus du niveau actuel de la Marne. Plus tard, lors de la mise en place du niveau situé aujourd'hui à + 45m, la confluence était vers le Petit-Créteil. Depuis le niveau actuellement positionné vers 30m d'altitude jusqu'à présent, le site de confluence reste autour de Maisons-Alfort.

3.1.A-1.3. Les terrasses observées

Le tableau ci-dessous présente une vision synthétique des niveaux de la Marne le long du profil, proposées par Lejeune (Lejeune, 2005), ainsi que les altitudes des replats d'érosion et l'épaisseur des nappes quand les données sont disponibles.

Chaumont (44,29km-250m)	
Ma6	-
Ma5	-
Ma4	
Ma3 - (-150ka)	replat vers 272 m
Ma2 - (-100ka)	258 m
Ma1 - (~ -50ka)	? (épaisseur 3 à 4 m)
Ma0	emboîtée
Joinville (85km, 180m)	
Ma6	300-310 m
Ma5	280 à 290 m
Ma4	244 m
Ma3 - (-150ka)	215 m
Ma2 - (-100ka)	sommet à 187 m (épaisseur min 5 m)
Ma1 - (~ -50ka)	bedrock à 177 m (épaisseur 3 à 4 m)
Ma0	emboîtée
St Dizier (116km, 140m)	
Ma6	260 à 270 m
Ma5	230 à 240 m
Ma4	197 m
Ma3 - (-150ka)	~170
Ma2 - (-100ka)	[147-151]
Ma1 - (~ -50ka)	bedrock vers 122m - épaisseur 7m
Ma0	emboîtée
Vitry-le-François (146km, 95m)	
Ma6	-
Ma5	-
Ma4	160 m
Ma3 - (-150ka)	[113-117 m]
Ma2 - (-100ka)	sommet 107 m
Ma1 - (~ -50ka)	épaisseur 7 m
Ma0	emboîtée –incision de 2 à 3 m
Epernay (215km, 67m)	
~+30 m	97 m
~ +15 m	82m - (épaisseur 5 à 7 m)
~+10 m	77m (épaisseur 5 à 8 m)
~+2 m	69m - (épaisseur 5 à 7 m)
Ma0	emboîtée –(-2à 3 m)
Nogent et Maisons-Alfort ~ Paris	
Yerres Prétiglien	[100-115 m]
Sénart, -1 Ma ?	replat entre 80 et 95 m
Paris stade 12	~45 m
Maisons-Alfort - (-200 ka) – Durbet *et al.*, 1997	25 m
Etiolles & Paris – Weichsélien – Roblin-Jouve (1994), Roblin-Jouve & et Rodriguez (1994)	bedrock entre 20 et 25 m

Tableau 3.9. Synthèse des niveaux observés le long de la Marne (Lejeune, 2005)

L'analyse de ce tableau nous permet bien de voir que la Champagne crayeuse (comme c'était également le cas dans la vallée de la Seine) est une zone de hiatus topographique qui empêche le raccordement des niveaux supérieurs amont/aval. En effet, les processus d'altération puis de gélifluxion des craies ont recouvert ou détruit les niveaux fluviatiles, et lissés les versants, ne permettant plus d'observations des terrasses. Lorsque des mesures ont pu être réalisées, les données de terrain sont très peu nombreuses et aucun replat n'a été daté.

On remarque aussi que les dépôts situés en aval de cette zone seraient emboîtés depuis le stade 6 tandis que les terrasses du stade 5 sont encore emboîtées en amont de la Champagne crayeuse. Les alluvions de la Marne ne seraient emboîtées sur tout le long de son cours que depuis le stade 2.

Deux hypothèses, peut-être complémentaires, pourraient expliquer ce fait :

- la pente du profil de la Marne diminue fortement dans la dernière partie de son cours, faisant ainsi perdre une partie de sa dynamique d'incision
- un soulèvement tectonique différentiel de l'anticlinal de Meudon, souligné par Wyns (1977) pourrait s'être produit pendant le stade 6.

Certains problèmes de raccordement sont donc difficiles à résoudre car le nombre de niveaux présents en amont et en aval de cette région est différent et les altitudes des replats pourraient ne plus être régulières le long du profil aujourd'hui. Seules des datations supplémentaires pourraient permettre de réaliser de bonnes corrélations.

3.1.A-2. Digitalisation du profil longitudinal

Le profil longitudinal digitalisé de la vallée de la Marne est présenté sur la figure ci-dessous. La procédure de digitalisation suivie est identique à celle utilisée pour digitaliser la vallée de la Seine.

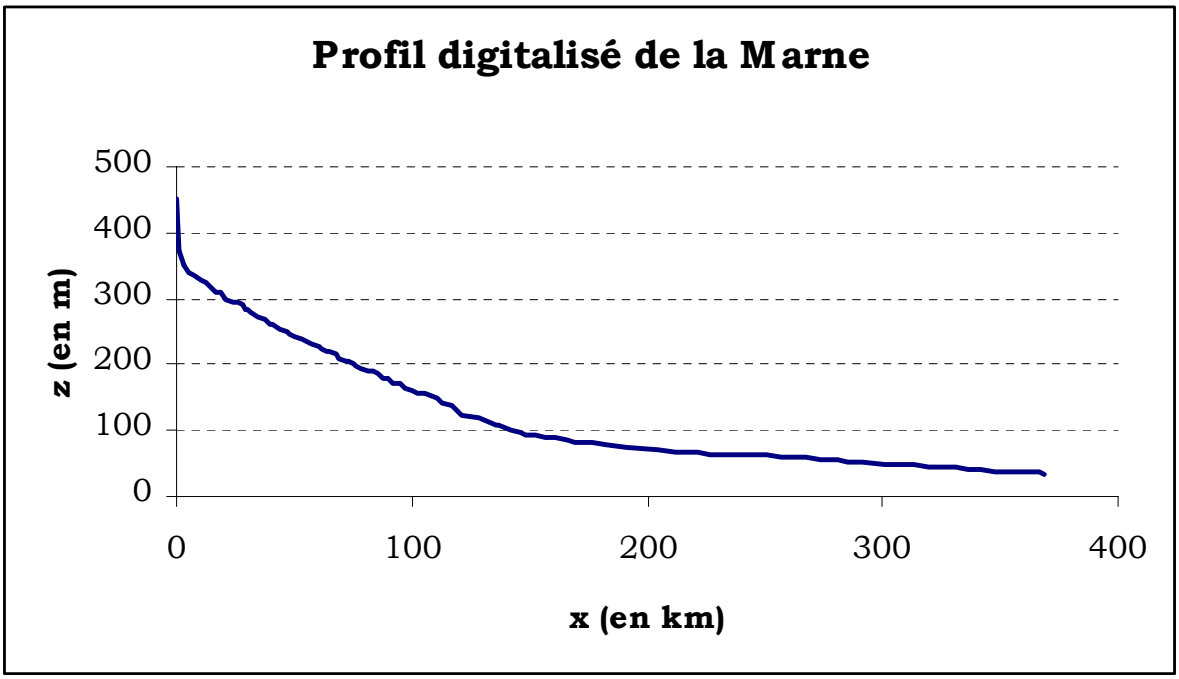


Figure 3.20. Profil digitalisé de la vallée de la Marne

3.1.B-3. La reconstruction des paléo-profils dans la vallée de la Marne

NB : Les paléo-profils reconstruits à partir du profil d'équilibre suivant les différentes hypothèses tectoniques et hydrologiques sont présentées dans le chapitre suivant, avec les résultats des simulations.

La figure 3.21 reprend les données collectées et les paléo-profils reconstruits et exposées par Lejeune (2005) dans sa thèse.

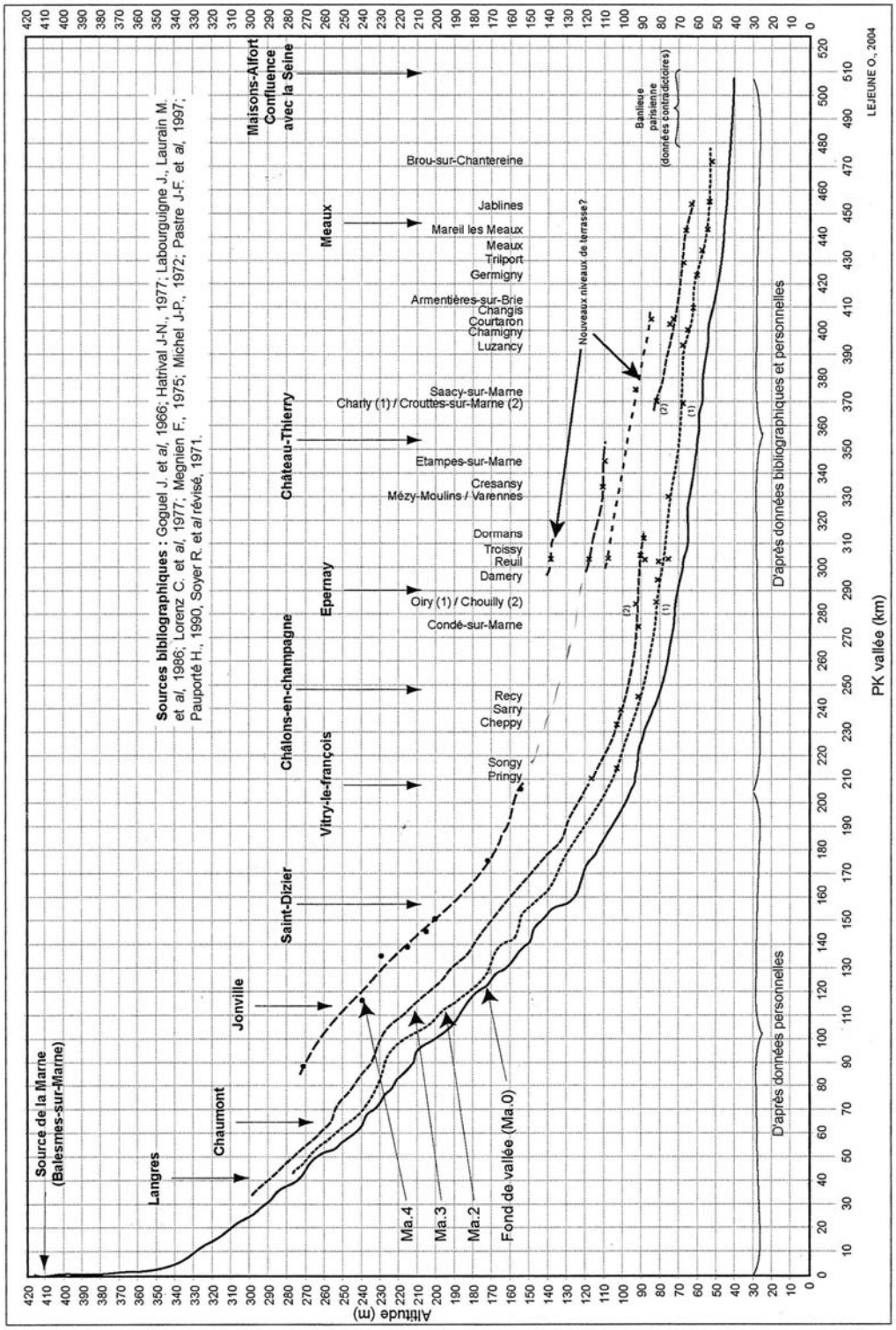


Figure 3.21. Les niveaux d'incision de la Marne

3.1.A-4. Evolutions spatiale et temporelle de la largeur d'action

3.1.A-4.1. La largeur d'action actuelle

Des mesures réalisées à intervalle d'espace régulier sur les cartes géologiques de la largeur du niveau Fz, ainsi que les relevés beaucoup plus précis des cartes géomorphologiques effectuées par Lejeune (2005), nous permettent de proposer cette reconstitution de l'évolution le long du profil de la largeur d'action actuelle de la Marne.

La figure 3.22 et le tableau 3.10 présentent ces valeurs.

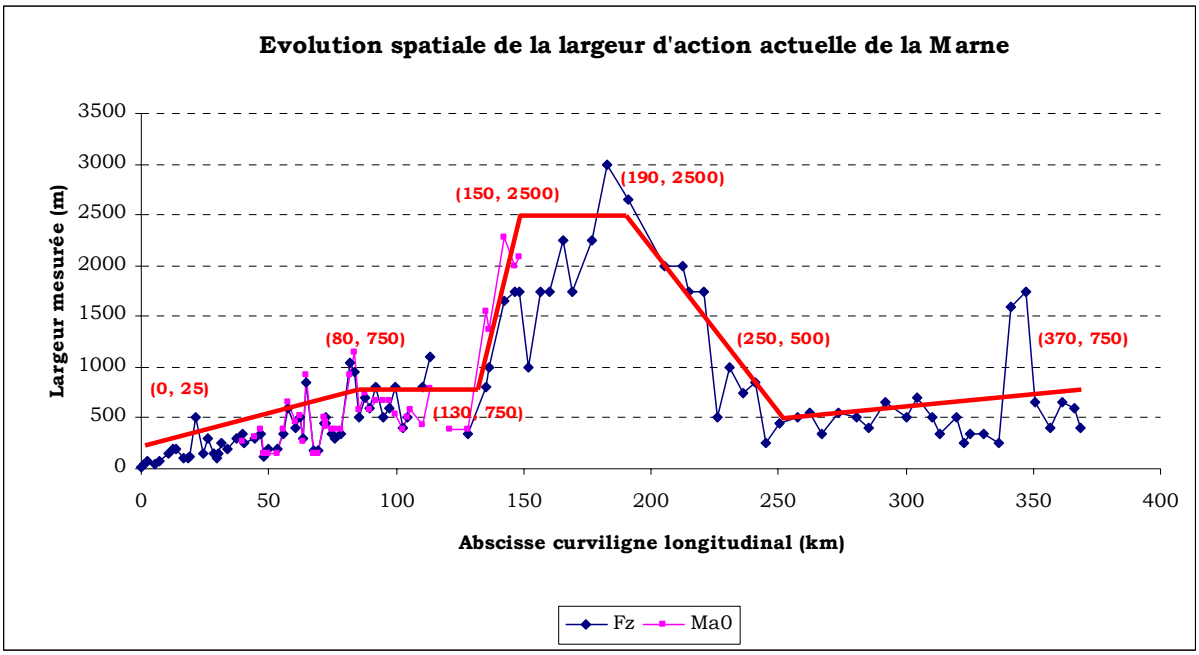


Figure 3.22. Evolution de la largeur d'action de la Marne le long du profil

Localisation	x – Abscisse curviligne longitudinale (km)	Largeur d'action actuelle (m)
Source	0	25
Fronville (~Joinville) Confluence Rognon	80	750
Entrée Perthois	130	750
Vitry le François (Fin Perthois)	150	2500
Jalons (Champagne Crayeuse)	190	2500
Château Thierry	250	500
Confluence Seine	370	750

Tableau 3.10. Largeur d'action de la Marne le long du profil

3.1.B-4.2. Evolution dans le passé de la largeur d'action

La figure 3.23 ci-dessous expose les mesures de la largeur d'action de la Marne à différentes époques à partir des mesures de la largeur des replats relevés sur les cartes géologiques et les cartes géomorphologiques de Lejeune (2005).

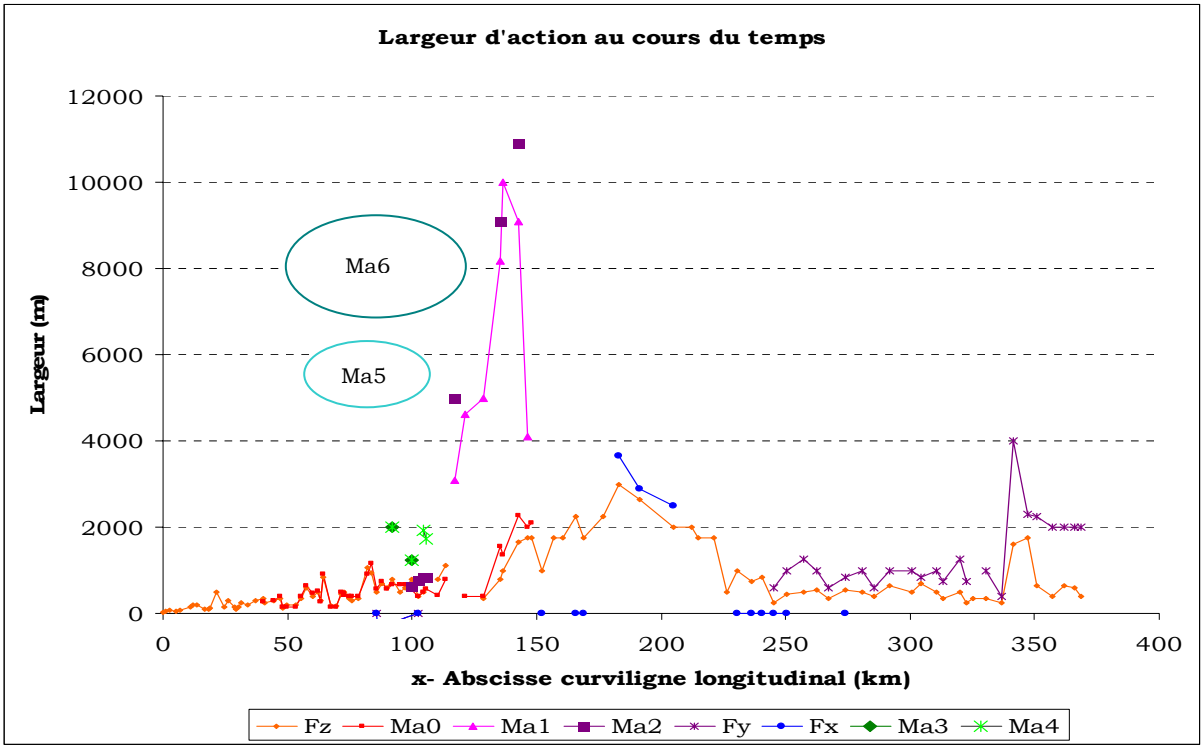


Figure 3.23 Mesures de la largeur d'action de la Marne en fonction du temps

A partir de Ma1 et Fy, qui représentent la nappe grossière de graviers située au fond de la vallée, sous les alluvions anciennes, on peut voir que dans la partie aval de la Marne, la largeur d'action était deux fois plus grande qu'actuellement au cours du Weichsélien pléniglaciaire. Dans la partie du Perthois, les dépôts sont plus étendus et la largeur est alors jusqu'à 4 fois plus importante. Plus en amont, la nappe grossière est entièrement recouverte par les alluvions récentes, la largeur d'action passée est donc la même que la largeur d'action actuelle. La lithologie joue très probablement un rôle dans cette répartition : les lithologies très dures empêchent la largeur d'action de croître, tandis que dans le Perthois, la rivière n'est pas contrainte dans sa migration. Enfin, la valeur 2 est atteinte pour des lithologies intermédiaires. On remarque également que les valeurs obtenues pour la Seine à cette même période sont plus faibles : le facteur est 1,2 pour le Weichsélien. On va choisir un facteur 2 : la moitié de la Marne le suit et c'est un bon intermédiaire entre 1 et 4.

Pour le Saalien, il était de 1,5 dans la vallée de la Seine. Mais l'étude des terrasses Ma3 et Fx montre que le facteur l_{A_T} est assez difficile à exprimer. Il serait de 1,16 dans la Champagne crayeuse, entre Vitry le François et Epernay, et d'un peu plus de 2 en amont de St Dizier. Si on étudie les niveaux supérieurs, on constate d'une part que la largeur d'action de Ma4 est sensiblement la même que Ma3. La rivière a probablement migré latéralement mais sans que la largeur d'action ne change vraiment. On peut estimer qu'elle est deux fois plus grande que la largeur actuelle dans la zone en amont de St Dizier. Par contre en aval, il ne reste aucun témoin de ce niveau d'incision. Enfin, le niveau Ma5 est 6 à 8 fois plus large et le niveau Ma6 jusqu'à 10 fois plus large (et même peut atteindre 12 à 13 quand la gouttière est large de 10km).

On aurait donc une première phase où la largeur d'action aurait été très large, pendant le façonnement des très hautes terrasses Ma5 et Ma6. Puis une seconde phase où la rivière s'enfonce en gardant une largeur d'action plus petite et constante et en migrant latéralement (Ma4 et Ma3 –150 ka). Enfin, une troisième phase qui correspond à la formation de Ma2 (-100 ka) et Ma1 (stade 2).

La figure 3.24 reprend l'évolution de la largeur d'action au cours du temps, en fonction des niveaux d'incision observés sur le terrain.

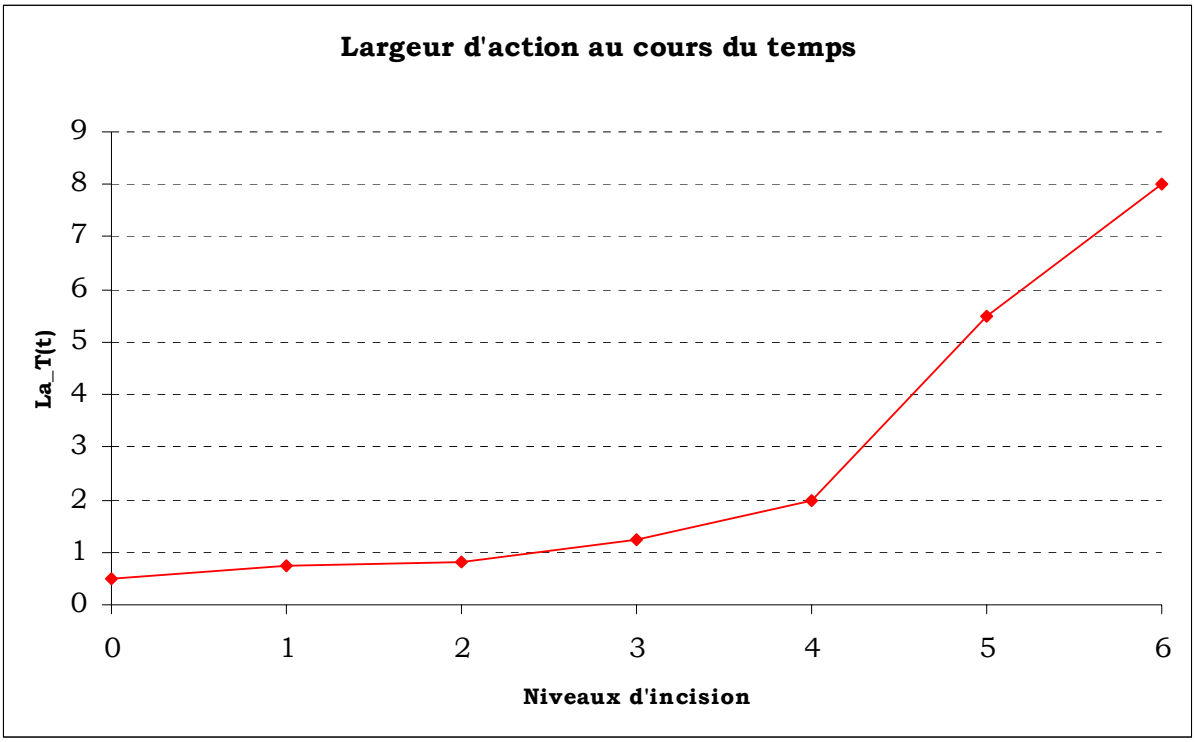


Figure 3.24 Evolution du coefficient temporel de la largeur d'action de la Marne au cours du temps

Etant donné que l'âge des replats supérieurs est inconnu, nous ne pouvons extrapoler l'évolution au cours du temps de façon directe, c'est-à-dire à partir de repère fixé dans le passé par des datations (la datation la plus vielle est de –150 ka en Haute marne et de -200ka à Maisons-Alfort). Il faut donc utiliser la surrection tectonique pour estimer l'âge des replats. Mais suivant la valeur de la surrection tectonique, l'âge des replats change. Ainsi, selon le scénario tectonique que nous choisirons de mettre en œuvre, nous devrons utiliser une fonction LA_t(t) différente.

Si la tectonique est de 200 m/Ma, les replats Ma6 et Ma5 sont formés respectivement autour de –650 ka et vers –500 ka, tandis que si la tectonique est de 60 m/Ma, ils ont respectivement environ 1,625 Ma et 1,250 Ma. La vitesse de rétrécissement change donc radicalement : elle est 4 fois plus élevée si la tectonique est de 200 m/Ma que si elle vaut 60 m/Ma, comme dans la zone de confluence.

La figure 3.25 présente les différentes évolutions de la largeur d'action au cours du temps suivant les hypothèses tectoniques choisies.

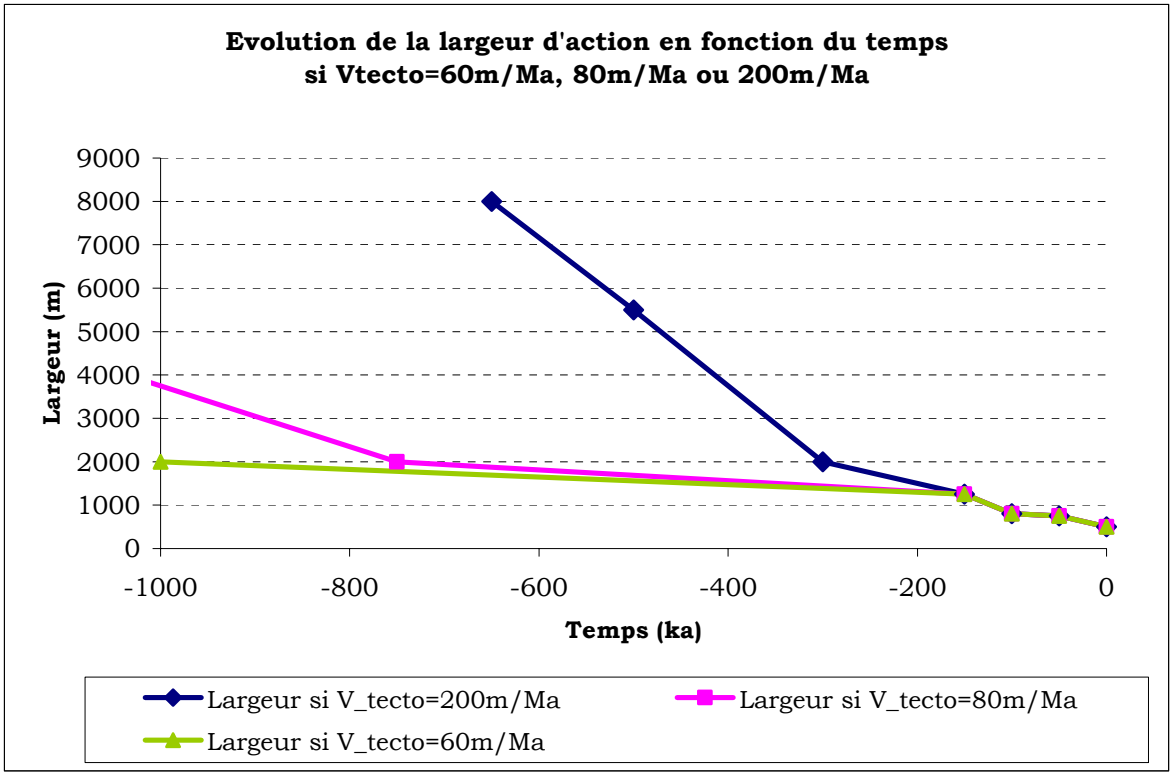


Figure 3.25 Evolution de la largeur d'action de la Marne suivant différents scénarios tectoniques

3.1.B-5. Estimation de la surrection tectonique

Une étude plus approfondie de l'altitude des replats des terrasses Ma 3 (datée vers 150 ka) et Ma2 (~ -100 ka) et l'écart avec le bedrock actuel de la Marne, on peut calculer une estimation plus fine de la vitesse d'incision pour le Quaternaire récent :

- En mesurant la différence entre l'altitude des replats des terrasses datées (Ma 3 et Ma2) avec le bedrock actuel de la Marne (le bedrock de Ma1), on peut calculer une estimation plus fine de la vitesse d'incision. La terrasse Ma3, plus vieille (151 ka BP) permet de trouver une vitesse de 15,9 m/100 ka à Chaumont, 20,5 cm/ka à Autigny, 14,6 cm/ka à Ambières et 15,2 cm/ka dans le Perthois (Beaux-Regards), soit environ 16,5 m/100 ka. La terrasse Ma2 âgée d'en moyenne 104 ka BP donne une vitesse d'incision de 9,6 cm/ka à Chaumont, 7,7 cm/ka à Vecqueville, 13,4 cm/ka à Marnaval et 11,5 cm/ka dans le Perthois (Thiéblemont) soit environ 10 m/100 ka.
- En faisant le même calcul entre les replats de Ma2 et ceux de Ma3 on trouve alors des vitesses d'érosion de 29,8 cm/ka à Chaumont, environ 12,8 cm/ka près de Vouillers-Ambières et 23,4 cm/ka vers Blacy soit environ 22 à 25 m/100ka.

Les évaluations réalisées en différents endroits, permettent de penser que la vitesse de surrection tectonique serait supérieure à 100 m/Ma.

On obtient donc un panel très disparate d'estimation de la surrection tectonique dans la vallée de la Marne entre la source et le Perthois.

Dans la Champagne crayeuse, la surrection tectonique est impossible à estimer précisément car il n'y a pas de dépôts datés. Dans la partie tertiaire de la vallée de la Marne, c'est encore plus confus. En effet, les raccordements proposés par certains auteurs donnent des résultats peu satisfaisants : la terrasse observée à Maisons-Alfort, datée de –200 ka et située à +5 m du niveau actuel de la Seine et de la Marne, est en complet désaccord avec les autres raccordements altitudinaux possibles. De plus, les estimations de surrection tectonique de

la Seine ne permettent pas de penser que la surrection tectonique puisse être supérieure à 100 m/Ma.

Les conclusions de ces estimations sont discutables. On peut penser d'une part à un ralentissement de la surrection entre le stade 6 et le stade 5, comme le propose Larue dans la vallée de la Seine, ce qui suppose cependant que les conditions hydrauliques d'érosion/transport/dépôts ont été les mêmes vers -150 ka (Saalien stade 6 - période glaciaire) et vers – 100 ka (Mélisey 1 - stade 5d froid au cours du refroidissement). Mais on peut également considérer que les conditions tectoniques sont restées constantes et que c'est la puissance de la rivière qui a varié au cours des derniers stades glaciaires.

On peut considérer également l'hypothèse de Wyns (1977) qui propose un soulèvement différentiel de la Marne. Au vue des calculs réalisés précédemment, la surrection pourrait alors de 200 m/Ma (voire plus) dans la zone amont de la Marne, depuis la source jusqu'à Vitry le François. En aval, elle serait comprise entre 60 et 80 m/Ma.

Si la surrection tectonique est de 200 m/Ma, on peut alors tenter d'évaluer l'âge de Ma4. L'écart entre le replat de Ma4 et le bedrock est de 60 m. Elle se serait donc formée vers – 300 ka. Si l'on considère l'hypothèse d'une surrection constante de 80 m/Ma, ce replat aurait 750 ka. Si la tectonique est plus proche de 60m/Ma, ce replat aurait 1Ma. De même Ma5 aurait environ 500 ka si la tectonique est forte (200 m/Ma) et 1,250 Ma si la tectonique est de l'ordre de celle observe dans la Seine. Enfin, Ma6 aurait soit 650 ka soit 1,625 Ma.

Dans les simulations présentées dans le chapitre suivant, nous allons tester ces trois hypothèses et tenter de conclure sur la surrection tectonique du dernier million d'années dans cette région. Nous allons donc étudier les résultats des 2 vitesses tectoniques constantes : 60 m/Ma et 80 m/Ma testées dans le cas de la Seine, ainsi qu'une vitesse bien plus importante, dont la valeur est suggérée par l'étude des derniers replats, de 200 m/Ma.

3.1.B-6. Calcul des paramètres du modèle

3.1.B-6.1. Capture du système Saulx-Ornain

Cette capture étant celle qui a probablement affecté le plus le bassin de la Marne (le rattachement du bassin versant du système Saulx-Ornain à celui de la Marne a augmenté la superficie de ce dernier de plus de 15 %), nous devons la prendre en compte lors de nos simulations car elle entraîne des variations conséquentes dans le régime hydraulique de la Marne.

Les datations réalisées sur les dernières nappes alluviales du système Saulx-Ornain avant la capture donnent un âge compris entre -209 +/- 21ka et -150 +/- 19ka (Cojan et Voinchet, 2003 et 2004), soit au cours du stade 6. Ceci implique que nous devons changer les coefficients hydrauliques au cours des simulations vers –150 ka, au cours de la formation de Ma3, et déterminer deux séries de coefficients : sans et avec le bassin versant et le débit du système Saulx-Ornain.

A partir des données actuelles, l'effet de la capture peut être facilement estimé sur le débit et sur la superficie du bassin versant par soustraction du débit ou de la surface du système affluent. Par contre, il est difficile de remonter à la paléo-largeur du cours d'eau. Nous posons donc l'hypothèse que le jeu de valeurs a_w et b_w de la relation liant le débit du cours d'eau à la largeur du chenal est caractéristique de la rivière et nous utiliserons les paramètres tels que définis à partir des données actuelles.

3.1.B-6.2. Evaluation des paramètres du modèle spatial

Les valeurs des paramètres hydrologiques de la Marne utilisées par la suite sont résumées dans le tableau situé en annexes (annexe 3.5)

Les paramètres du modèle spatial peuvent donc être déterminés en suivant la même méthode que celle exposée dans le cadre des simulations de la Seine, c'est-à-dire en cherchant les valeurs des coefficients a_w, b_w, a_Q, a_{BV} et b_{BV} pour lesquelles les fonctions décrivent le mieux les données.

Dans le cas où l'on fait intervenir une source virtuelle en amont, les coefficients sont alors exposés dans le tableau 3.11 ci-dessous.

Paramètres du modèle post-capture	**Valeurs post-captures**	**Paramètres du modèle avant capture**	**Valeurs avant capture**
BVo	2 e+08	BVo	2 e+08
a	2,71918 e-5	a	2,71918 e-5
a2	2195,5	a2_ac	409,898
b2	1,21558	b2_ac	1,33094
x_{SR}	12021,054	x_{SR_ac}	18790,458
a_{BV_B}	9475,69	a_{BV_ac}	3964,8
b_{BV_B}	1,10521	b_{BV_ac}	1,15964
a_Q	0,282092	a_{Q_ac}	0,325625
a_w	0,000767181	a_w	0,000767181
b_w	0,521989	b_w	0,521989
aqw_pc	56656,094	aqw_ac	40009,695
bqw_pc	0,5283025	bqw_pc	0,5543207

Tableau 3.11 Modèle spatial de la Marne avant et après la capture du système Saulx-Ornain

Dans le cas ante capture, BV_0 et a sont les mêmes valeurs que précédemment puisqu'ils reposent sur l'ajustement des premiers points du bassin versant, donc en amont de la capture.

* Le taux de dénudation α

Lejeune présente dans sa thèse (2006) les mesures du taux de matières en suspension (MES) qu'il a effectué dans la Marne, donnent une valeur de 8,6 t/km²/an, valeur tout à fait en accord avec les autres mesures effectuées sur les cours d'eau du Bassin de Paris. Le coefficient α vaut donc :

$$\alpha = 3{,}44.\ 10^{-6}\ \text{m/an.}$$

Ceci nous permet alors d'estimer les coefficients du modèle spatial de B_x tels que $B_x = a_B \times {}^{b}{}_B$ avec ou sans la prise en compte de la capture.

On trouve alors : a_{B_ac}=0,4759016 et b_{B_ac}=-0,4456793 avant la capture du système Saulx-Ornain et a_{B_pc}=0,7413907 et b_{B_pc}=-0,4716975 après.

3.1.B-6.3. Calcul des coefficients ETD érosion/transport/dépôts $\{\lambda_i\}$

Comme pour la Seine, nous utilisons l'hypothèse que la Marne est actuellement à l'équilibre, c'est-à-dire que ces conditions hydrauliques et sa charge sédimentaire ne lui permettent pas d'éroder son lit ou des déposer des sédiments.

Nous avons cherché les coefficients ETD $\{\lambda_i\}$ et les abscisses $\{X_i\}$ qui, associés aux paramètres du modèle spatial et des coefficients temporels égaux à 1, permettent d'obtenir un profil d'équilibre théorique le plus proche possible du profil réel actuel de la Marne

(figure 3.26). Le jeu de coefficients que nous avons retenu est présenté dans le tableau 3.12 ci-dessous.

Abscisse des tronçons (km)	λ_i
[0 – 6]	0,035
[6-125]	1,13
[125-160]	1,138
[160-240]	0,43
[240-368]	0,48

Tableau 3.12. Valeurs des coefficients {λi} obtenues dans le cas de la Marne

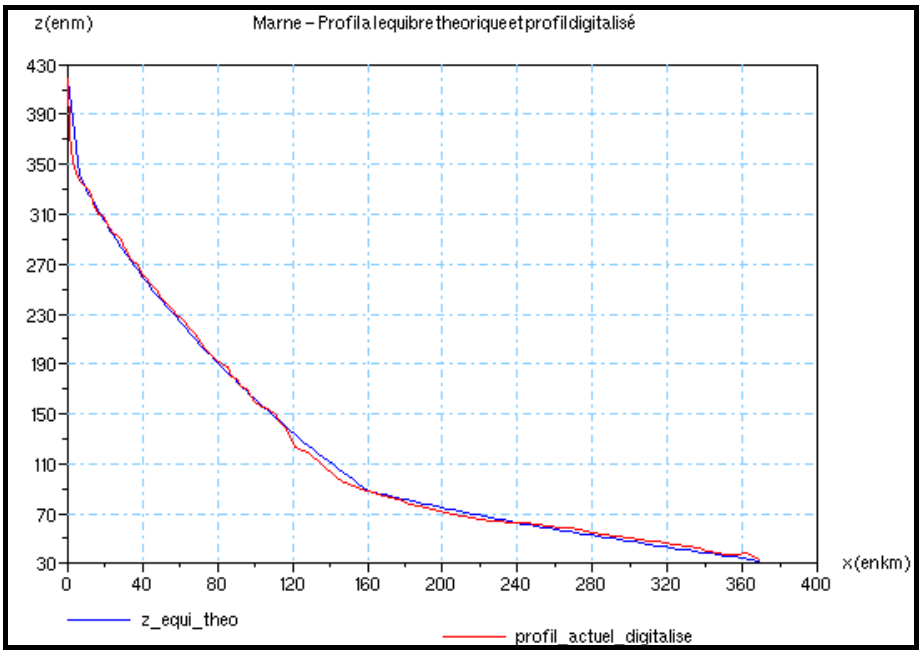


Figure 3.26 Profil théorique d'équilibre et profil digitalisé de la Marne

3.1.B-6.4. Evaluation de l'altitude de la source virtuelle

La méthode exposée dans la partie 2 de cette étude suggère d'utiliser l'équation de l'équilibre théorique pour déterminer l'altitude de la source virtuelle. Etant donné que nous avons maintenant déterminé tous les paramètres nécessaires à l'utilisation de cette équation, nous pouvons résoudre le système d'équation exposé précédemment. Ceci nous conduit à une évaluation de l'altitude z_{SV} en fonction de x_{SR}.

Le tableau 3.13 ci après reprend les valeurs des paramètres caractéristiques du profil, qui sont nécessaires pour le calcul du profil d'équilibre à partie de l'équation analytique.

Paramètres caractéristiques du profil	**post capture**	**ante capture**
z_{SV}	784,91	964,75118
x_{SR}	12021,054	18790,458
z_{SR}	419	419
L (longueur du profil réel)	368376	368376
z_L	33,1066	33,1066

Tableau 3.13. Caractéristqiues des profils en long de la Marne ante et post capture

3.1.C. PRECAUTIONS A PRENDRE AVEC LES DONNEES DE TERRAIN

En utilisant le profil longitudinal du fond de la vallée dans notre modèle, nous ne modélisons pas le talweg réel qui divague au fond de la vallée au cours du temps. Nous avons également considéré que les érosions et les dépôts réalisés sur la largeur d'action étaient parfaitement symétriques par rapport à l'axe de la vallée. L'altitude du profil, ainsi que l'épaisseur des dépôts ou la profondeur des érosions correspondent à l'altitude du talweg, et leurs variations sont donc maximales.

A l'inverse, les données mesurées sur le terrain correspondent rarement au talweg et nous connaissons l'altitude des replats ou l'épaisseur des terrasses que là où elles ont été préservées. Il y a donc peu de chance que toutes correspondent à des indications des valeurs au fond du talweg. En effet :

- Les altitudes relevées au sein d'une même coupe diffèrent : prenons l'exemple du replat datant du Saalien situé à Maisons-Alfort et décrit par Durbet *et al.*,(1997), qui est situé à une altitude qui varie entre 24,15 et 27, 90 mNGF.
- Les séquences de dépôts de deux coupes géographiquement très proches varient. La comparaison des coupes relevées à Tourville (Lautridou 1984, Balescu *et al.*, 1997) et à Cléon (Auguste *et al.*, 2003) en est un bon exemple : plusieurs mètres séparent les altitudes du sommet de chaque niveau de la séquence. Auguste estime que cet écart à liée à une position différente dans le méandre, et Lautridou pense que ces dépôts sont synchrones au sein du Saalien mais qu'ils ne correspondraient pas au même sous stade.
- Citons également le cas des niveaux visibles dans la nappe grossière Weichsélienne de Rouen (Rouen 1 entaillée par Rouen 2) correspondant au passage très localisé de chenaux multiples à un chenal unique, ou encore le façonnement des replats des niveaux supérieurs (Tourville, Oissel et St Pierre-les-Elbeuf) qui aurait duré plusieurs stades froids consécutifs.

Ainsi, les mesures de terrain que nous venons de présenter dans les paragraphes précédents concernant les terrasses de la Seine et de la Marne, doivent être utilisées avec précaution, et non comme des valeurs absolues. Les altitudes doivent être considérées comme des ordres de grandeur, l'épaisseur des dépôts ou la profondeur des incisions comme des amplitudes minimales.

CHAPITRE 3.2

SENSIBILITE DU MODELE AUX FLUCTUATIONS DES PARAMETRES REGIONAUX ET LOCAUX
TESTS SUR LA VALLEE DE LA SEINE SUR DES PERIODES DE 120 ET 400 KA

Nous présentons ici une étude des résultats que nous avons obtenus à partir de simulations effectuées dans la vallée de la Seine selon différentes conditions.

Dans un premier temps, nous avons étudié la réponse du modèle face à différents signaux climatiques. Ces tests ont été réalisés sur les 120 derniers milliers d'années, car cette période est la mieux documentée. Ils permettent ainsi d'analyser de façon assez fine les profondeurs d'incision et les épaisseurs de dépôts calculées suivant plusieurs scénarios temporels. Nous avons également étudié le comportement du modèle dans la zone estuarienne et déterminé les conditions nécessaires pour retrouver des érosions régressives semblables à celles observées sur le terrain.

Nous avons ensuite étudié l'influence de la variation de la vallée, et celle de la prise en compte de la dissolution des plateaux calcaires situés à proximité de la source du fleuve, à partir de simulations réalisées sur les 400 derniers milliers d'années.

3.2.A. SIMULATIONS SUR LE DERNIER CYCLE CLIMATIQUE (120ka)

L'étude des données de terrain récoltées dans la vallée de la Seine a permis de mettre en évidence deux régions distinctes dans lesquelles les paramètres de contrôle de l'érosion sont différents :

- dans la « région amont », qui débute à la source et s'étend jusqu'à Triel (juste après Paris), les terrasses sont climatiques, c'est-à-dire qu'elles ont été formées au cours des périodes glaciaires lorsque la Seine était très chargée par un fort apport sédimentaire provenant de l'érosion intense des versants. L'érosion a lieu lors des périodes de transition climatique, et les plus importantes sont situées au début des glaciations.
- dans la « région aval », de Poses, près de Rouen, et jusqu'en Baie de Seine près des fosses sous-marines, la commande principale de l'érosion est eustatique. Les périodes de dépôts majeurs sont les périodes interglaciaires et les érosions se produisent lorsque le niveau marin est très bas.

Afin de comparer le comportement de notre modèle face à ces deux situations, nous avons effectué deux séries distinctes de tests.

- Nous avons d'abord analysé les résultats obtenus à partir des simulations réalisées avec plusieurs signaux climatiques pour évaluer les mécanismes d'érosion climatique, puis nous avons ensuite étudié différents profils de la zone aval pour comprendre et apprécier la reproduction des érosions régressives et des dépôts estuariens par notre modèle.
- Nous avons réalisé ces calculs sur les 120 derniers milliers d'années car c'est sur cette période que les données de terrain sont les plus nombreuses et les plus précises. Par ailleurs, dans cette réflexion sur une période de temps « courte », nous avons considéré qu'il n'y avait pas de tectonique et que les variations temporelles de la largeur d'action du cours d'eau étaient négligeables (hypothèse acceptable à l'échelle d'un cycle climatique). Seules les variations spatiales de ce paramètre (lA_X) définies dans le chapitre précédent à partir de mesures de terrain, sont prises en compte.

Etant donné que nous avons choisi de ne considérer que les paramètres climatiques, les altitudes résultant de ces calculs ne pourront pas être comparées aux données de terrain. Celles-ci devant être considérées avec une certaine prudence (voir la discussion à ce sujet dans le chapitre précédent), nous avons donc utilisé l'épaisseur des dépôts mesurée sur le terrain comme épaisseur minimale que doivent reproduire les dépôts des simulations. Nous avons également utilisé l'ordre de grandeur de l'amplitude des érosions et gardé les résultats les plus réalistes.

Ces simulations ont été réalisées avec un ordinateur de bureau possédant un processeur Pentium ® (CPU 2,4 GHz). Le temps de calcul est de l'ordre de quelques heures (de 1 à 4 ou 5, suivant la précision souhaitée).

3.2.A-1. La commande climatique de l'érosion : étude de la sensibilité du modèle devant plusieurs signaux temporels

Nous avons utilisé un profil initial construit à partir du profil d'équilibre théorique calculé avec les conditions hydrauliques et sédimentaires actuelles. Pour obtenir le profil en mer, nous avons prolongé le profil de la partie continentale de la vallée jusqu'à une profondeur de –150 m, et nous avons attribué à cette section le même coefficient ETD que celui trouvé en Basse-Seine. Ce profil ne présente donc pas de rupture de pente qui pourrait engendrer ensuite une érosion régressive.

Le tableau 3.14 ci-dessous présente les coefficients ETD {λi} utilisés dans ces tests.

$[X_i ; X_{i+1}]$ (km)	λ_i
0-40	0,05
40-89	0,06
89-120	0,08
120-180	0,15
180-335	0,35
335-442	0,6
442-642	0,22
642-2300	0,62

Tableau 3.14. Coefficients ETD pour un profil sans rupture de pente

Le choix du profil initial repose sur une hypothèse fondamentale, que nous avons déjà utilisée pour évaluer les coefficients ETD {λi} de la partie émergée du profil : le climat tempéré et les conditions hydrauliques et sédimentaires qui en découlent seraient les plus favorables à l'équilibre du profil. Nous considérons donc que le profil du fleuve est le plus proche de l'équilibre lorsque le climat est tempéré. Ainsi, étant donné que les simulations débutent au cours de l'interglaciaire Eémien, à -120ka, le paléo-profil peut être considéré lui aussi à l'équilibre. Ceci nous permet de prendre le profil d'équilibre donné par l'équation analytique [23] comme profil initial pour ces simulations.

La figure 3.27 présente ce profil initial (en rouge) et le profil actuel réel du la Seine, depuis sa source jusqu'aux fosses du Cotentin et de la Hague. On peut constater que le profil initial utilisé dans les simulations de ce chapitre, est beaucoup plus long (2350km) que le profil réel (à peine 1100km). Ceci est du au fait que le coefficient d'ETD choisi pour la partie aujourd'hui sous-marine du profil est égal au coefficient de la dernière parti émergée du profil : aucune rupture de pente n'est représentée et le profil est donc plus long.

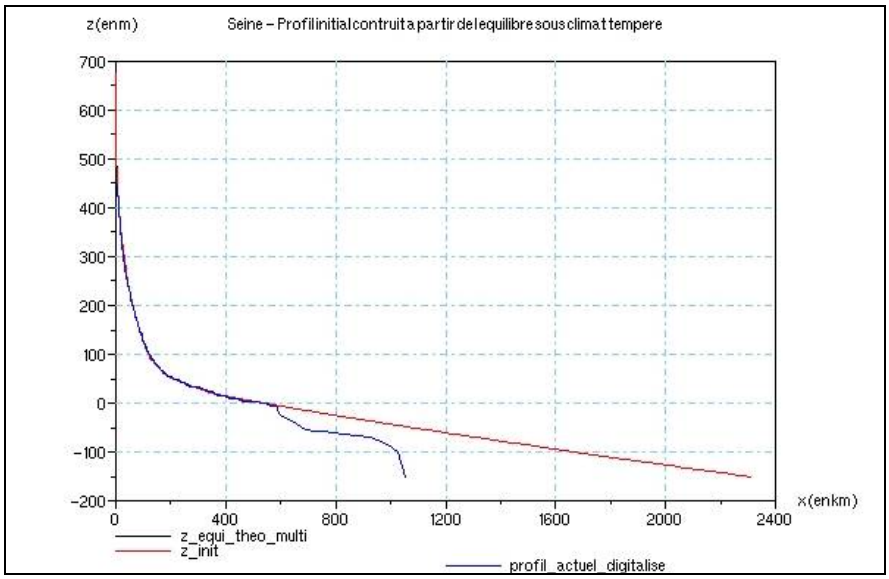


Figure 3.27. Profil initial des tests pour le choix du meilleur modèle temporel

3.2.A-1.1. Présentation des différents signaux climatiques étudiés

Les simulations ont été effectuées à partir de 4 signaux climatiques différents :

- le premier est très simple, et repose sur notre compilation des données bibliographiques sur les cours d'eau, présentées dans la partie 1 de cette thèse. Nous le notons « mod_temp_biblio ».
- nous utilisons également les deux signaux temporels du projet européen Bioclim (« Modelling Sequential Biosphere Systems Under Climate Change for Radioactive Waste Disposal » 2000-2003). Le « paléo-index –Bioclim » a été construit par des climatologues à partir d'une synthèse de données de terrain. Il a servi de référence pour valider les résultats des simulations visant à reproduire l'évolution du climat sur le dernier cycle glaciaire. L'index résultant de ces simulations, noté « index_sim Bioclim », est le troisième signal que nous avons étudié.
- enfin, nous avons également testé le signal que nous avons construit à partir des fluctuations temporelles du rapport isotopique de l'oxygène de Lisiecki et Raymo (2005). Nous l'avons appelé « mod_temp_dO18 » par la suite.

Nous invitons le lecteur à se reporter à la partie 1 pour plus de précisions sur ces signaux. Nous rappelons toutefois que l'index 25 correspond à un climat tempéré, l'index 15 à un climat boréal, l'index 10 à un climat périglaciaire et l'index 0 à un climat de toundra, très sec. Les signaux temporels reconstruits à partir de la bibliographie (mod_temp_biblio et paléo-index Bioclim) utilisent également l'index 20 (au lieu de 25) afin de distinguer les interstades des interglaciaires.

La figure 3.28 présente ces quatre signaux. Nous constatons que les deux premiers signaux, qui reposent sur les données bibliographiques, sont assez semblables. En effet, seules les oscillations climatiques marquant l'entrée dans la glaciation, c'est-à-dire entre –110 ka et –75 ka, sont modélisées différemment.

Nous remarquons également que le climat boréal n'est pas pris en compte dans le signal « paléo-index-Bioclim » (l'index 15 n'apparaît pas). Il n'y a donc pas de période suffisamment longue (supérieure à 1 ka) au cours de laquelle le débit des cours d'eau peut être plus important que l'apport latéral et permettre ainsi une érosion. La seule façon de reproduire les érosions observées sur le terrain est donc d'introduire un retard entre le signal lié au débit et le signal d'apport latéral.

Figure 3.28. Les différents signaux temporels

3.2.A-1.2. Les valeurs des paramètres du modèle temporel

Nous associons à chaque index climatique des coefficients traduisant l'impact du climat sur le comportement du système fluvial. Les paramètres Q_T, w_T et G_T représentent respectivement les coefficients d'évolution temporelle du débit, de la largeur du chenal et de la vitesse d'élévation du lit du cours d'eau due à l'apport sédimentaire provenant des versants, encore appelé par abus de langage « apport latéral ». Le coefficient $B_T = G_T/w_T$, représente alors « l'apport latéral par unité de largeur du chenal », qui correspond à la vitesse d'élévation du lit de la rivière due à l'apport sédimentaire des versants rapporté à la largeur du cours d'eau. Le paramètre qw_T, égal au rapport Q_T/w_T, est le coefficient d'évolution du débit par unité de largeur du chenal au cours du temps. On utilise également les paramètres $f_T=Q_T/l_{A_T}$ et $g_T=w_T*B_T/l_{A_T}$ qui représentent respectivement le débit et le coefficient temporel d'évolution de la vitesse d'élévation du lit du à l'apport latéral par unité de largeur d'action. Comme nous avons choisi $lA_T=1$ dans ces simulations, ces coefficients deviennent $g_T=w_T*B_T$ et $f_T=Q_T$. L'ordre de grandeur de ces paramètres a été établi à partir de la synthèse bibliographique présentée dans la partie 1 de ce document. L'un des objectifs de cette étude est d'affiner ces valeurs. Les coefficients multiplicateurs du débit du cours d'eau, de la largeur et de l'apport latéral suivant les différents tests sont donnés dans le tableau ci-dessous. (3.15). Comme on peut le voir sur les figures suivantes, l'âge et la durée des périodes favorables à l'érosion sont différents pour chaque modèle temporel.

D'après les études bibliographiques exposées dans la première partie de cette étude, le climat boréal (index 15) est un climat favorable à l'érosion car le débit des cours est très important tandis que la charge est encore relativement faible. Les périodes de climat périglaciaire (index 10) permettent le dépôt d'alluvions car la charge sédimentaire a augmenté et est très importante devant la puissance hydraulique de transport des cours d'eau. Les périodes tempérées ou maxiglaciaires (index 0) sont des périodes où l'activité fluviatile est modérée : dans le cas des interglaciaires, le débit et la charge sédimentaire sont faibles et permettent au profil du cours d'être proche du profil d'équilibre, et lors des périodes de froid intense où le climat est de type toundra, le cours d'eau est très puissant mais son activité est très sporadique car réduite par la sècheresse.

Dans notre modèle, l'érosion est possible lorsque le débit par unité de largeur d'action est supérieur à l'apport latéral par unité de largeur d'action et les dépôts se mettent en place si g_T est plus grand que f_T. Lorsque les coefficients ont des valeurs voisines, l'évolution du profil du cours d'eau est lente et le résultats des processus est donc de faible ampleur.

index climatique	paramètre	valeurs
index 25 climat tempéré	Q_T	1
	w_T	1
	B_T	1
index 20 climat tempéré	Q_T	1
	w_T	1
	B_T	1
index 15 climat boréal	Q_T	8
	w_T	2
	B_T	2,5
index 10 climat périglaciaire	Q_T	8
	w_T	3
	B_T	3
index 0 climat de toundra	Q_T	4
	w_T	3
	B_T	1,4

Tableau 3.15. Valeurs des paramètres temporels

Ces quatre signaux vont donc nous permettre d'étudier l'impact de quatre répartitions temporelles différentes des périodes d'érosion et de dépôts :

- le signal mod_temp_biblio reproduit deux périodes d'incision de quelques milliers d'années, situées au début et à la fin de la période froide, et deux périodes de dépôts de 20 et 10 ka.
- le signal paleo_index-Bioclim est à l'origine d'incisions plus nombreuses et plus courtes lors de la mise en place des conditions froides, suivies de périodes de dépôts d'une dizaine de milliers d'années chacune
- le signal index_sim-Bioclim impose une période d'érosion très longue au début lors du refroidissement puis une très longue période de dépôts
- le signal mod_temp_dO18 varie plus rapidement et permet ainsi des périodes d'érosion et de dépôts plus courtes mais plus nombreuses, entrecoupées de périodes d'activité fluviatile plus faible.

* Signal mod_temp_biblio

La figure 3.29 représente l'évolution au cours des 120 derniers milliers d'années des deux coefficients que sont le débit par unité de largeur d'action $f_T(t)$ (ou f_t sur la figure) et le coefficient temporel de la vitesse d'élévation du chenal due à l'apport sédimentaire provenant des versants, rapportée à la largeur d'action du cours d'eau, encore appelé par abus de langage « apport latéral par unité de largeur d'action », et noté g_T (ou g_t).

Ce modèle propose l'existence de deux périodes d'érosion de quelques milliers d'années : la première serait entre –105 ka et –100 ka et la seconde entre –15 ka et –12 ka. Ces deux périodes correspondent aux deux phases d'érosion déduites des observations de terrain, situées au début et à la fin de chaque période froide.

Trois phases favorables aux dépôts sont également modélisées : la première a lieu entre -70 ka et –55 ka, la seconde entre –33 ka et –27 ka et la troisième, très courte, est située à -11 ka.

* Signal Paléo-index Bioclim

Le climat boréal (index 15) n'étant pas pris en compte dans ce signal, il n'y a donc pas de période suffisamment longue (supérieure à 1 ka) au cours de laquelle le débit des cours d'eau peut être plus important que l'apport latéral, et permettre ainsi une érosion. La seule façon de reproduire les érosions observées sur le terrain est donc d'introduire un retard entre le signal lié au débit et le signal d'apport latéral : nous considérons que le signal g_t (apport latéral) est en retard de 1000 ans sur le signal f_t (débit). Ce délai correspond au temps de réponse de la végétation suite à un changement de climat. Les périodes favorables à l'incision sont donc très courtes (1000 ans).

Comme on peut le voir sur la figure 3.30, les périodes d'incision sont également plus nombreuses (5) et sont situées à –120 ka, -95 ka, -70 ka, -33 ka et entre –15 ka et –12 ka. Ce signal va nous permettre de comparer l'action de plusieurs érosions de courte durée par rapport à une unique phase plus longue.

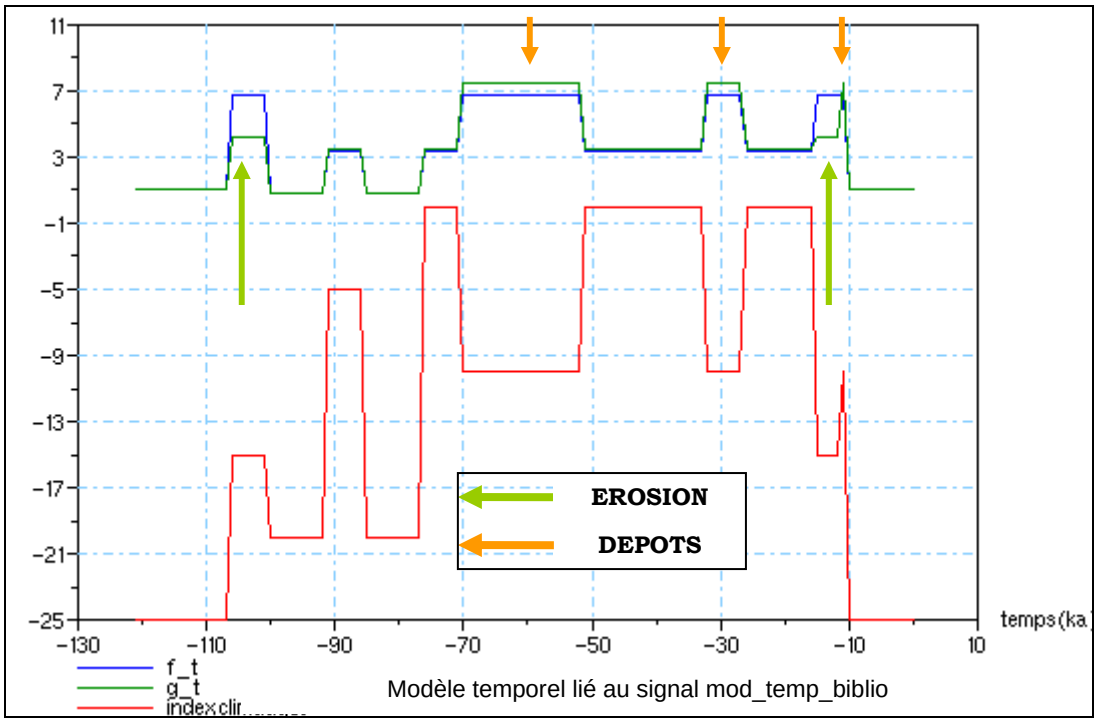


Figure 3.29. Modèle temporel correspondant au signal mod_temp_biblio

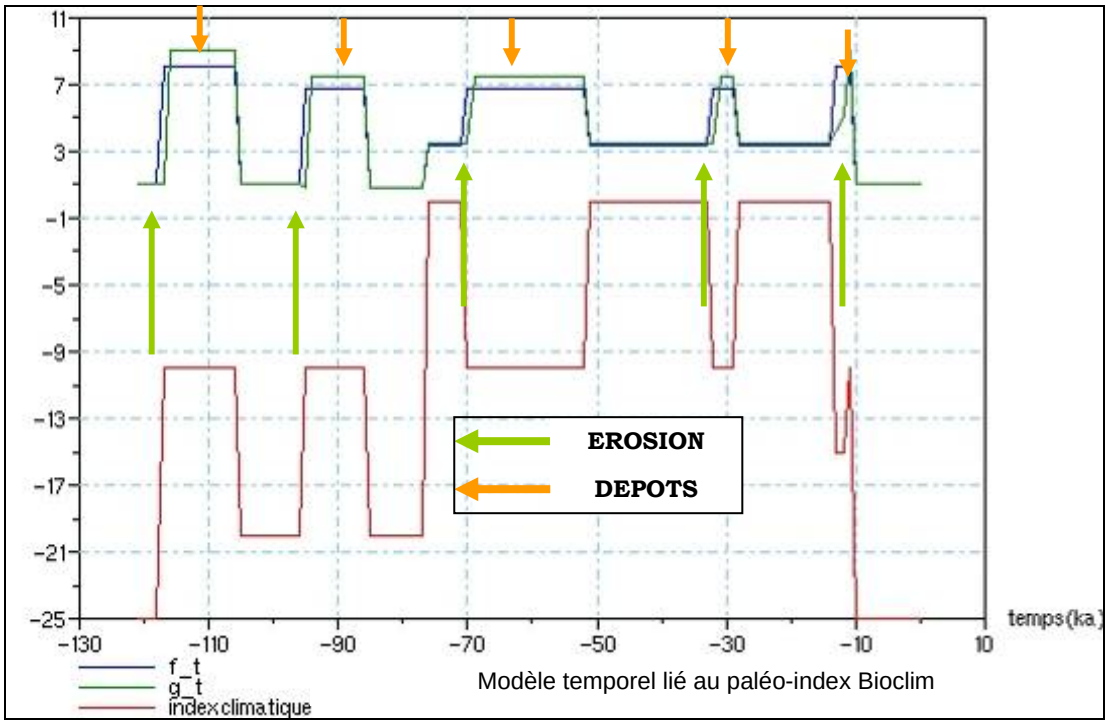


Figure 3.30. Modèle temporel du Paléo-index Bioclim

* Signal Index_sim_Bioclim

La première partie du cycle climatique reproduit avec ce signal se déroule sous un climat boréal : les conditions les plus favorables à l'érosion durent donc plus longtemps que sur les autres signaux climatiques. Nous remarquons également que le début du stade 4 (soit vers –70 ka) n'est pas marqué par une période maxiglaciaire comme le montraient les signaux précédents, tirés de la bibliographie

La figure 3.31 présente les valeurs prises par les paramètres g_T et f_T au cours du temps dans ce cas. Quatre périodes sont favorables à l'incision : elles sont situées entre –119 ka et -La figure 3.32 présente les valeurs prises par les paramètres g_T et f_T au cours du temps dans ce cas. Quatre périodes sont favorables à l'incision : elles sont situées entre –119 ka et –115 ka, puis entre –105 ka et –95 ka, entre –93 ka et –70 ka, et finalement entre -5 et –1 ka. Les périodes favorables aux dépôts sont entre -115ka et -105ka, puis entre -70ka et -52ka, entre –50 ka et –48 ka, entre –40 ka et –30 ka, et finalement entre -12 et –5 ka. On constate que les périodes d'activité fluviatile réduite (index 25 et index 0) sont rares et très courtes avec ce signal.

* Signal mod_temp_d018

Les fluctuations climatiques plus fines se répercutent sur les paramètres de débit par unité de largeur d'action (f_T) et d'apport latéral par unité de largeur d'action (g_T). Comme nous l'avons présenté dans la partie 1, un retard de 1000 ans a été introduit entre la courbe de débit et la courbe de l'apport latéral à la fin d'un stade froid, si sa durée est supérieure à 10ka. Un décalage de 1000 ans entre f_T et g_T existe également à la fin d'un interglaciaire, car la végétation, bien implantée réagit lentement au refroidissement.

La figure 3.32 présente l'évolution temporelle des coefficients f_T et g_T au cours du temps.

On peut ainsi compter 5 périodes d'érosion (à –115 ka, entre –105 ka et –98 ka, entre –96 ka et –93 ka, entre –82 ka et –78 ka, puis finalement entre –12 ka et –10 ka).

Les périodes favorables aux dépôts sont entre –114 ka et –106 ka, entre –93 ka et –83 ka, entre –78 ka et –70 ka, entre –67 ka et –65 ka, à –62 ka, -58 ka, entre –56 ka et –45 ka, à -42 ka, entre -36 ka et –34 ka, et finalement entre –15 ka et -12ka.

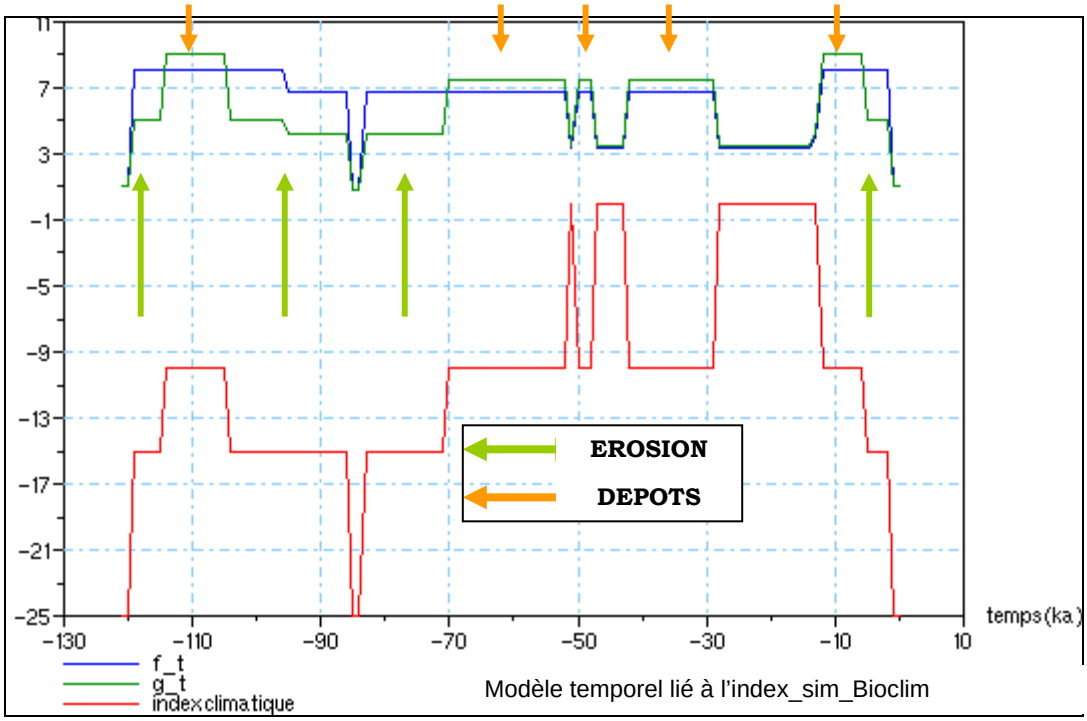


Figure 3.31. Modèle temporel construit à partir de l'index-sim Bioclim

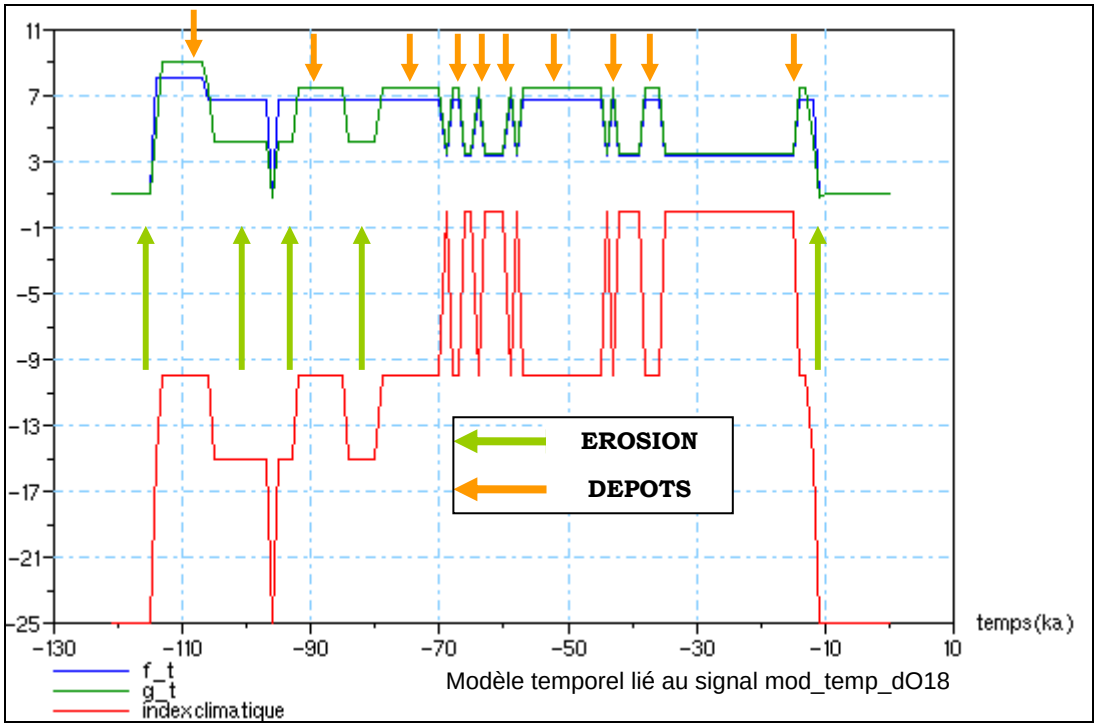


Figure 3.32. Modèle temporel construit à partir du signal mod_temp_dO18

3.2.A-1.3. Réponse du profil

Nous avons analysé les résultats sur tout le profil, y compris dans la zone aval, afin d'appréhender l'évolution de l'amplitude des dépôts et des érosions climatiques de la source à l'estuaire actuel.

✱ Résultats obtenus avec le signal mod_temp_biblio

Les résultats de cette simulation, présentés sur la figure 3.33, montrent que le profil répond bien au signal climatique car son évolution au cours du temps présente bien deux périodes d'incision aux dates attendues et comme on l'observe sur le terrain, l'incision du début de période froide est plus importante. On constate en outre que les dépôts qui résulteraient de ce cycle sédimentaire seraient emboîtés.

mod_temp_biblio		**Troyes**		**Paris**		**Rouen**	
		données	calcul	données	calcul	données	calcul
Incision début glaciaire	Δz	*-12 à -15m*	-9m	*-10 à -12m*	-6m	*-20m*	-4m
	Taux d'incision	-	1,3m/ka	-	0,85m/ka	-	0,6m/ka
Dépôts Weichsélien	Δz	*> 5m*	+ 12m	*6 à 10m*	+ 8m	*2 à 3m*	+ 6,5m
	Vitesse de dépôts		0,15m/ka		0,095m/ka		0,075m/ka
Incision tardiglaciaire	Δz	*?*	-7m	*-5m*	-5m	-	-3,5m
	Taux d'incision		1,75m/ka		1,25m/ka		0,9m/ka
Cycle total	z_final-z_initial		-3m		-1,5m		-0,8m

Tableau 3.16. Profondeur des incisions et épaisseur des dépôts obtenus avec le signal mod_temp_biblio

Les résultats exposés dans le tableau 3.16, montrent que l'incision de la transition climatique chaud/froid est trop faible devant les données de terrain, qui doivent être considérées comme des valeurs minimales. L'épaisseur des dépôts du Weichsélien est plus satisfaisante et correspondent aux données de terrain en amont comme en aval. L'incision tardiglaciaire, plus faible que l'incision précédant la période glaciaire, permet d'obtenir une séquence de dépôts emboîtés sur la totalité du profil, comme elle est observée dans les zones où l'influence marine est négligeable. Les valeurs obtenues à Paris sont correctes.

Etant donné que ce modèle temporel ne reproduit pas les fluctuations climatiques de l'Holocène, il est normal de ne pas retrouver les fluctuations d'altitudes dans nos résultats.

Enfin, on peut voir que les taux d'incision sont très grands devant les vitesses de dépôts, ce qui est conforme à la bibliographie (Antoine, 1997 ou Vandenberghe, 2000 par exemple)

Ainsi, ce signal climatique « mod_temp_biblio » permet de respecter l'ordre de grandeur des incisions et dépôts étudiés sur le terrain, même si les valeurs d'incision liées au refroidissement sont trop faibles.

Sur la figure 3.33 ci-contre, nous avons représenté l'évolution de la différence « altitude initiale au point étudié – altitude au cours du temps en ce point » pour une ville située sur chaque portion du cours d'eau auquel a été associé un coefficient ETD différent. La colonne située à droite des courbes présente la séquence de dépôts que l'on pourrait observer sur le terrain : elle a été construite à partir de la courbe d'évolution temporelle de l'altitude à Paris. Le figuré rayé gris et blanc traduit une séquence de dépôts complètement érodée par la suite, et dont on ne trouverait plus de trace dans les coupes.

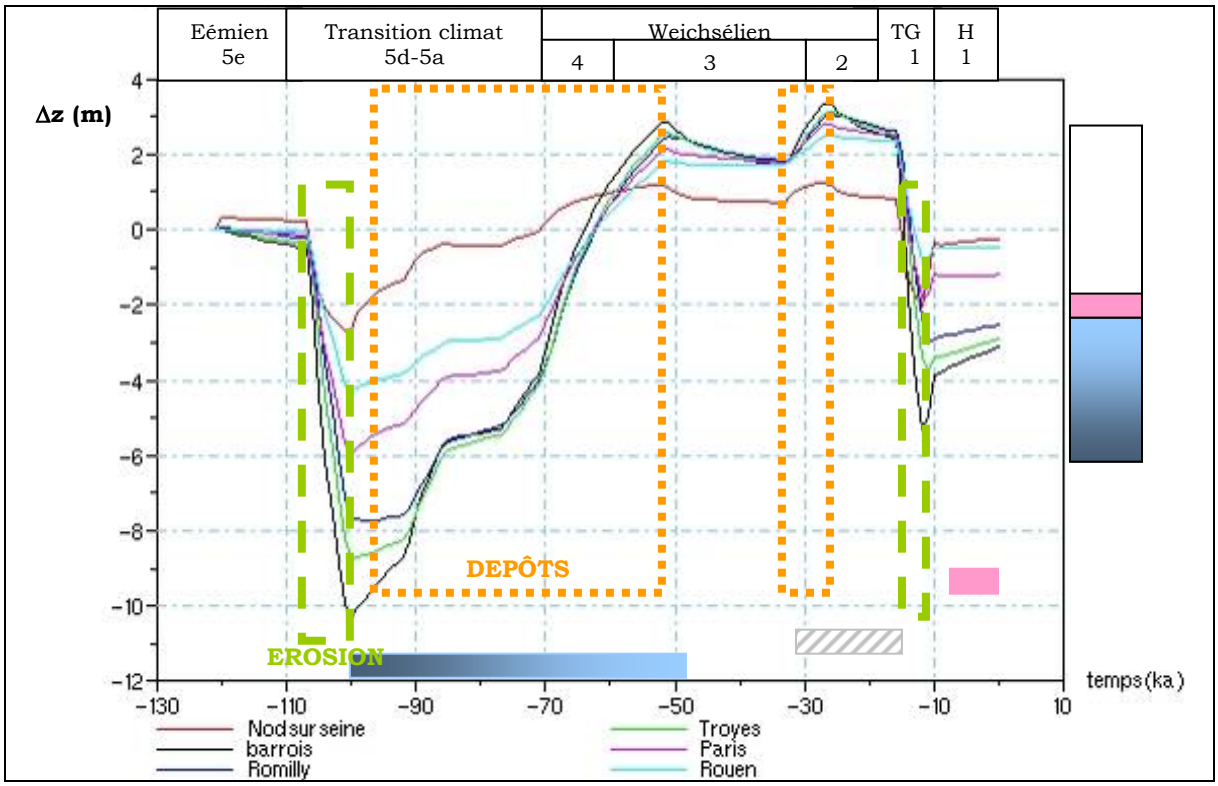


Figure 3.33. Résultats de la simulation réalisée avec mod_temp_biblio

D'après cette figure (3.33), on remarque que la profondeur des incisions et les épaisseurs des dépôts ne sont pas réparties régulièrement sur le profil de l'amont vers l'aval. En effet, en introduisant une largeur d'action qui varie dans l'espace, nous avons modifié la répartition de l'amplitude des érosions et des dépôts.

* <u>Résultats obtenus avec le modèle temporel « paléo-index Bioclim »</u>

Comme le montre la figure 3.34 ainsi que le tableau 3.17, la profondeur d'incision maximale est obtenue dans le Barrois (6m). A Paris, elle est de 3m et l'épaisseur maximale des dépôts potentiels atteint 6m. Ces amplitudes sont un peu faibles au regard des 10 à 12 m d'incision et des 6 à 10m de dépôts attendus.

En outre, on voit que les dépôts résultant de ce calcul sont emboîtés. D'après la séquence finale des dépôts que l'on pourrait observer à Paris (figure 3.34), deux nappes ne seraient plus représentées.

Comme les périodes d'incision sont plus courtes que celles données par le signal climatique précédent, le taux d'érosion doit être supérieur à celui de l'autre modèle (mod_temp_biblio), pour obtenir la même profondeur d'incision. Les données de terrain ne proposant qu'une valeur moyenne du taux d'érosion, elles ne permettent pas de discriminer un des deux signaux.

paléo-index Bioclim	Troyes		Paris		Rouen	
	données	calcul	*données*	calcul	*données*	calcul
Incision - -116 ka	*Incision -12 à 15m*	-4,5 m	*Incision -10 à –12m*	-3 m	*Incision -20m*	-2 m
Dépôts – -116- 105 ka	*Dépôts grossiers > 5m*	+6 m	*Dépôts grossiers > 5m (6 à 10m à Etiolles)*	+4,5 m	*Dépôts grossiers > 2 à 3m*	+3 m
Incision - -96 ka		-3,5 m		-2,5 m		-2 m
Dépôts -95-85 ka		+3,5 m		+2,5 m		+2 m
Incision – 70 ka		-2 m		-1,5 m		-1 m
Dépôts -71-52 ka		+4,5 m		+3,5 m		+2,5 m
Incision - -32 ka		-2 m		-1,5 m		-1 m
Dépôts –31-28 ka		+1 m		+1 m		+0,5 m
Incision -15 ka	*?*	-4 m	*Erosion – 5 m*	-3 m	-	-2 m
z_final – z_initial		-2 m		-0,5 m		0

Tableau 3.17. Profondeur des incisions et épaisseur des dépôts obtenus avec le signal paléo-index Bioclim

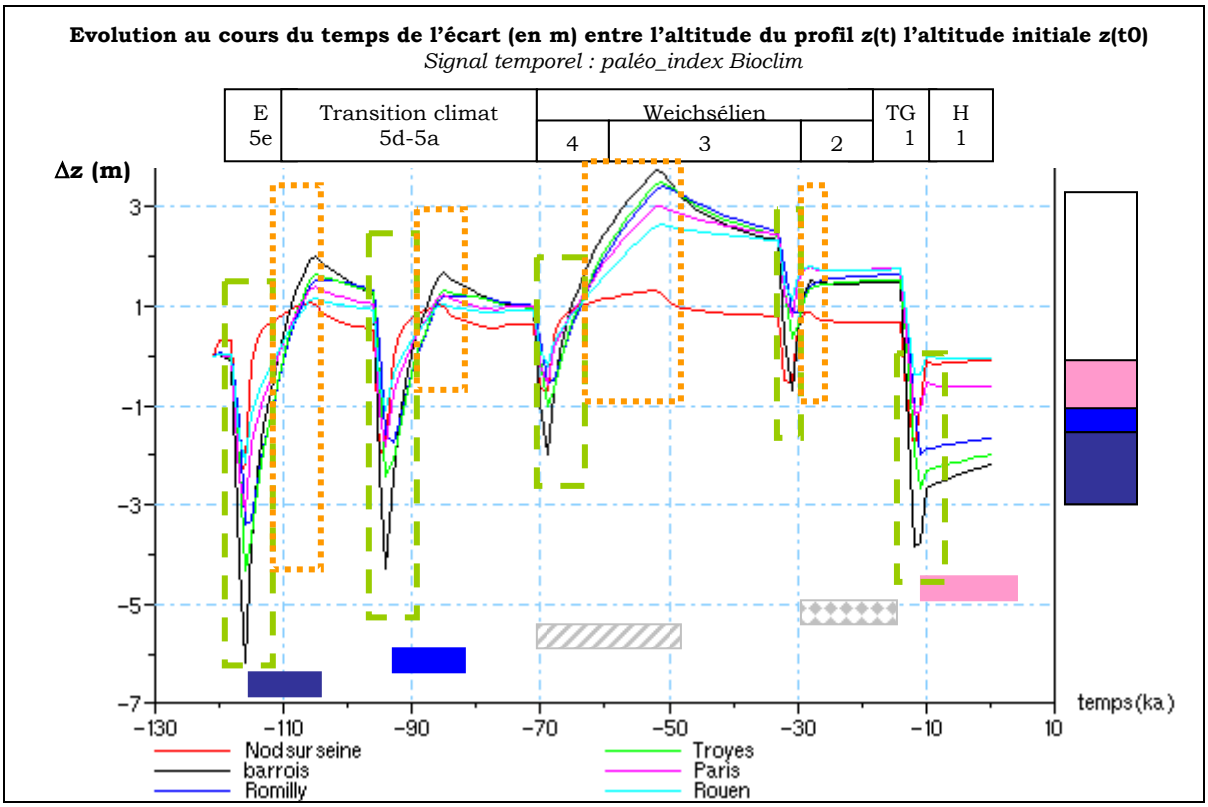


Figure 3.34. Résultats de la simulation réalisée avec le paléo-index Bioclim

Afin d'obtenir une amplitude d'érosion plus grande dans les simulations utilisant ce signal temporel, nous avons augmenté les valeurs du débit au cours des transitions climatiques, afin que le taux d'érosion soit plus important au cours de cette période favorable à l'incision.

Ce modèle temporel « paléo-index Bioclim 2 » repose donc sur le même signal climatique et garde les mêmes valeurs pour les coefficients B_T et qw_T, sauf au cours des périodes de transitions climatiques très courtes (1ka) qui précédent un réchauffement, où nous avons choisi (arbitrairement) d'appliquer les règles suivantes : le paramètre B_T est en retard de 1 ka donc garde sa valeur précédente de climat froid, tandis que qw_T =12.

La figure 3.35 présente ce nouveau modèle temporel. La figure 3.36 et le tableau 3.18 présentent les résultats de ce test.

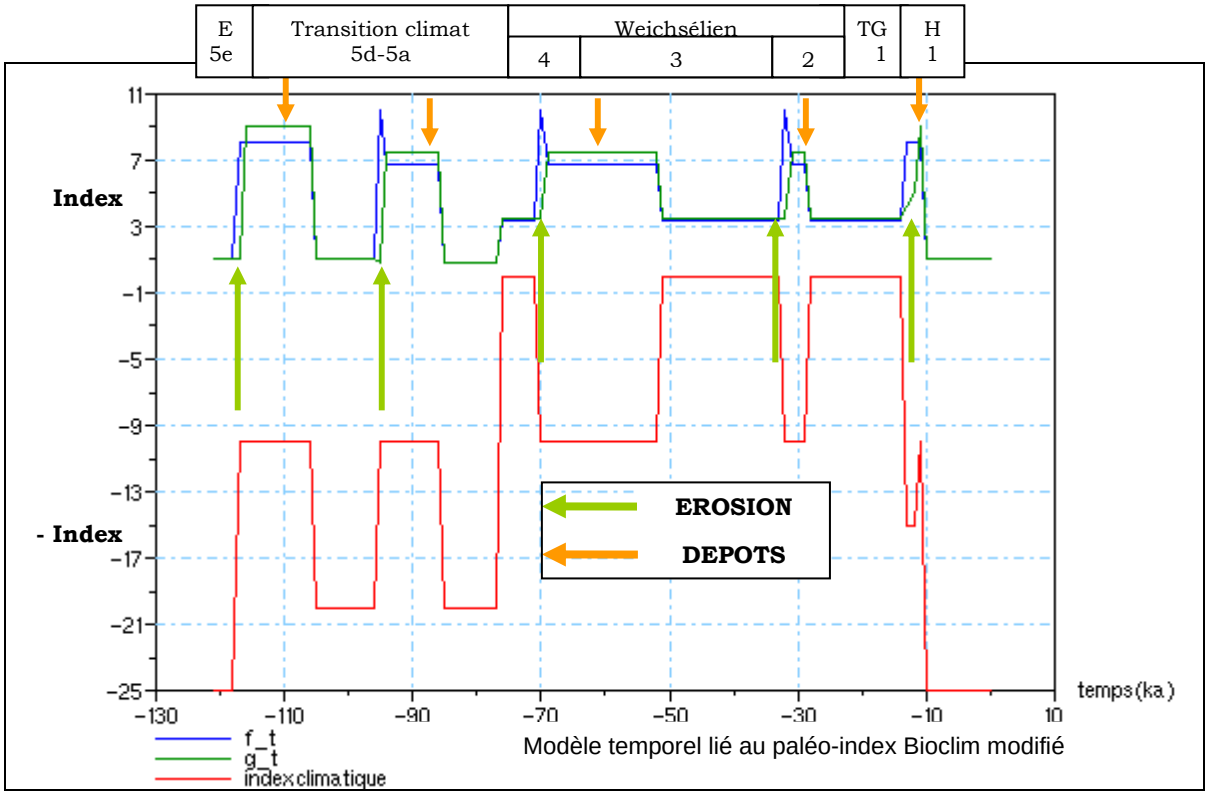


Figure 3.35. Modèle temporel du Paléo-index Bioclim modifié

Dans cette deuxième simulation, l'amplitude de l'incision la plus profonde (réalisée à –96 ka), est de 5,5m à Troyes et elle atteint 4m dans la région parisienne. Ce n'est encore pas suffisant car l'incision devrait atteindre 12m pour être conforme aux données de terrain. Etant donné que le rapport qw_T/B_T =12 est déjà très important, il nous semble irréaliste de proposer une nouvelle augmentation du débit pour accentuer encore le taux d'incision et donc l'amplitude. Pour que le modèle temporel « paléo-index Bioclim » donne des résultats plus satisfaisants, il faudrait que le signal climatique permette des périodes d'incision plus longues.

Ainsi, le modèle temporel construit sur le paléo-index Bioclim reproduit bien l'alternance de périodes d'érosion courtes et de périodes de dépôts un peu plus longues mais les valeurs proposées pour les indices temporels, ou la durée des périodes d'érosion ne permettent pas d'obtenir des amplitudes réalistes.

	Troyes		Paris		Rouen	
	paléo-index Bioclim	paléo-index Bioclim_2	*paléo-index Bioclim*	paléo-index Bioclim_2	*paléo-index Bioclim*	paléo-index Bioclim-2
Incision - -116 ka	*-4,5m*	-4,5m	*-3m*	-3m	*-2m*	-2m
Dépôts – -116- 105 ka	*+6m*	6m	*+4,5m*	4,5m	*+3m*	3m
Incision - -96 ka	*-3,5m*	- 5,5m	*-2,5m*	-4m	*-2m*	-3m
Dépôts -95-85 ka	*+3,5m*	4,5m	*+2,5m*	3,5m	*+2m*	2,5m
Incision – 70 ka	*-2m*	- 4m	*-1,5m*	-3m	*-1m*	-2m
Dépôts -71-52 ka	*+4,5m*	6m	*+3,5m*	5m	*+2,5m*	3,5m
Incision - -32 ka	*-2m*	-4m	*-1,5m*	-3m	*-1m*	-2,5m
Dépôts –31-28 ka	*+1m*	2,5m	*+1m*	1,5m	*+0,5m*	1,5m
Incision -15 ka	*-4m*	-3,5m	*-3m*	-2,5m	*-2m*	-2m
z_final – z_initial	*-2m*	-3m	*-0,5m*	-1,5m	*0*	-1m

Tableau 3.18. Résultats obtenus avec le signal paléo-index Bioclim modifié

Il est donc difficile, avec ce signal, d'être en accord avec la théorie selon laquelle les érosions se produiraient sur une durée très courte, inférieure au millénaire, sans donner des valeurs excessives au coefficient qw_T. Pourtant cette hypothèse repose sur des données de terrain, comme à Montereau par exemple, où Roblin-Jouve (1994) a observé des incisions très rapides et profondes de 8 à 10 m, au cours du Tardiglaciaire.

Il faudrait donc modifier ce signal en augmentant la durée des périodes d'incision, ou augmenter à nouveau le rapport débit/charge de la rivière dans ces périodes pour accroître l'érosion. Mais une augmentation du débit comme nous l'avons fait implique des changements plus importants qu'une augmentation du taux d'érosion. En comparant les dépôts préservés dans les deux tests, on constate que les nappes encore visibles dans la coupe à la fin de la simulation sont différentes. Dans le premier test, les deux nappes formées au stade 4 et au stade 2 ont disparue tandis que dans le deuxième test, la première (stade 5d) et la dernière nappe (stade 2) sont entièrement détruites. Dans le premier test, les dépôts préservés dateraient tous du début du Weichsélien, tandis que dans le second test, les dépôts préservés pourraient être plus jeunes.

Un échantillonnage précis associé à des datations de chaque nappe dans les séquences de dépôts observées sur le terrain permettrait de choisir un des deux signaux.

Evolution au cours du temps de l'écart (en m) entre l'altitude du profil z(t) l'altitude initiale z(t0)
Signal temporel : paléo_index Bioclim modifié

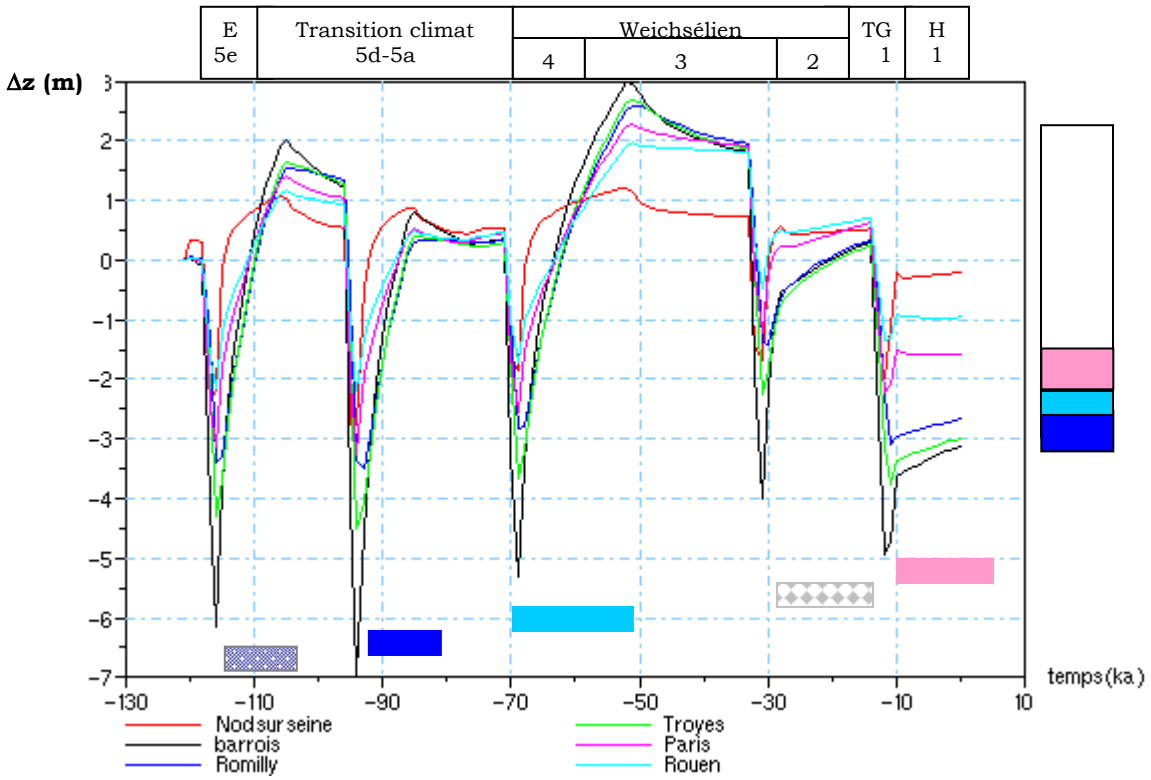


Figure 3.36. Résultats de la simulation réalisée avec le paléo-index Bioclim modifié

✱ <u>Résultats obtenus avec le signal « index-sim-Bioclim »</u>

Comme le montre le tableau 3.19, les amplitudes des incisions de la transition climatique chaud/froid et les épaisseurs des dépôts mis en place au cours du Weichsélien sont cohérentes avec les observations de terrain. Les amplitudes calculées peuvent être légèrement supérieures mais nous rappelons que les données de terrain ne nous informent que sur les valeurs minimales des amplitudes.

Index-sim Bioclim_1	**Troyes**		**Paris**		**Rouen**	
	données	calcul	*données*	calcul	*données*	calcul
Incision 120-114ka	*Incision : -12 à 15m Dépôts grossiers > 5m*	-8m (1,3m/ka)	*Incision - 10 à 12m Dépôts grossiers > 5m (6 à 10m à Etiolles)*	-5m (0,8m/ka)	*Incision - 20m Dépôts grossiers > 2 à 3m*	-3,5m (0,6m/ka)
Dépôts -114-105ka		+ 8m (0,9m/ka)		+ 5m (0,55m/ka)		+ 4m (0,45m/ka)
Incision -105-70ka		-20m (0,57m/ka)		-15m (0,43m/ka)		-12m (0,34m/ka)
Dépôts -71-30ka		+ 22m		+ 16m		+ 13m
Dépôts -12-7ka		+ 2m	*Erosion -5m Dépôts 5m*	+1,5m		+1m
Incision Holocène -7-2ka	*Dépôts >2m Erosion -3m Dépôts3m*	-7m	*Erosion -8-10m Dépôts 5à 8m*	-4m	*Dépôts 7 à 8m*	-2m
z_final-z_initial		-4m		-1,5m		+ 0,5m

Tableau 3.19. Amplitudes des incisions et des dépôts obtenus avec le modèle temporel Index_sim-Bioclim

Par contre même si la séquence de dépôts obtenue à la fin de la simulation (présentée sur la figure 3.37) est conforme aux observations de terrain (les dépôts préservés sont formés au cours du Weichsélien) l'enchaînement des périodes d'érosion et dépôts dans le temps modèle ne correspond pas à celui que nous avons exposé dans la première partie. En effet, les observations de terrain (reprises dans le tableau 3.19) indiquent qu'une incision s'est produite à la transition froid/chaud alors qu'elle n'est pas reproduite avec ce modèle temporel.

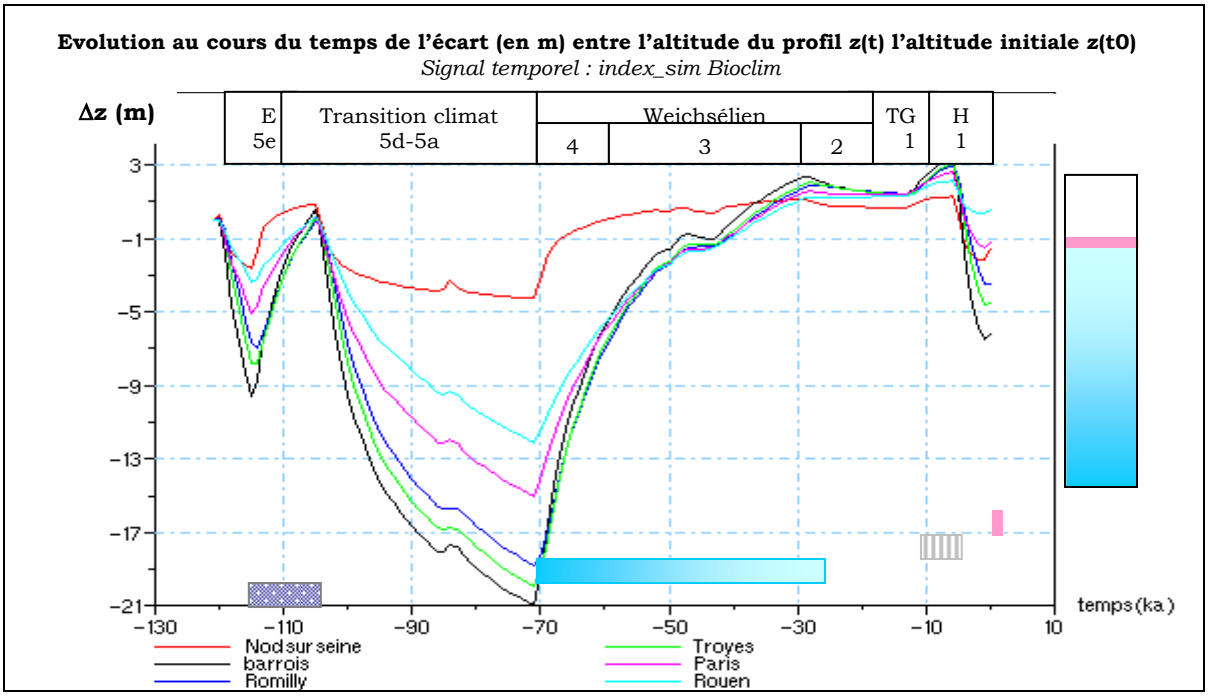


Figure 3.37. Index_sim Bioclim : évolution au cours du temps de l'altitude de plusieurs points le long du profil de la Seine

Ce modèle temporel donne des amplitudes réalistes mais l'enchaînement des périodes d'érosion/dépôts n'est conforme aux observations de terrain.

✱ <u>Résultats obtenus avec le signal mod-temp-dO18</u>

La figure 3.38 et le tableau 3.20 présentent l'évolution temporelle de différents points du profil dont Rouen, Paris et Troyes.

Les amplitudes d'érosion et de dépôts sont bien respectées dans la zone amont où les terrasses sont climatiques. On note également que le taux d'incision ou la vitesse de dépôts calculés au cours des transitions climatiques ou au début de la période froide, sont plus élevés que la vitesse de mise en place des dépôts du Weichsélien, ce qui est tout à fait conforme aux estimations réalisées à partir des observations de terrain.

On remarque aussi que les périodes d'érosion et de dépôts ne sont pas aussi nombreuses que celles qui sont proposées par le signal climatique. Notre modèle n'a pas répondu aux fluctuations rapides (1 ka) de débit et d'apport latéral. Cette inertie du système fluviatile devant des oscillations du climat très courtes et très marquées (observées sur les carottes glaciaires par exemple), a également été mise en évidence par les sédimentologues de terrain (Vandenberghe, 2002 par exemple). Cependant, la courbe du rapport isotopique de l'oxygène permet d'obtenir un modèle temporel qui reproduit de façon très satisfaisante les périodes d'incision et de dépôts observés sur le terrain : une incision principale lors de la transition chaud/froid, la mise en place d'une terrasse datant des stades 5d-a, visible dans la séquence finale de dépôts, (également observée pour le signal « paleo_index Bioclim » mais pas pour les autres modèles temporels), des périodes de dépôts au cours de la période

glaciaire, une période d'érosion plus faible que la précédente au cours de la phase de réchauffement et des dépôts interglaciaires emboîtés.

mod_temp_dO18	**Troyes**		**Paris**		**Rouen**	
	données	calcul	*données*	calcul	*données*	calcul
Incision -115-113ka	*Incision -12 à 15m*	-2m (1m/ka)	*Incision -10 à 12m*	-1m (0,5m/ka)	*Incision -20m*	-0,8m (0,4m/ka)
Dépôts -112-105ka	*Dépôts grossiers > 5m*	+ 3,5m (0,5m/ka)	*Dépôts grossiers > 5m (6 à 10m à Etiolles)*	+ 2m (0,3m/ka)	*Dépôts grossiers > 2 à 3m*	+ 1,8m (0,25m/ka)
Incision -105-92ka		-13,5m (1,04m/ka)		-9,5m (0,73m/ka)		-7m (0,54m/ka)
Dépôts -92-85ka		+ 8m (1,14m/ka)		+ 5,5m (0,78m/ka)		+ 3,5m (0,5m/ka)
Incision -85-80ka		-5m (1m/ka)		-4m (0,8m/ka)		-2,5m (0,5m/ka)
Dépôts -80-60ka & -60-40ka & -39-37ka & -15-13ka		+ 14m (0,31m/ka)		+ 9m (0,2m/ka)		+ 7,5m (0,17m/ka)
Incision Tardiglaciaire -13-10ka	-	-1,5m (0,5m/ka)	*Erosion -5m Dépôts 5m*	-1,5m (0,5m/ka)	*Dépôts estuariens 7 à 8m*	-1m (0,3m/ka)
z_final-z_initial		+ 0,5m		+ 1m		+ 1,5m

Tableau 3.20. Amplitudes des incisions et des dépôts obtenus avec le modèle temporel « mod_temp_dO18 »

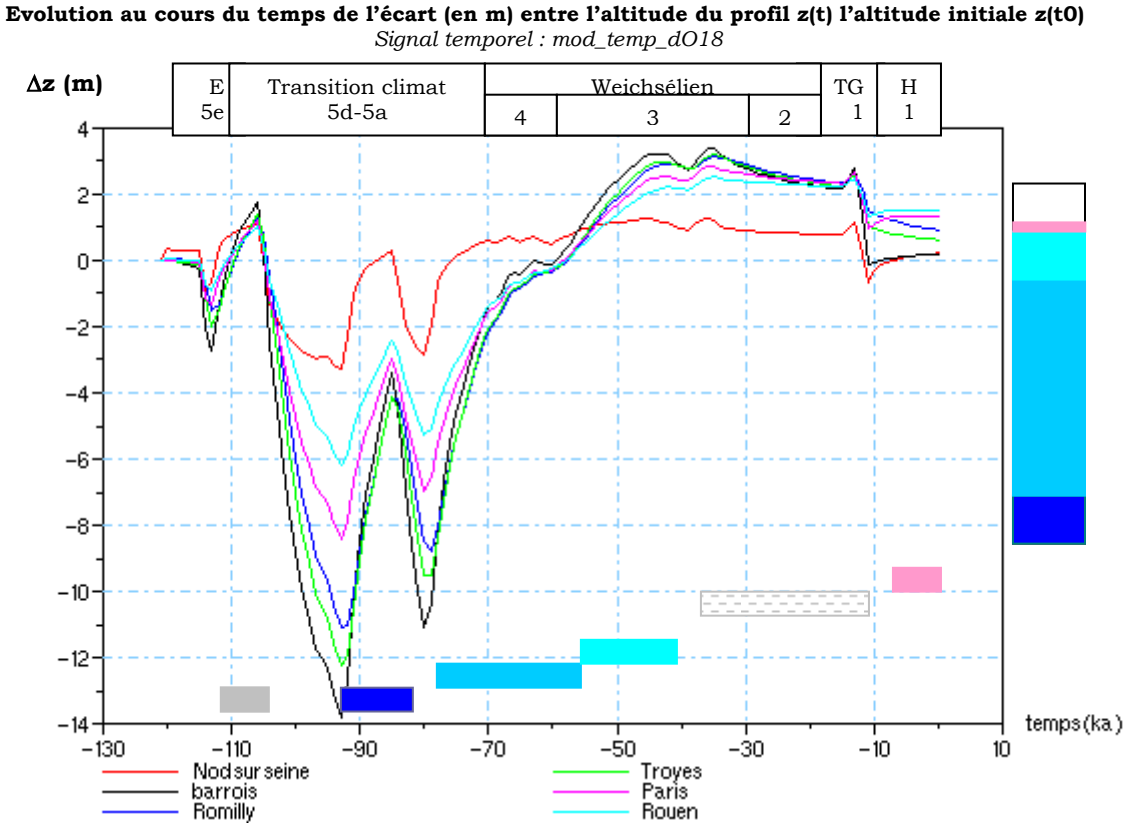


Figure 3.38. Evolution au cours du temps de l'altitude du profil calculé avec le signal « mod_temp_dO18 » en plusieurs points le long de la Seine

Les valeurs que nous proposons pour le débit, la largeur du chenal et l'apport latéral conduisent à des taux d'incision et des épaisseurs de dépôts satisfaisants.

✱ Conclusion

Cette étude nous a donc permis d'étudier la sensibilité de notre modèle en comparant les résultats obtenus avec plusieurs signaux climatiques, avec une répartition et une durée des périodes favorables à l'incision ou aux dépôts différentes. Nous avons montré que notre modèle réagissait bien en reproduisant les incisions et les dépôts tant que les fluctuations climatiques n'étaient pas trop courtes, elles doivent durer au moins 2 ka. En outre, nous avons pu montrer que le signal climatique que nous avons construit à partir du rapport isotopique de l'oxygène, donnait des résultats cohérents et conformes aux mesures de terrain réalisées dans la vallée de la Seine. L'utilisation de cette courbe permet même d'obtenir les résultats les plus satisfaisants, même si les autres signaux donnent également des résultats acceptables.

Il serait intéressant de pouvoir comparer les résultats d'un échantillonnage fin de datations des séquences de dépôts au sein d'une même coupe, afin de voir si les résultats obtenus sont en accord avec ce modèle temporel ou s'ils inciteraient à modifier les valeurs du débit et de la charge (on a vu que cela avait une influence sur les dépôts préservés) ou même sur un autre signal climatique.

3.2.A-1.4. Inertie du système et équilibre du profil

Nous avons vu en étudiant les résultats obtenus avec le modèle temporel « mod_temp_dO18 » que le système possédait une certaine inertie qui l'empêchait de réagir aux fluctuations climatiques trop courtes.

Une question peut alors se poser : est ce que le système réagit suffisamment bien pour que le profil soit à l'équilibre à la fin de chaque interglaciaire ? En effet, cette condition doit être vérifiée car nous l'avons utilisée à plusieurs reprises dans la construction de notre modèle :

- En effet, pour déterminer les coefficients érosion/transport/dépôts (ETD) $\{\lambda_i\}$, nous avons postulé que la Seine était à l'équilibre actuellement (c'est-à-dire que le fleuve n'érode pas son lit et ne dépose pas de sédiments, seul le transport est réalisé). Nous avons alors pu comparer le profil d'équilibre théorique pour différentes séries de valeurs ETD avec le profil réel du cours d'eau et déterminer le jeu de valeurs qui permettait d'obtenir un profil d'équilibre le plus proche possible du profil digitalisé. Nous avons ainsi postulé que le profil d'un cours d'eau atteint son profil d'équilibre en quelques milliers d'années (ou s'en approche beaucoup) si le climat est tempéré (index 25 et coefficients du modèle temporel =1) et qu'il est soumis aux valeurs actuelles de débit par unité de largeur du chenal et d'apport latéral par unité de largeur.
- Cette hypothèse forte nous a également permis d'utiliser le profil d'équilibre calculé à partir de l'équation EF2-23 comme profil initial, si les simulations débutent à la fin d'un interglaciaire. Or les simulations que nous avons présentées débutaient à la fin de l'Eémien (qui était la période interglaciaire précédant la période tempérée actuelle) : le fleuve se trouvait donc sous un climat tempéré depuis dix mille ans environ et avait donc eu le temps d'atteindre l'équilibre.

La figure 3.39 présente la valeur moyenne et la valeur maximale de l'écart qu'il existe à chaque pas de temps, et pour tous les points du profil, entre le profil résultant du calcul à un instant t z(t) et le profil d'équilibre théorique, calcul avec l'équation EF2-23 sous les conditions hydrauliques et sédimentaires à ce temps donné $qw_T(t)$ et $B_T(t)$.

L'écart le plus important est situé à la fin de la période glaciaire. Malgré les dix mètres d'alluvions qui recouvrent le lit à cette période en région parisienne, il reste un écart

d'altitude de 40m en moyenne entre le profil du calcul et le profil d'équilibre. Cette période maxiglaciaire est donc la période où le profil est le plus en déséquilibre. Ceci est tout à fait en accord avec les conclusions déduites des mesures de terrain : le profil est totalement en déséquilibre lorsqu'il dépose des alluvions grossiers.

Les périodes d'érosion sont des périodes où l'écart chute brutalement. Ceci est encore conforme aux observations et aux hypothèses proposées par les sédimentologues où l'érosion permet aux fleuves de gommer une partie du déséquilibre engendré par les conditions froides de faible puissance.

On constate que l'écart est très faible lors des trois périodes où le climat est tempéré : entre –120ka (instant initial) et –115 ka le profil évolue peu, puis autour de –95 ka et entre -10 ka et 0 ka, le profil revient à des altitudes proches de son altitude initiale. Nous pouvons donc bien utiliser l'hypothèse d'équilibre en climat tempéré car à chaque période favorable, même courte comme c'est le cas vers -95ka, le profil tend et peut atteindre l'équilibre.

L'écart d'environ 1,5m observé à 0ka sur la figure 3.39, est dû à la précision du schéma numérique.

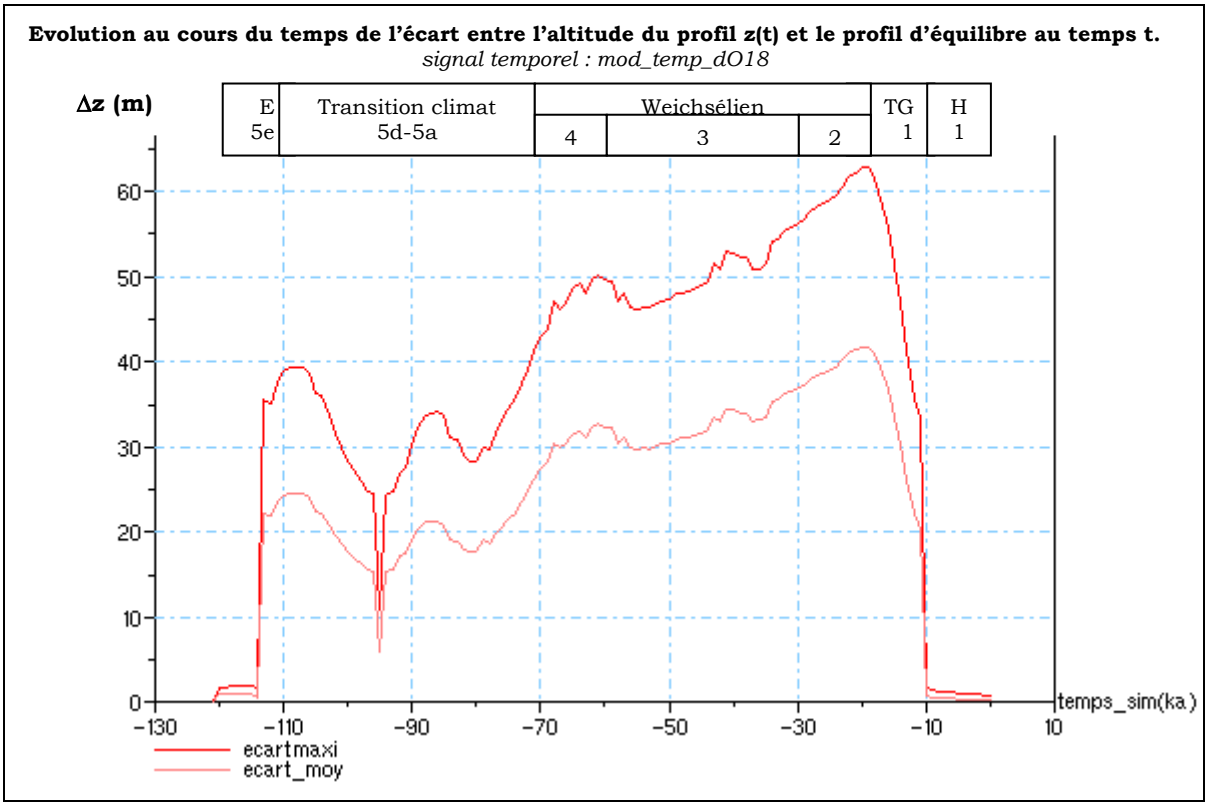


Figure 3.39. Evolution au cours du temps de l'écart entre l'altitude du profil résultant du calcul et celle du profil d'équilibre sous les mêmes conditions.

Ceci nous montre que le système ne s'éloigne jamais beaucoup de sa position d'équilibre tempéré, qu'il peut donc rattraper très rapidement lorsque les conditions le permettent. Les périodes de déstabilisation sont cependant trop courtes, et la vitesse de réaction du profil trop lente pour que le système s'approche de l'équilibre lors des climats froids. De ce fait, le système ne peut pas s'éloigner beaucoup de l'équilibre tempéré.

3.2.A-2. Etude de la zone aval

La série de tests présentée dans ce paragraphe vise à établir les conditions nécessaires à la reproduction des érosions régressives, puis à la mise en place des dépôts marins lors des interglaciaires à l'aide du modèle géométrique des dépôts que nous avons présenté dans la partie 2.

Dans la région aval, qui débute à Poses (la limite amont de l'estuaire dynamique actuel) et qui comprend l'ensemble du domaine marin de la baie de Seine, les terrasses ne sont plus climatiques. En effet, les analyses des séquences de dépôts montrent que les replats sont construits par érosion régressive et migration d'un knickpoint vers l'amont (ou rupture de pente) lorsque le niveau marin est très bas, quand les conditions glaciaires sont bien établies. D'autres part, les auteurs (Lautridou *et al.*, 1999 ou Auguste 2003 par exemple) ont montré que des dépôts estuariens étaient intercalés avec des dépôts fluviatiles dans cette région.

3.2.A-2.1. Condition nécessaire à l'initiation d'une érosion régressive

Afin de comprendre l'influence des variations du niveau de base (ici les variations du niveau marin) et le rôle de la topographie sous-marine du profil initial sur le comportement du fleuve, nous allons comparer les résultats de plusieurs simulations au cours desquelles le climat est supposé constant.

Comme nous ne possédons aucune indication sur les coefficients ETD $\{\lambda i\}$ du profil d'équilibre immergée aujourd'hui, nous choisissons un profil initial qui est donné par le profil d'équilibre théorique pour lequel on a attribué à la partie sous-marine, la même valeur de coefficient ETD que celle du tronçon situé le plus à l'aval : le profil du fleuve en mer est donc le prolongement du profil émergé de la Seine.

Dans les simulations exposées dans le paragraphe précédent, le profil atteignait une profondeur maximale de –150 m. Cette valeur correspond à la profondeur extrême mesurée dans la Fosse centrale. Le profil avait alors une longueur de 2300km. Les variations eustatiques oscillant entre 0 et –120 m, elles n'engendraient qu'un allongement du profil émergé. Dans ces simulations, les érosions et les dépôts n'étaient contrôlés que par les fluctuations climatiques : les périodes d'incision étaient situées au cours des transitions climatiques et non pendant les périodes froides. Il nous faut donc introduire des changements dans le profil initial pour pouvoir reproduire une érosion régressive car les variations eustatiques appliquées à un profil lisse, sans rupture de pente depuis sa source jusqu'à –150 m, interdisent toute érosion régressive du profil.

3.2.A-2.1.1. Introduction d'une rupture de pente à l'extrémité du profil

Nous choisissons dans une première étape d'introduire une rupture de pente au niveau de la fosse. Le profil initial du fleuve est toujours le prolongement du profil continental mais la profondeur maximale est cette fois limitée à –100 m. La longueur totale du profil est alors de 1693km. L'abaissement du niveau marin engendre toujours un allongement du profil tant que celui-ci n'est pas complètement découvert, mais lorsque le niveau marin est inférieur à -100m, l'altitude du dernier point du profil est donnée par le niveau marin. Ceci revient à considérer que la pente du profil est infinie, i.e. que le profil est vertical à partir du point x=1693km, c'est-à-dire dans les fosses sous-marines.

Nous gardons le climat constant (tempéré) dans un premier temps, afin d'étudier uniquement l'impact de la rupture de pente à l'extrémité du profil. La surrection tectonique est considérée nulle.

La figure 3.40 permet de comparer le profil initial et le profil final obtenu à l'issue de cette simulation.

Le profil final est plus bas que le profil initial sur les 400 derniers km du profil. Cependant, l'amplitude de cette érosion régressive décroît très rapidement vers l'amont. Vers x=1500km, l'érosion est de 10 m environ, mais au Havre (x=600 km), elle n'est que de 40 cm.

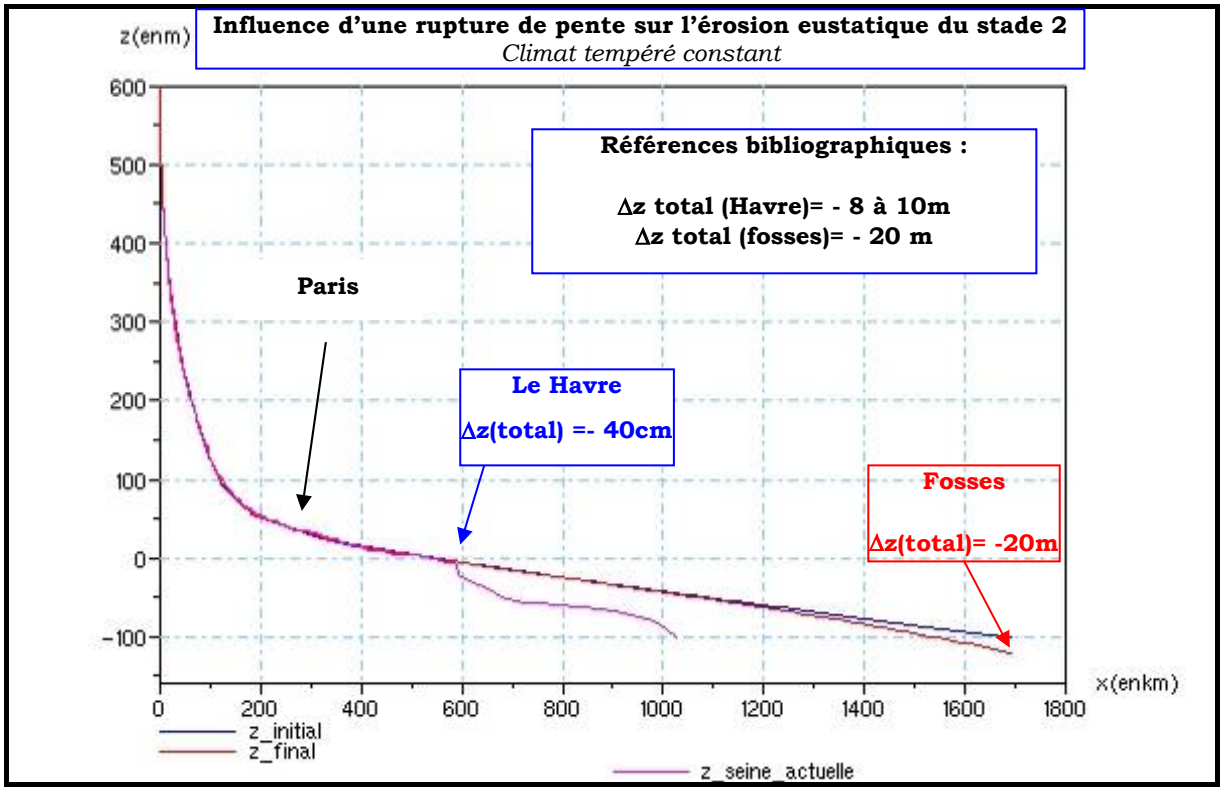


Figure 3.40. Profil initial et profil final de la simulation réalisée avec un rupture de pente à l'extrémité du profil et un climat tempéré gardé constant.

Si l'introduction d'une rupture de pente à l'extrémité du profil permet l'initiation d'une érosion régressive liée au niveau marin, ce n'est pas une condition suffisante. En effet, l'érosion développée sous ces conditions de simulation (climat constant, coefficient ETD en mer égal au coefficient du dernier tronçon du profil avant l'estuaire et arrêt du profil à –100 m) est insuffisante et/ou ne se propage pas assez vite car elle est invisible au Havre.

3.2.A-2.1.2. Influence du climat

La deuxième étape de cette série de tests est la prise en compte des fluctuations climatiques afin d'étudier le rôle que peut jouer le climat dans la mise en place des grands paliers d'érosion observés dans la zone aval de la Seine.

Nous utilisons dans cette simulation le profil initial utilisé dans le test précédent. La surrection tectonique est toujours nulle et le modèle temporel que nous utilisons est le signal que nous avons construit à partir des données bibliographiques « mod_temp_biblio » dont nous avons validé les résultats dans les paragraphes précédents. Afin de ne pas introduire de complexité supplémentaire dans la réponse du profil, nous avons préféré utiliser ce signal simple. Nous exposerons les résultats obtenus avec le modèle plus sophistiqué « mod_temp_d018 » qui propose des fluctuations plus rapides du climat, à la fin de cette étude.

La figure 3.41 présente le profil initial et le profil final de cette simulation. La figure 3.42 montre l'évolution de l'altitude du profil au Havre au cours du temps.

Une érosion régressive est là aussi observée, d'amplitude plus importante mais encore trop faible. En effet, l'incision au Havre à la fin du stade 2 est de 60cm environ. En revanche, à la fin du Tardiglaciaire, vers –10 ka, l'amplitude de cette incision atteint 5m.

Cette amplification de l'érosion qui se produit au cours du Tardiglaciaire n'est plus uniquement due aux variations eustatiques mais également au changement du climat. En effet, les conditions hydrauliques du Tardiglaciaire sont devenues favorables à l'érosion (rappelons qu'elles ne l'étaient pas au cours du stade 2). En outre, même si le niveau marin remonte et recouvre à nouveau une partie du profil, le profil est plus pentu. Pour une même abscisse curviligne, la profondeur associée est plus grande. Les deux facteurs favorables à l'érosion agissent donc de concert et amplifient l'érosion amorcée au cours du stade froid.

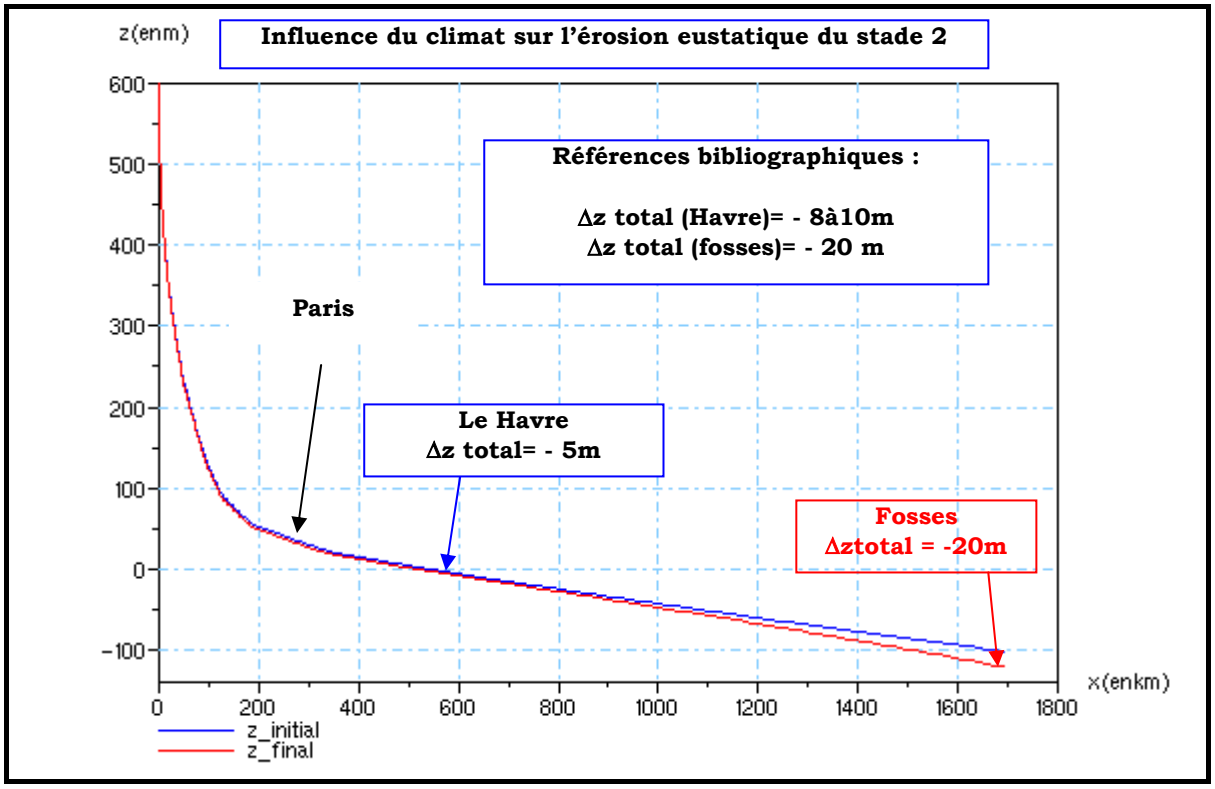


Figure 3.41.Profil initial et profil final de la simulation réalisée avec une rupture de pente à l'extrémité du profil et un climat qui varie suivant le modèle temporel « mod_temp_biblio ».

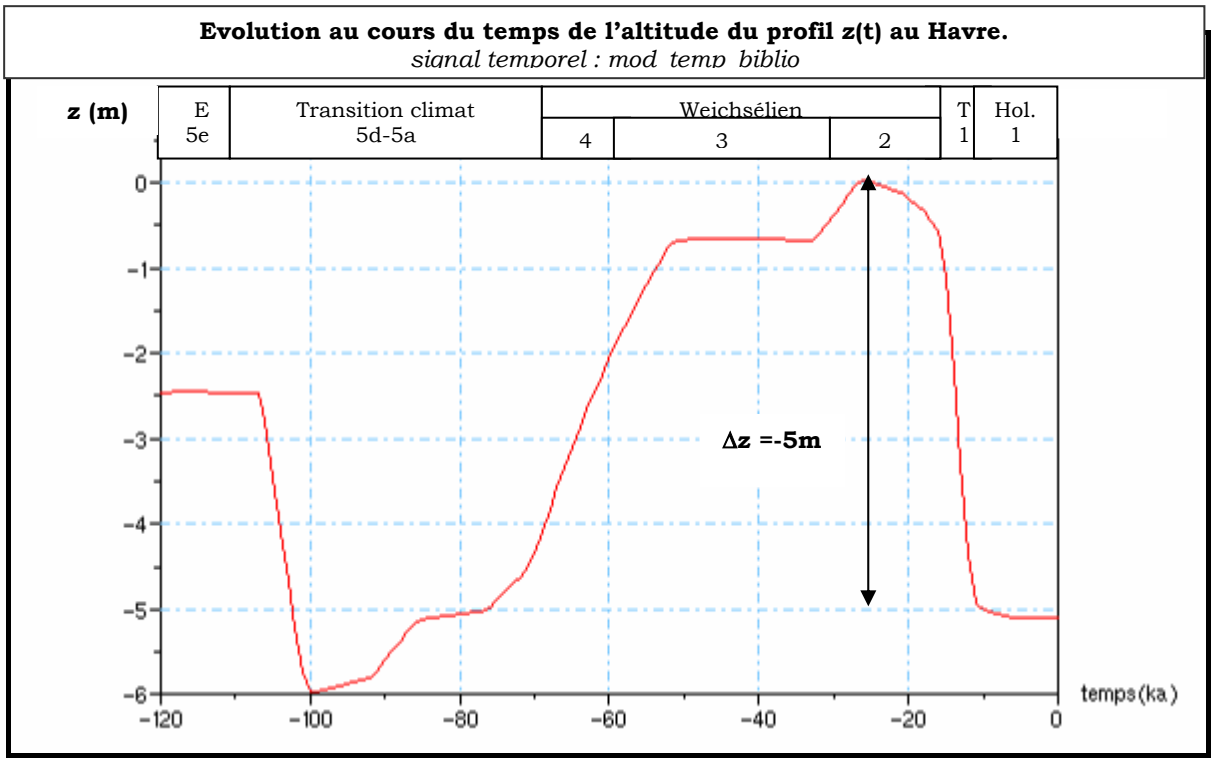


Figure 3.42.Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre

Cependant, l'érosion de cette fin de période glaciaire est encore insuffisante puisque l'érosion la plus importante au Havre est toujours l'érosion de la transition climatique chaud/froid. Le climat est donc une condition nécessaire à la formation des grands replats observés en basse Seine et datés de la fin des glaciations majeures mais d'autres paramètres doivent être pris en compte pour la modéliser de façon réaliste.

3.2.A-2.1.3. Introduction d'une rupture de pente dans l'estuaire

Comme on peut le remarquer sur la figure 3.41, le profil initial que nous avons utilisé est assez différent du profil digitalisé dans la zone aujourd'hui immergée. Il est plus long et il ne prend pas en compte la rupture de pente observée dans l'estuaire en aval du Havre.

Afin de travailler avec un profil dont la longueur et la forme sont encore plus réalistes, nous avons introduit un changement de coefficient d'ETD dans l'estuaire, à partir de x=442 km et jusqu'au point d'abscisse x=642 km. Le coefficient ETD de la zone située au-delà de ce point est égal au coefficient du tronçon situé avant l'estuaire.

Le tableau 3.21 résume les valeurs des coefficients.

$[X_i ; X_{i+1}]$ (km)	λ_i
0-40	0,05
40-89	0,06
89-120	0,08
120-180	0,15
180-335	0,35
335-442	0,6
442-642	0,22
642-1253	0,62

Tableau 3.21. Coefficients ETD avec une rupture de pente dans l'estuaire

Le profil initial mesure maintenant 1253 km. Nous avons réalisé une simulation à partir de ce nouveau profil initial, en considérant les mêmes fluctuations climatiques et eustatiques que précédemment et en gardant la surrection tectonique nulle.

La figure 3.43 présente les profils initial et final de cette simulation.

L'enfoncement du profil observé à la fin de cette simulation est bien plus important que celui des tests précédents. Comme on peut le voir sur la figure 3.44 qui présente l'évolution de l'altitude du lit de la Seine au Havre au cours du temps, l'érosion initiée au stade 2 et amplifiée au Tardiglaciaire, ne permet pas de reproduire des talus d'une dizaine de mètres d'amplitude, comme ceux observés dans la région de Tourville ou du Havre, mais la profondeur de l'érosion (qui atteint 7m au Havre) respecte tout de même le bon ordre de grandeur.

En outre, un résultat essentiel est obtenu avec ce test : l'érosion marquant la fin de la période glaciaire est cette fois plus importante que l'incision précédant la période froide. L'érosion eustatique est devenue le paramètre principal du contrôle de l'incision du profil.

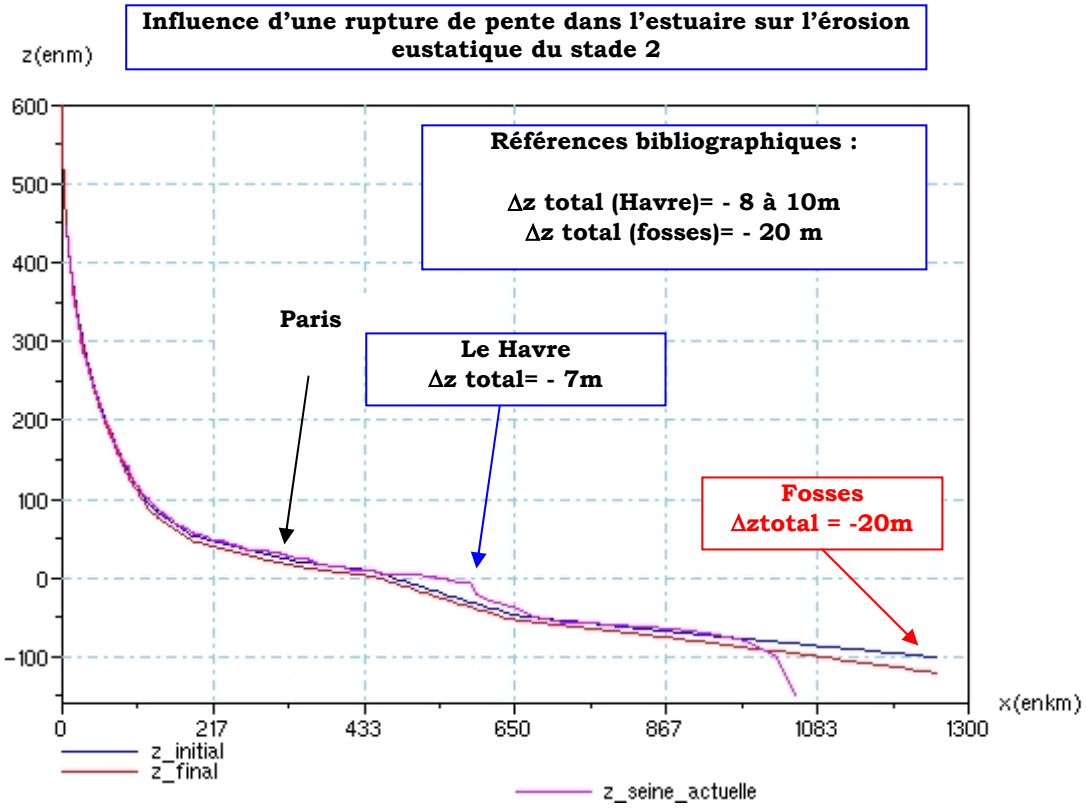


Figure 3.43. Profil final et profil initial avec une rupture de pente dans l'estuaire

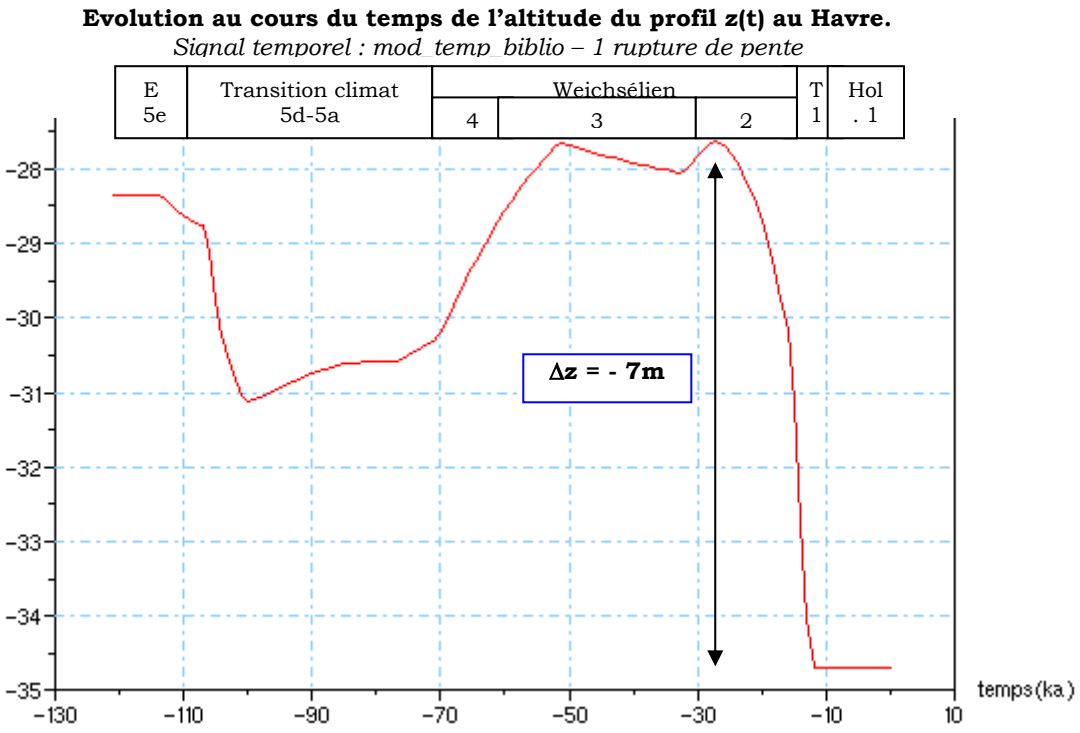


Figure 3.44.Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre avec une rupture de pente dans l'estuaire

Si l'on étudie les résultats de cette simulation à Paris (figure 3.45), on constate que l'incision réalisée au cours de la transition climatique chaud/froid est légèrement plus profonde (50cm) que l'incision du tardiglaciaire. Il existe donc un point sur le profil, situé entre Paris et le Havre, où l'on passe d'un contrôle climatique de l'érosion à un contrôle eustatique de celle-ci.

Cependant, l'érosion eustatique exerce encore un contrôle important sur le comportement du profil à Paris. La comparaison des résultats présentés sur la figure 3.38 (où le profil en mer ne présentait pas de rupture de pente) et les résultats de la figure 3.45 permet de mettre en évidence un écart de 3m entre la profondeur d'incision avec et sans érosion régressive.

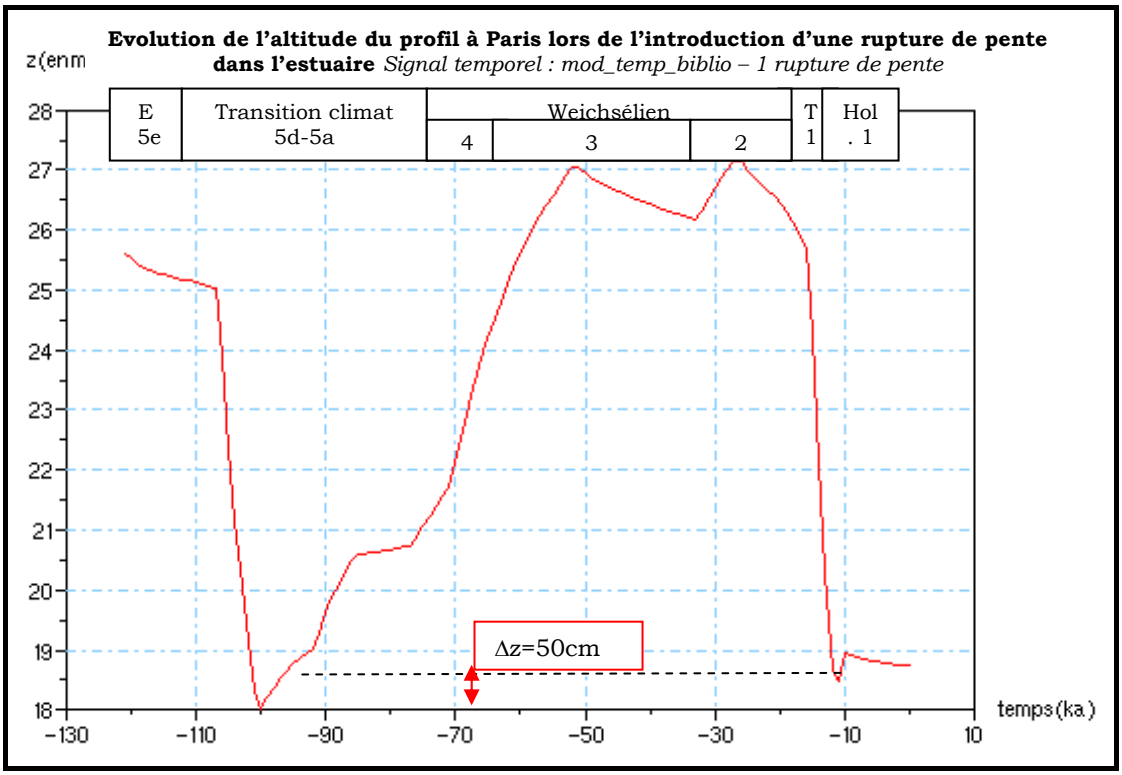


Figure 3.45. Evolution temporelle de l'altitude du profil à Paris

3.2.A-2.1.4. Introduction d'un changement de coefficient à proximité de la fosse du Cotentin

Le profil utilisé dans la simulation précédente est plus long (1253km) que le profil réel (1020km), même s'il atteint la même profondeur de –100 m à son extrémité sous marine (figure 3.46). Un changement de coefficient ETD dans la région située juste à l'amont de la fosse du Cotentin, vers x=810 km, permet de raccourcir le profil et lui donner une longueur plus réaliste.

Le tableau 3.22 résume les valeurs des coefficients ETD.

[X_i ; X_{i+1}] (km)	λ_i
0-40	0,05
40-89	0,06
89-120	0,08
120-180	0,15
180-335	0,35
335-442	0,6
442-642	0,22
642-810	0,62
810-1025	0,3

Tableau 3.22. Coefficients ETD avec 2 ruptures de pente en mer

Les figures 3.46 et 3.47 présentent les résultats obtenus.

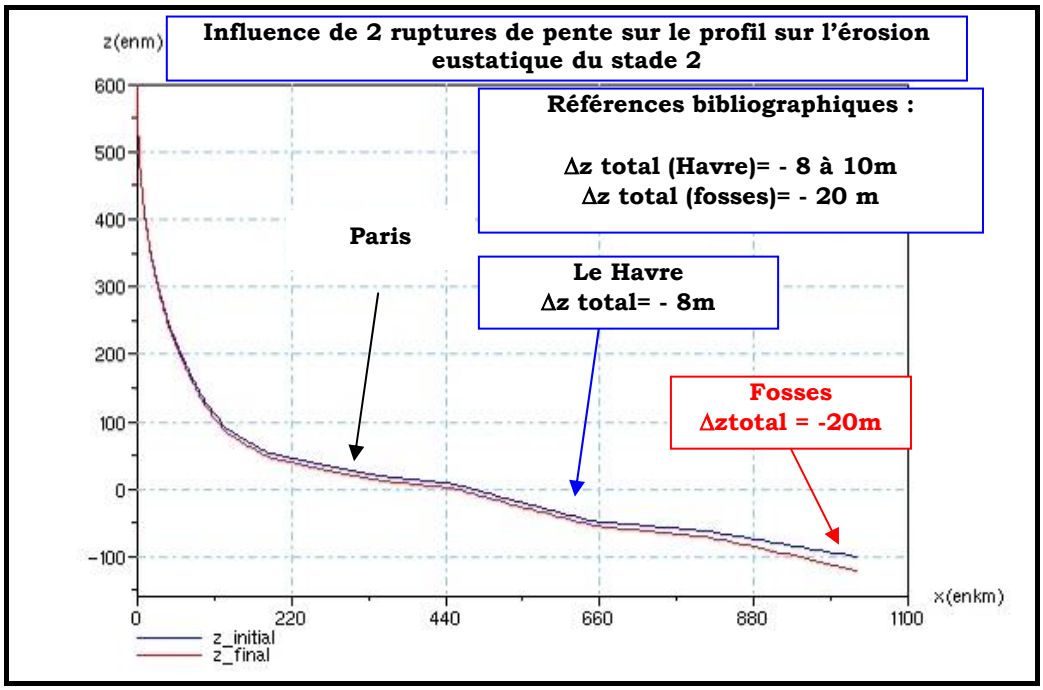


Figure 3.46 Résultats de la simulation avec 2 ruptures de pentes en mer : Profil initial et profil final

On observe bien l'érosion régressive qui débute au cours du stade 2 et qui se poursuit au cours du Tardiglaciaire et les valeurs d'incision sont légèrement plus importantes que celles obtenues pour la simulation précédente (sans changement de coefficient ETD près de la fosse du Cotentin).

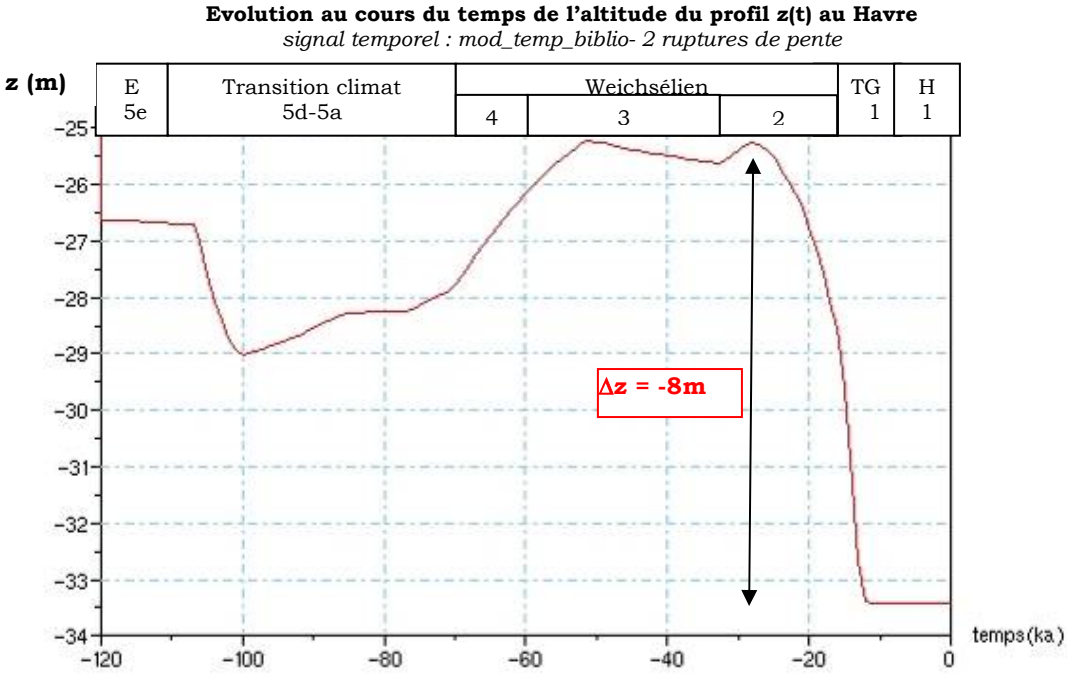


Figure 3.47 Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre

En mer cependant, comme le montre la figure 3.48, le talus d'érosion est dans cette simulation de 8m tandis qu'il était de 5,5m dans le test précédent (sans rupture de pente). Cette nouvelle profondeur est plus conforme aux observations de terrain relatées dans la bibliographie, qui indiquent un talus de 10m.

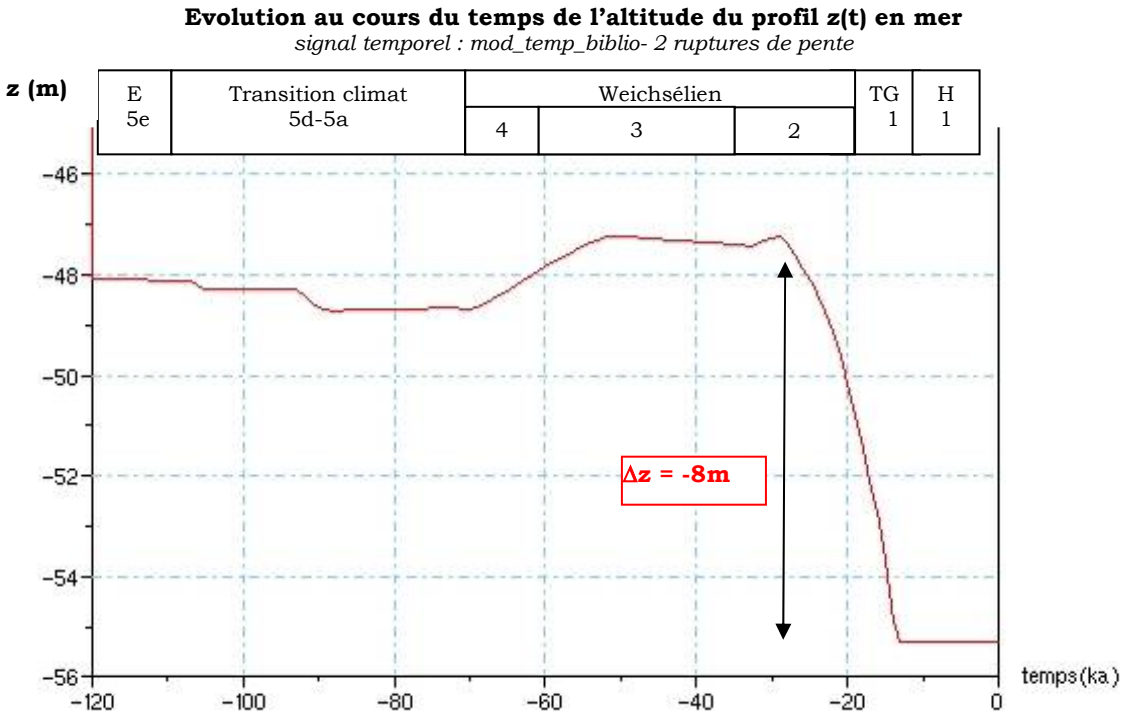


Figure 3.48. Evolution temporelle de l'altitude du profil en mer

L'évolution de l'altitude à Paris est présentée sur la figure 3.49. L'introduction de cette seconde rupture de pente a permis d'accentuer suffisamment l'érosion régressive (d'une valeur de 50cm) pour que l'écart entre l'incision marquant la fin de l'interglaciaire Eémien et celle du Tardiglaciaire soit nulle.

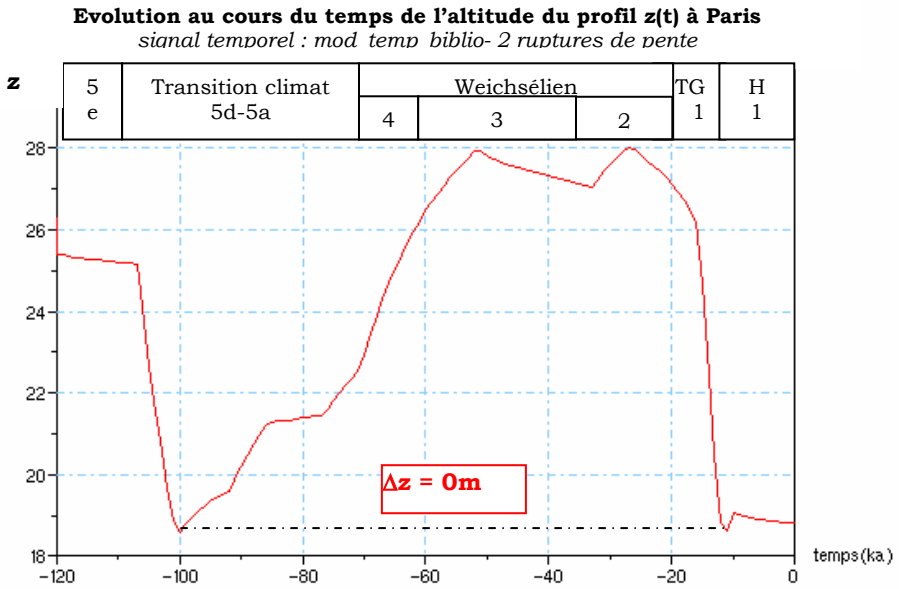


Figure 3.49. Evolution de l'altitude à Paris avec 2 ruptures de pente en mer

Le point de transition entre les deux contrôles de l'érosion s'est donc déplacé vers l'amont. La connaissance de ce point sur le profil, à partir des observations de terrain, pourrait permettre de déterminer le coefficient ETD de la fosse de façon à respecter cette donnée.

La figure 3.50 présente les résultats de la simulation effectuée à partir du même profil initial en utilisant cette fois le signal temporel construit à partir du rapport isotopique, « mod_temp_dO18 ».

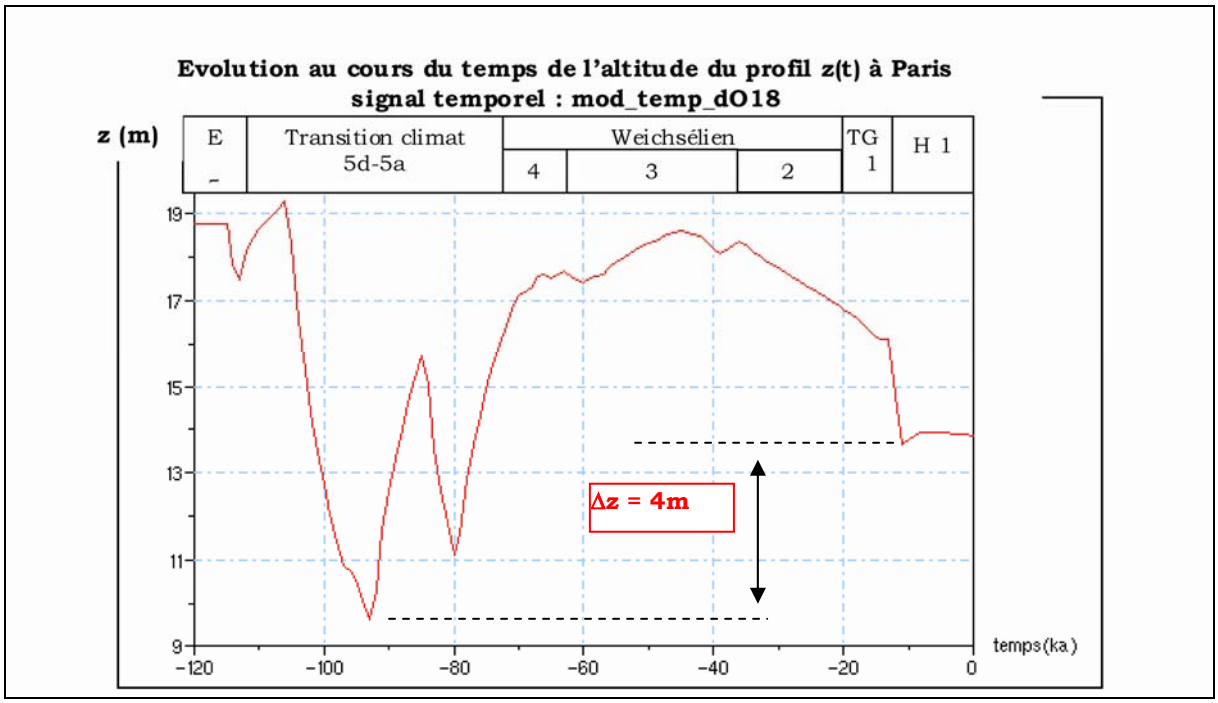


Figure 3.50. Evolution de l'altitude à Paris avec 2 ruptures de pente en mer et le signal « mod_temp_dO18 »

La durée de la période favorable à l'incision lors du réchauffement étant plus courte, on observe cette fois un écart de 4m entre l'incision réalisée au cours de la transition climatique chaud/froid et l'érosion du Tardiglaciaire. Ces résultats sont tout à fait conformes aux observations de terrain et le point de transition est alors situé entre Paris et Rouen.

Les conditions de ce dernier test fournissent donc les conditions optimales pour pouvoir réaliser des simulations du comportement de la Seine à plus long terme.

3.2.A-2.1.5. Erosion climatique et érosion eustatique

Les observations de terrain réalisées dans la vallée de la Seine ont montré qu'il existait deux zones distinctes contrôlées par des paramètres différents. La zone amont est régie par l'érosion climatique et l'évolution de la zone aval est contrôlée par l'érosion eustatique, qui se met en place au cours des périodes glaciaires, lorsque le niveau marin est très bas.

Nous avons montré dans le premier paragraphe que l'érosion climatique était bien reproduite par notre modèle, puis nous avons mis en évidence les conditions de simulation qui permettent de reproduire l'érosion eustatique.

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de ces différentes simulations de la zone aval:

- En premier lieu, l'introduction d'une rupture de pente abrupte comme condition limite à l'extrémité du profil (z=-100m) dans les fosses associée à la variation au cours du temps du niveau marin est une condition nécessaire pour qu'une érosion régressive puisse se mettre en place quand le niveau marin est inférieur à –100 m, lors des périodes maxiglaciaires.
- La comparaison des profondeurs d'incision obtenues avec et sans variations climatiques nous montrent que le climat ne doit pas être négligé dans la modélisation de la partie basse de la vallée de la Seine. La transition climatique et le retour des conditions hydrauliques et sédimentaires favorables à l'érosion permettent une amplification de

l'érosion régressive initiée au cours du stade froid. En outre, le choix du signal climatique est essentiel pour reproduire les amplitudes des incisions climatiques et eustatiques conformes aux données de terrain.

- L'introduction d'une rupture de pente dans l'estuaire permet à l'érosion régressive d'atteindre plus rapidement la zone estuarienne. Les grands replats d'érosion de la zone aval sont alors bien reproduits par le modèle, alors que l'érosion climatique reste le processus prédominant de la zone amont.
- Enfin, l'utilisation de coefficients ETD différents en Baie de Seine et à proximité des fosses permet de travailler avec un profil initial (qui est le profil d'équilibre) plus réaliste et conforme au profil réel digitalisé, mais également d'accentuer la profondeur de l'incision régressive en fin de période froide.

Cette modélisation des fosses et de l'estuaire nous permet de soutenir que les facteurs locaux, ici la topographie, jouent un rôle fondamental dans la réponse du cours d'eau aux commandes régionales que sont le climat et du niveau marin. Ces deux paramètres jouent un rôle déterminant dans la commande de l'érosion régressive, mais celle-ci n'est rendue possible que par la topographie locale. La comparaison des observations réalisées dans la Seine et dans la Meuse confirme cette hypothèse. Les observations de terrain de Tebbens et Veldkamp (2000) pour la partie aval de la Meuse ne font pas état d'une érosion régressive au stade 2. Pourtant, le climat et le niveau marin était sensiblement les mêmes dans le delta Rhin/Meuse, région en subsidence comme l'est probablement la région des fosses du Cotentin et de la Hague. C'est donc bien un facteur local qui différencie la réponse de ces deux fleuves aux mêmes sollicitations globales. Lefebvre (Lefebvre et al., 1994) explique que la migration régressive de la rupture de pente présente à l'extrémité du profil de la Seine s'est produite lorsque le niveau marin était suffisamment bas pour découvrir les fosses présentent à l'extrémité du profil. Les dépôts sédimentaires accumulés précédemment dans cette zone ont été déblayés et les fosses ont été vidées, engendrant alors la rupture de pente initiale.

D'autre part, l'introduction d'une rupture de pente dans l'estuaire permet à notre modèle de reproduire l'existence de deux zones au sein de la vallée, contrôlées par des processus différents. La région amont, définie par les observations de terrain depuis la source jusqu'à la sortie de Paris, est contrôlée principalement par les processus d'érosion climatique : l'érosion engendrée par les fluctuations hydrauliques et sédimentaires liées au refroidissement est celle dont l'amplitude est la plus importante. Dans la zone aval, la commande de l'érosion est principalement eustatique : une érosion régressive est initiée au cours des stades les plus froids, et elle est ensuite amplifiée lors de la phase réchauffement par des conditions de débit et de charge favorables à l'érosion. L'incision réalisée au cours de la période de refroidissement au début du cycle climatiques est alors gommée par l'érosion régressive.

3.2.A-2.2. Interactions entre le milieu fluviatile et le milieu marin

Maintenant que nous avons établi les conditions nécessaires à une bonne modélisation des érosions régressives qui touchent la partie aval de la vallée de la Seine au cours des stades froids, il nous reste à étudier le comportement de cette zone au cours des périodes tempérées. Le comblement très épais observé sur le terrain qui est mis en place au cours de l'Holocène n'étant pas modélisé par notre équation d'érosion fluviatile (car ces sédiments ont une origine marine), nous avons associé à notre modèle fluviatile un modèle géométrique simple reproduisant les dépôts marins dans la zone estuarienne au cours des périodes tempérées (si le niveau marin augmente). Le lecteur trouvera une description détaillée de ce modèle dans la partie 2. Rappelons simplement que L_{est} représente la demi-longueur du prisme final.

Les simulations présentées dans ce paragraphe visent d'une part à évaluer les résultats obtenus à l'aide de ce modèle géométrique simple, puis à étudier le comportement de notre modèle fluviatile au cours des périodes tempérées lors de la mise en place des dépôts marins, et lors de la régression qui suit la construction de ce prisme (qui modifie la forme du profil et donc l'amplitude de l'incision).

Dans un premier temps, nous avons construit un nouveau profil initial à partir du profil d'équilibre théorique (en utilisant les coefficients ETD déterminés dans la partie précédente), auquel nous avons ajoutés un prisme estuarien semblable au prisme actuel. Nous avons déterminé L_{est} à partir des données de terrain en considérant la demi longueur du prisme estuarien actuel observé dans l'embouchure de la Seine (c'est-à-dire la distance de Poses, limite de l'estuaire dynamique, au Havre embouchure actuelle de la Seine dans la Manche), et ainsi L_{est} = 93km.

La figure 3.51 présente ce nouveau profil initial (en rouge), le profil d'équilibre théorique (en bleu) et le profil digitalisé (en noir).

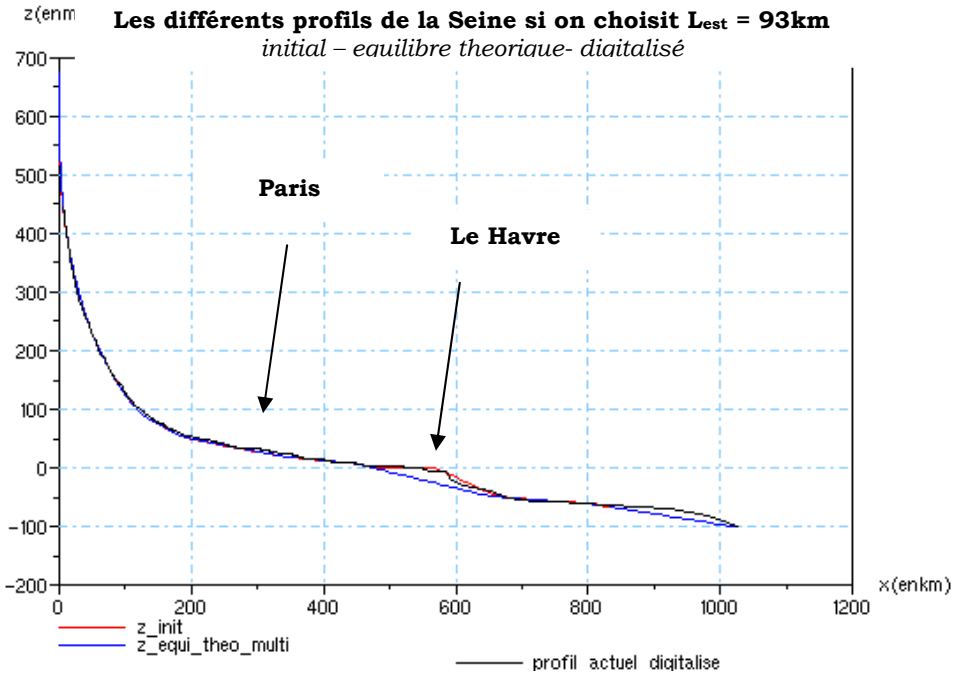


Figure 3.51. Présentations des profils si L_{est} = 93km

La figure 3.52 représente l'évolution temporelle de l'altitude du profil au Havre résultant de ce calcul. L'altitude du profil dans l'estuaire au cours des périodes tempérées est alors beaucoup plus réaliste que dans les simulations précédentes : elle est située vers -1m au début de la simulation, et vers –7 m au cours de l'Holocène. En outre, le profil obtenu à la fin de cette simulation est bien plus proche du profil digitalisé que les profils résultants des simulations sans modèle géométrique du prisme estuarien.

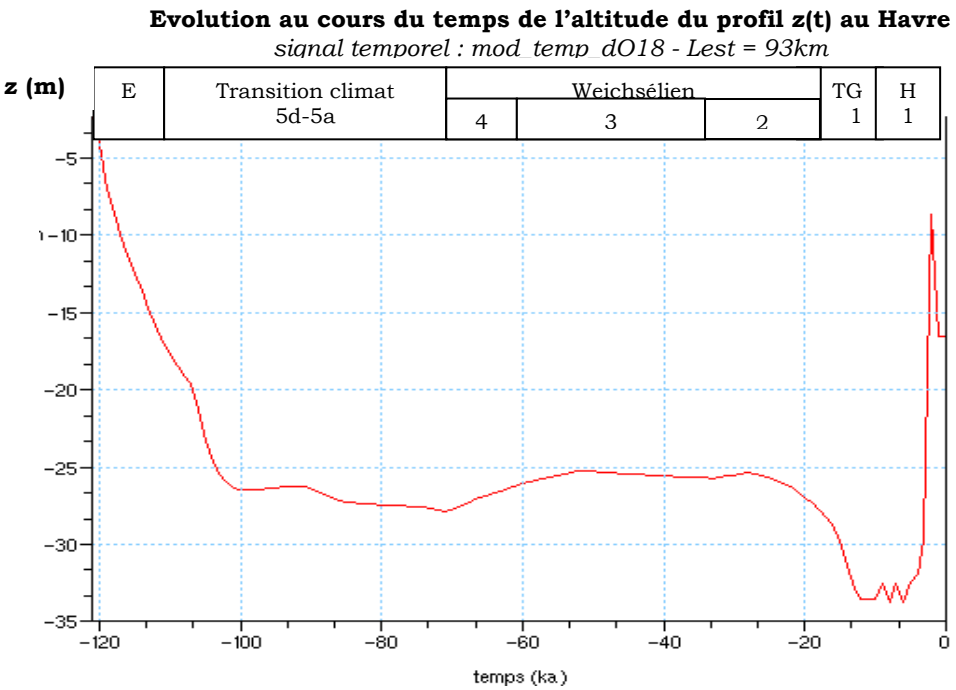


Figure 3.52. Evolution du profil de la Seine au Havre au cours du temps si L_{est} = 93km

La figure 3.53 présente le profil longitudinal résultant de cette simulations (en rouge), et montre bien qu'un prisme estuarien est bien érodé puis mis en place au cours du temps.

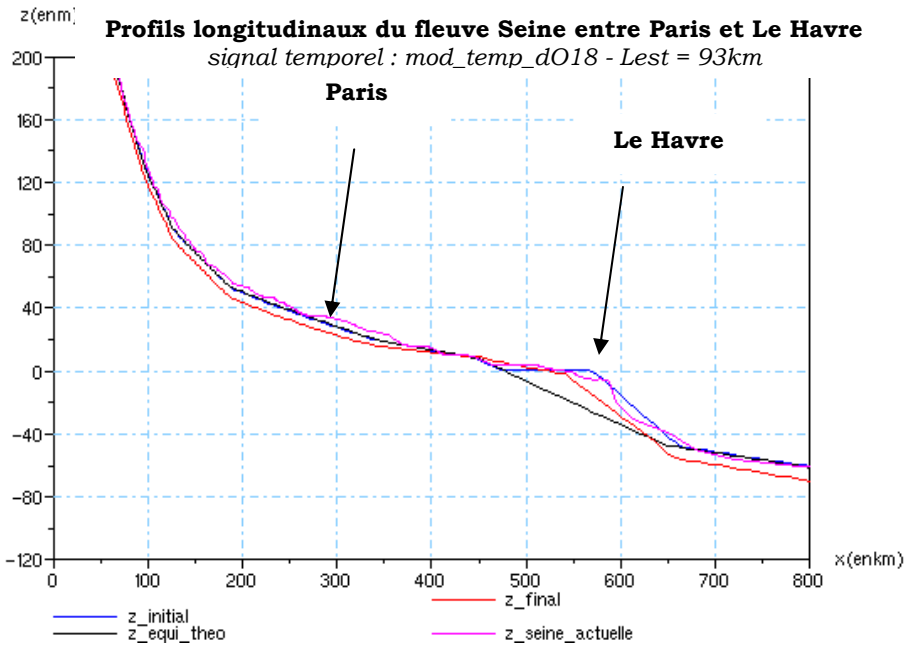


Figure 3.53. Résultats profil initial et profil final si L_{est} = 93km

Cependant, si les résultats semblent encourageants dans la région de l'estuaire, il n'en est pas de même plus en amont. En effet, en étudiant l'évolution avec le temps du profil à Paris par exemple, sur la figure 3.54, on voit bien que les résultats de cette modélisation géométrique ne sont plus satisfaisants : en effet, on peut observer une élévation du profil à la fin de la période tempérée de l'Eémien de plus de 5,5m à Paris, alors que les conditions sont favorables à l'érosion et que celle-ci est bien reproduite dans les tests sur les signaux climatiques présentés plus haut.

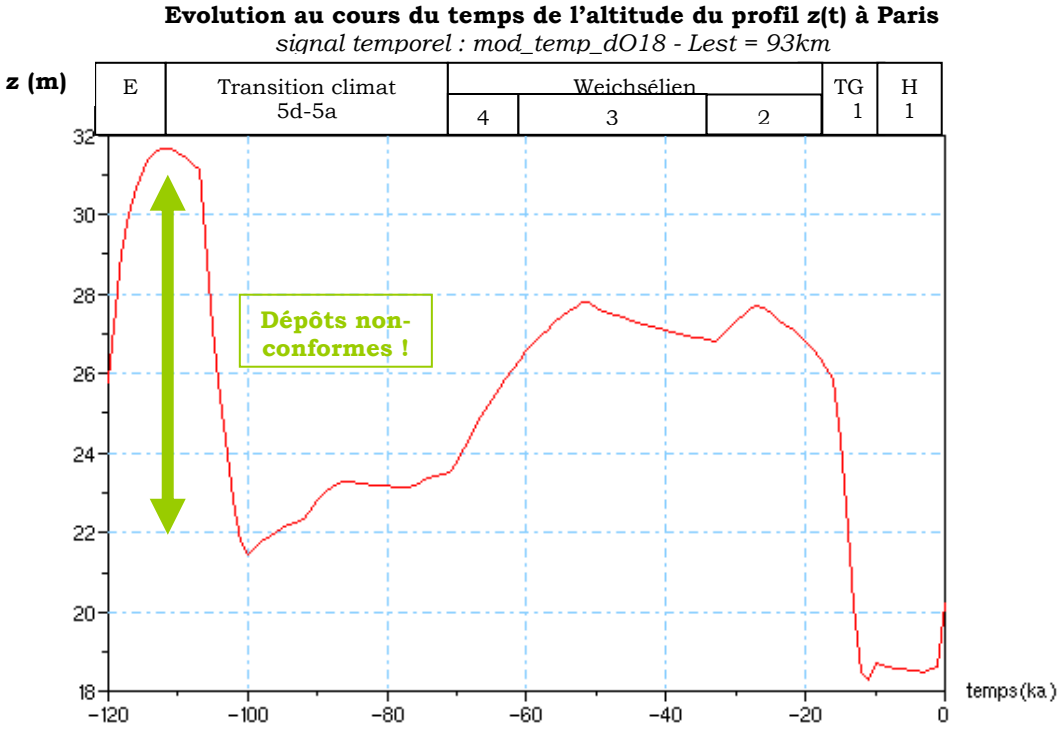


Figure 3.54. Evolution de l'altitude du profil à Paris si Lest = 93 km

La mise en place de ces dépôts suite aux périodes tempérées est intrinsèque au modèle. En effet, l'équation de l'érosion fluviatile que nous avons utilisée est une équation de diffusion. Comme le niveau de la mer décroît à la fin de la période éémienne, les dépôts estuariens ne sont plus bloqués. La partie du prisme émergée est alors soumise aux processus de diffusion qui répartissent alors cette proéminence dans toutes les directions sur le profil émergé.

Nous avons essayé de réduire la longueur du prisme afin de voir si une atténuation de ce phénomène était possible. Les calculs réalisés avec L_{est} = 46,5km ne sont pas plus satisfaisants. On observe alors une élévation du profil à Paris beaucoup plus faible, de 1m environ, comme le montre la figure 3.55.

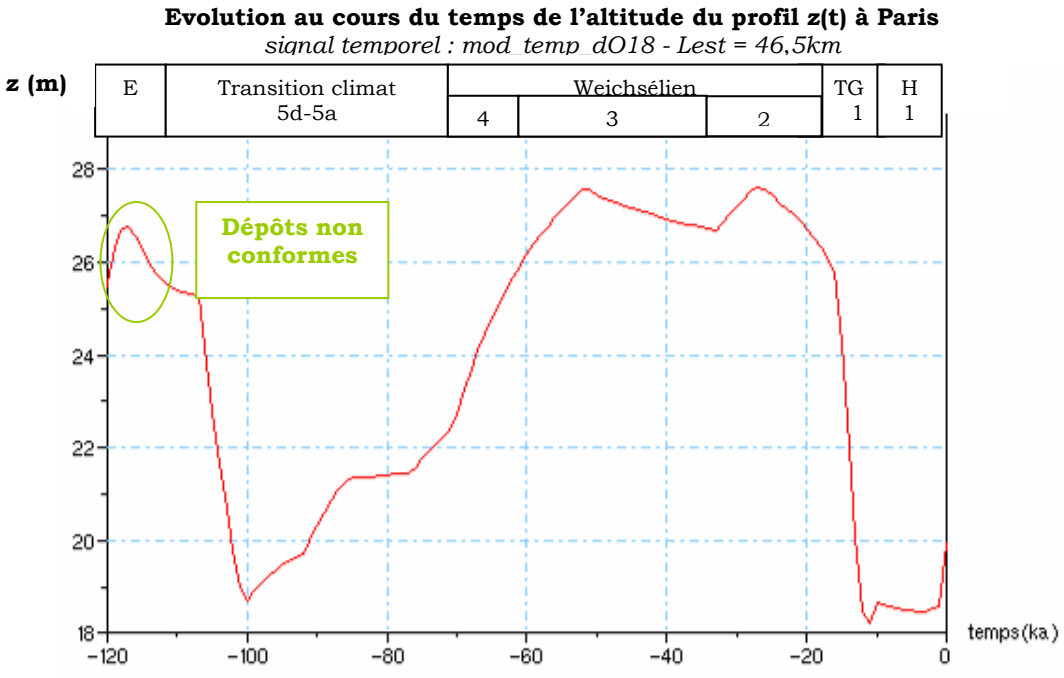


Figure 3.55. Evolution de l'altitude du profil à Paris si Lest = 46,5km

Par contre, les résultats ne sont plus satisfaisants dans la région estuarienne (figure 3.56), que le prisme, trop petit, n'a pas recouverte. L'altitude du lit de la Seine au Havre à 0ka serait dans ces conditions, égale à celle de son bedrock, soit -33,5m.

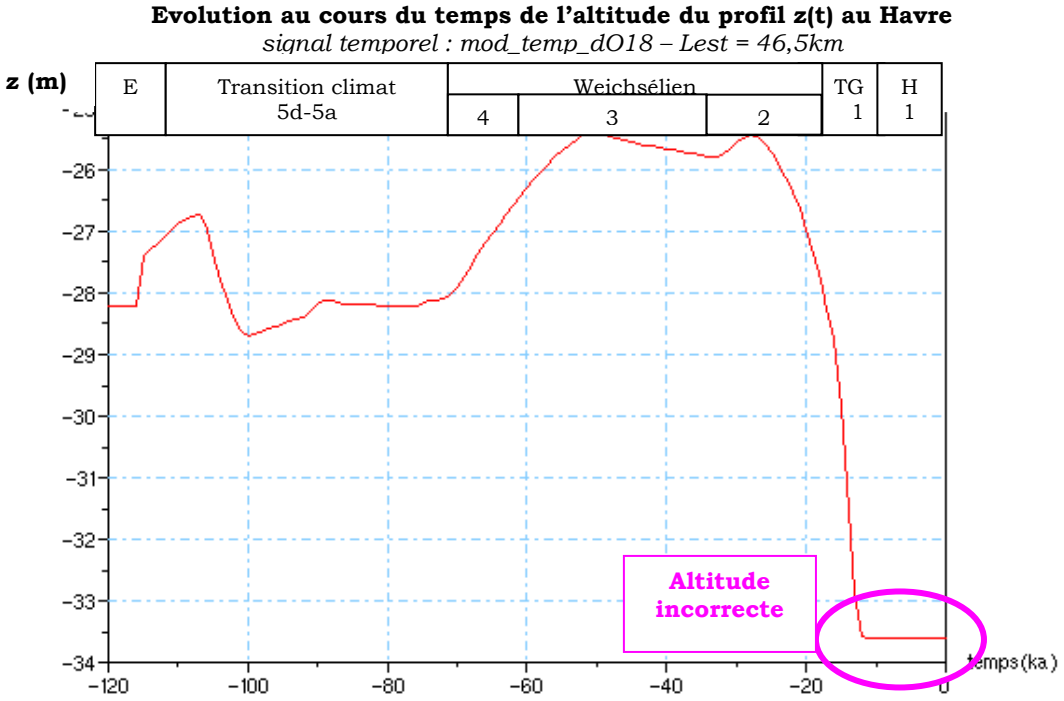


Figure 3.56. Evolution de l'altitude du profil au Havre si Lest = 46,5 km

Nous pouvons conclure que l'utilisation de ce modèle géométrique est soumise à certaines conditions : si l'on veut étudier la réponse du profil à la commande climatique, ou bien si l'on souhaite considérer seulement la zone amont, il est préférable de ne pas utiliser ce modèle de dépôts marins. En revanche, si l'objectif des simulations est l'étude de la zone aval, alors l'utilisateur doit intégrer ce modèle pour que les résultats soient satisfaisants.

3.2.A-3. Conclusion : Conditions de simulations retenues

La première série de test que nous avons présentée nous a permis d'évaluer la sensibilité du modèle à différents signaux climatiques, et de conforter le choix de l'utilisation de notre modèle temporel reposant sur l'évolution du rapport isotopique de l'oxygène, même si les autres modèles donnent des résultats satisfaisants.

Le tableau 3.23 en rappelle les valeurs :

.		modèle temporel δO^{18}
index 25	Q_t	1
	w_t	1
	B_t	1
index 15	Q_t	8
	w_t	2
	B_t	2,5
index 10	Q_t	8
	w_t	3
	B_t	3
index 0	Q_t	4
	w_t	3
	B_t	1,4

Tableau 3.23. Les coefficients de notre modèle temporel « mod_temp_dO18 »

Nous avons ensuite déterminé le profil initial, et les coefficients ETD de la partie aujourd'hui immergée qui permettent de reproduire une érosion régressive initiée par une chute importante du niveau marin (niveau marin inférieur à –100 m). Dans nos simulations, cette érosion est ensuite amplifiée par le réchauffement climatique qui impose des conditions hydrologiques favorables à l'érosion et qui permet de poursuivre l'érosion régressive plus en amont.

Le tableau 3.24 présente les valeurs optimales des coefficients érosion/transport/dépôts ETD et les conditions initiales.

Coefficients ETD		**Profil initial**
[X_i ; X_{i+1}] (en km)	**λ_i**	
0-40	0,05	Longueur totale (source virtuelle à exutoire) = 1025km
40-89	0,06	z_source_réelle=446 m
89-120	0,08	z_L = -100 m
120-180	0,15	profil initial = profil théorique d'équilibre + /- tectonique
180-335	0,35	
335-442	0,6	
442-642	0,22	
642-810	0,62	
810-1025	0,3	

Tableau 3.24. Les conditions de simulations utilisées pour l'étude du profil de la Seine

La figure 3.57 représente le profil d'équilibre sous des conditions tempérées et le profil issu de la digitalisation.

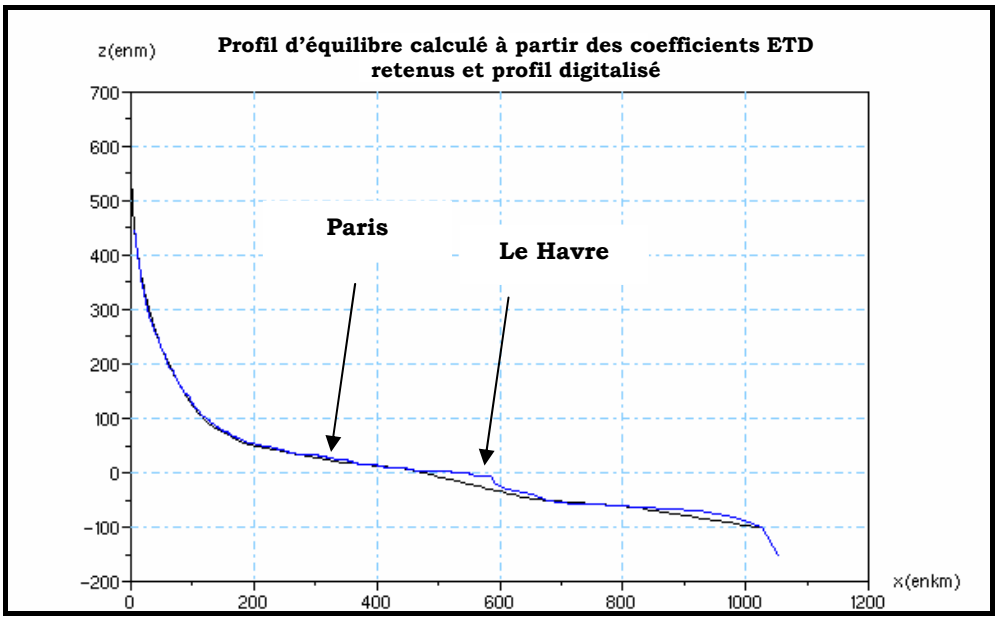


Figure 3.57. Profil d'équilibre sous un climat tempéré et profil digitalisé de la Seine

Nous avons donc déterminé et validé tous les paramètres que nous souhaitons utiliser dans nos simulations à plus long terme : coefficients ETD et modèle temporel.

Nous avons développé un modèle géométrique qui permet selon l'intérêt de l'utilisateur d'étudier la zone amont (effet climatique) ou la zone aval (effets climatique et eustatique).

Cependant nous n'avons pas étudié l'influence de la tectonique ou des variations temporelles de la largeur d'action (dont les valeurs sont faibles sur une période de 100ka).

Nous allons maintenant réaliser des simulations sur les 400 derniers milliers d'années afin d'étudier l'influence de la tectonique et de la largeur d'action. Ceci va également nous permettre de réaliser une première estimation de la surrection tectonique testée dans les simulations longue durée (sur un million d'années).

3.2.B SIMULATIONS SUR LES 4 DERNIERS CYCLES CLIMATIQUES (400 KA)

Ce chapitre expose les résultats des simulations que nous avons réalisées sur 400 ka : le calcul débute à la fin de l'interglaciaire Holsteinien, et se terminent à l'actuel. Cette échelle de temps permet de prendre en compte de nouveaux paramètres dont l'impact n'est pas visible sur 100ka.

Nous allons donc étudier dans ce chapitre l'influence des fluctuations temporelles de la largeur d'action de la rivière. Nous allons également analyser l'impact de l'altération des plateaux de la zone source et le rôle de la surrection tectonique sur le comportement du fleuve.

La figure 3.58 présentée ci-dessous rappelle l'évolution du climat au cours des 400 derniers milliers d'années et la figure 3.59 présente l'évolution du niveau marin.

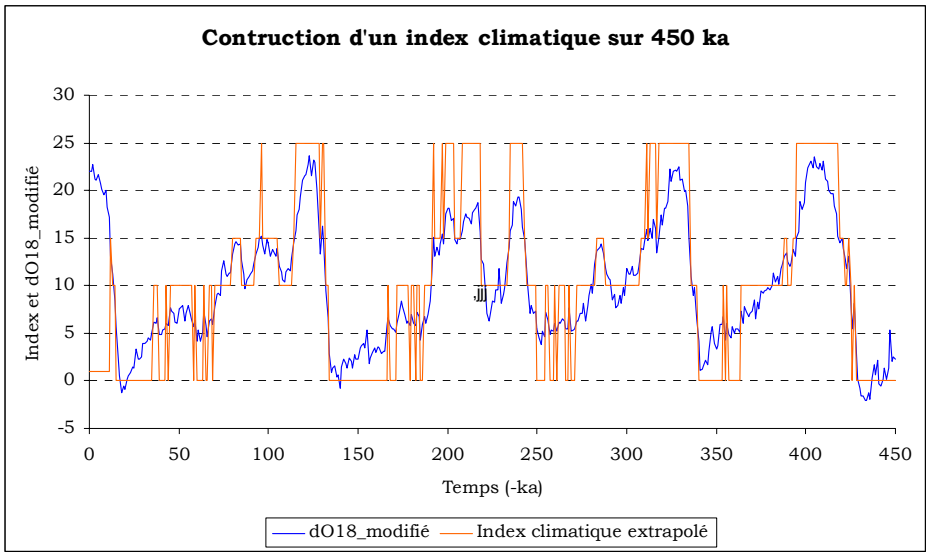


Figure 3.58. Reconstitution du climat au cours des 400 derniers ka

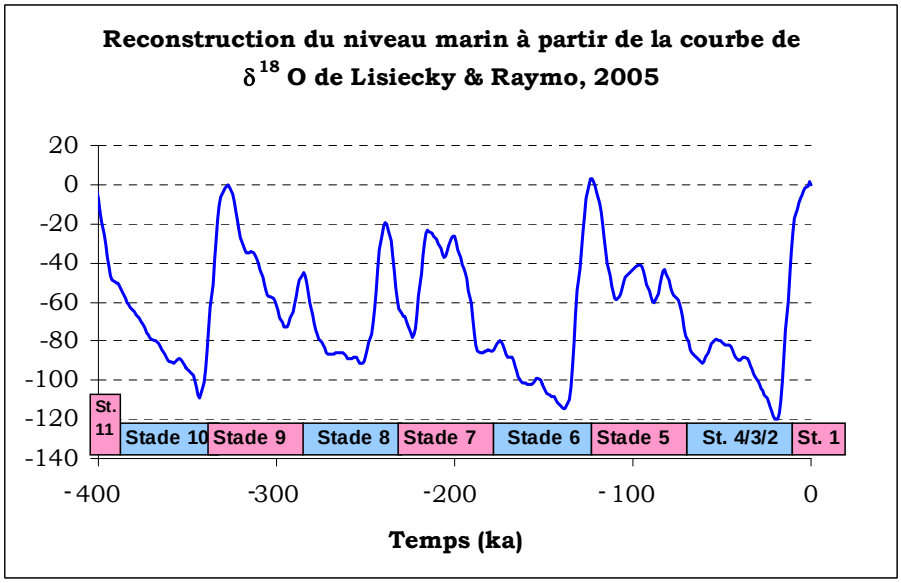


Figure 3.59. Les variations eustatiques au cours des 400 derniers ka

3.2.B-1. Dynamique fluviatile : la largeur d'action

Nous allons dans ce paragraphe comparer les résultats des simulations effectuées avec et sans variations au cours du temps de la largeur d'action du cours d'eau (figure 3.60)

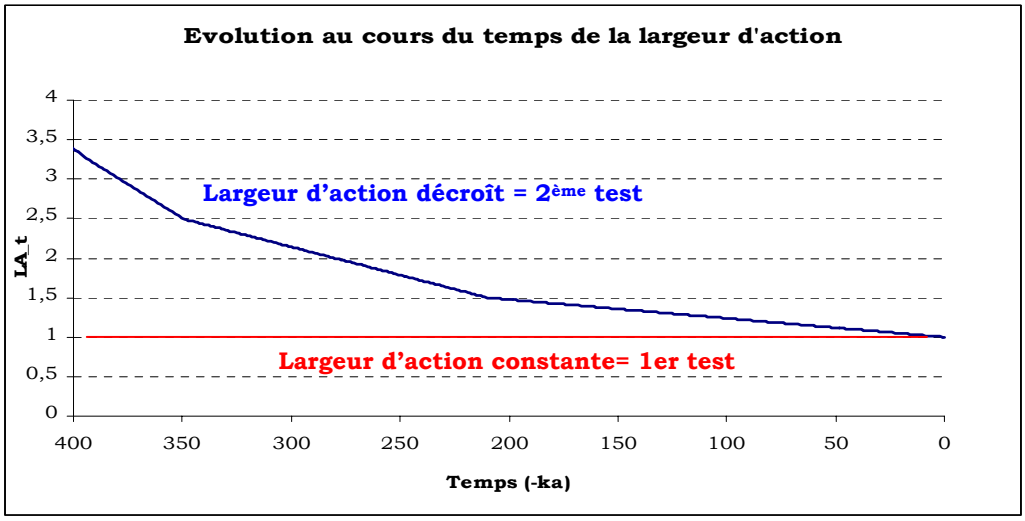


Figure 3.60. Evolution de la fonction du temps LA_t(t) de la largeur d'action de -400ka à 0ka

La surrection tectonique est toujours supposée nulle : l'altitude de la source réelle du profil initial, qui est également le profil à l'équilibre sous des conditions tempérées, est donc égale à l'altitude actuelle soit 446m.

En outre, le fait de ne pas prendre en compte la tectonique peut inhiber la mise en place d'érosions régressives : en effet, une fois que l'extrémité du profil aura atteint la profondeur maximale du niveau marin (-120m), il n'y aura plus d'autre rupture de pente lors des régressions suivantes. Le profil continuera à s'enfoncer dans le substratum pour s'approcher de son profil d'équilibre lorsque cela est possible, mais cette incision ne sera plus commandée par une nouvelle rupture de pente.

3.2.B-1.1. Largeur d'action constante au cours du temps

La largeur d'action est supposée égale à la largeur d'action actuelle, elle est donc plus étroite que ce que nous permettent de supposer les données de terrain pour le passé.

Sur la figure 3.61, qui représente le modèle temporel (f_T est le débit par unité de largeur d'action et g_T l'apport latéral par unité de largeur d'action) et l'évolution au cours du temps de l'altitude du profil à Paris, on voit qu'il existe 6 phases d'incision. Le première se situe à - 390 ka et correspond aux oscillations climatiques de la fin de la période interglaciaire du stade 11 et à l'entrée dans le stade froid 10. La deuxième a lieu entre –307 ka et –283 ka et correspond à la fin du stade tempéré 9. La troisième est également située au cours de la phase de refroidissement, autour –200 ka, lors de la fin du stade tempéré 7. Enfin les deux dernières périodes d'incision se produisent vers -95 et –80 ka, c'est-à-dire à la fin de l'Eémien.

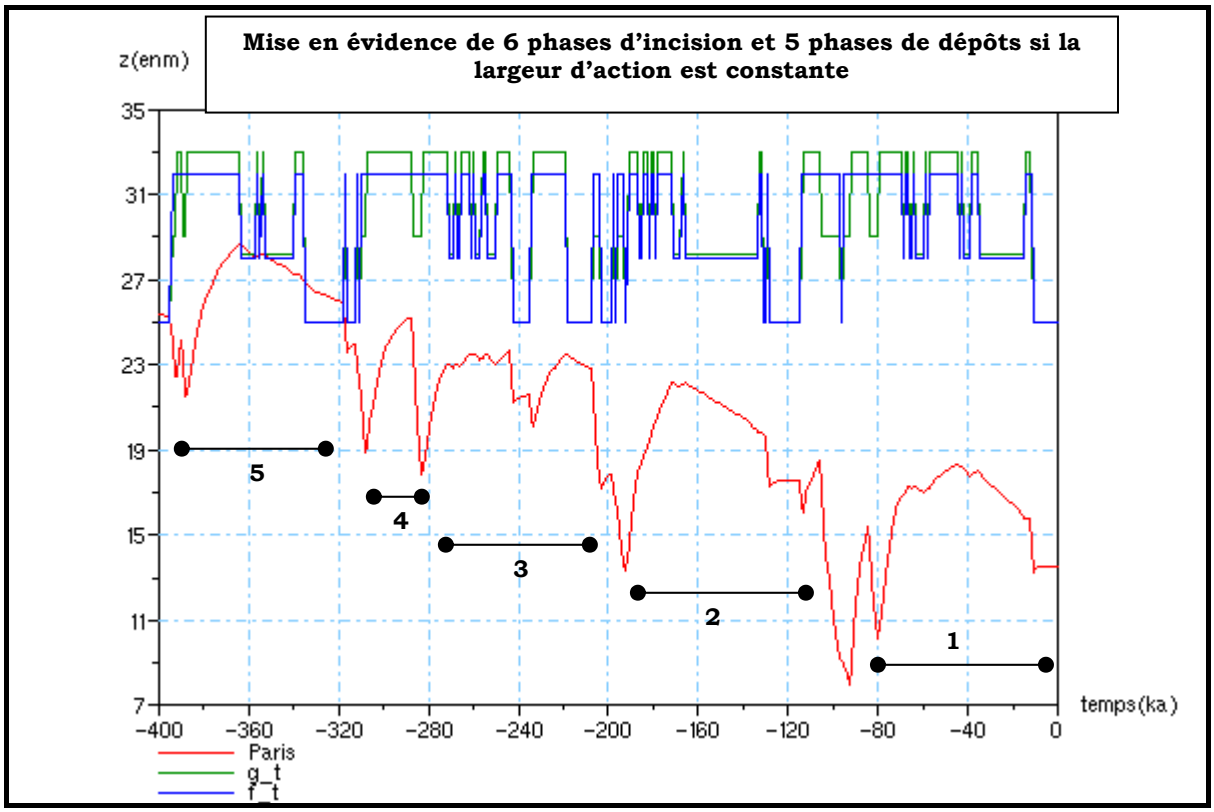


Figure 3.61: Evolution avec le temps des coefficients du modèle temporel et de l'altitude du profil de la Seine à Paris si la largeur d'action est stationnaire.

Les tableaux 3.25 et 3.26 présentent l'amplitude des dépôts et des incisions calculées lors de cette simulation à Troyes, Paris et Rouen.

PROFONDEUR DE L'INCISION (m)			
Période	Troyes	Paris	Rouen
-390ka	5	3,5	3
-305ka	10	7	5
-280ka	10	8	5
-195ka	14	9,5	6,5
-95ka	15	10,5	6
-80ka	6	5,5	3

Tableau 3.25 Profondeur d'incision si la largeur d'action est stationnaire

EPAISSEUR DES DEPÔTS (m)			
Temps	Troyes	Paris	Rouen
-360ka	9	7,5	6
-290ka	9	6	4
-260ka à -210ka	8	6	3
-170ka	13	9	5,5
-85ka	10	7,5	4
-40ka	12	8	4

Tableau 3.26. Epaisseur des dépôts si la largeur d'action est stationnaire

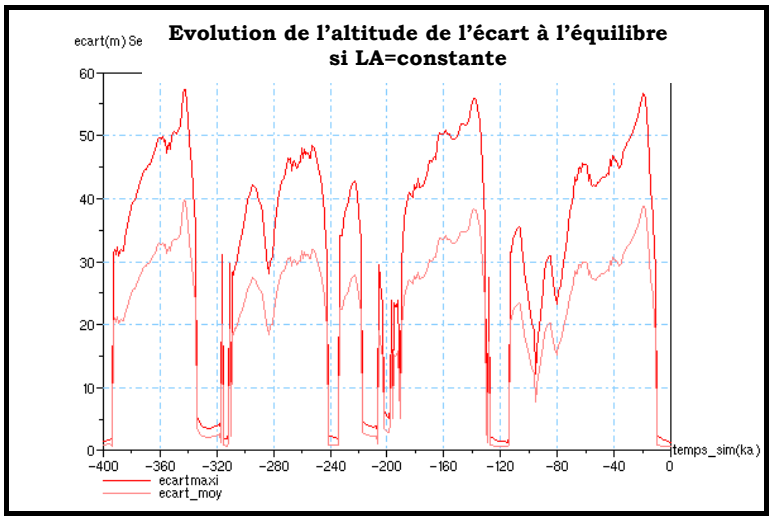


Figure 3.62. Evolution avec le temps de l'écart entre le profil résultat du calcul et le profil d'équilibre si la largeur d'action est stationnaire

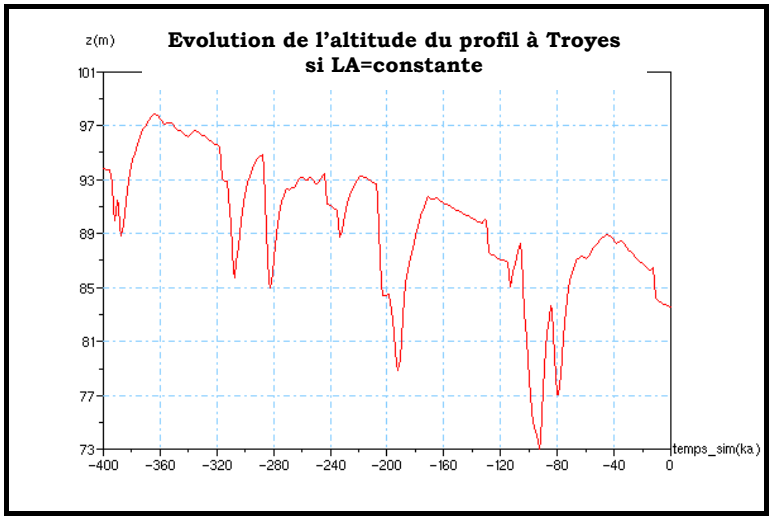


Figure 3.63. Evolution avec le temps de l'altitude du profil à Troyes si la largeur d'action est stationnaire

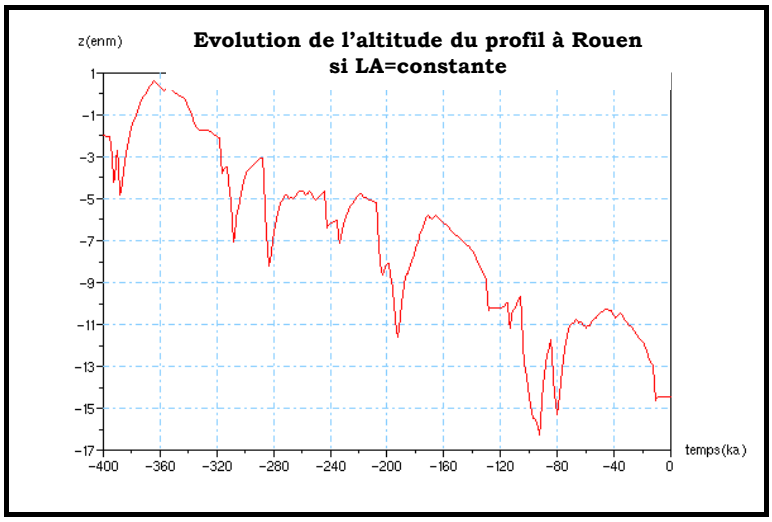


Figure 3.64. Evolution avec le temps de l'altitude du profil à Rouen si la largeur d'action est stationnaire

L'analyse des résultats présentés dans ces tableaux nous conduit à quatre conclusions principales :

- l'amplitude des érosions et l'épaisseur des dépôts varient peu au cours du temps en un point donné du profil, comme on l'attendait. Les valeurs obtenues entre –200 ka et 0ka concordent avec les observations de terrain. L'absence de données de terrain précises (datation et altitudes) pour les niveaux supérieurs rend difficile l'évaluation détaillée des résultats pour la période –400 ka à –200 ka, mais l'ordre de grandeur est satisfaisant. Cependant, l'évolution de l'altitude au cours du temps conduirait à l'observation sur le terrain de 5 niveaux de terrasses (4 niveaux étagés et 1 emboîté) alors que les données de terrain ne font état que de 3 niveaux distincts formés après –400 ka. Même si la formation de ces niveaux n'est pas synchrone, on peut penser étant donné l'altitude relative similaire sur toute la zone amont de la vallée, que ces replats ont été mis en place au cours de la même période glaciaire. Le replat situé à +5m a vraisemblablement été mis en place au cours du stade 6 comme les mesures de Durbet *et al.*, 1997, ou Roblin-Jouve, 1994 le laissent supposer. L'age du replat situé à +15m n'est, en revanche, pas clairement établi.
- L'enfoncement du lit de la Seine est uniforme sur la totalité de son profil, depuis la zone amont (Troyes figure 3.63) et jusqu'à l'aval (Rouen figure 3.64). La vitesse moyenne est d'environ 13m en 370 ka soit 35 m/Ma.
- Par contre l'évolution temporelle de l'enfoncement du profil n'est pas constante : à partir de –120 ka le profil ne s'enfonce plus. Ceci est dû au fait qu'avec l'hypothèse de la tectonique nulle, l'effet de la dernière érosion régressive (qui aurait du se produire au cours du stade 2) n'est pas visible. En effet, lors de la régression datée du stade 10 (vers –350 ka), on observe bien une érosion régressive et l'extrémité du profil est alors situé vers –110 m (car le niveau marin ne dépasse pas la profondeur de –110 m à cette période). La tectonique étant nulle, l'extrémité du profil reste à –110 m jusqu'au stade 6, vers –150 ka, où le niveau marin atteint cette fois –120 m. Ainsi, au stade 2 lorsque le niveau marin atteint à nouveau –120 m, l'extrémité du profil est déjà à –120 m : il n'y a pas de rupture de pente et aucune érosion régressive ne peut donc être observée autour de –25 ka.
- Enfin, d'après la figure 3.62 (qui représente l'écart entre le profil au temps t et le profil d'équilibre du temps t) on constate qu'à nouveau le profil reste toujours assez proche du profil d'équilibre du climat tempéré et qu'il le rattrape après chaque période d'incision, faible ou forte.

3.2.B-1.2. Largeur d'action variable au cours du temps

Nous prenons maintenant en considération le fait que la largeur d'action évolue avec le temps suivant les valeurs déterminées à partie de l'étude de terrain que nous avons exposée précédemment, et qui sont rappelées sur la courbe de la figure 3.65 ci après. Vers –400 ka, la largeur d'action est 3,5 fois plus grande que la largeur actuelle, puis elle décroît jusqu'à atteindre sa valeur moderne. Comme la largeur d'action décroît avec le temps, les fonctions $f_T(t)$ (débit par unité de largeur d'action) et $g_T(t)$ (apport latéral par unité de largeur d'action) augmentent et atteignent finalement leur valeur actuelle.

La figure 3.66 présente les résultats obtenus à Troyes avec et sans la prise en compte de l'évolution temporelle de la largeur d'action.

On observe alors qu'au cours de la première partie de la simulation, entre –400 ka et –200 ka, les amplitudes d'incision et les épaisseurs de dépôts sont plus faibles dans la simulation où la largeur d'action fluctue dans le temps (pour les érosions situées vers –390 ka et autour de –300 ka). Les amplitudes des incisions et des dépôts augmentent donc avec le temps, ce qui cohérent avec le modèle temporel.

On retrouve les mêmes périodes favorables à l'érosion que celles observées pour la simulation précédente : elles se produisent lors des transitions climatiques chaud/froid vers –390 ka, autour de –310 ka, et de –280 ka, entre –205 ka et –195 ka, vers –95 ka et –80 ka.

Les deux tableaux 3.27 et 3.28 présentent les profondeurs des incisions et l'épaisseur des dépôts à Troyes, Paris et Rouen, calculées au cours de ce test.

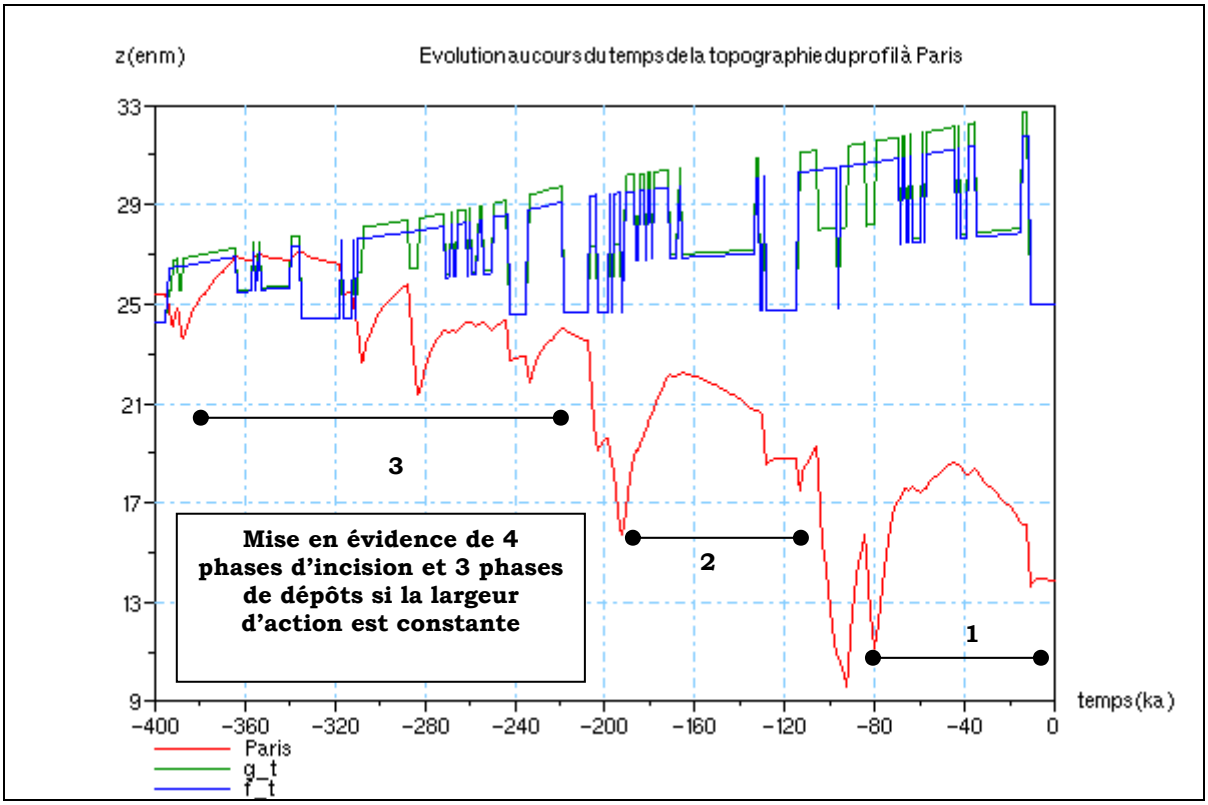


Figure 3.65. Evolution de l'altitude à Paris au cours du temps si la largeur d'action décroît au cours du temps.

PROFONDEUR DE L'INCISION (m)			
Période	Troyes	Paris	Rouen
-390ka	2	2	1,5
-305ka	5	3,5	3
-280ka	5,5	4	5,5
-195ka	10,5	9,5	5,5
-95ka	14	9	6
-80ka	5,5	5	3

Tableau 3.27. Profondeur d'incision quand la largeur d'action varie au cours du temps

EPAISSEUR DES DEPÔTS (m)			
Temps	Troyes	Paris	Rouen
-360ka	4	3	2,5
-290ka	4	3	2
-260ka à -210ka	4	2,5	1,5
-170ka	9	6	4
-85ka	8,5	6	4
-40ka	10	7,5	4

Tableau 3.28. Epaisseur des dépôts quand la largeur d'action varie au cours du temps

L'enfoncement du profil est comme dans le cas précédent, réalisé entre –400 ka et –120 ka et le cours actuel de la Seine serait emboîté dans les dépôts du dernier stade glaciaire (puisque l'érosion régressive du stade 2 est inhibée). Dans la zone amont, où les érosions régressives ne sont pas des processus majeurs de contrôle de l'érosion, les profondeurs d'incision et l'épaisseur des dépôts formés au cours de la deuxième moitié de la simulation entre –200 ka et jusqu'à 0 ka, sont là encore assez réalistes. Ces valeurs ont le même ordre de grandeurs que les mesures de terrain soit environ 10m pour une incision et 7 à 8 m au

moins de dépôts. Entre –400 ka et –200 ka, les amplitudes sont plus faibles mais restent dans l'ordre de grandeur des observations de terrain. Les résultats de cette simulation pourraient se traduire sur le terrain par la mise en place de 3 paliers d'érosion distincts et non 5 comme le présentait la simulation précédente. Ceci est bien plus conforme aux observations de terrain qui elles aussi font état de 3 niveaux reconnus dans la vallée de la Seine formés depuis –400 ka jusqu'à l'actuel. Un échantillonnage détaillé des coupes étudiés sur le niveau situé à +15m sur le terrain, qui se serait d'après cette simulation mis en place au cours des stades 10, 9 et 8, associé à quelques datations, permettraient de discriminer l'un ou l'autre des modèles d'évolution de la largeur d'action.

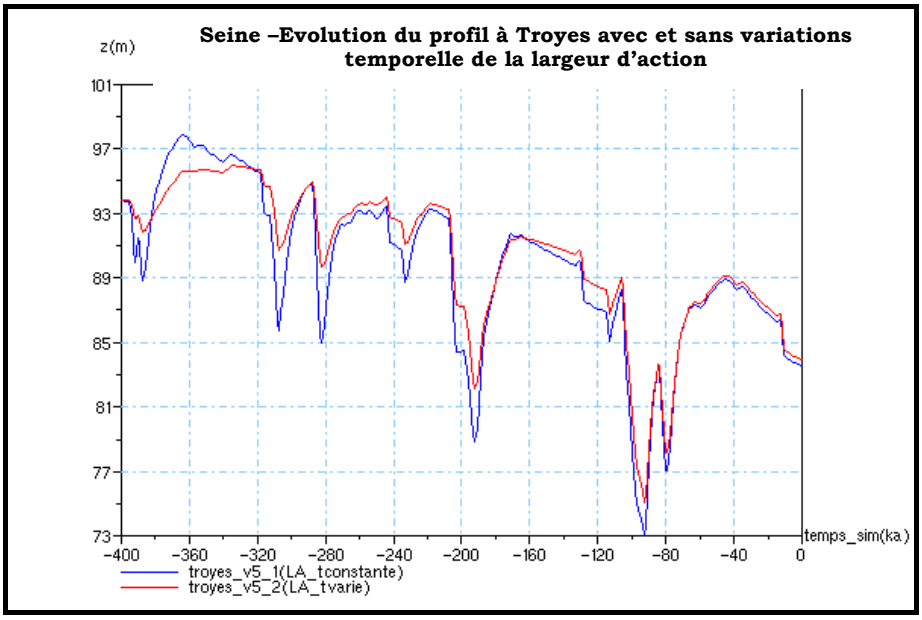


Figure 3.66. Comparaison des résultats avec et sans variations temporelles de la largeur d'action
Evolution de l'altitude à Troyes au cours du temps

3.2.B-1.3. Conclusion sur l'étude de la largeur d'action

Ainsi, nous avons montré dans ce paragraphe que le modèle temporel que nous avons construit à partir de la courbe du rapport isotopique, modifié par l'influence de l'évolution au cours du temps de la largeur d'action de la rivière, et appliqué sur une période plus longue, donne de bons résultats. Il permet de modéliser les incisions qui correspondent à la transition climatique chaud/froid. En effet, la première est observée vers -390 ka, c'est-à-dire au cours de la transition climatique qui suit l'interglaciaire Holsteinien (stade 11). La deuxième et la troisième sont situées vers –305 ka et –280 ka, soit à la fin du stade 9, stade tempéré. La quatrième est à –195 ka, donc à la fin du stade 7, deuxième période interglaciaire du Saalien, et enfin, les dernières ont lieu vers –95 ka et –80 ka, soit à la fin de l'interglaciaire Eémien. Le choix de cet outil d'évaluation du climat et la transformation de ce signal en index numérique selon la méthode que nous avons exposé dans la partie 1 sont donc justifiés. De plus, les jeux de coefficients que nous avons déterminés pour estimer l'évolution du débit, de la largeur du chenal, de la largeur d'action et de l'apport latéral en sédiments en fonction des différents climats qui ont alternés au cours du Quaternaire peuvent donc être considérés comme assez réalistes et donnent des résultats (profondeur d'incision et épaisseur des dépôts) conforment aux observations de terrain.

En outre, nous avons montré que la prise en compte d'une réduction de la largeur d'action avec le temps, comme le suggéraient les mesures de la largeur des terrasses réalisées sur les cartes géologiques, permettait d'obtenir des résultats plus réalistes, principalement sur l'évolution au cours du temps de la valeur de la profondeur des incisions et de l'épaisseur

des dépôts, qui conduiraient à la mise en place de 3 niveaux comme les suggèrent les données de terrain.

Ceci nous amène à nous interroger sur les liens de cause à effet qui peuvent exister entre la largeur d'action et les conditions hydrauliques et sédimentaires du cours d'eau. En observant les cartes géologiques de la vallée de la Seine (et d'autres cours d'eau du bassin parisien comme la Marne), on remarque que la largeur d'action diminue au cours du temps.

Deux hypothèses peuvent être émises :

- la largeur d'action est différente au cours de chaque période glaciaire alors que les conditions de charge et de débit (B_T et $Q_{T)}$ sont identiques : les épaisseurs de dépôts pouvaient donc varier au cours du temps.
- les conditions hydrauliques et sédimentaires des périodes climatiques passées sont différentes, plus ou moins favorables aux fortes amplitudes d'incision verticale. Le fleuve peut alors éroder latéralement le fond de sa vallée, conduisant à une largeur d'action évoluant dans le temps.

Dans notre modèle, nous avons fait varier la largeur d'action au cours du temps et pour chaque période froide, elle a une valeur différente tandis que les paramètres hydrauliques sont constants pour un climat donné, ce qi correspond plutôt à la première hypothèse. Bien sur, la seconde hypothèse est beaucoup plus réaliste mais bien plus difficile à modéliser. D'autres travaux restent à faire pour améliorer la prise en compte de la largeur d'action dans ce modèle mais la modélisation simpliste que nous avons utilisée à l'avantage très important étant donné les objectifs de ce travail, de permettre de réaliser des reconstitutions réalistes et satisfaisantes des dépôts du passé, ce qui valide les coefficients choisis et qui permet d'envisager des calculs prospectifs cohérents.

Les résultats principaux de la simulation de l'évolution du profil de la Seine sur les 400derniers milliers d'années sont résumés dans le tableau 3.29.a ci-après : plus la largeur d'action est importante, plus les épaisseurs de dépôts sont réduites (si l'on garde la durée de la période de dépôts constante).

Ville	Niveau	Profondeur d'incision (m)	Epaisseur des dépôts (m)
Troyes	1- (+30-35 m)	?	4
	2- (+10-15 m)	15 à 20 (en 200 ka ?)	4
	3- (+5 m)	10	2 à 5
	4- (Fond) Weichsélien	12 à 15	5 + 2 + 3
Montereau	1-(15-20 m) Elstérien (?)	?	4
	2- (+5 m) Saalien	10 (en 200 ka min)	6
	3- (Fond) Weichsélien	12 à 15	10
	4- (Fond) Boréal	9 à 10	9
	5-(Fond) Atlantique	6 à 7	4 à 5
Brie	1- (+15 m) stade 12 (> 400 ka)	?	4 à 5
	2- (+10 m)	5	3 à 4
	3- (+5 m)	5	2
	4- (Fond) Weichsélien	10	3 à 4
Etiolles	1- (Fond) Weichsélien	> 10 à 12	10 + 5
	2- (Fond) Holocène	7	5
Paris	1- (+15 m) stade 12 (> 400 ka)	?	3
	2- (+5 m) Saalien	15 à 18 (en 200 ka ?)	2 à 3
	3- (Fond) Weichsélien	8 à 10	> 5
	4- (Fond) Tardiglaciaire	> 4 à 5	5
	5- (Fond) Holocène	8 à 10	5 à 8
Mantes	1- (+50-55 m) Elstérien	?	2 à 3
	2- (Nappes 16 à 1) Elstérien - > Weichsélien	5 à 8 entre chaque nappe	5 à 8
	3- (Fond) Weichsélien sup	12 à 15	2 + 8
Rouen	1- Hauts niveaux (+60 m et sup)	?	-
	2- (+50 m) Elbeuf (stade 22)	?	-
	3 (+28-30 m) Elbeuf (stade 16)	20	-
	4- (+18-15m) St Pierre (stade 12)	10 à 12	2 à 5
	5- (0 à +2m) Tourville (stades 10 à 6)	12 à 15	7,5
	6- (-10m) Rouen 2 - Weichsélien	20	2 à 3 +7 à 8
	7- (-12 m) Rouen 1(stade 2)		
Tancarville (fluviomarin et marin)	1- Haut niveau (+60 m et sup)	?	-
	2-(+5 m) Stades 7 et 6	?	10
	3- Eémien	12	11
Le Havre	1- (-7 à –2 m NGF)	?	-
	2- (-9 à –12 m)	8 à 10	-
	3- (-20 m)	8 à 10	-
	4- (-30 à –40 m) Weichsélien	10 en moyenne	8 à 10
	5- Holocène	-	15 à 20

Tableau 3.29. Résultats de la simulation réalisée sur 400ka avec une largeur d'action variable.

3.2.B-2. Altération et tectonique

Après avoir pris en compte les variations climatiques, les fluctuations du niveau marin et la topographie du profil en mer, les dépôts estuariens et la largeur d'action, il nous reste à étudier l'impact des processus de dissolution qui font varier l'altitude de l'origine du profil, ainsi que l'influence de la surrection tectonique sur la puissance de l'incision et la mise en place des terrasses emboîtées ou étagées. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la surrection tectonique pouvait avoir un rôle non négligeable dans la mise en place des érosions récessives qui peuvent se développer lors des périodes de très bas niveaux marins.

Les simulations que nous présentons ici ont été réalisées avec le signal temporel « mod_temp_d018 » présenté précédemment (figures 3.58 et 3.59.).

Le profil initial repose sur le profil d'équilibre théorique (équation [EF2-23]) sous un climat tempéré. L'altitude de la source réelle du paléo-profil est calculée à partir de la source actuelle dont l'altitude a été modifiée en fonction de la vitesse de dissolution et de la surrection tectonique. En l'absence de données de terrain dans cette zone, l'extrémité sous-marine du profil et supposé être à –100 m.

La figure 3.67 présente le profil initial utilisé dans la simulation débutant à –400 ka, pour laquelle la tectonique est de 60m/Ma et la dissolution nulle. L'altitude de la source est alors de 422m à –400 ka (alors qu'elle est de 446m actuellement).

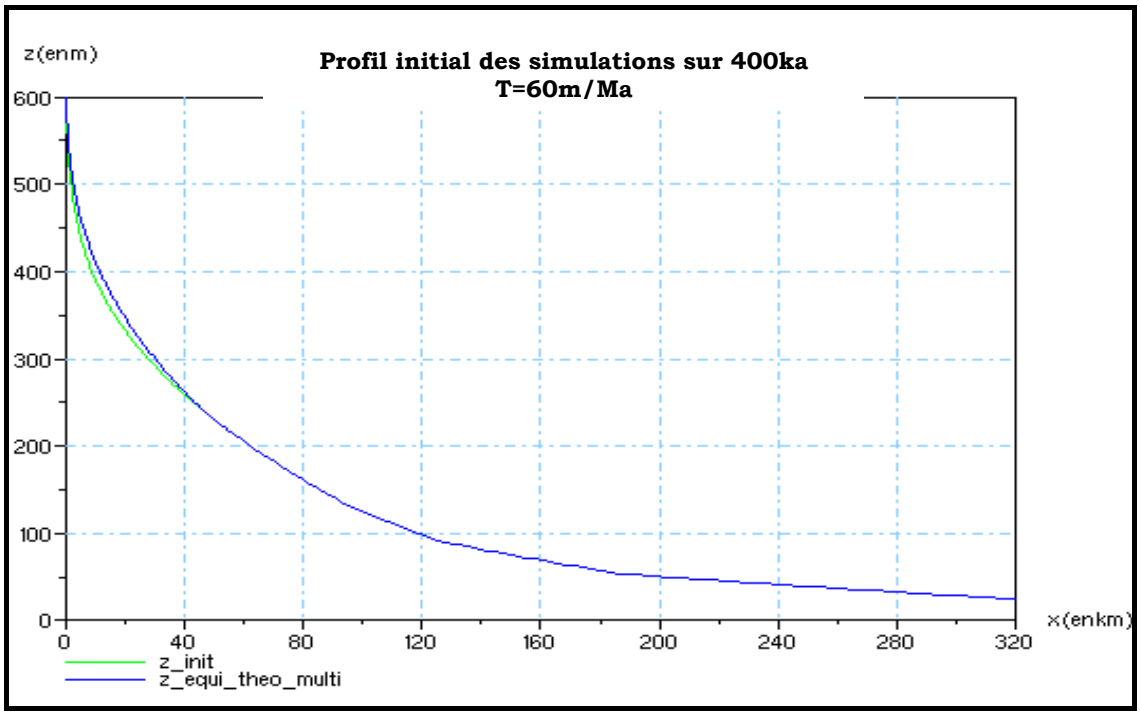


Figure 3.67. Profil initial si la tectonique est de 60 m/Ma et si la dissolution appliquée à la source est nulle.

Nous étudions dans un premier temps l'influence de la surrection tectonique sur la mise en place des niveaux observés aujourd'hui dans le paysage. La dissolution des plateaux calcaires où se situe la source (réelle) de la Seine est alors considérée comme nulle. Nous comparons alors trois valeurs de tectonique : 0m/Ma, 60m/Ma et 90m/Ma. Une discussion sur la vitesse de surrection tectonique du basin de la Seine est présentée dans la partie 1 (chapitre 2), ainsi que dans le chapitre 1 de cette partie 3.

Dans un deuxième paragraphe, nous présentons l'impact d'une vitesse de dissolution non des plateaux qui portent la source et qui impose alors de modifier l'altitude de la source au cours du temps suivant cette valeur de dissolution.

3.2.B-2.1. Influence de la surrection tectonique

3.2.B-2.2.1. Comparaison des résultats avec et sans tectonique

Nous comparons dans ce paragraphe les résultats des tests référencés 5.2 et 5.4-bis au cours desquels la surrection tectonique vaut respectivement 0 m/Ma et de 60 m/Ma. Dans les deux tests la vitesse de dissolution est nulle.

Les figures 3.68, 3.69 et 3.70 présentent l'évolution temporelle de l'altitude du profil à Paris, Rouen et au Havre.

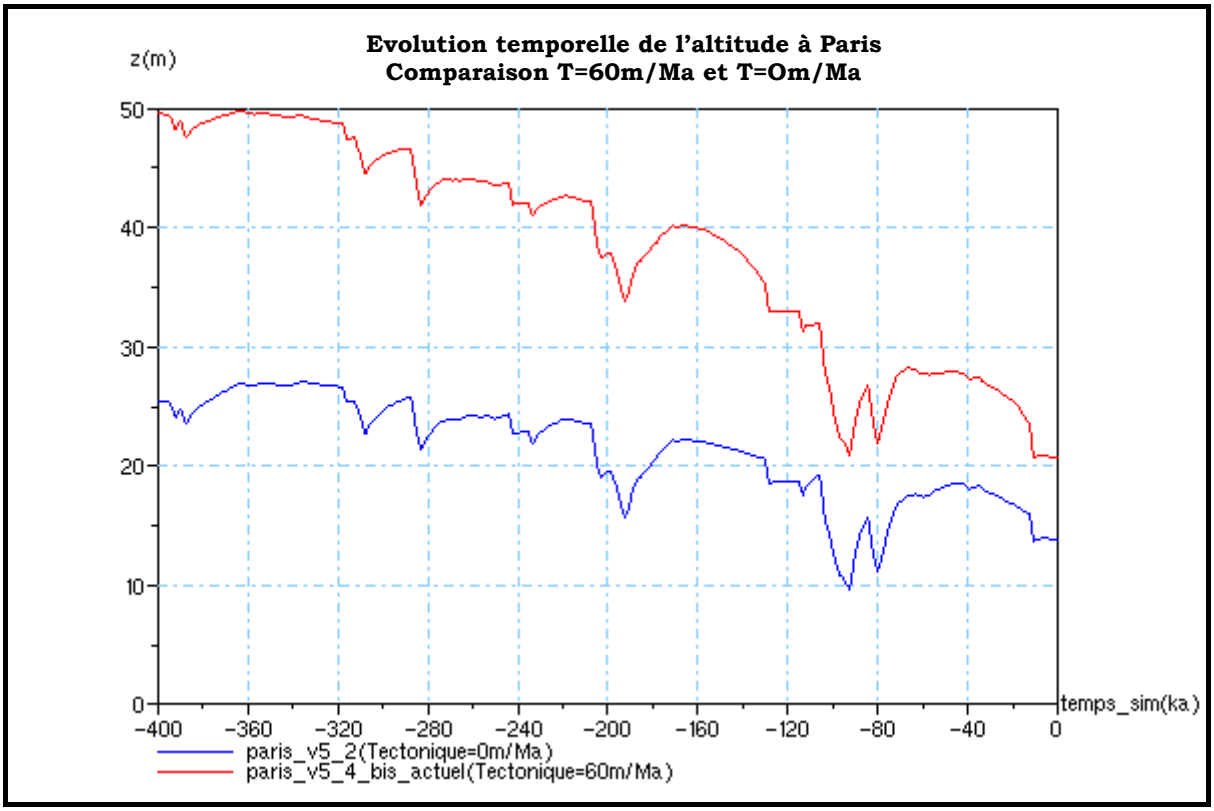


Figure 3.68. Comparaison des tests avec et sans surrection tectonique: Evolution du profil à Paris

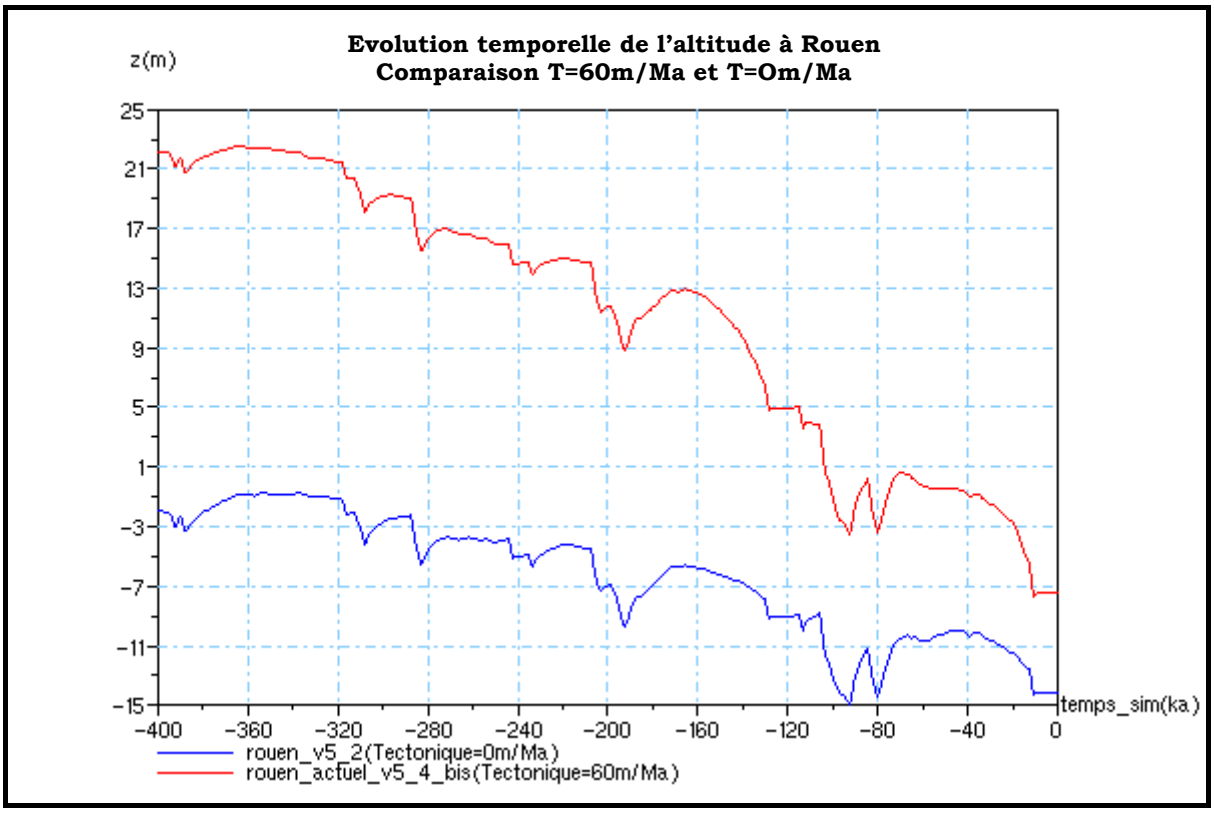


Figure 3.69. Comparaison des test avec et sans surrection tectonique : Evolution du profil à Rouen

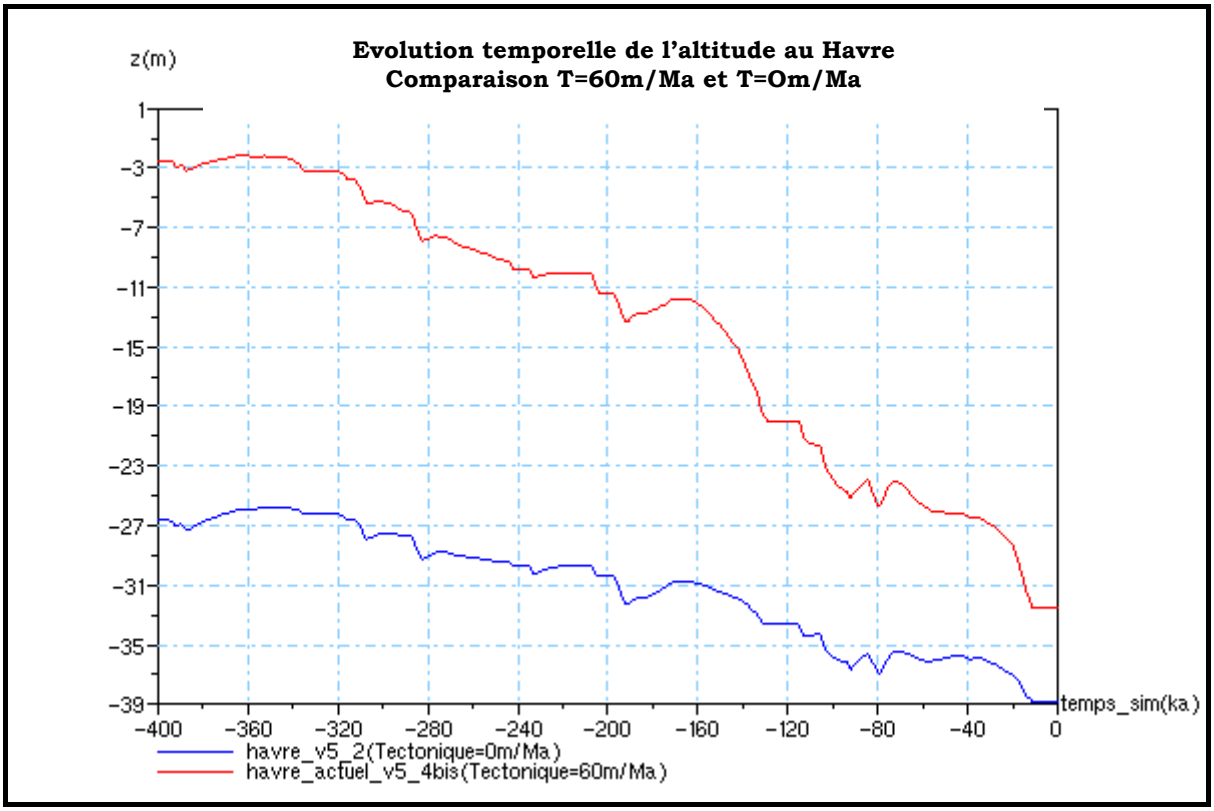


Figure 3.70. Comparaison des test avec et sans surrection tectonique : Evolution du profil au Havre

Le tableau 3.30 permet de comparer les valeurs de l'enfoncement du profil au bout de 400ka, c'est-à-dire l'écart entre l'altitude actuelle des replats mis en place à la fin de l'interglaciaire Holsteinien dans nos simulations et l'altitude à 0ka du profil à Troyes, Paris, Rouen, le Havre et en mer.

surrection tectonique	Troyes	Paris	Rouen	Havre	Mer
nulle	10m	11,5m	12m	12m	13m
60m /Ma	27m	28m	29,5m	30m	31m

Tableau 3.30.Comparaison des tests réalisés avec et sans surrection tectonique sur l'enfoncement du profil

On constate que l'introduction d'une surrection tectonique accentue la profondeur moyenne de l'incision sur 400 ka : en effet, la surrection tectonique accroît le potentiel d'incision des cours d'eau lorsque les conditions ne sont pas favorables à l'incision et lors des transitions climatiques, la rivière érode beaucoup plus. Une surrection non nulle appliquée au profil influence également les amplitudes des incisions dans la partie amont du profil : les incisions sont plus profondes et les dépôts plus épais si la tectonique est de 60 m/Ma.

L'introduction de la surrection tectonique dans notre modèle ne change pas les périodes d'incision commandées par le climat : on retrouve les 6 périodes d'érosion que nous avons décrites dans le paragraphe précédent : vers –390 ka, -305 ka, -280 ka, vers -195 ka et vers –95 ka et –80 ka.

Les tableaux 3.31 et 3.32 ci-dessous permettent de comparer les amplitudes des incisions et l'épaisseur des dépôts résultant de ces deux simulations.

PROFONDEUR DE L'INCISION (m)						
Période	*Troyes Tecto nulle*	Troyes Tecto 60m/Ma	*Paris Tecto nulle*	Paris Tecto 60m/Ma	*Rouen Tecto nulle*	Rouen Tecto 60m/Ma
-390ka	*2*	3	*2*	1,4	*1,5*	0,8
-305ka	*5*	4,6	*3,5*	3,5	*3*	3
-280ka	*5,5*	5	*4*	4,5	*5,5*	3,2
-195ka	*10,5*	10,5	*9,5*	7	*5,5*	4,9
-95ka	*14*	14,5	*9*	10	*6*	6,5
-80ka	*5,5*	5	*5*	5	*3*	3,5

Tableau 3.31 - Profondeurs d'incision calculées à Troyes, Rouen et Paris si VTecto=0 ou 60 m/Ma

EPAISSEUR DES DEPÔTS (m)						
Période	*Troyes Tecto nulle*	Troyes Tecto 60m/Ma	*Paris Tecto nulle*	Paris Tecto 60m/Ma	*Rouen Tecto nulle*	Rouen Tecto 60m/Ma
-360ka	*4*	5	*3*	5	*2,5*	5
-290ka	*4*	4,5	*3*	3,5	*2*	2,2
-260ka à -210ka	*4*	6	*2,5*	4,5	*1,5*	3,5
-170ka	*9*	11	*6*	8	*4*	5,5
-85ka	*8,5*	8,5	*6*	6	*4*	4
-40ka	*10*	12	*7,5*	8	*4*	5

Tableau 3.32 - Epaisseurs des dépôts calculées à Troyes, Rouen et Paris si VTecto=0 ou 60 m/Ma

Sur ces trois figures, on remarque que l'altitude finale du profil, à 0ka, est différente suivant que la tectonique est prise en compte ou non. Cet écart est compris entre 6 et 8m. Les altitudes de la Seine observées sur le terrain sont de 30m NGF à Paris, 4m NGF à Rouen et –5m NGF au Havre. Les altitudes obtenues pour t=0ka avec la simulation qui prend en compte la surrection tectonique sont donc bien meilleures.

Mais surtout, l'hypothèse que nous avions émise dans le paragraphe précédent se trouve vérifiée : l'introduction d'une surrection tectonique permet d'observer plusieurs érosions régressives car l'extrémité du profil peut s'élever sans être érodée lorsque le niveau marin est haut. Elle peut donc à nouveau atteindre une valeur propice à l'existence d'une rupture entre le niveau marin et le dernier point du profil lors du stade froid suivant. Comme le montre les résultats exposés dans le tableau suivant, les replats d'érosion sont bien plus

nets dans le test où la tectonique est prise en compte. Par exemple, comme le présente le tableau 3.33, l'érosion au Havre du stade 2 est de 3m si la surrection tectonique est considérée comme nulle, et elle atteint 7m de profondeur si la tectonique est de 60 m/Ma.

Surrection tectonique	Rouen		Le Havre		En Mer	
	stade 6	stade 2	stade 6	stade 2	stade 6	stade 2
nulle	4m	2m	3m	3m	4m	3m
60 m/Ma	8m	4m	8m	7m	10m	8m

Tableau 3.33 : Comparaison des tests réalisés avec et sans surrection tectonique sur les érosions régressives au cours des stades 6 et 2

Les résultats sont donc bien plus proches des observations de terrain lorsque la surrection tectonique est prise en compte.

3.2.B-2.2.2. Comparaison des résultats avec une tectonique de 60 & 80 m/Ma

Afin d'analyser l'influence de la valeur de la vitesse tectonique sur l'évolution du profil, nous comparons les résultats de simulations où seule la vitesse de surrection change : elle est de 60 m/Ma dans un cas et de 80 m/Ma dans l'autre.

La figure 3.71 présente l'évolution de l'écart entre les altitudes au cours de la simulation.

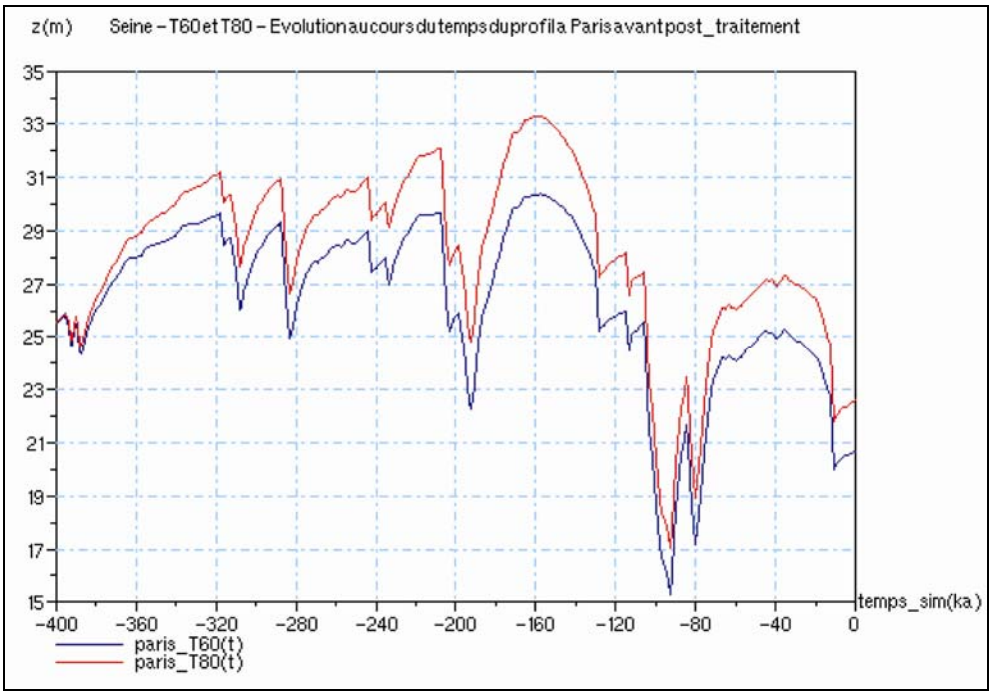


Figure 3.71. Evolution de l'enfoncement des profils à Paris au cours du temps si T=60m/Ma ou T=80m/Ma

On constate que les amplitudes d'incision diffèrent très peu suivant la valeur de la tectonique. L'écart qui existe entre les altitudes des deux profils se met en place lors des périodes de déséquilibre c'est-à-dire de dépôts où l'altitude du profil augmente plus rapidement s'il est soumis à une tectonique de plus grande. Puis lors des périodes favorables à l'érosion, les deux profils étant très loin de l'état d'équilibre, et comme les taux d'incision sont très proches, l'enfoncement du profil soumis à une surrection tectonique plus forte est moins rapide.

Ceci est conforme avec l'idée d'un chargement tectonique qui se réalise au cours des périodes froides, que la rivière doit ensuite rattraper au cours des périodes de transition climatique. L'altitude actuelle des replats est plus élevée si la surrection tectonique est plus importante.

La figure 3.72 présente les résultats des simulations à Paris une fois le post-traitement tectonique effectué. Cette figure permet de comparer les altitudes qu'ont actuellement les replats ou les dépôts formés au cours des 400 ka.

Figure 3.72. Altitudes actuelles des replats formés au cours du temps suivant la valeur de la surrection tectonique

Conformément à nos suppositions, les replats du profil soumis à une surrection de 80 m/Ma sont plus élevés que ceux relevant d'une surrection de 60 m/Ma.

3.2.B-2.2. Influence de la dissolution

La nature du substrat sur lequel le cours d'eau prend sa source joue un rôle sur l'évolution du profil à la source. En effet, suivant la valeur de son taux de dissolution, l'altitude initiale de la source est modifiée, et l'abaissement de ces couches géologiques peut en partie inhiber l'impact de la surrection tectonique.

La Seine prend sa source sur un plateau calcaire (Bajocien–Bathonien). Ce substrat est particulièrement sensible aux phénomènes de dissolution lors des climats tempéré et boréal. Selon les valeurs suggérées par les observations de terrain exposées dans la première partie, ce plateau subirait un abaissement d'environ 20 m/Ma. Nous présentons dans ce paragraphe deux tests réalisés pour étudier l'influence de la dissolution du plateau calcaire sur lequel se trouve la source.

Dans les deux tests, la surrection tectonique est de 60 m/Ma. Dans le premier test, la dissolution est nulle et dans le second elle vaut 20 m/Ma.

Le tableau 3.34 présente les altitudes de la source du profil initial dans les deux simulations. Le profil initial de chacun des tests est différent puisque la source n'est plus à la même altitude initiale.

Simulations	Tectonique	Dissolution	Altitude initiale de la source
V5_4bis	60m/Ma	Nulle	422
V5_5bis	60m/Ma	20m/Ma	430

Tableau 3.34. Altitude initiale de la source selon la vitesse de dissolution

Les figures 3.73 et 3.74 présentent l'évolution au cours du temps de la différence, notée Δz, entre le profil à l'instant (t) en un point donné et l'altitude du profil initial en ce même point, pour les deux simulations.

Si l'on compare l'évolution au cours du temps de l'écart Δz en différents endroits du profil, on voit que les résultats des deux tests sont très semblables sauf dans la région très proche de la source. A Nod-sur-Seine (situé à quelques kilomètres de la source), la différence Δz atteint 20m si la dissolution est nulle et seulement 15m si elle est de 20 m/Ma. La dissolution inhibe donc en partie l'effet de la surrection tectonique à proximité de la source, où tout se passe en fait comme si la surrection tectonique était de 40 m/Ma.

Si l'on étudie les résultats obtenus à Troyes ou à Paris, on voit qu'ils sont exactement les mêmes dans les deux cas. L'influence de l'abaissement de la source due à la dissolution des calcaires ne se produit donc que sur une zone réduite, très proche de la source.

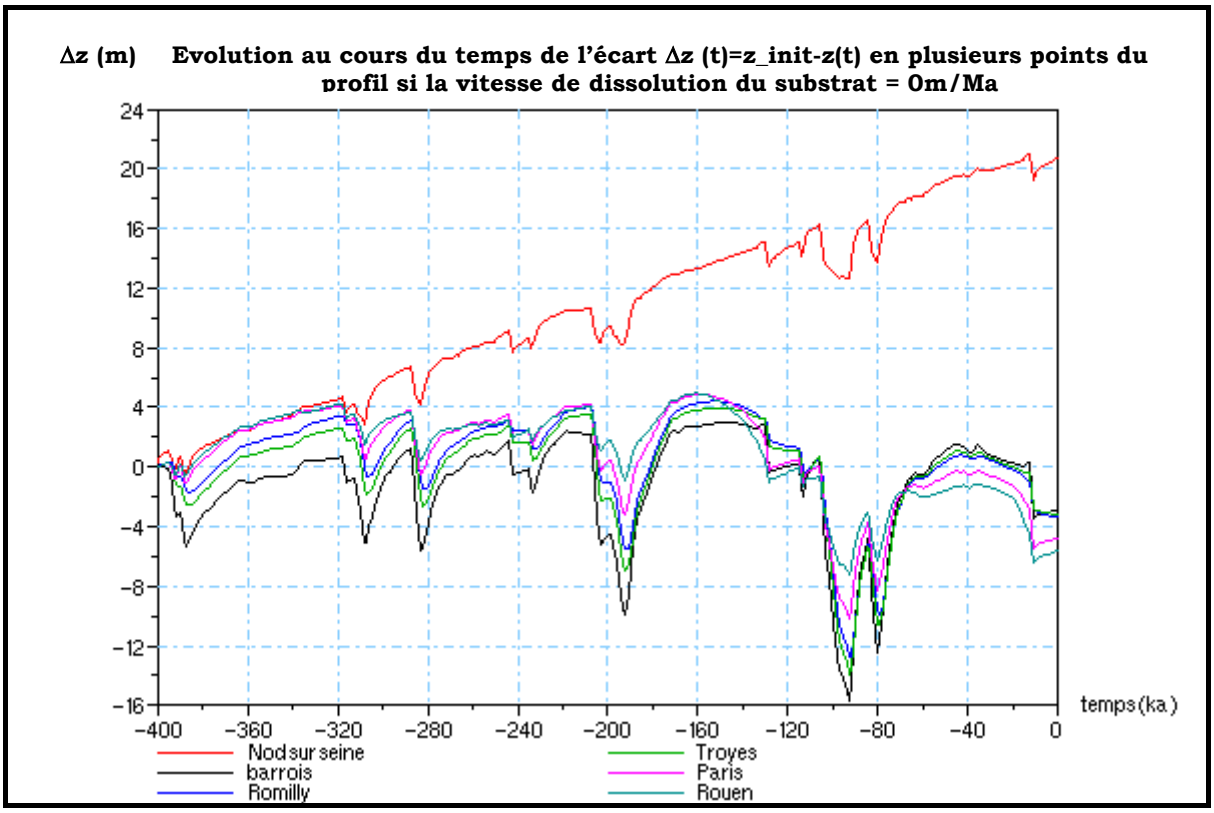


Figure 3.73 : Evolution au cours du temps de l'écart Δz (t)=z_init-z(t) en plusieurs points du profil si la vitesse de dissolution du substrat de la source est nulle

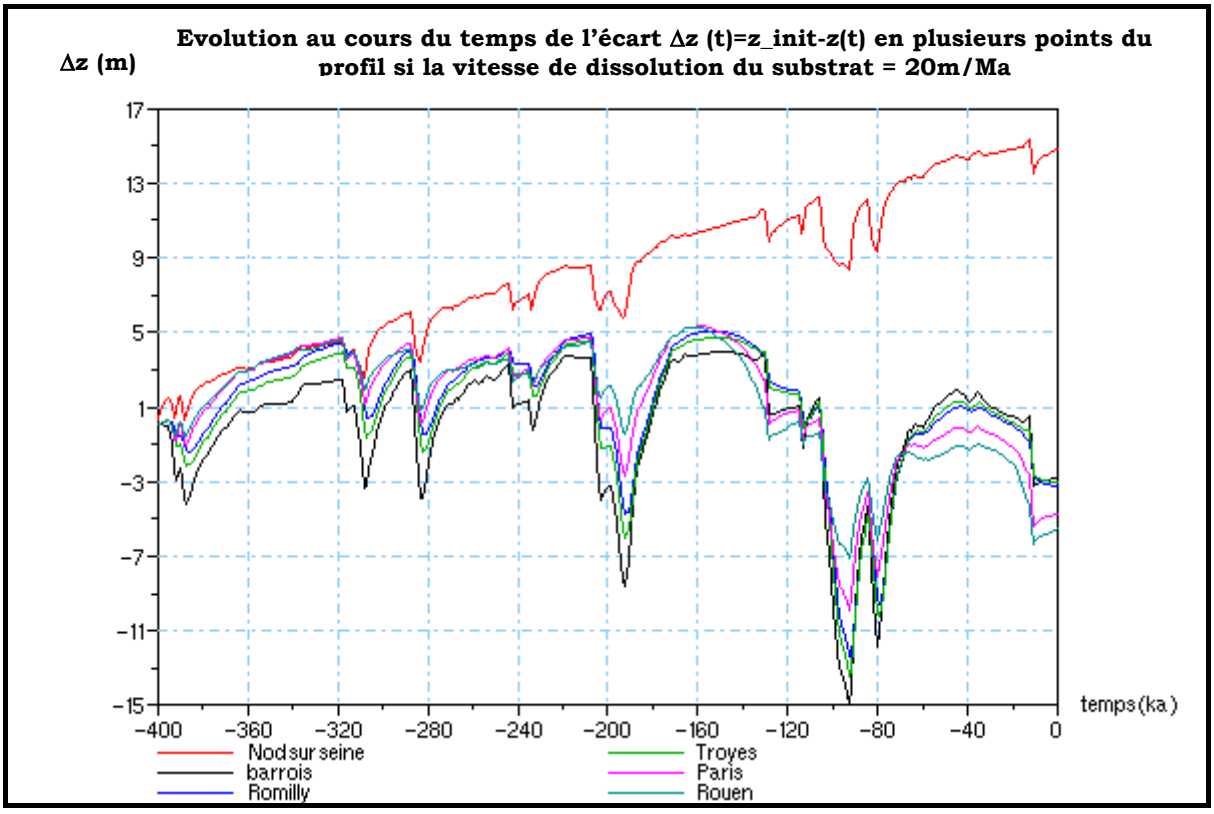


Figure 3.74 : Evolution au cours du temps de l'écart Δz (t)=z_init-z(t) en plusieurs points du profil si la vitesse de dissolution du substrat de la source est de 20 m/Ma

CONCLUSION : EVALUATION DE LA SENSIBILITE DU MODELE

Nous avons dans un premier temps travaillé sur des simulations du comportement de la Seine au cours du dernier cycle climatique. En effet, cette période est la mieux documentée et elle permet de considérer sans faire trop d'erreur que la largeur d'action du cours d'eau ne varie pas dans le temps. Ceci nous a permis de lancer de nombreuses simulations de « courte » durée, afin de valider le comportement de notre modèle, tester sa sensibilité à différents signaux, et pouvoir ainsi affiner notre modélisation avec une meilleure calibration des paramètres.

La bibliographie nous a permis de distinguer deux régions dans la vallée de la Seine: une zone amont où la commande de l'incision fluviatile est climatique, et une région aval où elle est principalement eustatique. Nous avons d'une part étudié la réponse du profil amont face à différents signaux climatiques. Ceci nous a permis de montrer que les quatre signaux climatiques testés donnent des résultats satisfaisants. Les amplitudes des incisions et des dépôts sont correctes. La reconstitution de la séquence finale des dépôts préservées pour chaque signal permet suggérer de nouveaux échantillonnage des coupes afin de pouvoir déterminer le meilleur modèle. Enfin, ces premières simulations nous ont permis de vérifier l'hypothèse que le profil du cours d'eau atteint ou est très proche du profil d'équilibre lors des phases tempérées. Nous avons ensuite travaillé sur la partie aval. Nous avons déterminé les conditions nécessaires à l'initiation d'une érosion régressive ainsi que les modalités d'utilisation du modèle couplé érosion fluviatile/dépôts géométriques dans l'estuaire.

Les tests effectués sur 400ka permettent de travailler à une échelle de temps plus longue au cours de laquelle la surrection tectonique et les variations temporelles de la largeur d'action ont une influence plus nette sur le profil.

A partir de ces simulations, nous avons montré que la réduction de la largeur d'action au cours du temps implique une augmentation des amplitudes d'incision, et que la prise en considération d'une surrection tectonique non nulle est une condition nécessaire importante pour que des érosions régressives se développent sur le profil à chaque stade maxiglaciaire. Nous avons également montré que la tectonique était à l'origine d'une amplification des dépôts lors des périodes froides. En effet, le profil, alors en déséquilibre, voit son potentiel d'incision croître à cause du chargement tectonique qui s'opère. Lors des périodes de transitions climatiques, les conditions permettent une érosion alors importante pour se rapprocher du profil d'équilibre. Les mêmes conclusions peuvent être tirées de la comparaison des résultats obtenus avec deux vitesses de surrection différente.

La prise en compte de la dissolution des plateaux sur lesquelles peut se situer l'origine du profil joue un rôle non négligeable que sur une courte partie située très l'amont du profil. L'effet de la dissolution de la source du le profil s'atténue très vite vers l'aval.

La figure 3.75 présentée ci dessous résume les grands domaines d'influence de chaque paramètre.

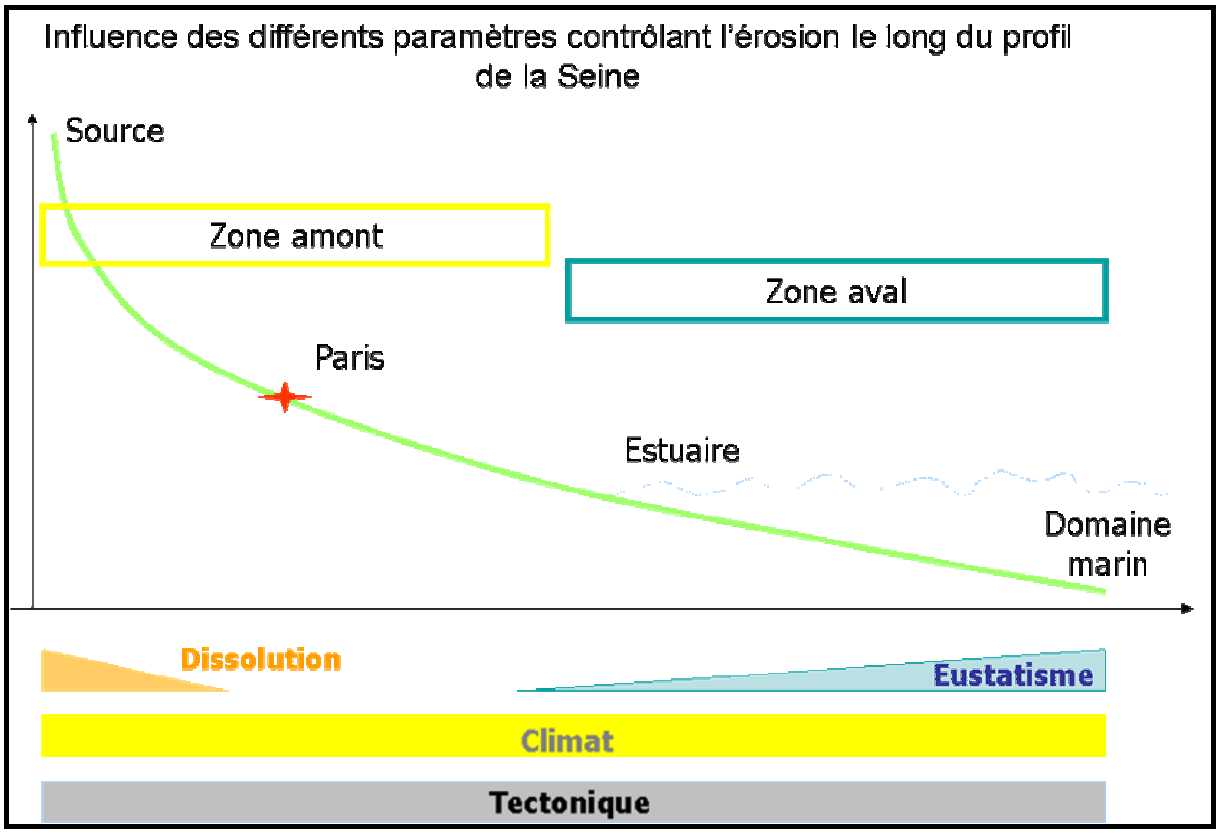


Figure 3.75. Influence des différents paramètres qui contrôlent l'érosion le long du profil du fleuve Seine

CHAPITRE 3.3

APPLICATION DE LA MODELISATION DE L'EROSION

Les deux chapitres précédents présentaient l'étude des processus d'érosion que nous avons modélisés et l'analysec de l'impact des différents paramètres (climat, niveau marin ou tectonique) sur les résultats calculés par notre modèle.

Maintenant que le fonctionnement du modèle est compris et validé (nous avons montré précédement que les résultats de ces premiers tests étaient satisfaisants), nous pouvons appliquer notre modèle sur une durée plus longue et sur des cas concrets. Nous présentons dans ce dernier chapitre les résultats des calculs que nous avons réalisés sur 1 million d'années (entre -1Ma et l'actuel) afin d'évaluer l'érosion de la vallée de la Seine et de la Marne à l'aide des deux modèles d'érosion. Les résultats de ces calculs vont nous permettre de proposer une carte de la surrection tectonique dans cette partie bassin Parisien.

Ces calculs servent également de validation et de derniers callages des paramètres du modèle, ceux-ci pourront être utilisés par la suite pour réaliser des calculs prospéctifs.

INTRODUCTION

Nous présentons dans un premier temps les résultats obtenus en réalisant des simulations de l'évolution de l'altitude du lit de la Seine sur le long terme, afin d'étudier deux hypothèses de vitesse de surrection tectonique dont les valeurs nous avaient été suggérées au cours de l'analyse des données de terrain (chapitre 3.1) : 60m/Ma et 80m/Ma.

Les résultats de ces simulations permettent de connaître l'évolution temporelle de l'altitude du point de confluence Seine/Marne, juste en amont de Paris. Dans un temps, nous avons donc utilisé ce signal pour analyser le comportement du profil de la Marne lorsqu'il est soumis à trois valeurs différentes de la surrection tectonique : 60m/Ma, 80m/Ma et 200m/Ma.

Nous utilisons enfin certains des résultats sur l'évolution du fond de la vallée de la Seine dans notre modèle d'évolution du relief des versants. Nous avons ainsi étudié deux versants caractéristiques de la vallée de la Seine : Montereau et Méry-sur-Seine. La comparaison des résultats du modèle de l'évolution des vallées appliqué à ces deux villes, situées dans la même région et dont les versants sont entièrement crayeux, nous a permis de mesurer l'impact de l'érosion fluviatile sur la morphologie du relief.

Les signaux temporels que nous avons utilisés (modèle temporel et variations eustatiques) reposent la courbe du rapport isotopique de l'oxygène dont l'évolution sur le dernier million d'années est rappelé sur la figure 3.76.

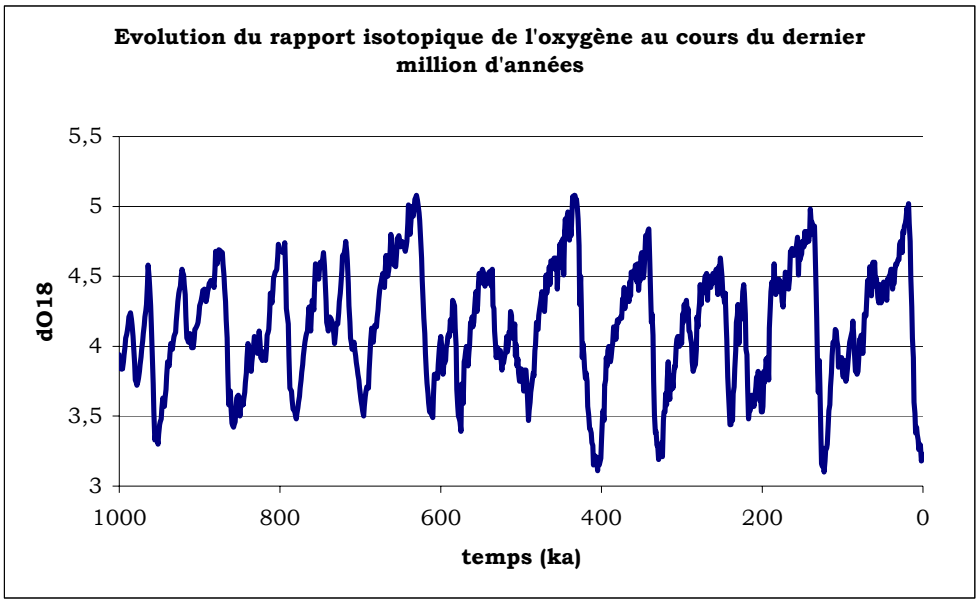


Figure 3.76. Evolution du rapport isotopique de l'oxygène au cours du dernier million d'années

Nous remarquons que le rapport isotopique dépasse la valeur 5 pour la première fois vers -650ka. Il dépasse ou est très proche de cette valeur de façon régulière par la suite. L'amplitude du signal s'amplifie donc à partir de cette date, elle se traduit sur la courbe des variations du niveau marin par une profondeur plus importante lors des grandes régressions marines.

La courbe de l'évolution du niveau marin au cours du dernier million d'années présentée sur la figure 3.77, montre donc que le niveau marin franchit le seuil des -120m une première fois vers -650ka, puis régulièrement par la suite, vers -400ka, et vers -120ka.

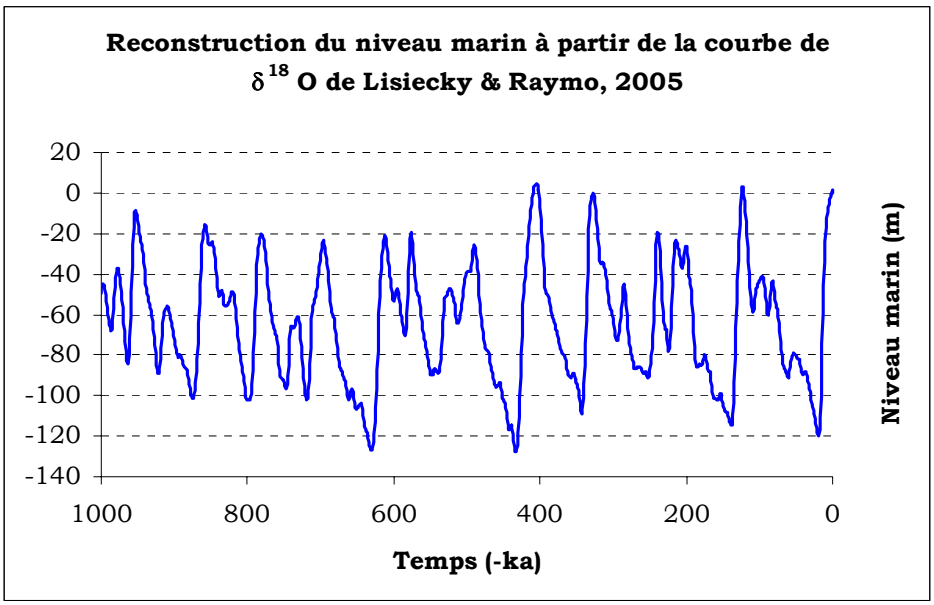


Figure 3.77. Reconstitution du niveau marin depuis -1Ma jusqu'à l'actuel

Etant donné que les données sous marines sont rares, nous avons construit le profil initial de la Seine pour t=-1Ma à partir du profil d'équilibre dans les conditions tempérées. Comme pour les simulations présentées dans le chapitre précédent, et parce que les résultats de l'érosion régressive sont satisfaisants entre -400ka et 0ka, nous avons choisi de donner la même valeur de profondeur à l'extrémité sous-marine du profil initial de -1Ma, soit -100m.

En considérant ces deux points, on remarque donc que la première érosion régressive majeure n'est possible que vers -650ka.

En effet, nous allons remarquer une rupture dans l'évolution temporelle du profil de la Seine et de la Marne (puisque le dernier point du profil de la Marne est donné par l'évolution temporelle de la Seine au point de confluence) vers -650ka.

La figure 3.78 présente un exemple des résultats obtenus dans la vallée de la Seine. On voit ainsi que depuis l'estuaire jusqu'à la source (Nod-sur-Seine est situé à 6km de la source), le profil enregistre cette rupture et se comporte de façon différente avant et après -650ka.

Dans la première partie des simulations, le profil n'est pas soumis à des érosions importantes car la largeur d'action, très grande, réduit considérablement la puissance de la rivière. Vers -650ka, le niveau marin atteint -120m et une forte érosion touche tout le profil.

A partir de cette date, l'amplitude des érosions augmente (puisque la largeur d'action diminue) et des érosions régressives sont observées très régulièrement.

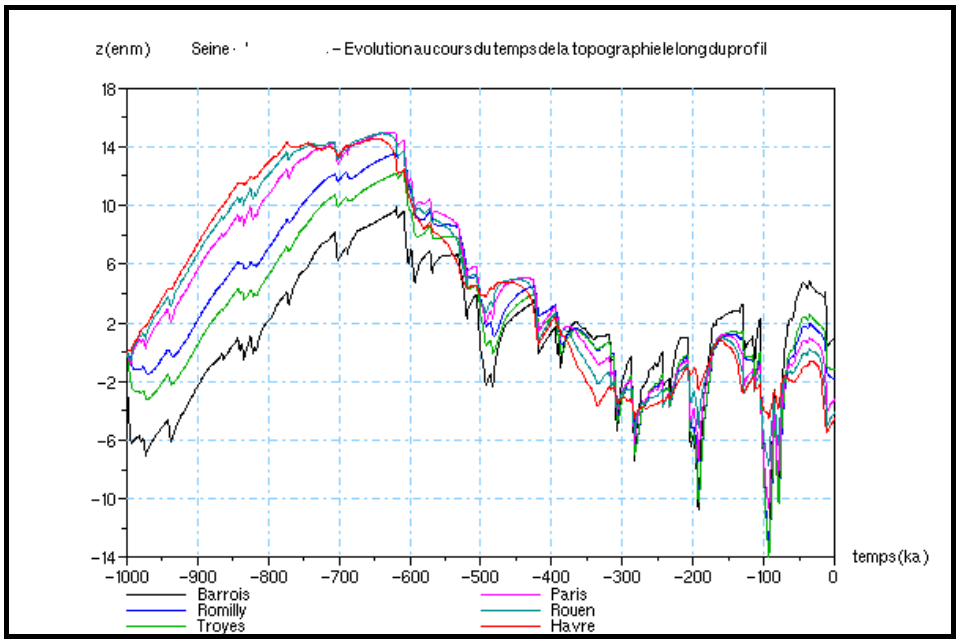


Figure 3.78. T=80m/Ma
Evolution temporelle de l'altitude en différents points du profil par rapport à leur altitude initiale

La morphologie de l'estuaire de la vallée de la Seine témoigne des grandes érosions régressives du Quaternaire. Les auteurs (Lefebvre *et al.*, 1994, Lautridou *et al.*, 1999) décrivent de grands replats d'érosion sur lesquels se superposent plusieurs séries sédimentaires d'origine marine et fluviale alternativement. Le premier replat d'érosion serait daté du stade 22 (-800ka), et lui succèderaient ensuite un replat formé pendant le stade 16, puis 12, 6 et 2. Ces âges ont été établis à partir de courbes isotopiques en reliant les valeurs extrêmes du rapport isotopique aux grandes régressions marines conduisant à la formation de ces replats.

Ainsi, étant donné que nous utilisons une courbe qui ne présente pas de rupture au stade 22, vers -800ka, nous ne pourrons pas reproduire la mise en place des niveaux proposés par Lefebvre *et al.*, (1994). En revanche, nous discuterons dans le paragraphe suivant d'un nouveau scénario pour l'âge de ces terrasses.

3.3.A- EVALUATION DE LA SURRECTION TECTONIQUE

Nous pouvons appliquer notre modèle dans la vallée de la Seine puis de la Marne en considérant plusieurs scénarios tectoniques. La simulation qui va donner les résultats les plus satisfaisants, nous permettra de déterminer la (ou les) valeur(s) de vitesse tectonique en fonction de la position sur le profil. Nous pourrons alors proposer une carte présentant la répartition spatiale des contraintes de surrection tectonique dans le Bassin parisien.

3.3.A-1. Dans la vallée de la Seine

La bibliographie (Lautridou en 1999 et Antoine en 2001 par exemple) nous suggère une vitesse tectonique dans la vallée de la Seine comprise entre 60m/Ma et 80m/Ma.

Nous comparons donc dans ce paragraphe les résultats de simulations réalisées avec ces deux valeurs. Le profil initial repose sur le profil d'équilibre établi pour un climat tempéré dont l'altitude a été modifiée en fonction de la valeur de la surrection tectonique. Dans un souci de réalisme des résultats près de la source, nous appliquons une dissolution de 20m/Ma sur les plateaux situés à l'origine du profil.

Les caractéristiques des profils initiaux sont exposées dans le tableau 3.35.

Simulations	Tectonique	Dissolution	Altitude initiale de la source
Seine LD T60	60m/Ma	20m/Ma	406
Seine LD T80	80m/Ma	20m/Ma	386

Tableau 3.35 - Conditions de calcul pour les tests

3.3.A-1.1. La région parisienne

Les figures 3.79 et 3.80 présentent l'évolution de l'altitude à Paris, après que l'on ait appliqué le post-traitement tectonique, dans le cas où la surrection tectonique est de 80 ou 60m/Ma. Ces courbes représentent l'altitude actuelle des replats d'érosion et des dépôts formés au cours du temps. Les figures montrent également l'évolution de l'altitude du lit du fleuve au cours du calcul.

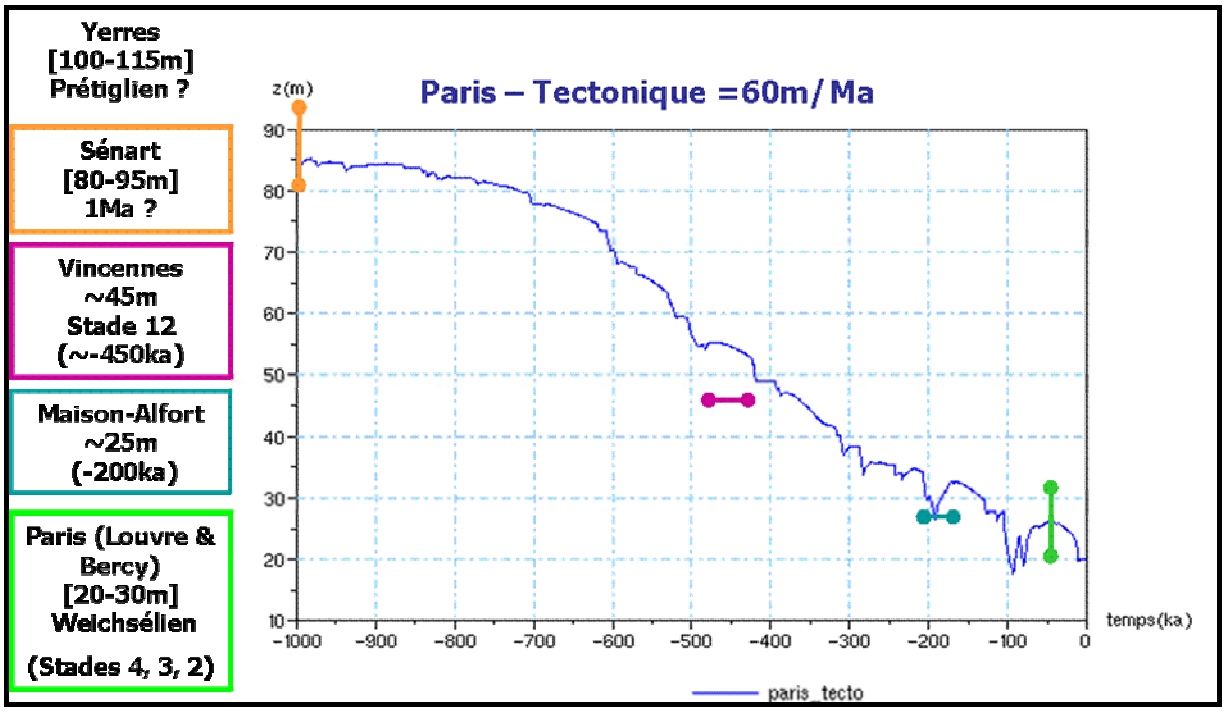


Figure 3.79 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

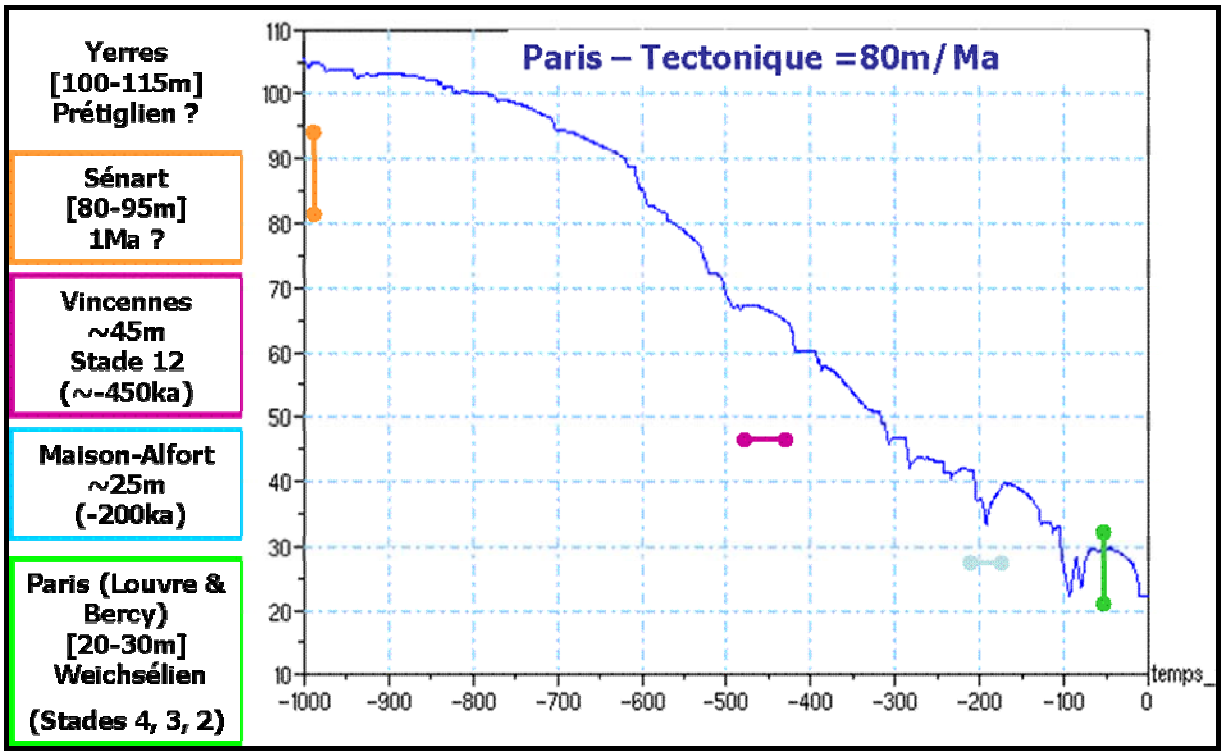


Figure 3.80. Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique

Il est difficile de conclure quant à la justesse des résultats si l'on étudie les nappes des très hauts niveaux de la région parisienne. En effet, leurs âges sont estimés de façon très imprécise à cause de la mauvaise conservation des dépôts. La nappe de Yerres par exemple, serait datée du Pré-Tiglien, soit entre -1,8 et -1Ma. Si l'on considère que le replat de la nappe de Yerres serait daté autour -1Ma, alors les résultats du calcul effectué pour une tectonique de 80m/Ma sont du même ordre de grandeur que les observations de terrain. En effet, la base du replat est située à 100m NGF et le sommet de la nappe vers 115m. Or l'altitude de la Seine à Paris datant de -1Ma auquel on a ajouté la tectonique, est autour de 105m dans notre calcul. Cependant, si l'on considère que la nappe de Yerres est plus âgée que 1Ma mais que la nappe de Sénart, généralement située entre 45 et 55m au-dessus du cours actuel de la Seine, soit entre 80 et 95m d'altitude, serait datée de cette époque, alors l'ordre de grandeur des résultats avec une surrection de 80m/Ma ne serait plus cohérent avec ces données de terrain. L'altitude du profil à Paris datant de -1Ma serait aujourd'hui à une altitude de 85m dans le cas du test de surrection tectonique à 60m/Ma. Ce résultat est un peu faible si l'on considère que la nappe de Yerres est de cet âge mais il est satisfaisant si l'on estime que la nappe de Sénart a 1Ma. En région parisienne, le niveau daté du stade 12, présent à Paris, est situé sur le terrain à 15m du niveau actuel de la Seine, soit à une altitude de 45m à Paris. La nappe formée au cours du stade 12 serait aujourd'hui à une altitude de 49m si la tectonique est de 60m/Ma. Ceci est tout à fait cohérent avec les observations de terrain qui la situent vers 45m. D'après les résultats du test de la surrection de 80m/Ma, le niveau formé vers -450ka est plutôt vers 65m à Paris. Les résultats du test sont donc assez loin des observations de terrain : 20m les séparent.

Le replat de la basse terrasse de Maisons-Alfort, daté du stade 6 (-200ka, Durbet et al., 1997), est à 25m NGF aujourd'hui. D'après les résultats de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma, le replat mis en place vers -200ka à Paris serait plutôt situé vers 35m. Dans le cas où la surrection tectonique est de 60m/Ma, les résultats sont satisfaisants car l'altitude du replat est aujourd'hui à 27m. Enfin, le bedrock érodé au cours du Weichsélien est aujourd'hui situé vers 25m à Paris et vers 40m à Montereau. Les résultats de la simulation réalisée à 80m/Ma prédisent également une altitude de 25m à Paris. Avec une surrection de 60m/Ma, le bedrock creusé au Weichsélien supérieur serait situé à 19m. Les résultats de cette simulation effectuée avec une surrection tectonique de 80m/Ma, sont cohérents avec la profondeur moyenne d'incision (si l'on considère que la nappe de Sénart est datée de -1Ma). Si nous les considérons plus en détail, on note que les altitudes sont trop élevées par rapport aux observations de terrain dans la région parisienne, sauf pour le dernier cycle climatique où les résultats sont plutôt conformes aux observations de terrain. En revanche, les résultats de la simulation réalisée avec une vitesse tectonique de 60m/Ma sont plus conformes aux observations de terrain.

On ne peut cependant pas généraliser cette conclusion à tout le profil.

A Montereau, ville situé 100km en amont de Paris, les conclusions sont un peu différentes. Les résultats obtenus avec une surrection tectonique de 60m/Ma, (figure 3.82), ne sont pas satisfaisants pour le stade 12 : les données de terrain indiquent que le replat est situé vers 62m d'altitude alors que le test donne une valeur de 72m. Les résultats obtenus avec une surrection de 80m/Ma (figure 3.81) ne sont pas satisfaisants non plus car ils situent le replat vers 85m : il existe 20m d'écart entre les données de terrain et l'altitude fournie par la simulation. Les résultats obtenus pour le Saalien semblent corrects avec une surrection de 60m/Ma, si notre estimation de l'âge -200ka pour la mise en place de cette nappe, située sur le terrain entre 46 et 52m et datée du Saalien (Roblin-Jouve, 1994), est validée. D'après la simulation effectuée avec une tectonique de 80m/Ma, le replat datant de -200ka est à une altitude actuelle de 52m environ, ce qui semble un peu trop élevé. En revanche, les résultats du test réalisé avec une tectonique de 60m/Ma ne sont pas non plus réalistes au Weichsélien : le bedrock situé aujourd'hui à 40m d'altitude aurait une altitude de 35m, et les dépôts qui le recouvrent ne pourraient pas dépasser 45m alors qu'il en existe aujourd'hui jusqu'à 49m. Les altitudes données par la simulation utilisant une vitesse de 80m/Ma sont meilleurs : l'altitude du replat de la nappe du fond de la vallée (40m) est conforme aux observations de terrain.

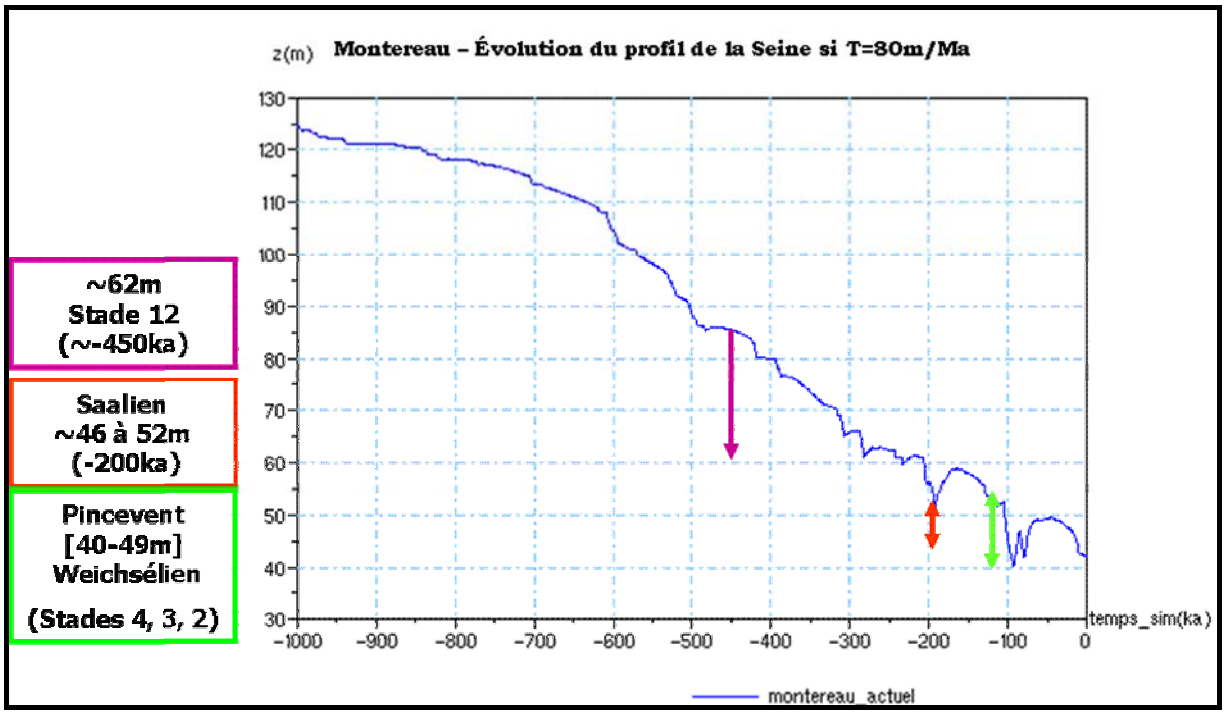


Figure 3.81 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma -
Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

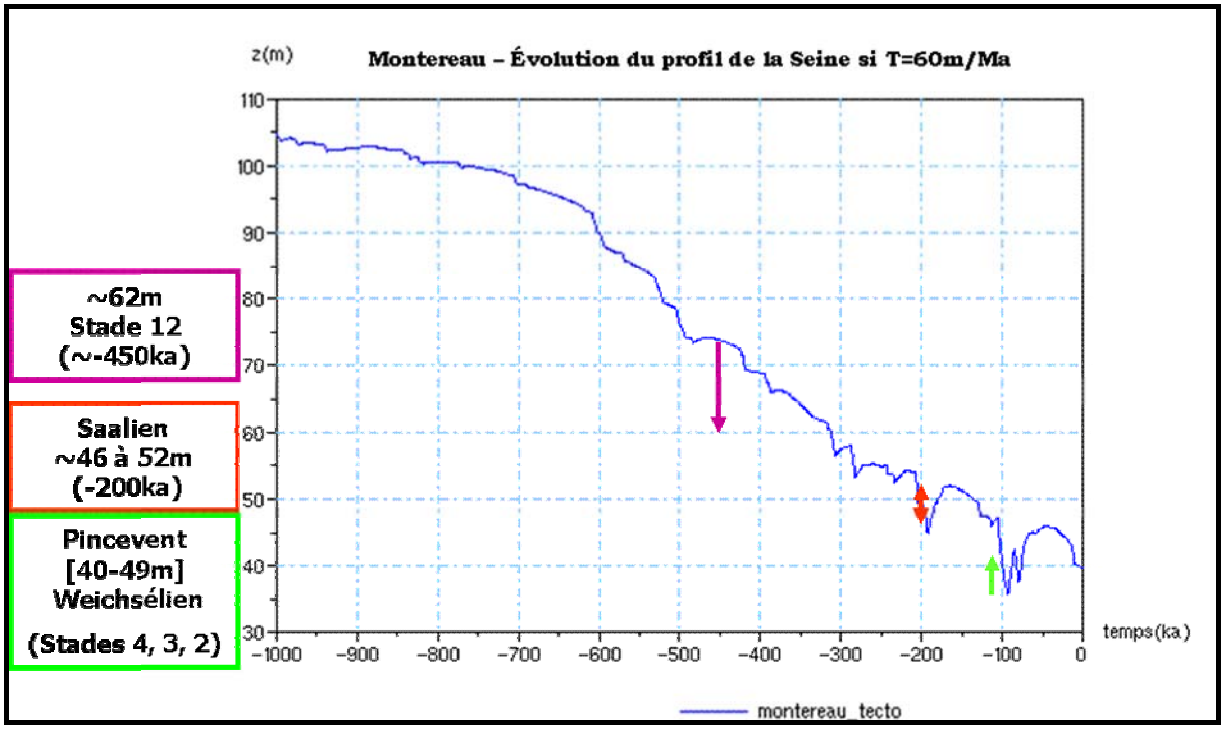


Figure 3.82 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Il est difficile d'évaluer la qualité des résultats plus en amont étant donné l'absence de mesures de terrain et surtout de datation. Cependant, on peut voir sur la figure présentée dans les annexes que les résultats à Troyes dans le cas où la surrection tectonique est de 60m/Ma, ne sont pas très probants : la profondeur de l'incision produite au cours de la transition climatique précédent le Weichsélien est légèrement surestimée mais garde le bon ordre de grandeur. Si la surrection tectonique est choisie à 80m/Ma, la profondeur de

l'incision probablement Weichsélienne (entre le replat à +5m et le bedrock actuel), de 12m dans la réalité, est bien respectée, tout comme l'épaisseur des dépôts qui lui sont postérieurs (environ 7m sur le terrain). La courbe présentant les résultats à Troyes entre -380ka et 0ka est exposée en annexe.

Si l'on considère maintenant la partie du profil située plus en aval, nous voyons qu'il est également délicat de conclure de façon globale sur la qualité des résultats.

3.3.A-1.2. La Basse Seine : Rouen et le Havre

Comme nous l'attendions, le replat d'érosion réalisé au stade 22 (vers -800ka) n'est pas reproduit, que la surrection tectonique vaille 60 ou 80m/Ma.

Cependant, les autres érosions mises en évidence par Lefebvre et al. (1994), qui ont eu lieu aux cours des stades 16, 12, 6 et 2, sont toutes bien modélisées par la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma mais à des âges différents : le replat du stade 16 à Rouen serait (figure 3. 83), d'après le calcul, situé à une altitude de 55m environ, soit à +50m au-dessus du lit actuel de la Seine. On remarque que le replat daté du stade 22 sur le terrain, est justement situé à cette altitude relative de +50m.

La même correspondance peut être réalisée pour les autres replats : celui qui est à 30m au-dessus du profil actuel dans notre calcul daterait du stade 12 alors qu'en réalité les auteurs lui donnent un âge plus vieux (stade 16). De même, le replat daté du stade 12 est situé à +20m sur le terrain, alors que le replat actuellement à +20m dans notre calcul est formé au cours du stade 10, vers -300ka.

En revanche, les altitudes des replats du stade 6 et du stade 2 dans la modélisation (toujours dans le cas d'une surrection de 80m/Ma) sont conformes aux observations de terrain : on les observe à +5m au-dessus du cours actuel puis vers -8m.

Nous pouvons tirer les mêmes conclusions concernant l'évolution de l'altitude au Havre dans le cas où la surrection tectonique de 80m/Ma (figure 3.85) : les replats formés au cours des stades 6 et 2 sont en accord avec les observations de terrain, mais les replats plus anciens sont plus élevés que les données de terrain, à moins qu'on change leur âge de formation.

Dans le cas où l'on considère une vitesse de 60m/Ma, le stade 16 correspond bien à une période d'érosion et le replat est situé à une altitude de 48m à Rouen (figure 3.84) (28 à 30m sur le terrain) et 20m au Havre (figure 3.86) (alors qu'on observe des altitudes de -2 à -7m). Le replat formé au cours du stade 12 est à une altitude de 22m à Rouen (15 à 18m sur le terrain) et -5m au Havre (en réalité entre -9 à -12m). Ces altitudes sont donc trop élevées pour que les résultats soient satisfaisants. Les résultats obtenus pour les stades 6 et 2 ont le bon ordre de grandeur mais les altitudes obtenues avec une tectonique de 60m/Ma, sont trop faibles à Rouen, et trop élevées au Havre : le calcul donne des altitudes à Rouen de 0m (-150ka) puis -7m (-20ka). Au Havre la simulation propose -25m vers -150ka, puis -37m autour de -20ka.

Si l'on considère un nouvel âge de formation pour ces dépôts, les altitudes résultant de la simulation seraient alors trop faibles. Il faudrait par exemple relier le replat formé au stade 12 dans la simulation à Rouen (altitude 22m) avec un replat observé sur le terrain entre 28 et 30m.

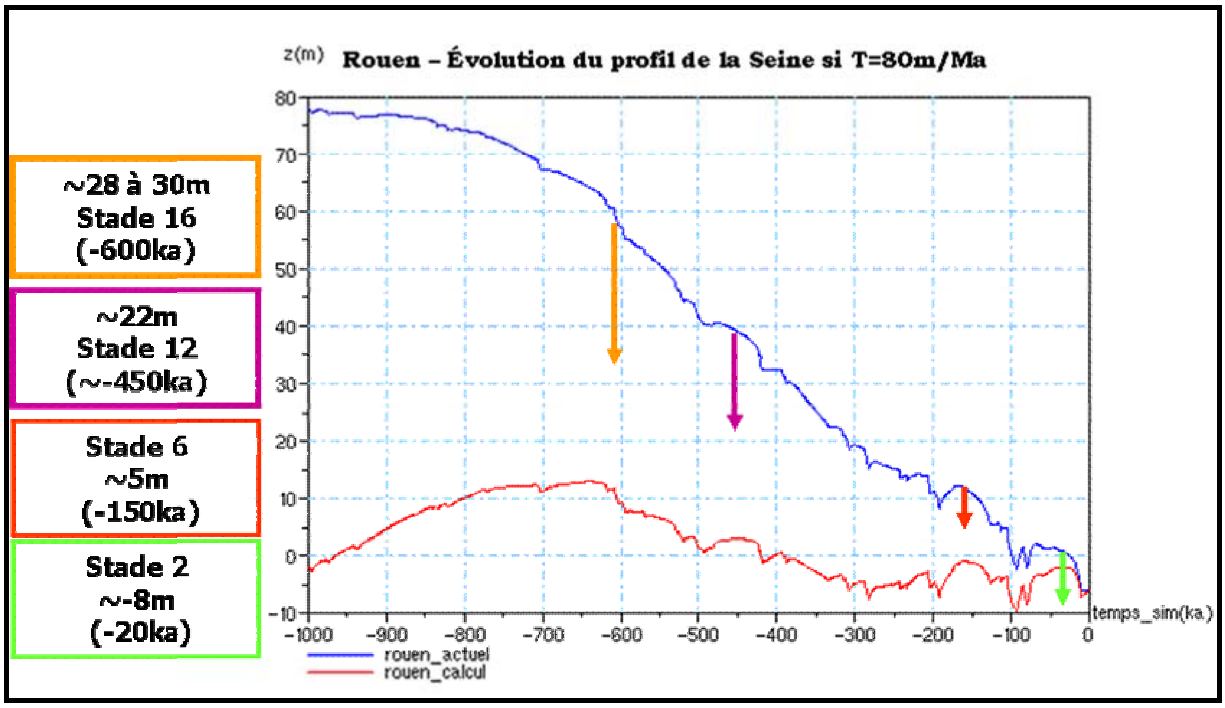


Figure 3.83.Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique

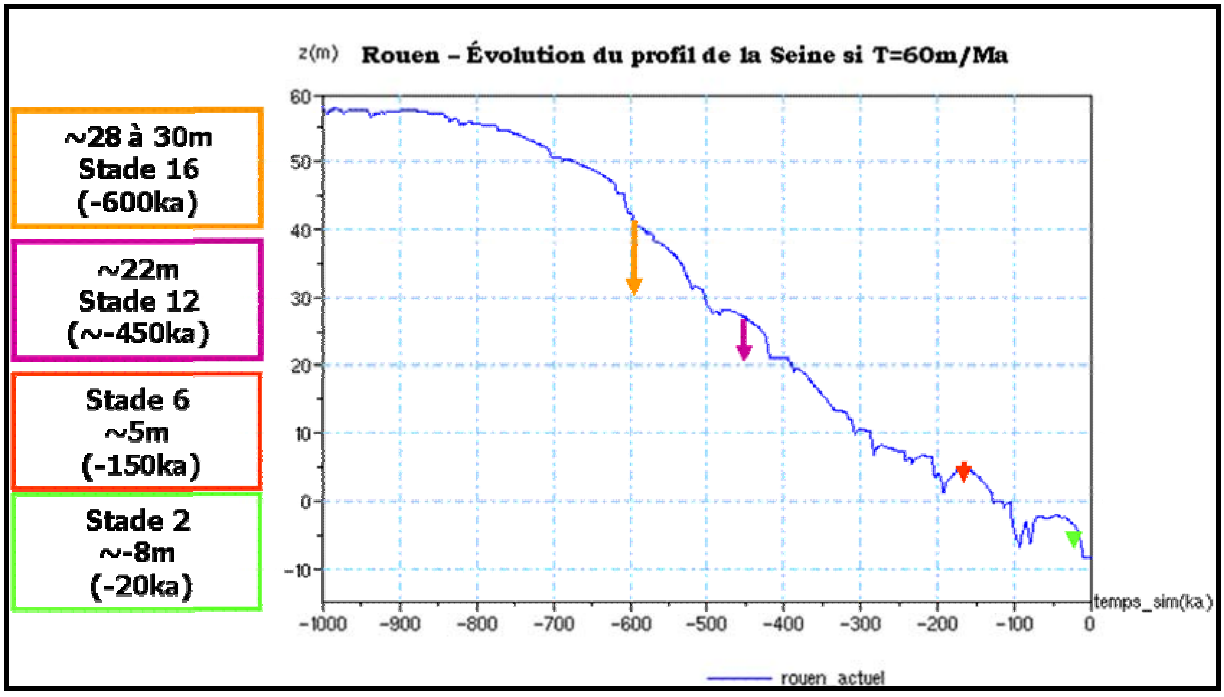


Figure 3.84 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

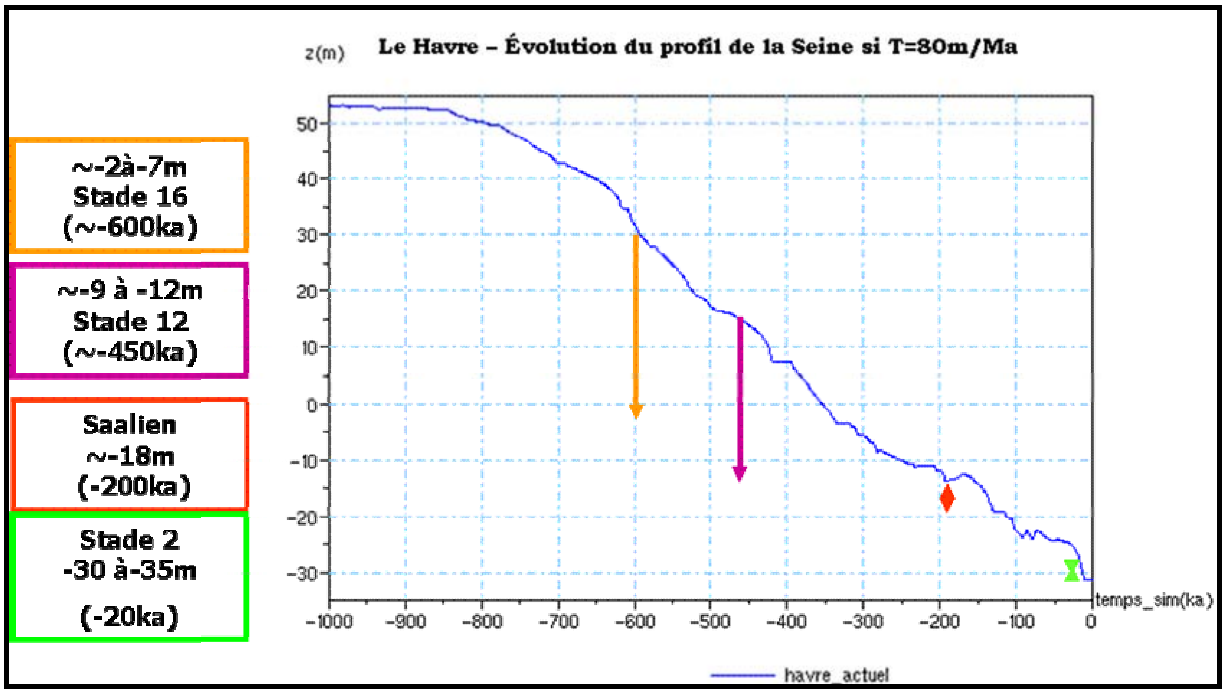


Figure 3.85 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

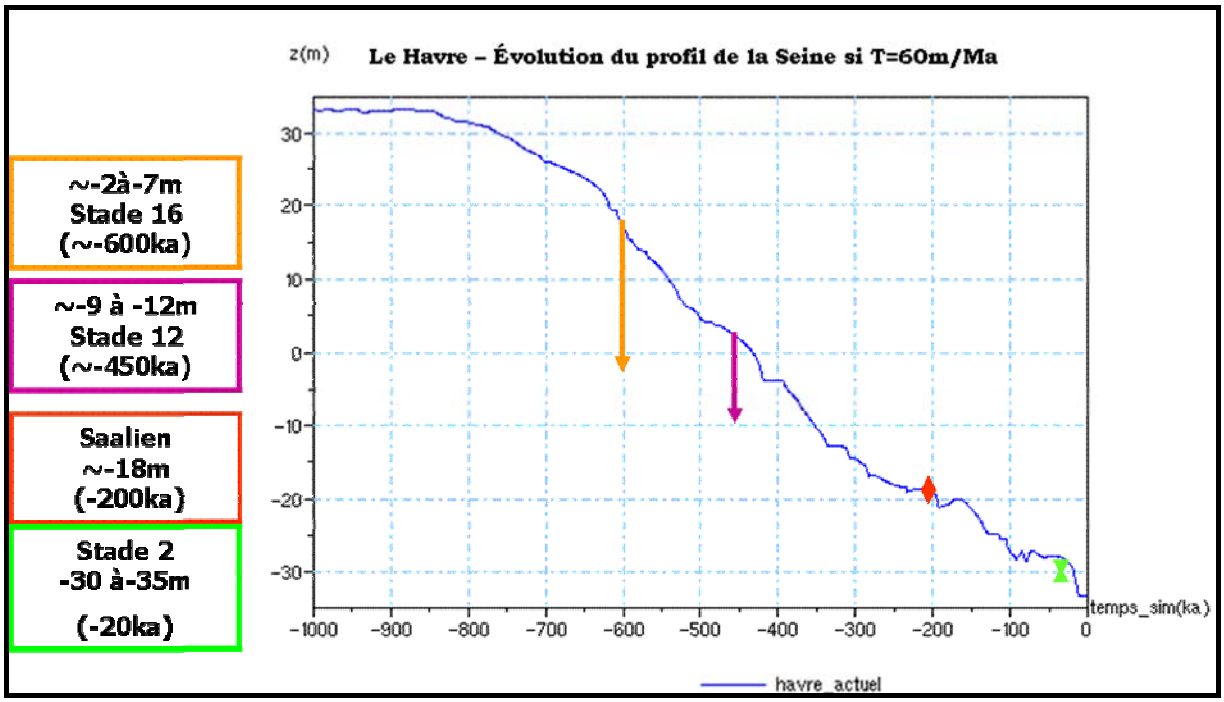


Figure 3.86: Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Ces résultats nous amènent donc à remettre en question l'âge donné par Lefebvre et al.,(1994). En effet, cet âge a été établi à partir d'autres courbes isotopiques plaçant la transition climatique vers -800ka et non vers -650ka comme le propose le signal de Lisiecki et Raymo (2005). L'utilisation de notre signal temporel, associé à une surrection tectonique de 80m/Ma, permettrait ainsi d'interpréter les terrasses observées sur le terrain. Cette hypothèse est renforcée par le fait que les amplitudes d'incision obtenus pour le stade 6 et le stade 2 (pour lesquels une datation est connue) sont conformes aux observations de terrain.

Nous allons étudier les résultats obtenus dans la région de Mantes-la-Jolie, qui se situe entre Paris et Rouen, afin de voir quelle valeur de surrection tectonique donne les meilleurs résultats.

3.3.A-1.3. La région de Mantes-la Jolie.

Cette région, située à 70km à l'aval de Paris, est particulière car elle présente un très grand nombre de nappes (16) dont la mise en place serait comprise entre l'Elstérien (stade 16 à 12 soit -650ka à -450ka environ) et le Weichsélien inférieur (-100ka à -70ka) ont été observées (Lécolle, 1989). Une nappe supérieure distincte est située vers 55m d'altitude, mais aucune datation n'a été réalisée. Le bedrock est situé bien au-dessous de ces nappes et aurait été incisé au cours du Weichsélien supérieur. Le talus qui existe entre la nappe 1 (la plus jeune) et ce bedrock est nettement plus grand que les talus, tous semblables, qui séparent les nappes supérieures. Une description précise de ces nappes en données en annexe.

La courbe exposant l'évolution au cours du temps du profil à Mantes pour une surrection tectonique de 60m/Ma, exposée ci-dessous (figure 3.87), ne permet pas de distinguer ces 16 nappes. Ceci est dû au fait que notre modèle temporel n'est pas assez fin pour représenter toutes les variations climatiques à l'origine de ces nappes. Nous allons donc utiliser l'altitude donnée par le profil et la comparer avec les altitudes de la nappe la plus haute (nappe 10) et de la nappe la plus basse (3) pour analyser les résultats du Saalien. Le sommet de la nappe 2 et la base de la nappe 1 seront utilisés pour étudier les résultats au Weichsélien. Enfin l'altitude du bedrock sera comparée à l'altitude du profil pour le stade 2.

Les nappes les plus élevées ne sont pas datées avec précision et ne peuvent donc pas être utilisées pour valider les résultats.

La simulation réalisée avec une surrection tectonique de 60m/Ma donnent les résultats les plus satisfaisants en ce qui concerne la nappe 11.

Les nappes 3 à 10, qui se sont formées au cours des stades 6 à 10, c'est-à-dire entre -130ka et -390 ka environ, sont bien reproduits par la simulation utilisant une tectonique de 80m/Ma. Ces nappes constituent le niveau situé à 25m au-dessus du cours actuel de la Seine sur les cartes géologiques. Le replat de la nappe 10 (la plus vieille) est à 33m et son sommet à 43m. Le replat de la nappe 3, la plus récente, est à 21 m et son sommet à 29m NGF. D'après les résultats exposés sur la figure 3.88 , l'altitude du profil datant de -350ka est autour de 40m aujourd'hui, et le sommet du dernier dépôt saalien atteint tout juste 30m. Ces altitudes calculées avec une vitesse de surrection de 80m/Ma sont plus proches des données que celles obtenues avec une surrection de 60m/Ma, pour laquelle les dépôts du stade 10 sont évalués à 35 m environ et ceux du stade 6 sont situés autour de 22m. Ces résultats sont cependant cohérents avec la fourchette basse des altitudes mesurées sur le terrain.

Les nappes 1 et 2 sont, par contre, mal reproduites par la simulation qui utilise une surrection tectonique de 60m/Ma. L'altitude des dépôts atteint 15m dans le calcul alors qu'elle est comprise entre 20 et 25m sur le terrain. En revanche, l'amplitude de l'incision est trop importante : le replat le plus bas est à 8m d'altitude dans la simulation, alors qu'il est situé à 13m sur le terrain.

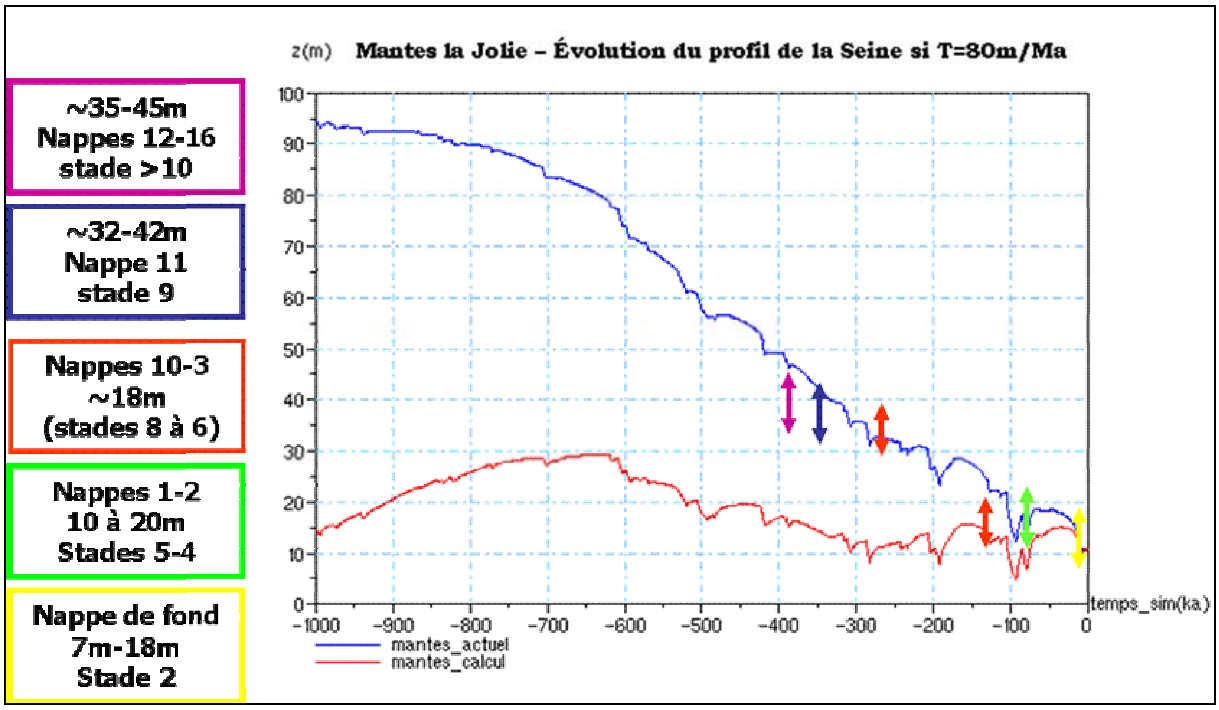


Figure 3.87 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma
Evolution de l'altitude à Mantes au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

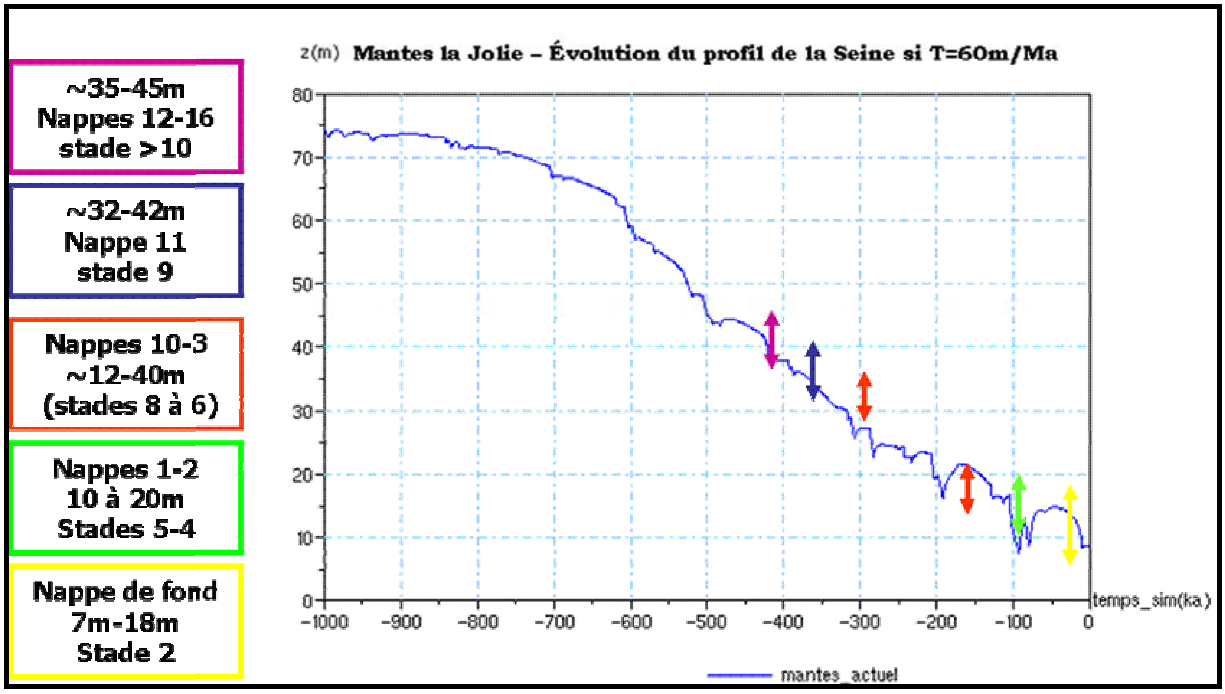


Figure 3.88 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma
Evolution de l'altitude à Mantes-la-Jolie au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique

Dans la simulation utilisant une vitesse de 80m/Ma, les replats formés pendant la première partie du Weichsélien sont situés vers 15m, ce qui est en accord avec les mesures de terrain (les replats des nappes 2 puis 1 sont situés respectivement à 17m et 13m). Cependant, les dépôts ne sont pas assez épais car ils ne permettent pas de dépasser une altitude de 20m.

Enfin, le bedrock daté du Weichsélien Supérieur est à une altitude de 7m sur le terrain. Dans la simulation utilisant une vitesse de surrection de 80m/Ma, l'incision du stade 2 atteint une altitude de 10m. L'altitude calculée avec une tectonique de 60m/Ma est de 8m, ce qui est plus proche des observations de terrain (7m) mais le taux d'incision est insuffisant : avec ce calcul, on réalise une incision de 7m en 20ka, alors qu'elle est de 14,5m en 20ka sur le terrain.

Les résultats obtenus avec la surrection de 80m/Ma ont un grandeur de grandeur qui est plus proche des données de terrain mais la spécificité de l'architecture des dépôts de cette région, dont toutes les séquences ne sont pas reproduites, permet difficilement de conclure.

3.3.A-1.4. Conclusion : évolution de la surrection tectonique dans la vallée de la Seine

Il est assez difficile de dire quelle est la meilleure simulation pour les très hauts niveaux car les datations sont très floues. Selon l'âge choisi pour les terrasses de Yerres et de Sénart, nos références de terrain, les deux choix sont satisfaisants. La simulation réalisée avec une surrection tectonique de 60m/Ma donne de très bons résultats à Paris, quelle que soit l'époque considérée.

Cependant en amont comme en aval, les conclusions sont un peu différentes et beaucoup tranchées :

- dans la région mantaise, les résultats de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 80m/Ma sont plus satisfaisants, surtout dans la seconde partie du calcul, depuis le Saalien jusqu'à l'actuel.
- vers Montereau, soit 100km en amont de Paris, les résultats du stade 12 sont assez éloignés de la réalité, quelle que soit la vitesse tectonique choisie. Les altitudes du replat et des dépôts formés vers -200ka sont semblables à celles du replat observé sur le terrain et qui serait daté du Saalien. Enfin, à Montereau comme à Troyes, la simulation réalisée avec une surrection de 80m/Ma donne de meilleurs résultats pour le Weichsélien.
- dans la région de l'estuaire, les conclusions sont assez mitigées. Le replat observé sur le terrain datant du stade 22 n'est pas reproduit dans les simulations, mais cela est dû à la courbe climatique que nous avons utilisée pour construire notre modèle temporel et les variations du niveau marin. Les altitudes des replats suivants, formés au cours des stades 16 et 12 sont plus difficilement interprétables. En revanche, les replats des stades 6 et 2 sont bien reproduits par les deux simulations, même si les résultats de la simulation qui utilise une surrection tectonique de 80m/Ma sont un peu meilleurs.

Finalement, à quelques exceptions près, les résultats obtenus avec ces simulations sont satisfaisants : les ordres de grandeurs sont plutôt bien respectés étant donné la précision des données de terrain qui ne rendent pas toujours compte de l'altitude du talweg au fond de la vallée.

Notre modèle reproduit de façon très satisfaisante l'initiation et l'amplification des érosions régressives ainsi que la mise en place des replats qui leur sont liés. Le taux d'incision et les talus des stades 6 et 2 sont conformes aux observations de terrain. La courbe du niveau marin que nous avons utilisé ne permet pas d'obtenir les replats des stades 16 et 12 aux bonnes altitudes. Cependant on constate qu'en utilisant la courbe de Lisiecky et Raymo pour caler et dater ces replats, nos résultats seraient alors très satisfaisants. Peut être pouvons nous suggérer que l'âge des replats soit reconsidéré ou validé en utilisant des courbes du rapport isotopique plus récentes que celles présentées dans l'article de 1994, qui datent de 1984.

Notre modèle reproduit également de façon très satisfaisante les érosions que nous appelons « climatiques », c'est-à-dire qui sont engendrées par les transitions climatiques, et les dépôts au cours des stades froids.

Notre modèle permet donc de reproduire deux zones distinctes sur le profil, contrôlées par des mécanismes d'érosion différents. Dans la partie amont du profil, depuis la source jusqu'à la sortie de la région de Paris, le contrôle de l'érosion est essentiellement climatique. Les grandes phases d'érosion ont lieu au cours des transitions climatiques de début de période froide. Alors que dans la région de l'estuaire, les incisions les plus importantes sont dues à la propagation d'érosions régressives initiées par une forte chute du niveau marin. Sur le terrain, la région de Mantes la Jolie est une zone intermédiaire où la dernière incision est formée au stade 2, ce qui nous ferait penser à l'érosion régressive qui a façonné le bedrock plus en aval, tandis que les phases érosion/dépôts précédentes semblent plutôt liées au climat. Dans nos simulations, cette région est également une zone de transition où les érosions de début Glaciaire sont aussi profondes que les érosions des stades les plus froids.

Le tableau 3.36 résume les résultats obtenus avec les deux simulations que nous avons étudiées et les met en regard avec les mesures de terrain. La carte présentée figure 3.89 permet de synthétiser les résultats que nous avons obtenus avec ces deux simulations. Dans la zone de l'estuaire, le calcul effectué avec une surrection tectonique de 80m/Ma est globalement meilleur, tandis que dans la région de Paris et donc à la confluence avec la Marne, le test réalisé avec une vitesse tectonique de 60m/Ma donne des résultats plus proches des mesures de terrain.

Age (Bibliographie)	**Terrain**	**Seine LD T80**	**Seine LD T60**	**Vitesse choisie (m/Ma)**
Le Havre				
stade 16 ?	-7 à -2m	+40m	20m	-
stade 12 ?	-9 à -12m	+7m	-5m	~ 60
stade 6 ?	-20m	-20m	-25m	80
stade 2 ?	-30 à -40m	-30m	-37m	les 2
Rouen				
stade 22	55 à 60m	75m (pas de replat)	55m (sans replat)	60
stade 16	28 à 30m	55m	48m	-
stade 12	15 à 18m	32m	22m	-
stade 6	2 à 4m	5m	0m	80
stade 2	-10 à -12m	-8m	-7m	80
Mantes				
stade 11	[35-42m]	50m	38m	60
Saalien (stade 10 à 6)	nappe 10 [33-43m] nappe 3 [21-29m]	45-47m 22m	35-36m 22m	80
Weichsélien	nappe 2 [17-25,5m] nappe 1[13-21,5m]	[14-18m]	[8-15m]	80
stade 2	bedrock à 7m	10m	8m	80

Age (Bibliographie)	Terrain	Seine LD T80	Seine LD T60	Vitesse choisie (m/Ma)
Paris				
Yerres Prétiglien	[100-115m]	105m	85m	80 si datée de -1Ma
Sénart, -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	105	85	60 si datée de -1Ma
Paris stade 12	~45m	65m	49m	60
Maisons-Alfort (-200ka)	25m	35m	27m	60
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	25m	19m	60
Montereau				
La Celle sur Seine - stade 12	65 m	85m	72m	-
Bas Breau – Saalien	[46-52m]	replat 52m	[45-52m] vers -200ka	60
Weichsélien	[40-47m]	[40-49m]	[35-45m]	80
Troyes				
?	150m			
?	130 à 135m			
?	125m			
Weichsélien	113 à 115m	incision de 12m	incision de 15m	80

Tableau 3.36 – Résultats obtenus dans la vallée de la Seine selon les deux hypothèses de surrection tectoniques

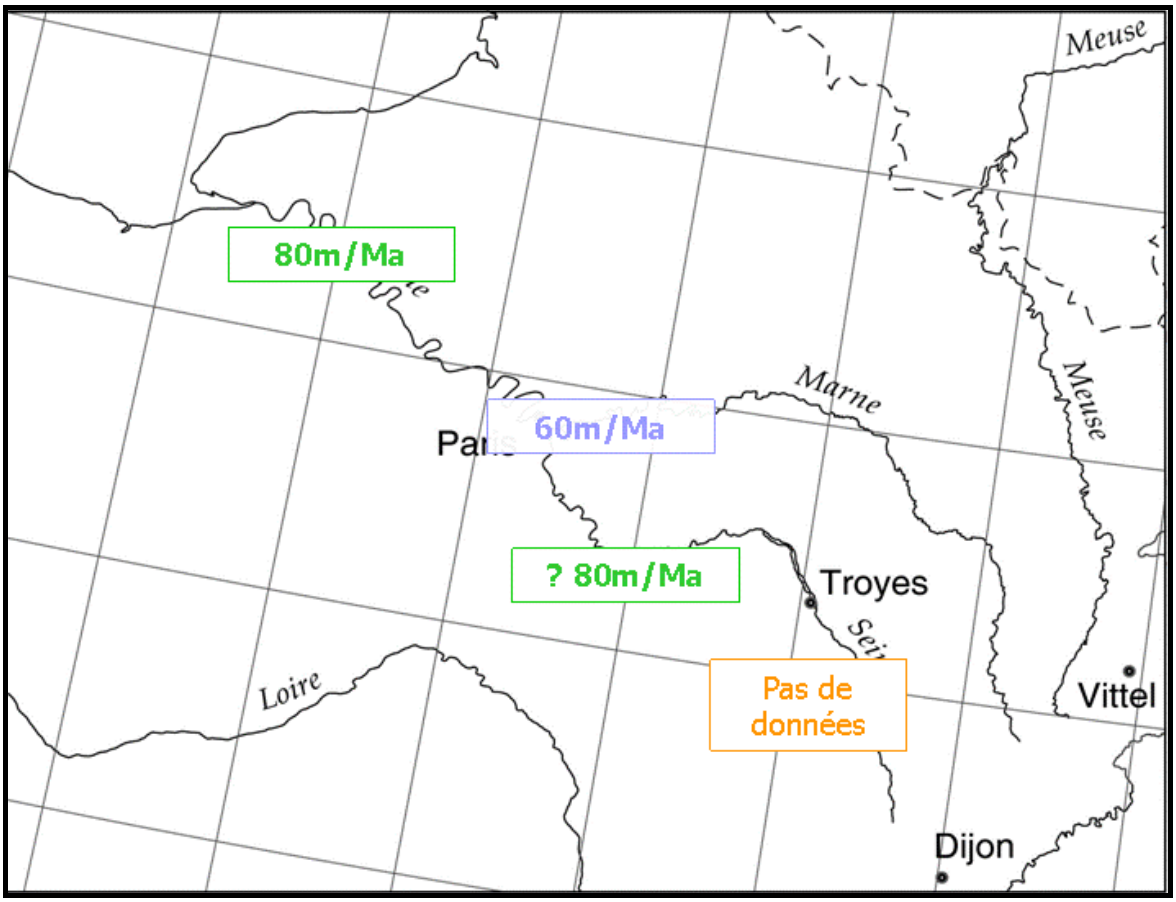


Figure 3.89 – Cartographie des résultats de la surrection tectonique dans la vallée de la Seine

3.3.A-2. Dans la vallée de la Marne

Nous élargissons maintenant notre zone d'étude et choisissons d'estimer la surrection tectonique plus à l'Est. Nous travaillons donc dans la vallée de la Marne.

Le choix de cette rivière affluente de la Marne nous conduit à modéliser deux processus classiques de l'évolution des réseaux de drainage : la confluence des cours d'eau et les processus de capture.

Le modèle temporel utilisé dans ces simulations est le même que celui utilisé pour la Seine. Le dernier point du profil de la Marne, à la confluence avec la Seine, est régit par l'évolution de l'altitude de la confluence obtenue lors des simulations étudiant le cas de la Seine. La surrection tectonique de la zone de confluence serait donc de 60m/Ma d'après ces résultats.

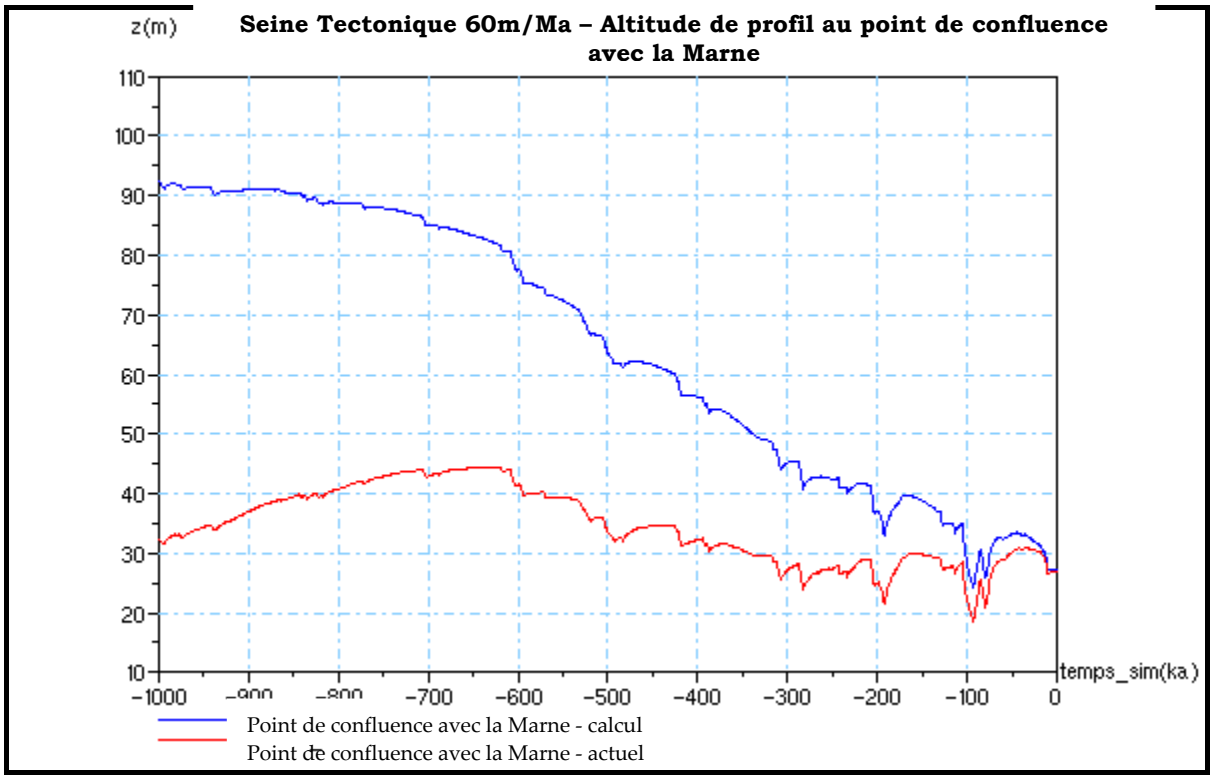


Figure 3.90. Evolution au cours du temps du point de confluence

La figure 3.90 représente l'évolution de la topographie du fond de vallée au niveau de la confluence avec la Marne. Nous avons utilisé les résultats de ce calcul de l'évolution de la Seine avec une surrection de 60m/Ma, sans post-traitement (c'est à dire la courbe rouge sur notre graphique).

Trois scénarios tectoniques ont été testés, conformément aux différentes hypothèses que nous avons pu tirer de l'étude du taux d'incision le long du profil en fonction du temps et des replats considérés. Nous allons donc étudier les résultats de calculs effectués avec une vitesse tectonique de 60m/Ma et 80m/Ma comme pour la Seine, mais également de 200m/Ma.

Dans chaque cas, le profil initial est déduit du profil d'équilibre obtenu sous des conditions tempérées, modifié pour prendre en compte l'altitude de la source au temps initial (tableau 3.37)

Tectonique	Altitude de la source du profil initial
60 m/Ma	411 m
60 m/Ma	411 m
80 m/Ma	391m

Tableau 3.37. Altitude de la source suivant les différentes valeurs de la tectonique

Dans ces simulations, la stratégie d'évaluation de l'évolution temporelle de la largeur d'action change un peu. Etant donné que l'on n'a aucune datation précise plus ancienne que -150ka, nous choisissons d'évaluer l'âge des replats à partir de la surrection tectonique que nous testons. L'évolution de la largeur de la vallée au cours du temps change donc suivant le scénario tectonique que nous expérimentons (figure 3.91).

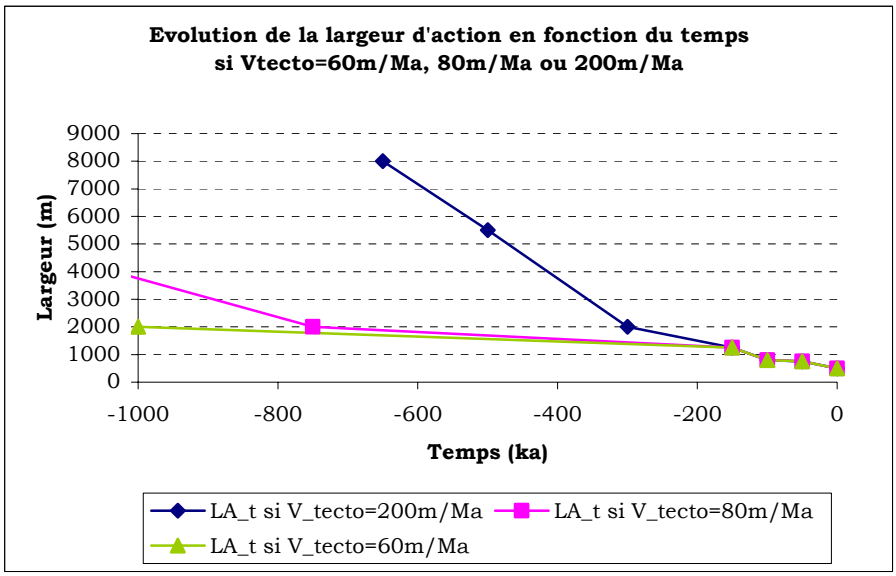


Figure 3.91. Evolution de la largeur d'action au cours du temps

Le niveau le plus élevé, appelé Ma6, est situé entre 110 et 130m au-dessus de niveau actuel de la Marne (noté Ma0). Ce niveau est absent en amont de Bologne ainsi qu'en aval de St-Dizier, le relief ne dépassant pas 70m d'altitude dans le Perthois. Le niveau Ma5 est situé vers entre 80 et 100m, toujours entre Bologne et St-Dizier. Aucun âge n'a été attribué à ces deux formations. Les auteurs supposent qu'elles ont été formées au cours du Pléistocène Inférieur, sans exclure pour autant une mise en place au cours du Tertiaire. Suivant la valeur que nous choisissons pour la surrection tectonique, l'âge potentiel de ces deux replats change radicalement. Si la tectonique est supposée être de 200m/Ma, ces terrains sont formés autour de -650ka puis vers -500ka, tandis que si la tectonique est de 60m/Ma, ils ont respectivement environ 1,625 et 1,250Ma. L'évolution de la largeur d'action change donc radicalement : elle est 4 fois plus grande si la tectonique est de 200m/Ma que si elle vaut 60m/Ma, comme dans la zone de confluence.

3.3.A-2.1.Capture du système Saulx-Ornain

La capture de la Saulx et de l'Ornain qui s'est déroulée vers -150ka nous conduit à utiliser deux jeux de coefficients de débit au cours d'une simulation.

Dans un premier temps nous utilisons le jeu de coefficients calculé à partir d'un paléo-débit de la Marne estimé à partir du débit actuel auquel on a retranché le débit de la Saulx et de l'Ornain. Entre -150ka et l'actuel, nous utilisons un deuxième jeu de coefficients calculé à partir des mesures hydrauliques actuelles.

Ces jeux de coefficients hydrauliques imposent qu'il y ait deux profils d'équilibre à considérer au cours des simulations. Les coefficients ETD que nous avons utilisé sont ceux qui correspondent au jeu de données hydrauliques actuelles. Etant donné qu'on ne connaissait pas de paléo-profil daté avec certitude de -1Ma, nous n'avons pas pu déterminer d'autres coefficients ETD à utiliser dans la première partie du calcul.

Le profil initial (-1Ma) est construit à partir du profil d'équilibre dans les conditions hydrauliques sans Saulx-Ornain. Le profil résultant du calcul à -151ka est ensuite utilisé dans la deuxième partie du calcul à partir de -150ka.

Les figures 3.92, 3.93 et 3.94 présentent les résultats des simulations réalisées avec une surrection tectonique de 60m/Ma avec et sans la prise en compte de la capture le long du profil (à Chaumont, Vitry-le-François et Nogent sur Seine).

On remarque à partir de ces figures que la prise en compte de la capture induit une érosion à partir de -150ka dans la partie amont de la vallée et un accroissement brutal de l'altitude du profil vers Vitry-le-François. Les courbes de l'évolution de la partie aval de la vallée ne présentent pas de changement.

Ce changement de comportement du profil à la suite de la capture est dû à l'utilisation de nouveaux coefficients du modèle spatial, donc à la définition de nouveaux profils d'équilibre. Le profil d'équilibre défini pour les conditions froides est plus bas que le précédent dans la zone amont (puisqu'on observe une érosion du profil pour tenter d'atteindre l'équilibre), plus haut vers Vitry-le-François, et très proche de l'ancien profil dans la partie aval.

La comparaison des deux figures ci-dessous, qui présentent l'évolution sur les 500 derniers milliers d'années, nous permet de voir que les altitudes sont très proches.

D'après des résultats présentés dans le tableau 3.38, on voit que les altitudes du profil au cours des 100 derniers milliers d'années sont très proches de celles calculées sans prendre en compte la capture.

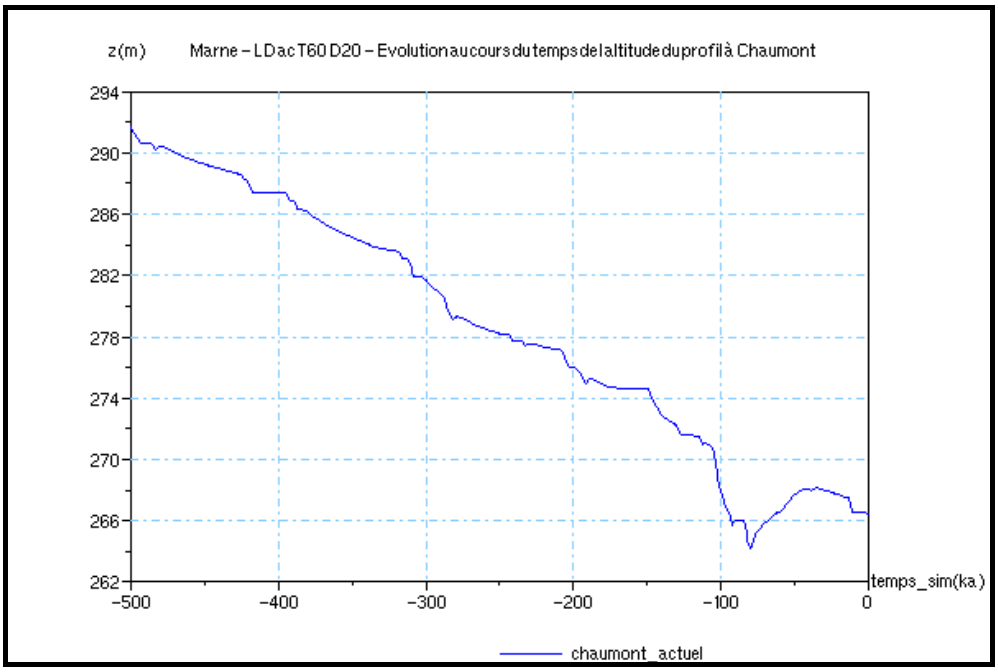


Figure 3.92. Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

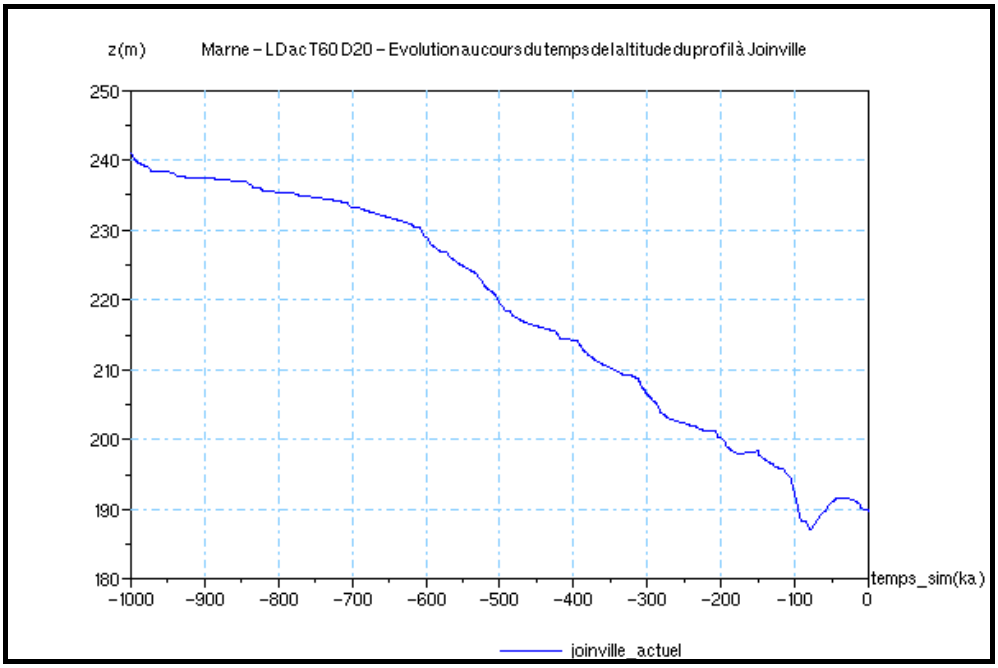


Figure 3.93 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

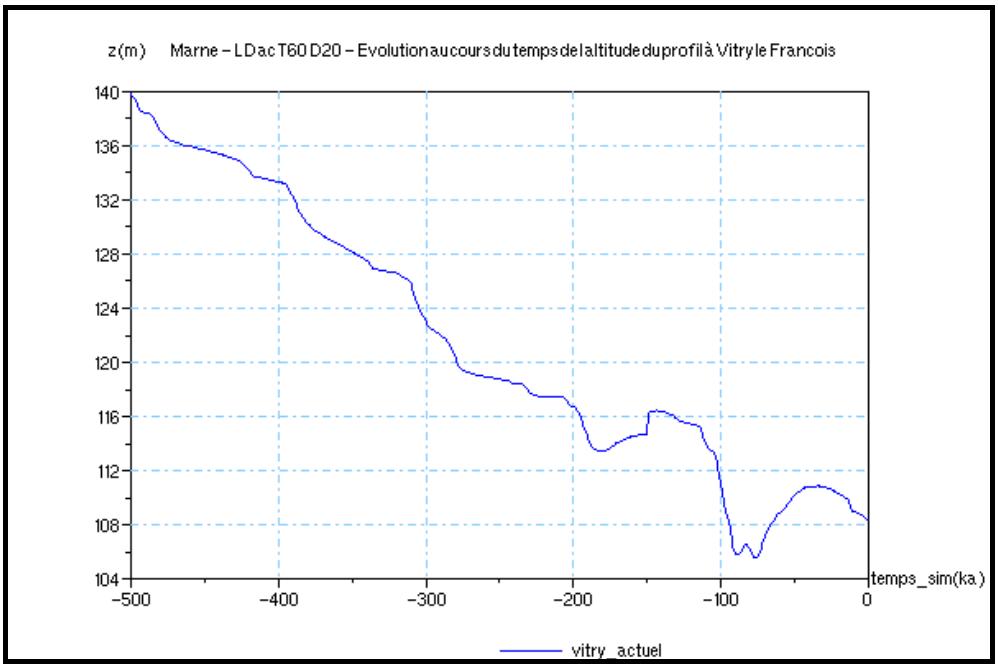


Figure 3.94 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka.

Vers -100ka, les fluctuations introduites par le changement de modèle spatiales ont été gommées. Etant donné que le modèle spatial post-capture est relativement proche du modèle sans capture, les différences sont très faibles et ne peuvent plus être distinguées des imprécisions du schéma numérique.

Nous ne présenterons donc pas les résultats obtenus pour les autres simulations (réalisées avec une surrection tectonique de 80m/Ma et 200m/Ma).

L'utilisation d'un modèle spatial continu n'est pas idéal car l'introduction d'une capture provoque des changements hydrauliques sur la totalité du profil et introduits en amont des artefacts.

Dans la suite de cette étude, nous ne prendrons pas en compte la capture.

	Terrain	T=60m/Ma – sans capture	T=60m/Ma avec capture
Chaumont (x=45km, z= 250m)			
Ma6	-		
Ma5	-		
Ma4			
Ma3 (-150ka)	replat vers 272m	272m	274,5m
Ma2 (-100ka)	258m	266m	266m
Ma1 (~ -50ka)	? (épaisseur 3 à 4m)	265-269m	264-268m
Ma0	emboîtée 250m	emboîtée 267m	267m
Joinville (x= 85km, z= 180m)			
Ma6	300-310m	-	
Ma5	280 à 290m	-	
Ma4	244m	240m à -1Ma	240m à -1Ma
Ma3 (-150ka)	215m	199m	199m
Ma2 (-100ka)	sommet à 187m (épaisseur min 5m)	~192m (épaisseur 1m)	192m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock à 177m (épaisseur 3 à 4m)	190-195m	187-191m
Ma0	emboîtée z= 180m	193m	190m
St Dizier (116km, 140m)			
Ma6	260 à 270m	-	
Ma5	230 à 240m	-	
Ma4	197m	200m si -1Ma	200m à -1Ma
Ma3 (-150ka)	~170	153m	153m
Ma2 (-100ka)	[147-151]	143,5	143,5m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock vers 132m épaisseur 7m	143 - 148	143-148
Ma0	emboîtée z=140m	146m emboîtée	146m emboîtée

	Terrain	T=60m/Ma – sans capture	T=60m/Ma avec capture
Vitry-le-François (146km, 95m)			
Ma6	-		
Ma5	-		
Ma4	160m	164m si -1Ma	164m si -1Ma
Ma3 (-150ka)	[113-117m]	[115-116,5]	114-116m
Ma2 (-100ka)	sommet 107m	107m (épaisseur 0,5m)	106 (épaisseur 0,5m
Ma1 (~ -50ka)	épaisseur 7m	106 - 111m	106-111m
Ma0	emboîtée –incision de 2 à 3m	108,5m	108
Epernay (215km, 67m)			
~+30m	97m	98m (-400ka)	98m (-400ka)
~ +15m	82m (épaisseur 5 à 7m)	83m (-250ka)	83 m (-250ka)
~+10m	77m (épaisseur 5 à 8m)	77-80m (stade 6)	77-79m (stade 6)
~+2m	69m (épaisseur 5 à 7m)	68-74m (Weichsélien)	69-74m (Weichsélien)
Ma0	emboîtée (-2à 3m)	70m	70m
Nogent et Maisons-Alfort ~ Paris			
Yerres Pré-tiglien	[100-115m]		
Sénart -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	95m à -1Ma	95m à -1Ma
Paris stade 12	~45m	65m	65m
Maisons-Alfort -200ka	25m	45m	45m
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	27m	27m

Tableau 3.38. Résultats obtenus avec et sans capture pour T=60m/Ma

3.3.A-2.2.Estimation de la tectonique

Nous présentons les figures correspondant à la simulation effectuée avec une surrection tectonique de 6m/Ma. Le lecteur se référera au tableau 3.38 pour les altitudes résultants des autres simulations.

3.3.A-2.2.1. Dans la région amont, de Chaumont à St-Dizier

Pour une surrection tectonique de 60m/MA, les résultats obtenus à Chaumont, présentés sur la figure 3.95 (avant et après post-traitement tectonique), ne propose qu'une seule incision au cours du dernier million d'années : celle du début Glaciaire Weichsélien. L'altitude du replat correspondant à Ma3 sur le terrain, datant de -150ka, est de 272m. Ce résultat est donc conforme aux observations de terrain qui proposent une altitude de 272m également. Le niveau correspondant à Ma2 est moins satisfaisant : l'altitude calculée est de 266m tandis qu'elle est de 258m en réalité. Enfin, le niveau Ma1-Ma0 est plutôt intéressant : on retrouve bien une terrasse Ma0 emboîtée dans Ma1, une profondeur d'incision cohérente (après le post-traitement tectonique) de 2m et l'épaisseur des dépôts du Weichsélien est conforme à celle de Ma1. Si l'on considère une surrection de 80m/Ma, les

résultats obtenus Chaumont ne sont pas très différents des résultats calculés à partir de 60m/Ma. L'évolution de l'altitude à Chaumont au cours du temps dans le cas d'une hypothèse tectonique forte (200m/Ma), permet d'observer enfin un niveau Ma2 bien distinct. Les altitudes obtenus pour les replats Ma4, Ma3, Ma2 et Ma1-Ma0 ne sont pas satisfaisantes car il existe au moins 10m d'écart entre les altitudes observées et celles des replats de la simulation.

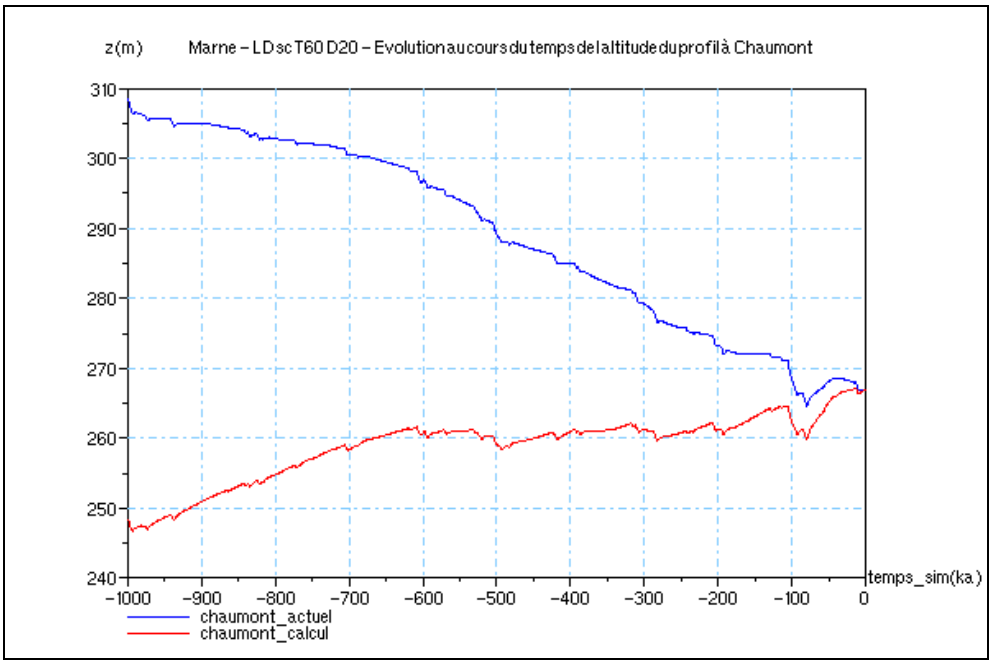


Figure 3.95. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture -
Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

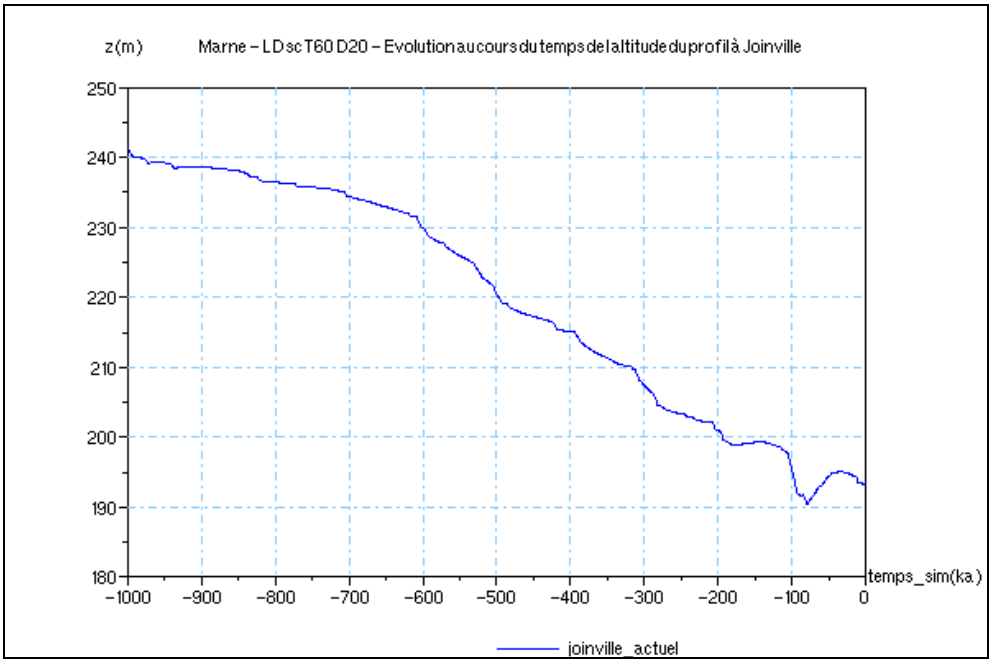


Figure 3.96. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture -
Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

A Joinville (figure 3.96), on observe une variation de l'altitude du profil vers -100ka de l'ordre de 1m si la surrection est de 60m/Ma. Ceci ne correspond donc pas aux observations du niveau Ma2, épais de 5m minimum. De plus, le bedrock est situé à 177m, alors que dans notre calcul, il serait situé est vers 190m. Cependant, les dépôts de la nappe de la dernière période glaciaire sont épais de 5m environ, quand les dépôts de Ma1 sont épais de 3 à 4m sur le terrain. L'ordre de grandeur est ici bien respecté. Enfin, on remarque que les résultats sont cohérents avec l'hypothèse que nous avons utilisée dans ce calcul qui était que le niveau Ma4 se serait formé vers -1Ma, puisque les données du calcul vers -1Ma correspondent aux données de terrain pour Ma4. Là aussi, les résultats de la simulation effectuée avec une surrection de 80m/Ma diffèrent des résultats obtenus avec 60m/Ma. On note seulement que Joinville est meilleur pour Ma4, si effectivement ce niveau est daté à -750ka. Lorsque la surrection de 200m/Ma, l'altitude des points datant de -650ka, -500ka et -300ka concordent plutôt bien avec l'altitude des replats Ma6, Ma5 et Ma4 observés sur le terrain. Le niveau Ma3 du calcul est à la bonne altitude à Joinville mais l'épaisseur des dépôts est trop faible. Par contre, les résultats de la fin de la simulation ne concordent plus du tout avec les observations de terrain, situés bien plus bas que les calculs. De plus, la distinction d'une terrasse Ma2 est plus difficile.

Comme le montrent la figure 3.97, les résultats obtenus vers -1Ma à St-Dizier pour une tectonique de 60m/Ma sont également satisfaisants (si l'hypothèse de l'âge est valide). Cette fois, les résultats obtenus avec une surrection de 80m/Ma sont différents et sont également moins satisfaisants. Enfin, dans le cas où la surrection tectonique vaut 200m/Ma, les résultats obtenus à St-Dizier imposent les mêmes conclusions qu'à Joinville : ils sont plutôt satisfaisants jusqu'au niveau Ma2 qui est absent et Ma1-Ma0 qui est plus haut que les données de terrain.

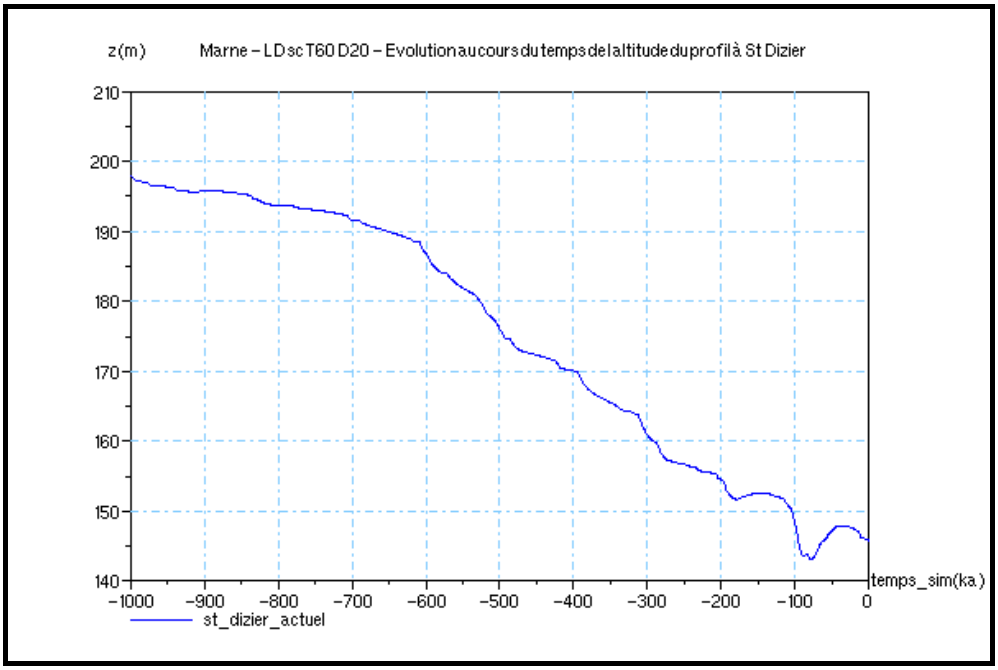


Figure 3.97. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture -
Evolution temporelle de l'altitude du profil à St-Dizier, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

3.3.A-2.2.2. Dans la région du Perthois

Les résultats obtenus vers -1Ma dans le cadre de la simulation avec une vitesse de 60m/Ma sont tout à fait satisfaisants (figure 3.98), si le replat Ma4 est effectivement âgé de 1Ma. Le niveau Ma3 est situé à la bonne altitude, même si l'épaisseur des dépôts est encore insuffisante (2m maximum au lieu de 5m sur le terrain). La terrasse Ma2 est mal modélisée

mais elle apparaît elle aussi à la bonne altitude. Seuls la nappe Ma1 paraît un peu surévaluée car l'altitude à 0ka est de 109m quand elle est de 95m sur le terrain.

Les résultats obtenus à Vitry-le-François avec la simulation utilisant une surrection tectonique de 80m/Ma ne sont pas satisfaisants si Ma4 est datée de -750ka. Le replat de cet âge calculé avec cette simulation est trop élevé par rapport à l'altitude relevée sur le terrain. Les replats correspondants aux niveaux Ma3, Ma2 et Ma1-Ma0 ne sont pas satisfaisants non plus. Si l'altitude du niveau vers -150ka dans la simulation est conforme aux données, l'épaisseur des dépôts est trop faible, comme pour le niveau Ma1. Le niveau Ma2 est absent et le cours actuel est 14m plus bas que celui donné par la simulation.

Les résultats obtenus à Vitry-le-François à partir d'une tectonique de 200m/Ma sont peu intéressants : tous les niveaux de la simulation sont situés environ 20m au-dessus des valeurs réelles.

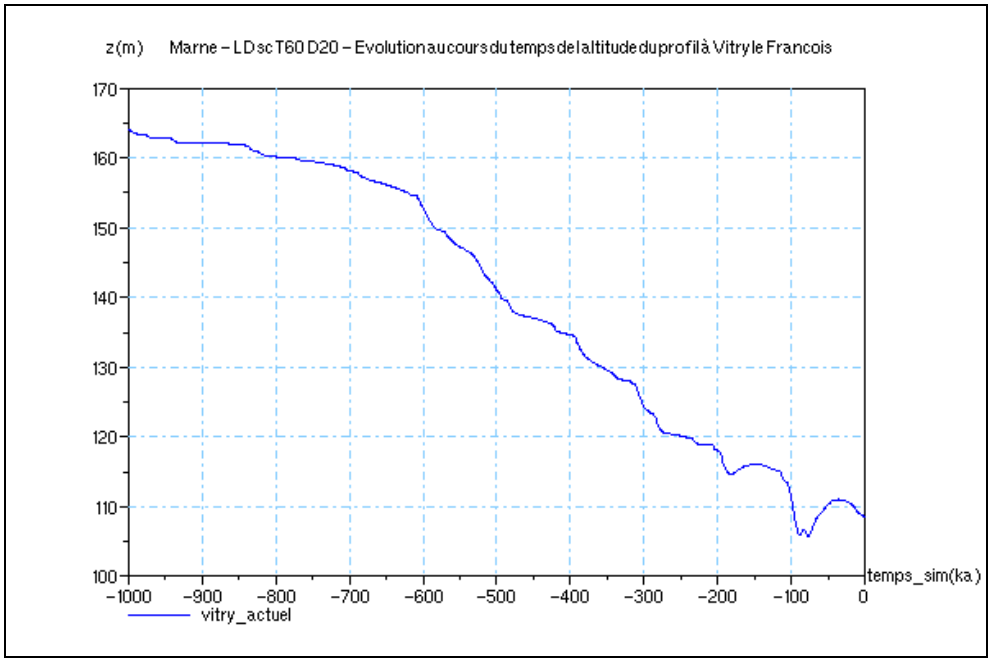


Figure 3.98. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

3.3.A-2.2.3. Dans la partie aval –Champagne crayeuse et région de Paris

Dans la région d'Epernay, nous observons des replats dont les altitudes correspondent aux altitudes observés sur le terrain, mais étant donné que nous n'avons pas d'éléments de datation, il est difficile de conclure sur la qualité des résultats.

La figure 3.99 représente l'évolution de l'altitude d'Epernay dans le cas de la simulation utilisant une surrection tectonique de 60m/Ma, une fois le post-traitement tectonique appliqué, entre -400ka, (où l'on trouve le replat situé vers 98m, qui pourrait correspondre au niveau le plus haut, situé 30m au-dessus du cours actuel de la Marne) à Oka. L'épaisseur des dépôts de la dernière période froide sont de 6m au maximum dans notre calcul, alors que les dépôts de la nappe la plus récente observée sur le terrain sont épais de 5 à 7m. L'épaisseur des dépôts modélisés est donc légèrement insuffisante.

Dans le cas où la surrection tectonique est de 80m/Ma, nous trouvons un âge plus récent pour les replats : celui situé à +30m serait daté de -330ka, celui situé à +10m daterait du stade 6, et celui situé à +2m serait âgé de 120ka. Le niveau obtenu à 0ka est bien conforme avec l'altitude du cours de la Marne aujourd'hui. Les résultats sont moins satisfaisants pour cette simulation où la tectonique est de 80m/Ma que pour celle où elle était de 60m/Ma.

Les résultats obtenus avec une tectonique de 60m/Ma à Nogent-sur-Marne, présentés sur la figure 3.100 ne sont pas très satisfaisants. Le bedrock Weichsélien est trop haut (28m alors que les données de terrain le situent entre 20 et 25m). Le replat Saalien et celui du stade 12 sont également surévalués d'une vingtaine de mètres. Cependant, si l'on considère que la nappe de Sénart, située entre 80 et 95m, est âgée d'un million d'année, alors on retrouve bien dans notre calcul, le point daté de -1Ma vers 95m d'altitude, une fois le post-traitement tectonique effectué.

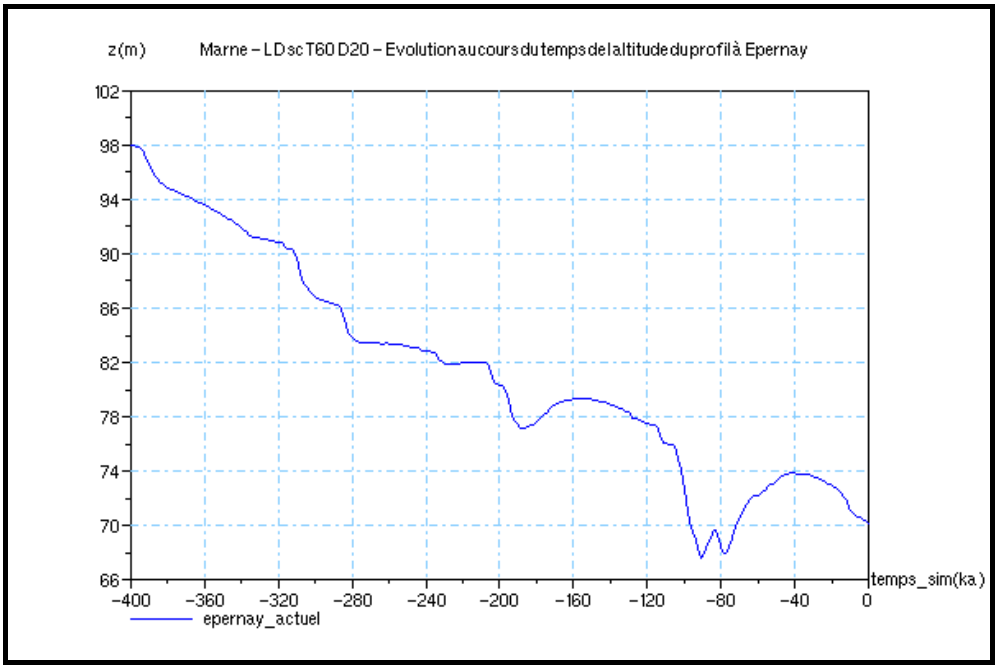


Figure 3.99. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Epernay, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

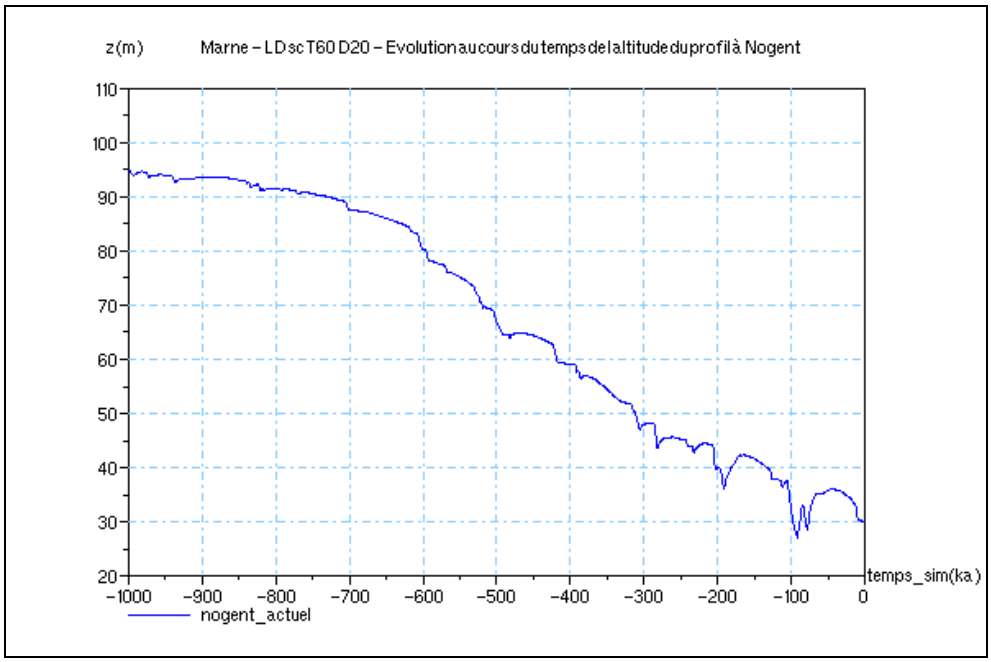


Figure 3.100. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Nogent, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka.

Vers -750ka, l'altitude calculé à Nogent avec une surrection tectonique de 80m/Ma est de 105m, ce qui est beaucoup trop par rapport à la nappe de Sénart, estimée à 1Ma et situé vers 95m d'altitude. Au cours du stade 12, l'altitude est 30m plus haut que sur le terrain, et au cours du stade 6 elle est surévaluée de 20m. Enfin, le bedrock Weichsélien serait à 30m tandis qu'il est compris entre 20 et 25m sur le terrain.

Dans le cas de la simulation réalisée avec une surrection tectonique de 200m/Ma, tous les niveaux de la simulation sont situés environ 20m au-dessus des valeurs observées sur le terrain. Ma 2 est indétectable.

3.3.A-3. Conclusions

Plusieurs remarques viennent à la suite de cette étude.

* La terrasse Ma2 n'est jamais reproduite

En effet, un des défauts majeurs des résultats que nous avons exposé dans ce paragraphe est la mauvaise représentation presque systématique de la terrasse correspondant à Ma2, formée au cours des sous-stades 5d à 5a, c'est-à-dire vers -100ka. Le fait que cette remarque s'applique à toutes les simulations nous laisse penser que nous n'avons pas pris en compte de façon adapté le ou les facteurs qui ont permis la mise en place de cette nappe. Le signal climatique que nous utilisons n'est pas en cause car nous avons montré que des dépôts formés au cours de la transition climatique située vers -100ka pouvaient être préservés.

* Quelle simulation donne les résultats les plus satisfaisants ?

Il est assez difficile de répondre à cette question car les résultats sont plus ou moins satisfaisants suivant les zones considérées. La qualité des résultats de chaque simulation varie également selon l'âge considéré.

Les résultats obtenus dans la région très à l'amont de la Marne, à Chaumont, sont assez difficiles à évaluer. En effet, les résultats obtenus pour une surrection tectonique de 60 ou 80m/Ma sont très semblables. Les altitudes calculées avec une tectonique de 200m/Ma sont trop élevées mais le taux d'incision instantané (entre Ma4 et Ma3 par exemple) reste sensiblement le même que celui des deux autres simulations. La capture du système Saulx-Ornain ne jouant ici aucun rôle puisqu' elle a lieu plus en aval, il nous est difficile de conclure sur l'absence de résultats très satisfaisants et sur l'absence de la terrasse Ma1 bien distinguée dans les simulations. Le manque ou les imprécisions sur les données peuvent expliquer que le modèle spatial soit mal paramétré, engendrant ensuite une mauvaise évaluation des taux d'incision ou de dépôts.

Plus en aval, mais toujours avant la zone de confluence, les résultats sont plus intéressants. On observe qu'à Joinville et à St-Dizier, les meilleurs résultats concernant le replat Ma3 sont obtenus avec la simulation qui utilise une surrection tectonique de 200m/Ma. Les niveaux inférieurs, Ma2 et Ma1-Ma0 sont surévalués avec cette simulation, mais la simulation réalisée avec une tectonique de 60m/Ma permet une épaisseur des dépôts de Ma1 conformes aux observations de terrain. En outre, la terrasse Ma2 n'est pas reproduite dans ces trois simulations. On notera cependant que le taux d'incision observé à Joinville entre Ma3 et Ma0 est de 35m en 150ka, soit plus de 230m/Ma, alors qu'avec une surrection tectonique de 200m/Ma, on obtient seulement une incision de 20m. Etant donné que Joinville est situé sur le fossé de la Marne, on pourrait penser que la surrection tectonique dans cette région a été sous-évaluée au cours des deux derniers cycles glaciaires. Cette hypothèse n'est bien sûr qu'une suggestion qui doit avant tout être validée sur le terrain par d'autres analyses. A St-Dizier, les résultats obtenus pour les niveaux Ma2 et Ma1-Ma0 sont

plus réalistes dans le cas des simulations réalisées avec une tectonique faible, mais on remarque encore une fois que la profondeur d'incision réalisée avec le calcul utilisant une tectonique forte est de 30m environ, ce qui est tout à fait conforme aux observations de terrain, même si les altitudes calculées sont trop grandes.

L'utilisation d'un modèle continu pour le débit suivant une fonction puissance impose que le changement des paramètres hydrauliques suite à la capture du système Saulx-Ornain,influence également la partie du cours d'eau qui est situé en amont du point de confluence. Les résultats des simulations effectuées en tenant compte de la capture sont différents de ceux réalisés sans changements des conditions hydrauliques. L'écart entre les résultats reste cependant faible.

Les tableaux 3.39 et 3.40 exposés ci-après résument les résultats obtenus dans la partie amont puis aval pour ces tests.

Les résultats de ces tests sont résumés dans la carte ci-dessous, figure 3.101.

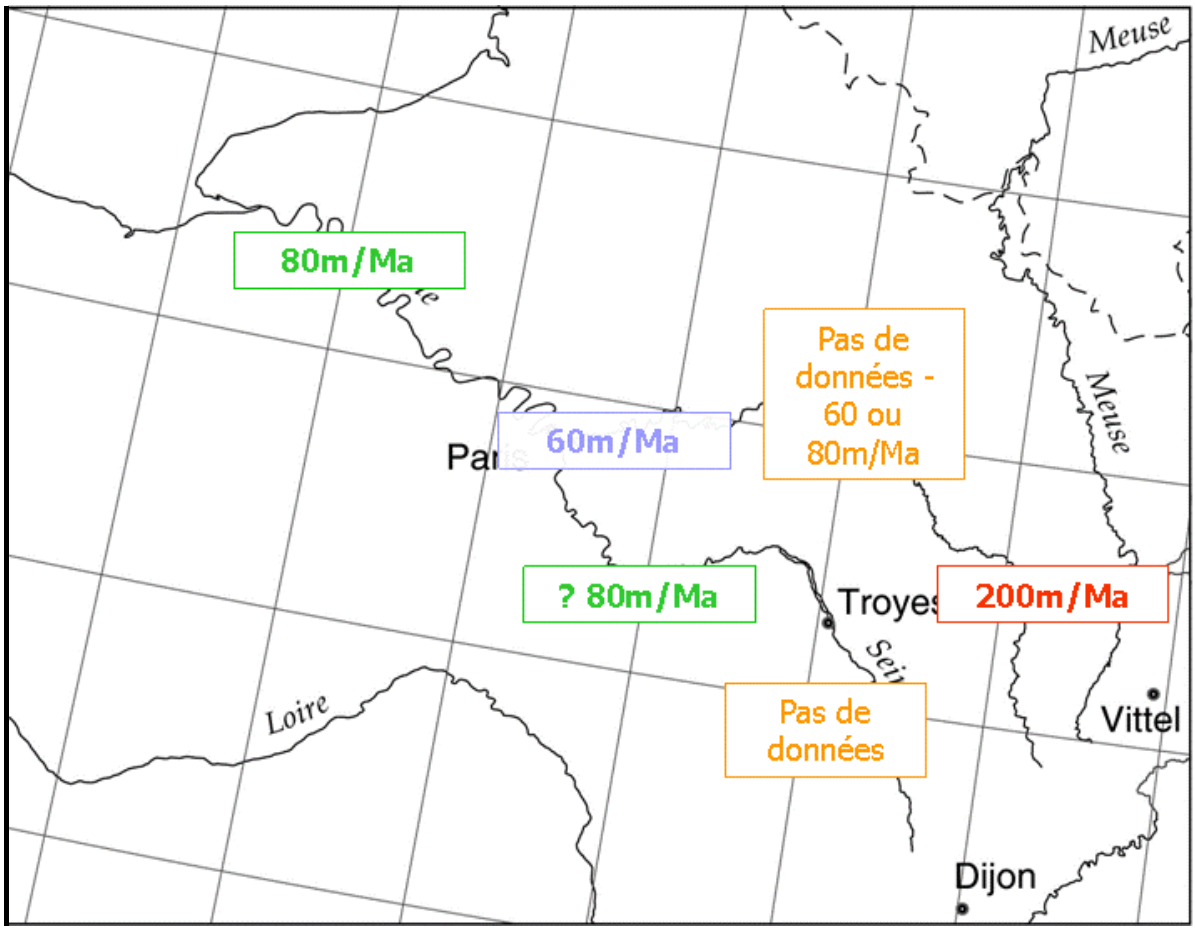


Figure 3.101. Carte de la répartition de la tectonique dans les vallées de la Seine et de la Marne

	Terrain	60m/Ma	80m/Ma	200 m/Ma
Chaumont (x=45km, z= 250m)				
Ma6	-			356m ~-650ka
Ma5	-			340m~ ~-500ka
Ma4				313m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	replat vers 272m	272m	275m	~285m
Ma2 (-100ka)	258m	266m	266m	274m
Ma1 (~ -50ka)	? (épaisseur 3 à 4m)	265-269m	265-269	271-273m
Ma0	emboîtée 250m	emboîtée 267m	267m	269m
Joinville (x= 85km, z= 180m)				
Ma6	300-310m	-		310m ~-650ka
Ma5	280 à 290m	-		285m ~-500ka
Ma4	244m	240m à -1Ma	~245m (si -750ka)	247m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	215m	199m	201m	216m
Ma2 (-100ka)	sommet à 187m (épaisseur min 5m)	~192m (épaisseur 1m)	~193m (épaisseur 1m)	202m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock à 177m (épaisseur 3 à 4m)	190-195m	192m-196m	199-201
Ma0	emboîtée z= 180m	193m	193m	195m
St Dizier (116km, 140m)				
Ma6	260 à 270m	-	-	278m ~-650ka
Ma5	230 à 240m	-	-	246m ~-500ka
Ma4	197m	200m si -1Ma	205m (si -750ka)	210m ~-300ka
Ma3 (-150ka)	~170	153m	155m	173m
Ma2 (-100ka)	[147-151]	143,5	145m	157m
Ma1 (~ -50ka)	bedrock vers 132m épaisseur 7m	143 - 148	145-148m	152-154m
Ma0	emboîtée z=140m	146m emboîtée	146m	148m

Tableau 3.39. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie amont

	Terrain	T60_SC	T80_SC	T200_SC
Vitry-le-François (146km, 95m)				
Ma6	-			250m
Ma5	-			220m
Ma4	160m	164m si -1Ma	172m si -750ka	178m
Ma3 (-150ka)	[113-117m]	[115-116,5]	117-118,5m	137m
Ma2 (-100ka)	sommet 107m	107m (épaisseur 0,5m)	107,5-108m	120m
Ma1 (~ -50ka)	épaisseur 7m	106 - 111m	[107-112]	115-117
Ma0	emboîtée –incision de 2 à 3m	108,5m	emboîtée 3m (109m)	111m
Epernay (215km, 67m)				
~+30m	97m	98m (-400ka)	97m (-330ka)	97m ~-120ka
~ +15m	82m (épaisseur 5 à 7m)	83m (-250ka)	[82-84m] (stade 6)	82m ~-90ka
~+10m	77m (épaisseur 5 à 8m)	77-80m (stade 6)	77m (-120ka)	-30ka
~+2m	69m (épaisseur 5 à 7m)	68-74m (Weichsélien)	[69-74m] (-90ka)	?
Ma0	emboîtée (-2à 3m)	70m	70m	72m
Nogent et Maisons-Alfort ~ Paris				
Yerres Pré-tiglien	[100-115m]		115m à -1Ma	235m à -1Ma
Sénart -1Ma ?	replat entre 80 et 95m	95m à -1Ma		
Paris stade 12	~45m	65m	73m	130m
Maisons-Alfort -200ka	25m	45m	45m	68m
Etiolles & Paris Weichsélien	bedrock entre 20 et 25m	27m	30m	40m !

Tableau 3.40. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie aval

Il est difficile de déterminer les résultats les meilleurs à Vitry-le-François. En effet, les résultats des simulations effectuées avec une surrection tectonique de 60 ou 80m/Ma sont très proches, et plutôt conformes aux données de terrain. La simulation réalisée avec une tectonique de 200m/Ma donne des altitudes trop élevées.

Les résultats obtenus à Epernay, dans la zone de hiatus qu'est la champagne crayeuse, sont difficiles à juger car nous ne possédons aucune datation qui pourrait contraindre ces résultats. Nous observons bien des replats à des altitudes conformes aux données de terrain dans les trois cas. Cependant, la chronologie des terrasses obtenues avec une surrection tectonique de 200m/Ma n'est pas réaliste. Le calendrier tiré des résultats de la simulation effectuée avec une tectonique de 80m/Ma permet un raccord avec les données de terrain de la zone amont où par exemple le replat situé à 15m au-dessus du cours actuel de la Marne est daté de -150ka. Celui construit à partir des calculs utilisant une tectonique de 60m/Ma est très semblable à la chronologie des niveaux observés dans la vallée de la Seine dans la région parisienne et plus en amont vers Montereau.

Enfin, en région Parisienne, quelle que soit la surrection tectonique appliquée, que la capture soit prise en compte ou non, les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants. Les plus proches sont cependant les résultats obtenus avec une vitesse tectonique de 60m/Ma, ce qui est conforme avec la surrection tectonique trouvée dans la vallée de la Seine dans cette zone.

Ainsi, on constate que les résultats des simulations sont différents suivant la région étudiée :

- Dans la partie amont et jusqu'à St-Dizier, les résultats plus réalistes sont ceux qui proviennent des calculs réalisés avec une surrection tectonique de 200m/Ma : les altitudes sont trop élevées mais les taux d'incision depuis Ma4 jusqu'à Ma0 sont plutôt bien reproduits.
- Dans la partie aval, l'utilisation de cette valeur pour la tectonique donne des résultats qui ne sont plus du tout satisfaisants, pour les altitudes et pour les incisions. Des résultats plus satisfaisants sont obtenus avec une tectonique plus faible, mais l'absence de datations en Champagne crayeuse est très pénalisante et ne permet pas de conclusions claires.

✱ Deux régimes différents peuvent s'observer le long de la Marne

D'après cette analyse des résultats des simulations, on peut différencier deux zones dans cette vallée de la Marne : la partie amont et jusqu'à St-Dizier, où les taux d'incision des simulations doivent être importants, et la partie aval, où les taux d'incision sont plus faibles. Cette distinction avait déjà été imaginée lors de l'étude des données de terrain puisque la corrélation des niveaux reconnus en Haute-Marne avec les niveaux de la zone de confluence posait des questions. On note également que l'épaisseur des dépôts augmente le long du profil. En effet, les terrasses Ma3, Ma2 et Ma1 sont plus épaisses dans le Perthois qu'à Joinville.

Si les taux d'incision diminuent d'amont en aval, c'est que le régime et la capacité du cours d'eau à inciser sont atténués. Etudions alors le rôle de chacun des facteurs de contrôle que nous avons exposés précédemment : le climat, l'eustatisme, la surrection tectonique et des facteurs plus locaux comme la lithologie, la présence de failles, etc.

Ces variations du potentiel d'érosion de la rivière ne sont probablement pas causées par des fluctuations du climat, la distance entre les deux régions n'étant que de quelques dizaines de kilomètres. De même, l'influence des variations eustatiques étant devenue négligeable au-delà de Paris dans les simulations de la Seine, elles ne sont donc pas notables au point de confluence et ne peuvent donc influencer le régime de la Marne. De plus, si jamais une forte chute du niveau marin pouvait influencer la Marne, on observerait le phénomène inverse et les taux d'incision les plus forts à l'aval.

La présence du fossé tectonique de la Marne, situé vers Joinville, qui pourrait avoir engendré un soulèvement différentiel au cours du Quaternaire moyen et récent, est une première explication qui parait cohérente.

Mais la zone aval correspond aussi (dans la réalité !) à la zone d'influence de la capture du système Saulx-Ornain. En modifiant les conditions hydrauliques et la charge sédimentaire de la deuxième partie du cours de la Marne, la capture a également pu modifier les taux d'incision ou de dépôts. Une question se pose cependant : en augmentant le débit du cours d'eau, la capture aurait plutôt favorisé l'incision. Il fallait donc que la charge sédimentaire apportée par les rivières Saulx et Ornain soit très importante pour contre balancer cette augmentation de débit (surtout que la Marne ne devait pas être trop chargée en amont puisque le taux d'incision était important).

Enfin, on peut également penser à des variations hydrologiques du cours d'eau engendré par la présence d'importants réseaux karstiques dans le Barrois. Au cours des périodes tempérées ou boréales, les circulations souterraines sont puissantes et alimentent fortement la Marne. Au cours des périodes plus froides, le gel bloque ces écoulements et le cours d'eau n'est plus autant alimenté en aval, ce qui impliquerait une diminution du taux d'érosion. Sur le terrain, on observe effectivement que le taux d'incision des périodes tempérées croît de l'amont vers l'aval. On constate que l'incision du cours actuel de la Marne (Ma0) dans la nappe grossière Ma1 a atteint le bedrock rocheux en aval de St-Dizier alors qu'en amont, vers Joinville ou Chaumont, la Marne coule sur ses alluvions. Les circulations karstiques et leurs rôles sur l'alimentation en eau vers l'aval peuvent donc également expliquer ces observations.

3.3.B. VERS UNE EVOLUTION DU RELIEF

Nous avons choisi de présenter dans ce chapitre les résultats d'une étude de l'influence du paramètre local qui est la présence d'un point de confluence, sur l'évolution morphologique des versants qui bordent la vallée de la Seine.

Nous ne nous intéressons pas ici aux variations lithologiques au sein de la pente. En effet, elles peuvent être modélisées par un changement des fonctions spatiales des paramètres des équations. En appliquant ensuite la même méthode que celle que nous avons utilisée pour déterminer les coefficients ETD de l'équation d'érosion fluviatile, nous pourrions déterminer ces coefficients à partir des pentes d'équilibre des versants suivant les lithologies. Cette méthode est cependant plus difficile à appliquer dans le cas des versants. En effet, il est difficile de trouver sur le terrain, et pour chacune des lithologies traversées, des versants aujourd'hui à l'équilibre, c'est-à-dire dont la pente est rectiligne, qui nous permettrait ensuite de calibrer les coefficients des versants dont la lithologie varie.

Nous avons dans un premier temps réaliser des calculs visant à estimer l'ordre de grandeur de chacun des paramètres du modèle d'érosion des versants.Nous avons pour cela étuioder le cas réel des versants de Méry-sur-Seine, dans la vallée de la Seine, en Chanpagne crayeuse. Les tableaux 3.41 et 3.42 ci-dessous résument les valeurs des paramètres choisies et testées au cours des différents calculs présentés par la suite.

Climat	K1 (m^2/an)	K2 (m^2/an)	K3 (m^2/an)
index climatique = 25	0,18	0,018	0,0018
index climatique = 15	0,6	0,06	0,006
index climatique = 10	3	0,3	0,03
index climatique = 0	0	0	0

Tableau 3.41. Coefficients K du modèle temporel des versants

Index climatique	Pente d'équilibre	Vitesse d'altération du substratum (10^{-3} m/an)	Vitesse de dissolution (10^{-6} m/an)
climat tempéré : 25	35°	0,5	25
climat boréal : 15	25°	3	50
climat glaciaire : 10	25°	1	10
climat de toundra : 0	35°	0,3	0

Tableau 3.42 Coefficients d'altération, équilibre et dissolution du modèle temporel des versants

Nous proposons ensuite une comparaison de ces résultats avec ceux obtenus dans la région de Montereau, en aval de la confluence de la Seine et de l'Yonne. Ces deux sites sont tous les deux en Champagne crayeuse : ainsi, dans les deux cas, les pentes et le fond de la vallée sont entièrement et uniformément constitués de craie.

3.3.B-1. Modélisation des versants crayeux autour de Méry-sur-Seine

Cette région est située en champagne crayeuse, quelques dizaines de kilomètres avant la confluence de l'Aube et de la Seine. Les versants sont ici entièrement constitués de craie.

Deux formes de versants sont observées sur les pentes de la vallée de la Seine, et sont représentés sur la figure 3.102) Il existe d'une part des versants plutôt raides et assez lisses (profil rouge), et des versants dont la pente est beaucoup plus douce et où des paliers sont encore assez visibles (profil vert). Aucune datation n'a été réalisée sur les dépôts d'alluvions, de colluvions ou de lœss sur les sommets. L'histoire de ces versants, leur évolution au cours du temps et leur façonnement nous étant donc inconnue, il nous est alors difficile de caler

convenablement les différents paramètres et de valider les résultats des simulations. Nous nous reposerons donc ce qui nous semble plus ou moins vraisemblable et nous choisirons les résultats les plus représentatifs.

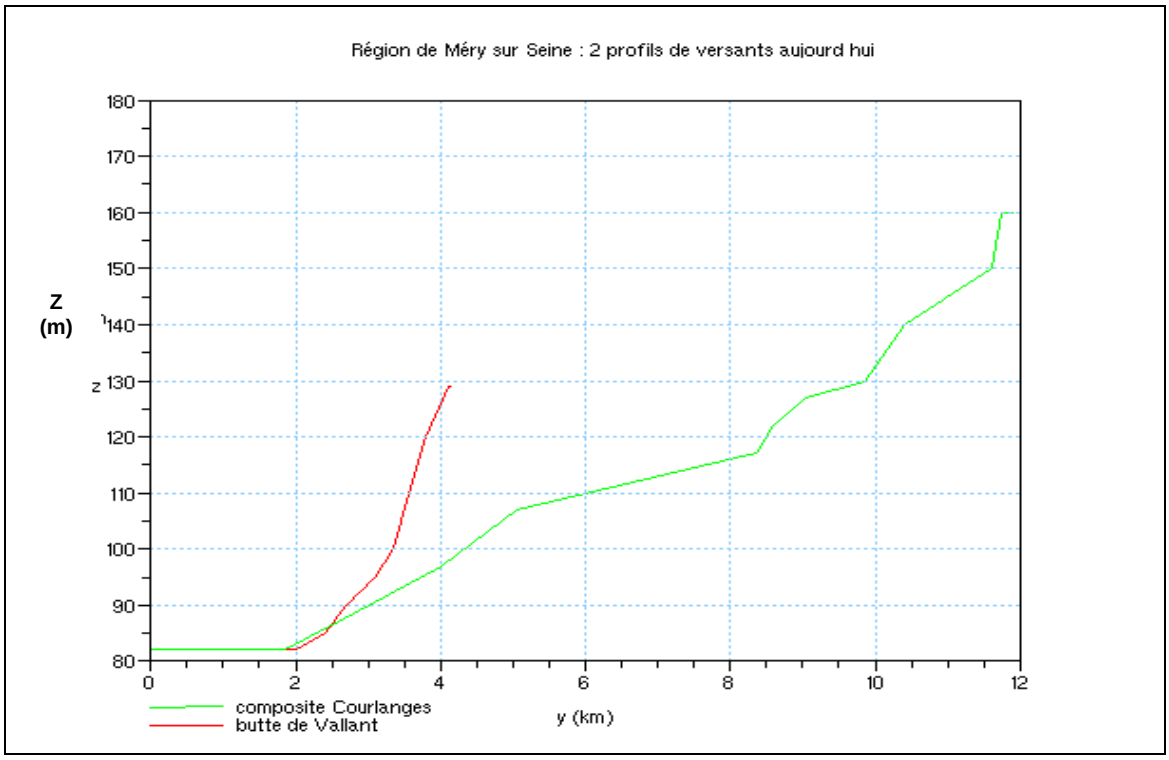


Figure 3.102. Profils réels – versants de Courlange (Mery-sur-Seine)

La vitesse de surrection tectonique que nous avons utilisée est de 80m/Ma. Nous avons ensuite testé plusieurs ordres de grandeurs pour la valeur du coefficient de diffusion K. Ces valeurs sont présentées dans le tableau ci-dessous.

A partir des observations de terrain actuelles, qui nous indiquent que les points hauts de cette région se situent vers 180m, nous avons construit le profil initial des versants de la rive gauche de la Seine dans la région de Méry-sur-Seine et Coulanges. Le sommet des plateaux était alors situé vers 100m et le fond de la vallée, dont on connaît l'altitude initiale grâce aux simulations effectuées précédemment, est situé à 82m d'altitude. La largeur d'action du fleuve est donnée par la fonction LA(t,x) pour t=-1ma et à l'abscisse curviligne correspondant à Méry-sur-Seine. Ce profil initial est présenté sur la figure 3.103.

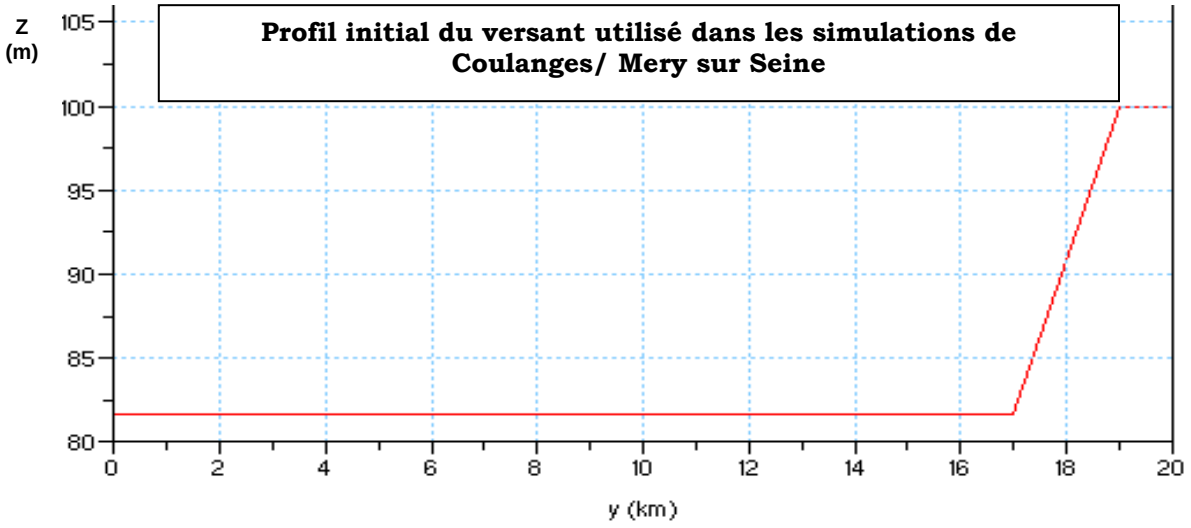


Figure 3.103. Profil initial – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

Les résultats des différentes simulations effectuées suivant la valeur du coefficient K (K1, K2 et K3) sont exposés sur les figures 3.104, 3.105 et 3.106 ci-après.

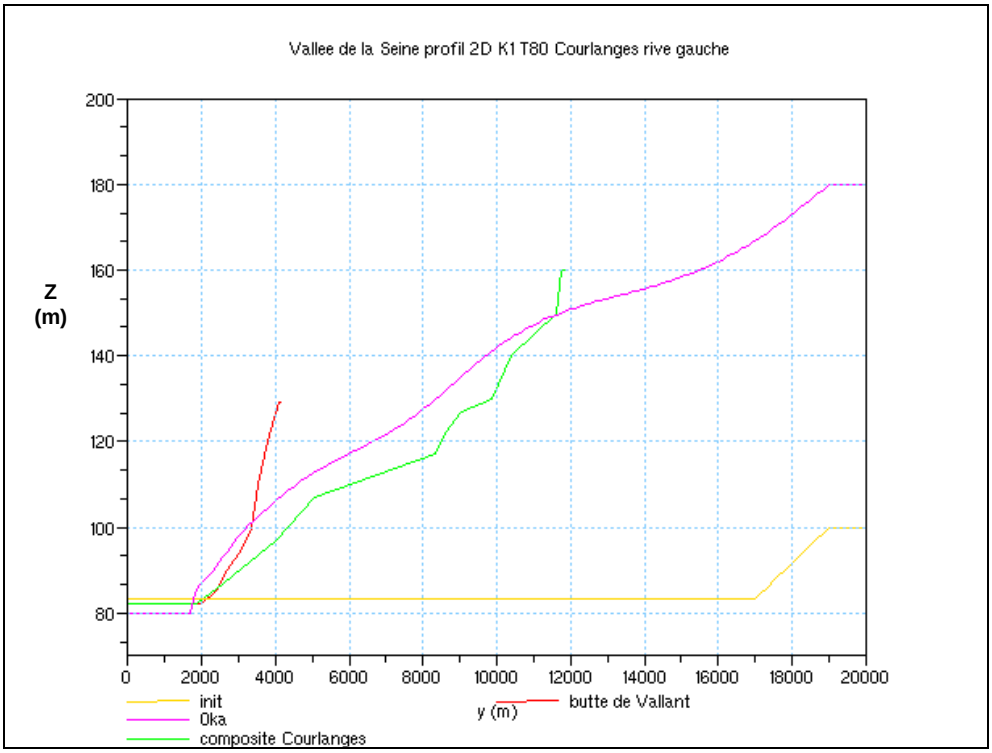


Figure 3.104. Résultats de la simulation K1 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

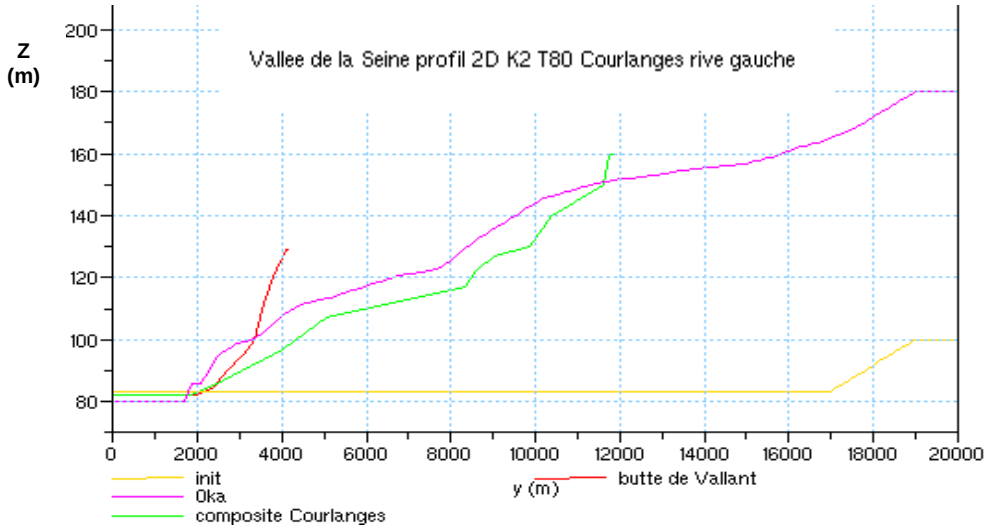


Figure 3.105. Résultats de la simulation K2 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

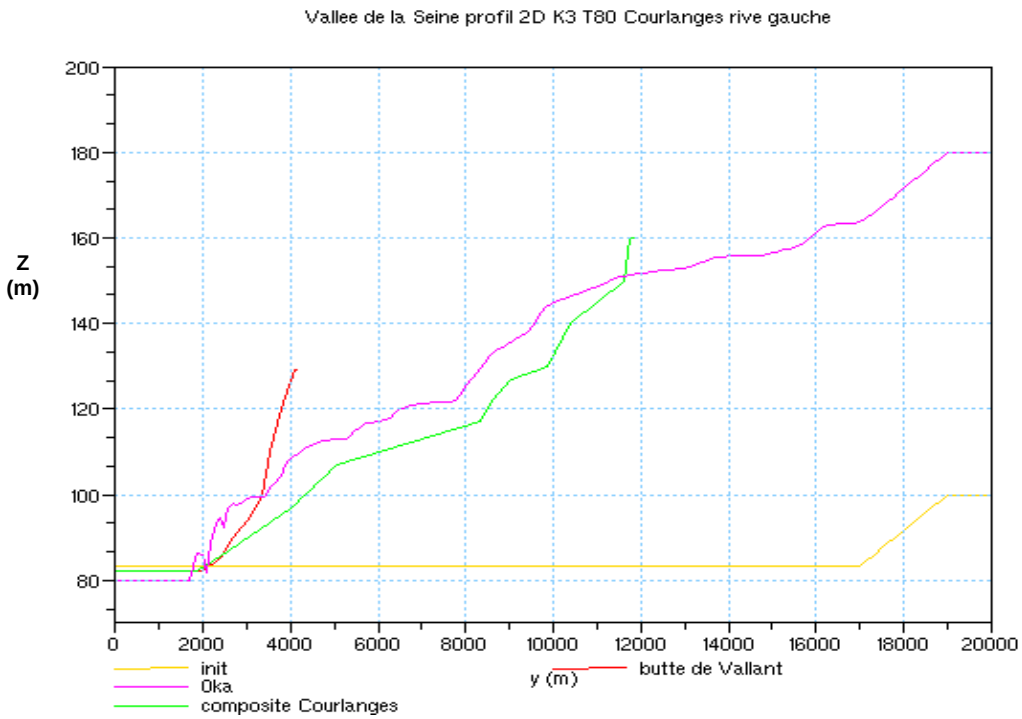


Figure 3.106 Résultats de la simulation K3 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)

Le profil résultant de la simulation K1 est le profil le plus lisse. Ceci est tout fait à cohérent car il correspond à la simulation où le coefficient de diffusion est le plus élevé. Plus l'ordre de grandeur de celui-ci est faible, plus le profil final présente des irrégularités. La diffusion et le lissage des pentes qui en découle étant moins efficace, les replats engendrés par l'évolution du fond de vallée sur sa largeur d'action sont plus visibles.

Dans les trois simulations, les profils obtenus à la fin des calculs ont une forme générale très satisfaisante car assez proche du versant composite de Courlange. Les altitudes et les pentes sont du même ordre de grandeur que celles observées sur le terrain.

Les versants résultats de la simulation K3 sont trop irréguliers par rapport au profil découlant des mesures des terrains. Mais le maillage du profil digitalisé est beaucoup plus lâche que le maillage du profil initial des simulations. A l'inverse, le profil résultant de la simulation qui utilisait K1 est presque trop lisse. Les résultats de la simulation mettant en œuvre K2 semblent les plus vraisemblables car ils sont intermédiaires. Ils présentent certains replats observés également sur les versants réels, mais ont été tout de même lissés par les processus de pente.

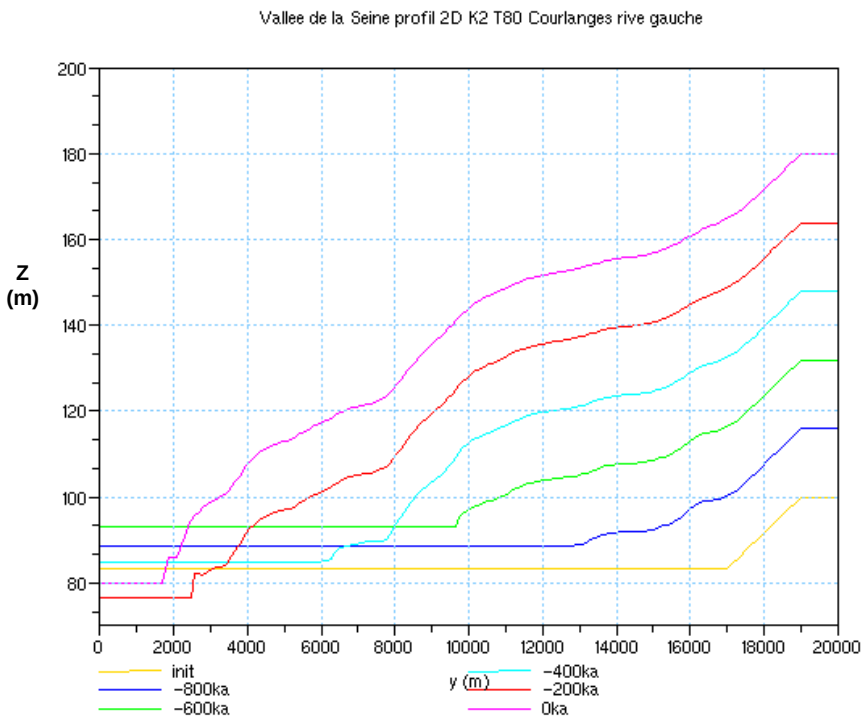


Figure 3.107. Profil transversal de la vallée de la Seine au cours du temps (coefficient K2)

La figure 3.107 présente l'évolution au cours du temps du profil transversal de la vallée de la Seine à Courlange lors de la simulation n°2. On observe bien un rétrécissement de la vallée, conformément à l'évolution temporelle de la largeur d'action. La simulation permet également un lissage des replats formés précédemment par érosion fluviatile. On peut prendre l'exemple du replat observé vers y=16000m sur la courbe bleu représentant le versant vers -800ka. On constate que sur le profil final, ce replat a disparu, et en comparant les différents profils des temps intermédiaires, le lissage de ce replat est progressif..

Ainsi, d'après ces figures, l'ordre de grandeur des simulations K2 semble donner les résultats les meilleurs. Testons maintenant ces valeurs du coefficient de diffusion dans la région de Montereau, dont les versants de la rive gauche sont également entièrement constitués de craie.

3.3.B-2. Modélisation de la région de Montereau : influence de la confluence Yonne/Seine

Après avoir traversé la Champagne crayeuse depuis Troyes, la Seine longe la côte de Brie près de Montereau. La rive gauche de la Seine, dont la pente des versants est assez douce, est encore constituée de craie, et on peut trouver à certains endroits des couches de dépôts tertiaires au sommet. Sur la rive droite, les versants très raides, sont constitués de calcaires de Brie du Tertiaire.

La figure 3.108 ci-dessous représente un schéma en 3D de la vallée de la Seine dans cette région.

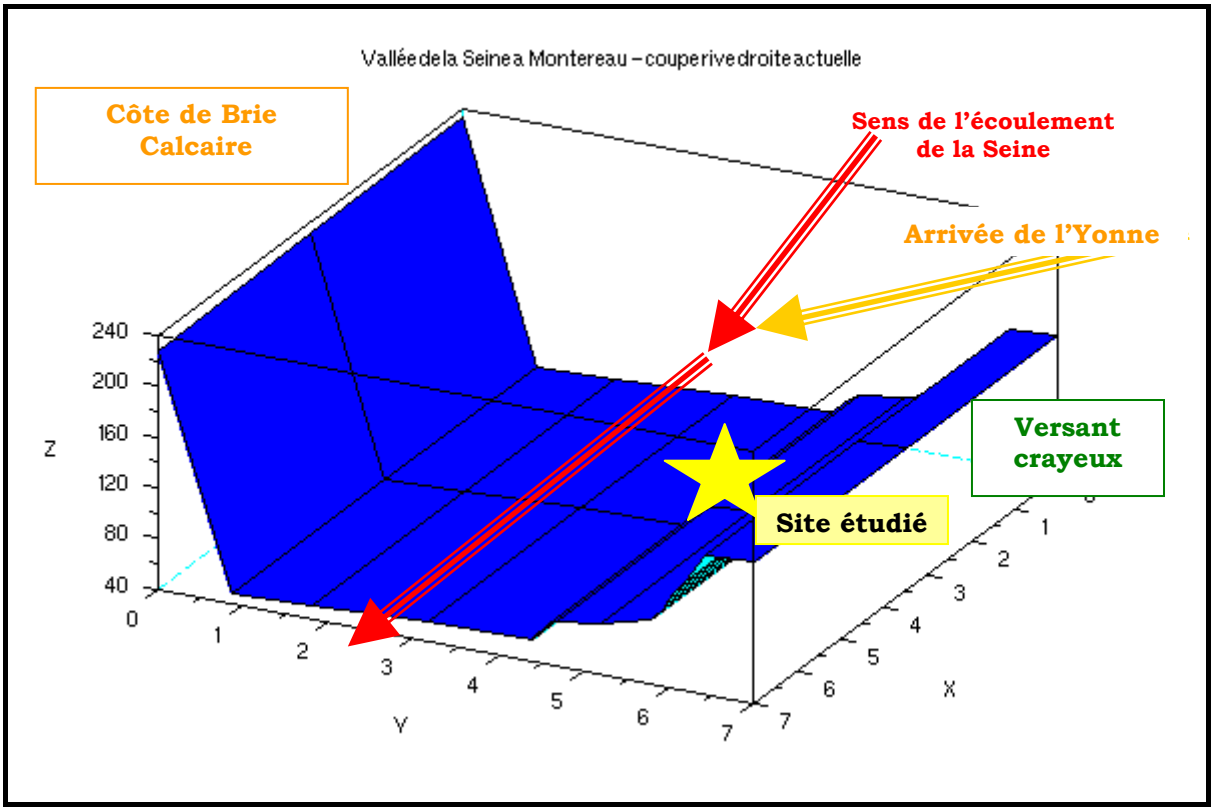


Figure 3.108. Représentation 3D de la vallée actuelle de la Seine à Montereau

En rive gauche, de part et d'autres des vallées de la Seine et de l'Yonne, qui se rejoignent juste avant Montereau, les plateaux et les versants portent des complexes limoneux lœssiques calcaires. Ils sont assez épais, de 2 à 4m sur les plateaux et jusqu'à 6m au bas des versants. Ces dépôts sont formés de matériels plus ou moins remaniés, comme la craie solifluée, des sables tertiaires du sommet ou des cailloutis à silex. Ces limons sont considérés par les auteurs de la carte géologique de Montereau comme des lœss mis en place au cours des glaciations quaternaires, et particulièrement au Weichsélien (d'après des analyses malacologiques effectués par les auteurs).

A partir de mesures effectuées sur la carte topologique au 1/25000ème et de l'analyse de la carte géologique, nous avons recréé à partir de plusieurs profils, le profil d'un versant de référence de la rive gauche de la Seine à Montereau.

Plusieurs niveaux d'origine fluviatile ont été repérés et étudiés dans cette région et ils sont représentés sur la figure 3.109 :

- deux niveaux supérieurs, Fw1 et Fw2, situés respectivement entre 65 et 70m NGF, puis entre 75 et 80m, dont la mise en place daterait de la glaciation Elstérienne. Comme le laisse supposer la carte géologique de la région exposée ci-dessous, ainsi que la position

actuelle des cours d'eau, il est assez probable que le niveau FW1 soit dû à l'érosion de l'Yonne. Il n'est donc pas représenté dans notre versant composite de référence.

- une terrasse intermédiaire, notée Fx, située entre 46 et 52m d'altitude. Ce niveau porte la nappe du Bas-Bréau que nous avons utilisé pour étudier les simulations du comportement de la Seine. Elle se serait formée au cours du Saalien et est recouverte de colluvions datés du Weichsélien inférieur.
- le bas niveau qui est formé par la nappe Fy datant du Weichsélien, et les dépôts actuels Fz. Le bedrock de la Seine est taillé dans la craie à 40m d'altitude (Roblin-Jouve, 1994). Il est recouvert d'une dizaine de mètres de dépôts grossiers puis fins mis en place au cours du Weichsélien puis du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

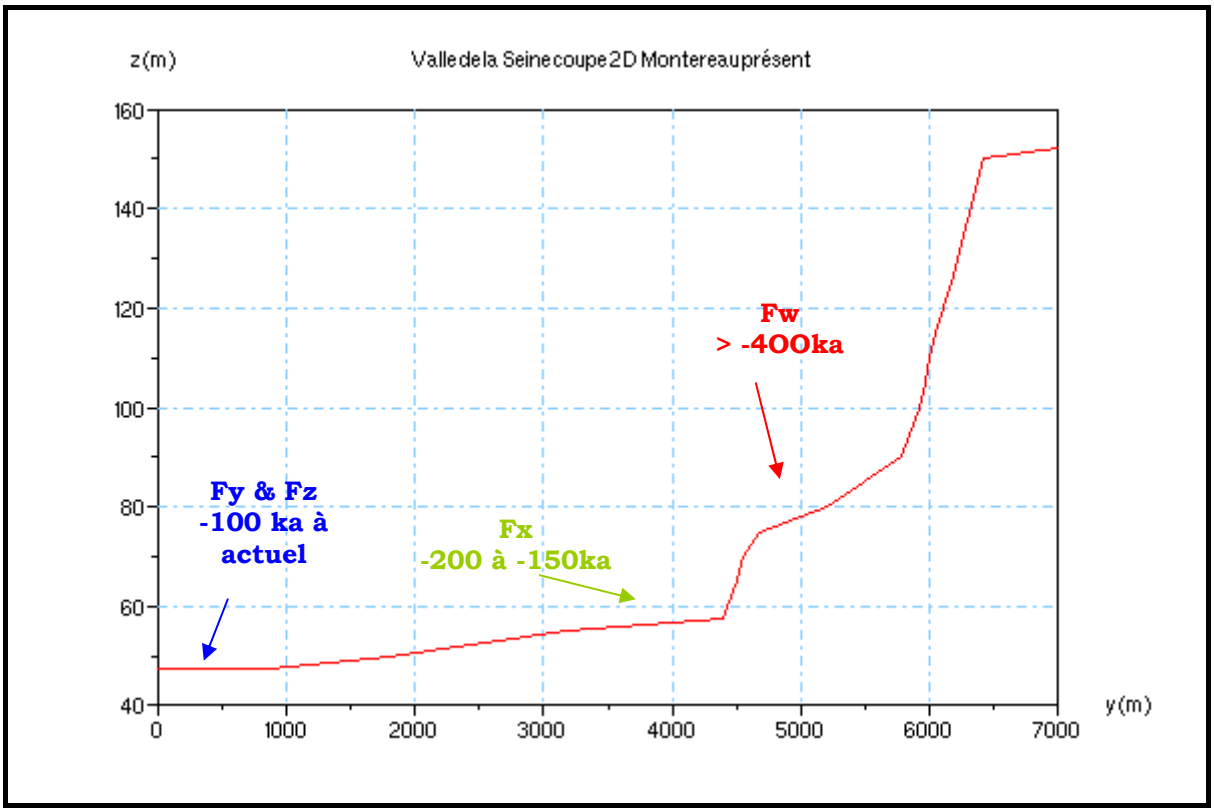


Figure 3.109 : Profil de référence des versants rive gauche de la vallée actuelle de la Seine à Montereau

La largeur d'action utilisée est celle que nous avons établie pour les simulations fluviatiles soit environ LA(x=Montereau,t=-1Ma)=7500m et une plus faible, plus proche de la réalité débutant à 6500m. La vitesse tectonique est de 80m/Ma. Les valeurs du coefficient K les mêmes que lors des tests précédents

L'altitude du plateau est aujourd'hui de 150m. Pour obtenir l'altitude du plateau il y a 1Ma, on retranche 80m à cette altitude actuelle, mais on ajoute 20m pour compenser la dissolution. L'altitude du plateau est donc 90m environ. On choisit arbitrairement comme pente initiale, la valeur de la pente du talus qui existe actuellement entre le replat du Saalien Fx et celui noté Fy/Fz situé à l'altitude actuelle du cours d'eau. L'altitude initiale de la Seine est donnée par les résultats de la simulation où la surrection tectonique était de 80m/Ma que nous utilisons. La largeur d'action initiale varie suivant les simulations.

La figure suivante représente le profil initial dans le cas où la tectonique est de 80m/Ma et la largeur d'action initiale de 7500m.

Analysons dans un premier temps, les résultats obtenus avec le jeu de coefficient K1 et une surrection tectonique de 80m/Ma. Les résultats de cette simulation sont présentés dans la figure 3.110 ci-dessous.

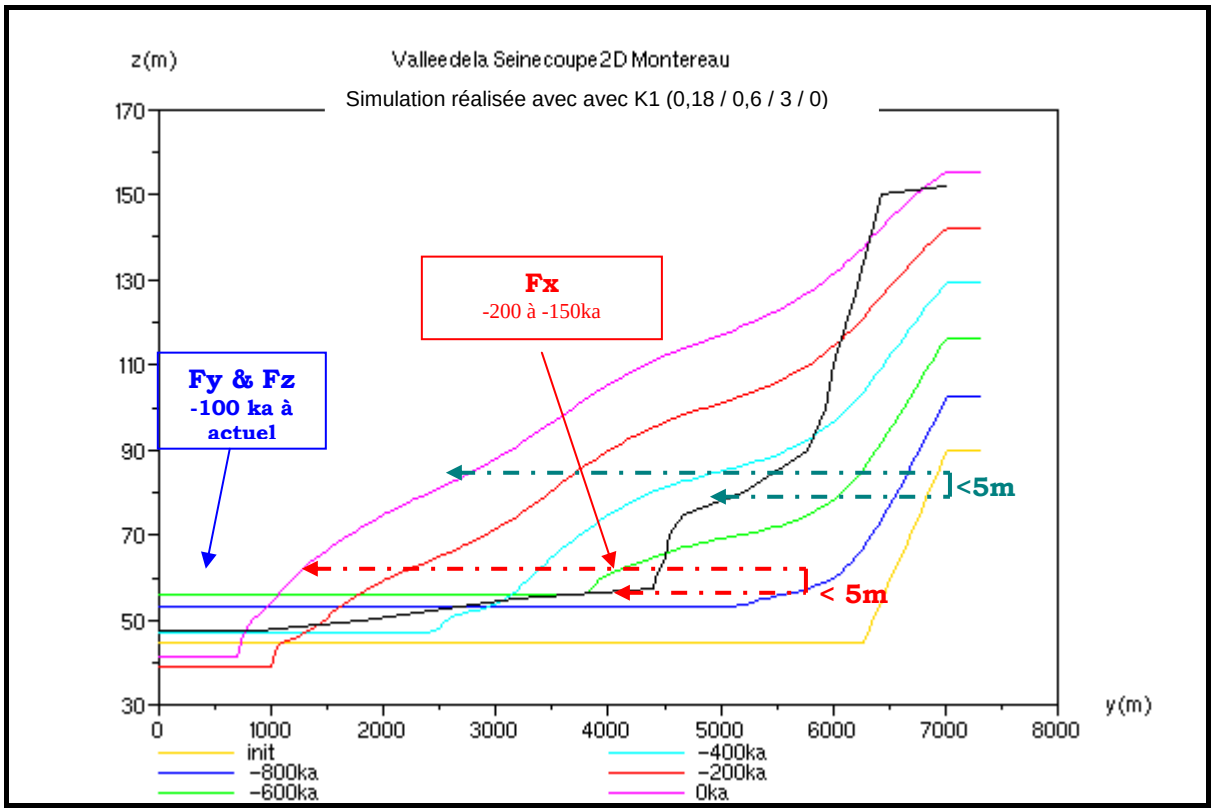


Figure 3.110: Evolution du profil transversal- Coefficients K1 - rive gauche à Montereau

De manière globale, la morphologie du versant à la fin du calcul n'est pas vraiment satisfaisante : le profil est beaucoup trop lisse et les replats ne sont pas assez nets et visibles.

L'altitude actuelle du fond de la vallée n'est pas tout à conforme aux observations de terrain, mais cela est dû au fait que les fluctuations climatiques de l'Holocène, qui été le siège de dépôts épais, n'ont pas été modélisées.

De plus, l'évolution de la largeur de la vallée est très mal reproduite car le rétrécissement est beaucoup trop rapide. Si l'on compare la courbe turquoise qui présente le versant vers -400ka, au moment de la mise en place de Fw, avec la courbe actuelle, on voit que la largeur d'action était de 2500m dans le calcul, tandis qu'elle est dans la réalité de plus de 5000m. De ce fait, on observe un écart de 35m entre l'altitude actuel du replat formé vers -400ka et l'altitude donnée par le calcul, alors que le replat du calcul situé à l'abscisse y=5000m n'est pas du tout formé beaucoup plus tôt, vers -700ka. Si on compare (comme le présente la figure ci-dessus, flèches pointillées rouge), la différence d'altitude qu'il existe entre le replat du calcul formé vers -400ka et le replat Fw, il y n'a alors que quelques mètres d'écart.

De la même façon, en considérant brutalement le replat Fx datant du Saalien, et le replat situé vers y=4000m, on mesure un écart d'altitude de 50m. Le replat formé dans le calcul au saalien est situé entre y=1000 et y=1500m. Si l'on regarde alors les altitudes du replat sur la courbe rouge (datant de -200ka) et celle de Fx, l'écart est beaucoup plus faible (flèches pointillées turquoise sur le dessin).

Ainsi, la surrection tectonique est plutôt bien choisie mais les coefficients de transport sur les pentes sont trop grands et la vallée se rétrécit trop vite.

Les résultats des simulations effectuées les jeux de coefficients K2 et K3 sont exposés ci-après (figures 3.111, et 3.112)

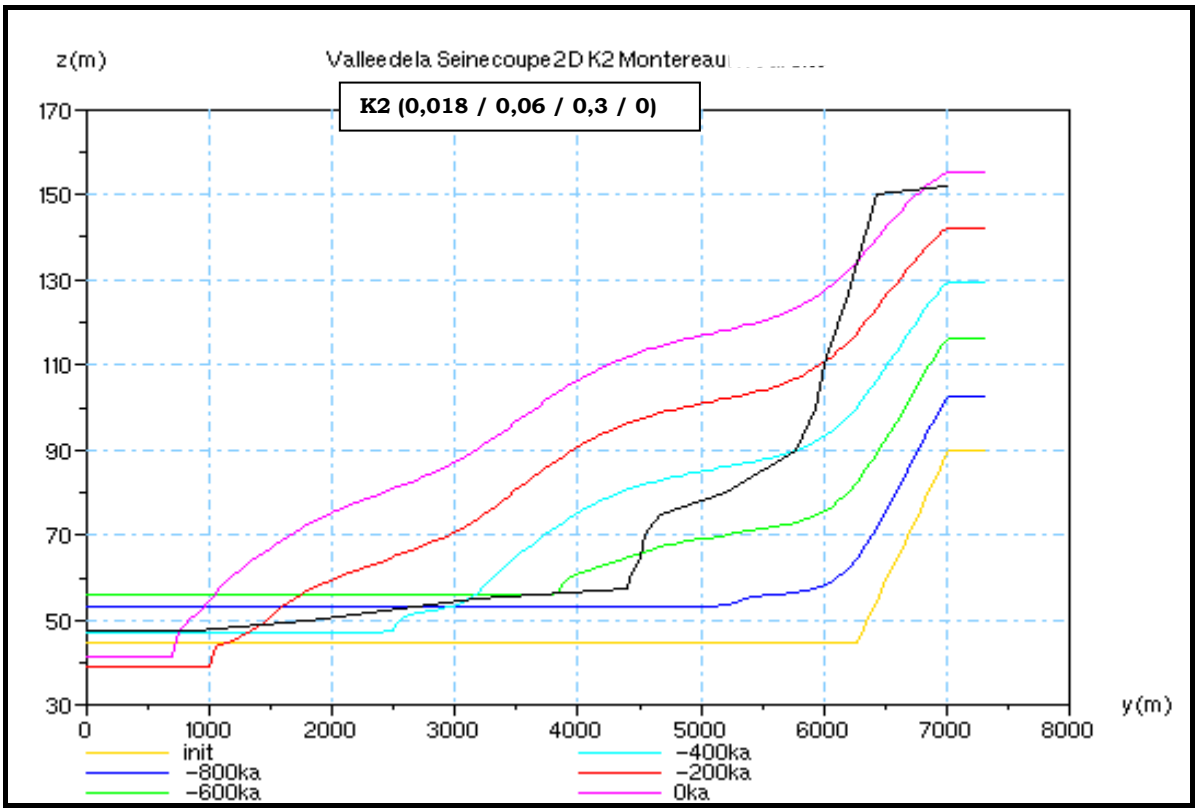


Figure 3.111 : Evolution du profil transversal- Coefficients K2 - rive gauche à Montereau

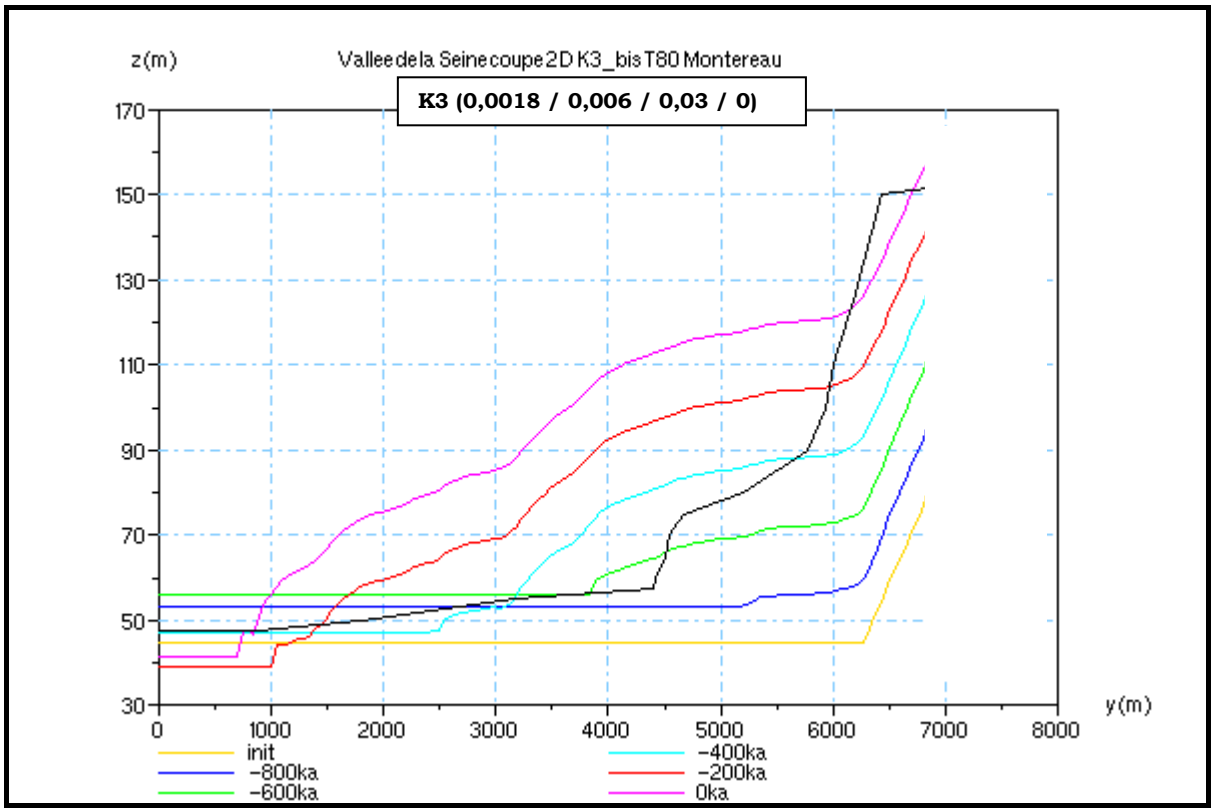


Figure 3.112 : Evolution du profil transversal- Coefficients K3 - rive gauche à Montereau

Les replats sont alors plus nets et les versants plus bosselés mais on n'observe aucune amélioration morphologique notoire.

L'utilisation d'une vitesse de surrection tectonique de 60m/Ma n'améliore pas non plus les résultats (figure 3.113).

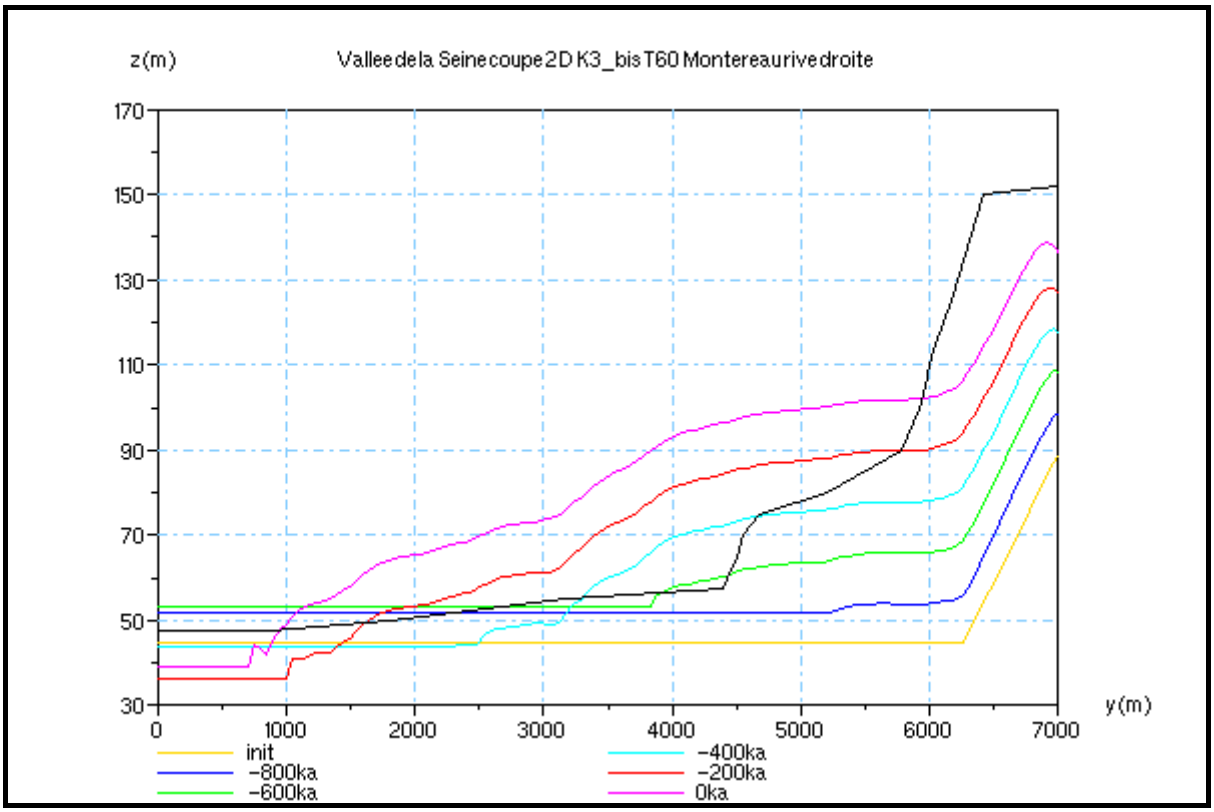


Figure 3.113 : Evolution du profil transversal à Montereau- Coefficients K3 _ Tecto=60m/Ma

Les résultats obtenus en utilisant une surrection tectonique de 60m/Ma ne sont pas satisfaisants : les altitudes des plateaux ne sont pas bien reproduites, la forme des versants n'est pas meilleure, la vallée n'est pas plus large.

Les simulations précédentes qui ont été réalisées ave une surrection tectonique plus forte de 80m/Ma, permettaient au moins de retrouver une altitude des plateaux conformes aux données de terrain.

3.3.B-3. Conclusions

Les simulations effectuées à Montereau et à Mery-sur-Seine confirment l'hypothèse d'une surrection tectonique moyenne de 80m/Ma.

Nous n'avons pas réussi à modéliser de façon satisfaisante le profil transversal de la vallée à Montereau. Pourtant les versants sont dans les deux cas constitués entièrement de craie. Mais la confluence avec l'Yonne a introduit des variations locales et ponctuelles de la largeur d'action de la Seine, qui ne sont pas reproduites par la fonction LA(x,t). En effet, cette fonction est construite à partir de données de terrain moyennées en temps et en espace. Les paramètres locaux comme une confluence, ne sont pas pris en compte dans cette modélisation de l'évolution de la largeur d'action de la Seine.

L'influence des paramètres topographiques locaux est là encore prépondérante. Les versants de la région de Méry-sur-Seine, même s'ils présentent plusieurs formes assez différentes, sont plutôt bien reproduits par notre modèle d'évolution de l'altitude du profil transversal. Mais la prise en compte de la largeur d'action de la rivière reste fondamentale. En effet, celle-ci façonne de nombreux replats sur les versants qui sont ensuite plus ou moins lissés par les processus de pente, selon leur âge et l'érodabilité des matériaux dont ils sont constitués. C'est le facteur principal d'érosion des versants : ils sont façonnés par la rivière qui érode latéralement le fond de la vallée et laisse des replats d'érosion sur les pentes des versants. Ceux-ci sont ensuite modelés très lentement par les processus de ruissellement ou solifluxion mais l'action de ces processus est négligeable devant celle des cours d'eau.

Une perspective d'étude complémentaire intéressante serait d'étudier les versants crayeux de Mantes la Jolie afin de voir si en contraignant la migration du méandre, nous aurions retrouvé les 16 nappes formées au cours des 500 derniers milliers d'années. Il nous aurait fallu pour cela des simulations de l'évolution de l'altitude du fond de vallée qui soient plus précises que celles que nous avons effectuées. En effet, si on ne retrouve pas ces fluctuations sur les courbes de l'évolution de l'altitude de la Seine, que nous avons présentées dans la première section de cette troisième partie, nous ne pourrons pas les reproduire non plus sur les versants avec ce modèle.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Les nombreuses études de terrain réalisées dans le Bassin parisien et plus globalement en Europe de l'Ouest ont permis de comprendre le fonctionnement hydrologique et sédimentaire des bassins versants en fonction des différents climats du Quaternaire, et l'enchaînement des processus d'érosion et de genèse du paysage au cours du temps.

A partir d'une reconstitution fine des paléo-environnements, nous avons établi un modèle temporel qui vise à traduire l'impact de l'environnement global (climat, influence du couvert végétal, et du pergélisol, etc.) sur le système fluviatile et sur le paysage. Les fluctuations temporelles de plusieurs paramètres ont ainsi été proposées (apport latéral provenant des versants, largeur du chenal, débit de la rivière, altération du substrat, efficacité des processus de pentes…). L'utilisation des fluctuations du rapport isotopique de l'oxygène permet une bonne reproduction du climat, et notre modèle s'appuie sur la courbe la plus récente de Liesiecki et Raymo (2005).

Nous avons ensuite conçu un modèle mathématique afin d'évaluer les relations complexes existant entre les processus d'érosion du paysage et les facteurs extérieurs. Nous avons d'une part amélioré le modèle d'érosion fluviatile de Gargani (2003) et Stab (2004) avec la prise en compte de la largeur d'action des cours d'eau, et des dépôts marins à l'exutoire, ainsi qu'une meilleure représentation à la source (grâce au concept de source virtuelle). Nous avons proposé un modèle original d'évolution des versants qui tient compte de l'altération du substratum, et de la dissolution des plateaux ainsi que du transport sédimentaire au bas des pentes. Nous avons programmé les méthodes numériques adaptées, que nous avons rendues plus robustes pour résoudre les équations de diffusion de nos modèles.

Notre modèle a été validé par étape sur 120ka puis sur 400ka, afin de distinguer les processus climatiques, rapides, des mécanismes agissant sur l'érosion à plus long terme.

- Il reproduit correctement l'érosion régressive observée sur le terrain en Basse-Seine mais nécessite d'intégrer l'ensemble des paramètres du système (climat, lithologie, eustatisme, tectonique, dépôts estuariens…). L'intégration du modèle de dépôts estuariens n'est valable que dans une étude très localisée (estuaire) du comportement du fleuve au cours du temps.
- Plus en amont, de la source jusqu'à Triel à la sortie de Paris, le modèle reproduit correctement la dynamique de l'érosion qui est plus simple : le climat exerce un contrôle prépondérant sur l'enchaînement des processus d'incision et de dépôts : les cours d'eau érodent au cours des transitions climatiques et déposent des sédiments grossiers au cours des périodes froides. Le modèle réagi bien aux fluctuations climatiques, même rapides (supérieures à 2ka) et permet de retrouver les données de terrain avec une grande précision pour ces échelles.
- L'évolution temporelle et spatiale de la largeur de la vallée sur le long terme permet de bien approcher les amplitudes des érosions et des dépôts, mais l'utilisation prospective possible de notre modèle nous amène à nous interroger sur la nature des paramètres qui commandent son évolution.

Cependant, les résultats de ce modèle sont convaincants : les altitudes proposées sont réalistes, les épaisseurs des dépôts et les amplitudes d'érosion sont bien évaluées. Un échantillonnage précis pour des datations permettrait de préciser le modèle temporel le plus adapté.

En outre, nous avons montré que l'association de plusieurs processus était nécessaire pour que les résultats du modèle et le comportement du fleuve de nos calculs soient cohérents

avec les observations de terrain. On ne peut considérer qu'un unique facteur que sont la tectonique, les changements climatiques ou les fluctuations eustatiques ne soit seul responsable de la mise ne place des terrasses du Quaternaire dans le Bassin parisien. Chacun de ces trois paramètres jouent de concours pour qu'une incision soit initiée ou des dépôts mis en place et préservés.

Etant donné les liens forts qui existent entre la tectonique et l'évolution du paysage, il est difficile d'estimer la surrection tectonique du Bassin parisien à partir de taux d'incision mesuré sur le terrain (à partir des replats d'érosion) car ils reflètent l'action des processus fluviatiles associée à celle du climat, et l'impact de la tectonique. Il nous semble que notre modèle est un outil suffisamment efficace pour étudier différentes valeurs prises par chacun des processus. Nous l'avons donc utilisé pour évaluer l'histoire et la répartition des vitesses tectoniques. Les résultats obtenus montrent qu'une tectonique uniforme est peu réaliste et confirment l'importance d'améliorer la connaissance sur ce point. Ces résultats intéressent fortement l'Andra dans le cadre des études menées sur l'évolution du plateau de Bures (Haute-Marne).

Même si l'évolution du paysage est principalement commandée par l'évolution du fond des vallées, notre modèle permet d'aborder également l'érosion des interfluves. Des développements ultérieurs pourront améliorer la gestion des équations dans l'espace et permettre ainsi de modéliser la dynamique des reliefs en 3D.

Equations de la bibliographie

$$A = R * K * S * L * C * P$$ [Eq. 1]

$$A = K * X * C$$ [Eq. 2]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - P + \frac{\partial h}{\partial t}$$ [Eq. 3]

$$Q_S = Q_{SA} + Q_{SP}$$ [Eq. 4]

$$Q_{CT} = Q_{CA} + Q_{CN}$$ [Eq. 5]

$$q_{CT} = q_s$$ [Eq. 6]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - \vec{\nabla} \cdot \vec{q}_S$$ [Eq. 7]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - P$$ [Eq. 8]

$$E_A = k_A * \exp(-m_A * h)$$ [Eq. 9]

$$\vec{q}_S = -K_D * \vec{\nabla}(z)$$ [Eq. 10]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = K_D * \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} z$$ [Eq. 11]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -V_O \frac{\partial z}{\partial x} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}$$ [Eq. 12]

$$q_S = K_0 + [0,5 * (K_1 - K_0) * (1 - \tanh(H))]$$ [Eq. 13]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = (K_L + K_R)\left[\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}\right]$$ [Eq. 14]

$$q_S = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_C)^2}$$ [Eq. 15]

$$q_S = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_C)^2} + q_0$$ [Eq. 15 bis]

$$q_S = \beta_1 * O_1 * q^{m_1} * S^{n_1}$$ [Eq. 16]

$$I = k_{DL} * S^{n_2} * q^{m_2}$$ [Eq. 17]

$$I = k'_{DL} * A_d^{\alpha} * S^{\beta}$$ [Eq. 17bis]

$$I = K'_{DL} * S^{n'_2} * A_d^{m'_2} - I_0$$ [Eq. 18]

$$q_S = k_{TL}(\tau - \tau_c)^p$$ [Eq. 19]

$$q_S = k_{TL} * A_d^{m_3} * S^{n_3}$$ [Eq. 20]

$$q_S = k'_{TL}(\tau^* - \tau_c^*)^{p'}$$ [Eq. 21)

$$q_S = k'_{TL} * A^{m_3'} * S^{n_3'}$$ [Eq. 22]

$$q_s = -k_{Begin} * \left(\frac{qw}{qw_0}\right)^q * \frac{\partial z}{\partial x}$$ [Eq. 23]

$$I = \frac{1}{Lf_{Beaumont}} * (q_{CT} - q_s)$$ [Eq. 24]

$$I = \frac{q_S}{Lf} * (1 - \frac{q_S}{q_{CT}})$$ [Eq. 25]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(q_S(x,t)) + B(x,t) + T$$ [Eq. 26]

$$q_S(x,t) = -\lambda * qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}$$ [Eq. 27]

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \lambda * \frac{\partial}{\partial x}(qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}) + B(x,t) + T$$ [Eq. 28]

$$B(x,t) = B_X(x) * B_T(t)$$ [Eq. 29]

$$qw(x,t) = qw_X(x) * qw_T(t)$$ [Eq. 29_bis]

$$B_X(x) = \frac{\alpha * l_{BV}(x)}{w(x)}$$ [Eq. 30]

$$qw_X = a_{qw} * x^{b_{qw}}$$ [Eq. 31]

$$B_X = a_B * x^B$$ [Eq. 31_bis]

$$l_{BV} = \frac{\partial BV}{\partial x}$$ [Eq. 32]

Equations développées dans cette thèse

$$\frac{\partial z}{\partial t}(x,t) = -\frac{w}{l_A} * \frac{\partial q_{SED}}{\partial x}(x,t) + \frac{l_{BV}}{l_A} * \alpha \qquad \text{EF2-1}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t}(x,t) = -\lambda * \frac{w}{l_A} * \frac{\partial}{\partial x}\left(qw(x,t) * \frac{\partial z}{\partial x}(x,t)\right) + \frac{l_{BV}}{l_A} * \alpha \qquad \text{EF2-2}$$

$$g = \alpha * \frac{l_{BV}}{l_A} \qquad \text{EF2-3}$$

$$\frac{\partial z_{BEDROCK}}{\partial t}(y,t) = \tau(y,t) \qquad \text{EF2-4}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t}(y,t) = K(y,t) * \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}(y,t) \qquad \text{EF2-5}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t}(y \in \text{Plateau}, t) = D(y,t) \qquad \text{EF2-6}$$

$$dL_{est}(t) = L_{est} / |z_{exut}(t)| \qquad \text{EF2-7}$$

$$BV(x) = a_{BV} * x^{b_{BV}} \qquad \text{EF2-8}$$

$$Q = a_Q * BV \qquad \text{EF2-9}$$

$$w = a_w * Q^{b_w} \qquad \text{EF2-10}$$

$$l_{BV} = \frac{dBV}{dx} \qquad \text{EF2-11}$$

$$Q_X(x) = a_Q * a_{BV} * x^{b_{BV}} \qquad \text{EF2-12}$$

$$w_X(x) = a_w * (a_Q * a_{BV})^{bw} * x^{bw * b_{BV}} \qquad \text{EF2-13}$$

$$qw_X = \frac{(a_Q * a_{BV})^{1-bw}}{a_w} * x^{b_{BV} * (1-bw)} \qquad \text{EF2-14}$$

$$g_X = \frac{\alpha * b_{BV}}{l_{A_X}} * x^{b_{BV}-1} \qquad \text{EF2-15}$$

$$qw_X = a_{qw} * x^{b_{qw}} \qquad \text{EF2-16}$$

$$g_X = \frac{w_x * B_x}{l_{A_X}} = \frac{a_B * x^{b_B}}{l_{A_X}} \qquad \text{EF2-17}$$

$$B_X(x) = a_B * x^{b_B} \qquad \text{EF2-18}$$

$$\boxed{z_1^{t+1} = z_1^t + T * dt - D(t) * dt} \qquad \text{EF2-19}$$

$$z_V^{t+1}(y) = z_f^{t+1}(x_k) \qquad \text{pour } y=0 \text{ à } y= l_A(x_k, t+1) \qquad \text{EF2-20}$$

$$\lambda_i * \frac{\partial z_i}{\partial x}(X_{i+1}, t) = \lambda_{i+1} * \frac{\partial z_{i+1}}{\partial x}(X_{i+1}, t) \qquad \text{EF2-21}$$

$$\lambda * qw_T(t) * \frac{\partial}{\partial x}(qw_X(x) * \frac{\partial z}{\partial x}) + B_X(x) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)} = 0 \qquad \text{EF2-22}$$

$$z_{equi_theo}(x) = z_0 + (z_L - z_0) * \left(\frac{x}{L}\right)^{1-b_{qw}} + A * \frac{1}{\lambda} * L * \left[\left(\frac{x}{L}\right)^{1-b_{qw}} - \left(\frac{x}{L}\right)\right] \qquad \text{EF2-23}$$

$$\lambda_i * (Z_i - Z_{i+1}) + A * (X_i - X_{i+1}) = \frac{(X_i^{1-b_{qw}} - X_{i+1}^{1-b_{qw}})}{(X_{i+1}^{1-b_{qw}} - X_{i+2}^{1-b_{qw}})} * [\lambda_{i+1} * (Z_{i+1} - Z_{i+2}) + A * (X_{i+1} - X_{i+2})] \qquad \text{EF2-24}$$

$$\boxed{d\xi = \frac{1}{qw_X(x)} dx} \qquad \text{EF2-25}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t}(\xi, t) = \lambda * \overline{\phi_X}(\xi) * \phi_T(t) * \left[\frac{qw_T(t)}{\overline{qw_X}(\xi)} * \frac{\partial^2 z}{\partial \xi^2}(\xi, t) + \overline{B_X}(\xi) * \frac{B_T(t)}{w_T(t)}\right] \qquad \text{EF2-26}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t}(\xi, t) = \frac{\lambda}{\overline{l_{A_X}}(\xi)} * \frac{w_T(t) * qw_T(t)}{l_{A_T}(t)} * A_{qw} * \xi^{B_{qw}} + \frac{1}{\overline{l_{A_X}}(\xi)} * \frac{B_T(t)}{l_{A_T}(t)} * A_B * \xi^{B_B} \qquad \text{EF2-27}$$

$$z_k^{t+1} = z_k^t + \frac{dt * \overline{\phi}_{X-k}}{4 * \overline{qw}_{X-k} * d\xi^2}\{\phi_T(t) * qw_T(t) * [(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^t) - 2 * (\lambda_k * z_k^t) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^t)] + ..$$

$$\ldots \phi_T(t+1) * qw_T(t+1) * [(\lambda_{k-1} * z_{k-1}^{t+1}) - 2 * (\lambda_k * z_k^{t+1}) + (\lambda_{k+1} * z_{k+1}^{t+1})]\} + \ldots$$

$$\ldots \frac{dt * \overline{\phi}_{X-k} * \lambda_k * \overline{B}_{X-k}}{2} * \left\{\frac{B_T(t) * \phi_T(t)}{w_T(t)} + \frac{B_T(t+1) * \phi_T(t+1)}{w_T(t+1)}\right\} \qquad \text{EF2-28}$$

$$(\lambda_{k-1} * z_{Equi_{k-1}}) - 2 * (\lambda_k * z_{Equi_k}) + (\lambda_{k+1} * z_{Equi_{k+1}}) = -\frac{d\xi^2}{2} * \xi_k^{B_B - Bqw} * \left(\frac{A_B}{A_{qw}}\right) * \left[\frac{B_t}{q_{w_t} * w_t}\right] \qquad \text{EF2-29}$$

$$d\xi \le \sqrt{\left(\frac{4 * \lambda_k}{\xi_k^{B_B - Bqw}} * (\frac{A_{qw}}{A_B}) * (\frac{qw_t * w_t}{B_t})\right) * \left[PU - z_{equi_theo}(\xi_k) - \frac{(\lambda_{k-1} * z_{Equi_{k-1}}) + (\lambda_{k+1} * z_{Equi_{k+1}})}{2 * \lambda_k}\right]} \qquad \text{EF2-30}$$

$$\frac{dt}{2 * d\xi^2} < \frac{1}{2 + \sqrt{2}} * \frac{1}{\max(\frac{\lambda_k * \overline{w}_{x_k}}{l_{Ax_k} * \overline{qw}_{Xk}})} * \frac{1}{\max(\frac{qw_T * w_T}{l_{AT}})} \qquad \text{EF2-31}$$

$$dt < \frac{2 * dy^2}{(2+\sqrt{2}) * \max(K_X * K_T)}$$ EF2-32

$$\mathrm{BV}(x') = a_{\mathrm{BV}}(x + x_{\mathrm{SR}})^{b_{\mathrm{BV}}}$$ EF2- 33

$$\mathrm{BV}(x') = a_{\mathrm{BV}}(x + x_{\mathrm{SR}})^{b_{\mathrm{BV}}} \approx a_2(x_{\mathrm{SR}})^{b_2} + a_2(x)^{b_2} = \mathrm{BV}_0 + a_2(x)^{b_2}$$ EF2-34

$$\mathrm{BV}(x) = \mathrm{BVo} * \exp(a * x)$$ EF2- 35

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Niche de gélifraction dans les calcaires du Barrois – Cul du Cerf, Haute-Marne 14
Figure 1.2. Glissements de terrain actuel en Haute-Marne (Rôocourt la Côte – 51) 21
Figure 1.3. Diagramme d'Hjulström (d'après Boulvain, 2007) 22
Figure 1.4. Les différents modes de transport fluviatile (Boulvain, 2007) 23
Figure 1.5. Méandre dans la vallée de la Meuse (www.ac-reims.fr) 24
Figure 1.6. Exemple de rivière anastomosée 24
Figure 1.7. Cours d'eau en tresse aux pieds du Glacier Blanc (Vallouise – France) 25
Figure 1.8. Profil d'équilibre et niveau de base (d'après Boulvain, 2007) 27
Figure 1.9. Replat d'érosion dans la vallée de la Meuse..... 31
Figure 1.10. Signal d'insolation de Loutre et Berger (1991) 32
Figure 1.11. Courbe composite des rapports isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques de Lisiecki & Raymo (2005) 33
Figure 1.12. Traces de cryoturbations dans les dépôts de la très basse terrasse de la Marne (St Martin aux Champs -51) 35
Figure 1.13. Cartographie des dépôts de lœss en Europe de Nord-Ouest (Boulvain et Pingot,2007) 36
Figure 1.14. Grèzes litées observées dans la vallée de la Marne (Fournerot -52) dans les calcaires jurassiques 37
Figure 1.15. Les deux index climatiques définis dans le projet Bioclim 42
Figure 1.16. Corrélation proposée entre le rapport dO18_modifié et le paléo-index du projet Bioclim..... 43
Figure 1.17. Corrélation proposée entre le rapport dO18_modifié et l'index-sim du projet Bioclim..... 44
Figure 1.18. Construction d'un index climatique sur 450ka reposant sur la corrélation entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim 44
Figure 1.19. Construction d'un index climatique sur le dernier million d'années reposant sur la corrélation entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim..... 45
Figure 1.20. Tentative de corrélation entre le signal d'insolation modifié et les index du projet Bioclim..... 45
Figure 1.21. Modèle de Jervey (d'après Granjeon, 1997) 47
Figure 1.22. Modèle de Vail 48
Figure 1.23. Tracé de la courbe du niveau marin sur le dernier million d'années, obtenue à partir des mesures du rapport isotopique de l'oxygène de Lisiecki & Raymo, 2005 49
Figure 1.24. Formation de terrasses étagées et emboîtées..... 52
Figure 1.25. Formation des cuestas ou côtes 59
Figure 1.26. Côtes dégagées dans les calcaires Oxfordien de la région de Bologne (Haute-Marne – 51) 59
Figure 1.27. Pergélisol, couche active et fente de glace (Photo Van Vliet Lanoe, 2000-c).... 61
Figure 1.28. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur les 120 derniers milliers d'années..... 73
Figure 1.29. Signaux temporels du débit, de largeur et d'apport latéral construits à partir de l'index construit à partir de la courbe isotopique de Lisiescki et Raymo (2005), sur le dernier million d'années 73
Figure 2.1. Définition des variables principales 80
Figure 2.2. Relation entre le taux d'érosion et le relief – tiré de Montgomery & Brandon, 2002 83
Figure 2.3. Résultats du modèle d'évolution d'une falaise Scheiddeger (1961..... 86
Figure 2.4. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Tucker & Slingerland, (1994) Topographie du paysage à la fin d'une simulation 96
Figure 2.5. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Kooi & Beaumont, (1994, 1996) – Evolution de la topographie d'un escarpement au cours du temps 97
Figure 2.6. Exemple de résultats obtenus avec le modèle EROS (Crave et Davy, 2001) Evolution de la topographie 98

Figure 2.7. Exemple de résultats obtenus avec le modèle GOLEM (Tucet & Slingerland, 1997) - Répartition dans l'espace de l'érosion, du réseau de drainage et de l'épaisseur de régolites (gauche à droite) 99
Figure 2.8. Exemple de résultats obtenus avec une variante du modèle GOLEM (Tucker & Bras, 1998) - Morphologie du paysage à l'équilibre quand les glissements de terrain sont prédominants 100
Figure 2.9. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Willgoose (1991) Développement et enfoncement du réseau de drainage au cours du temps 101
Figure 2.10. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Minasny & Mc Bratney (1999 - 2001) – Répartition de l'épaisseur du sol (en m) après 10ka..... 102
Figure 2.11. Exemple de résultats obtenus avec le modèle CHILD (Tucker et al., 1999) – Simulation du bassin de drainage (a :vue en perspective et b :maillage) du bassin 103
Figure 2.12. Exemple de résultats obtenus avec le modèle APERO – Carretier (2004) Répartition du débit des cours d'eau dans le paysage après la fin d'une simulation (1Ma) 104
Figure 2.13. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Bogaart et al. (2003)..... 106
Figure 2.14. Evolution du profil longitudinal de la Somme au cours du dernier million d'années – Gargani 2003 109
Figure 2.15. Evolution de la vallée de la Meuse (Veldkamp et Van Dijke, 2000) dans trois régions différentes du profil (A, B et C) 109
Figure 2.16. Définition des variables utilisées dans notre modèle 117
Figure 2.17. Définition des variables utilisées dans notre modèle 118
Figure 2.18. Définition de la largeur d'action 118
Figure 2.19. Modélisation géométrique des dépôts estuariens..... 124
Figure 2.20 Exemple de résultats d'une simulation avant et après post-traitement tectonique : évolution au cours du temps de l'altitude de la Seine à Paris au cours du temps. 151
Figure 3.1. Carte générale de la vallée de la Seine..... 156
Figure 3.2. Cartographie de la Manche, d'après Auffret *et al.*, 1980 157
Figure 3.3. Carte géologique du Bassin de Paris 157
Figure 3.4. Tracé du profil longitudinal actuel de la Seine et de quelques villes repères. .. 166
Figure 3.5. Reconstruction du paléo-profil à la transition Saalien (stade 6)- Eémien..... 166
Figure 3.6. Données et courbe lissée de la largeur d'action actuelle de la Seine. 168
Figure 3.7. Evolution de la largeur d'action actuelle de la Seine suivant les points de confluence..... 168
Figure 3.8. Evolution de la largeur d'action actuelle de la Seine suivant les lithologies traversées..... 168
Figure 3.9. Evaluation de la largeur d'action de la Seine au cours du Weichsélien..... 170
Figure 3.10. Tracé de la largeur d'action au cours du Saalien de la Seine 170
Figure 3.12. Evolution de la largeur d'action au cours du temps dans la vallée de la Seine 172
Figure 3.13. Les différents paliers d'érosion de la Seine alignés sur le replat du Weichsélien 173
Figure 3.14. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine sur les 90 premiers kilomètres du profil et de son ajustement selon une fonction exponentielle 174
Figure 3.15. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine BV- BV0 et de son ajustement selon une fonction puissance 175
Figure 3.16. Tracé de la superficie du bassin versant de la Seine le long du profil virtuel et de son ajustement selon une fonction puissance 175
Figure 3.17. Tracé du débit de la Seine en fonction de la superficie du bassin versant et de son ajustement selon une relation linéaire 176
Figure 3.18. Tracé de la largeur de la Seine de son débit et de son ajustement selon une relation de puissance 177
Figure 3.19. Evaluation des coefficients {λi} de la Seine à partir du profil continental actuel. 179
Figure 3.20. Profil digitalisé de la vallée de la Marne..... 184
Figure 3.21. Les niveaux d'incision de la Marne 185
Figure 3.22. Evolution de la largeur d'action de la Marne le long du profil..... 186
Figure 3.23 Mesures de la largeur d'action de la Marne en fonction du temps 187

Figure 3.24 Evolution du coefficient temporel de la largeur d'action de la Marne au cours du temps 188
Figure 3.25 Evolution de la largeur d'action de la Marne suivant différents scénarios tectoniques..... 189
Figure 3.26 Profil théorique d'équilibre et profil digitalisé de la Marne 192
Figure 3.27. Profil initial des tests pour le choix du meilleur modèle temporel 197
Figure 3.28. Les différents signaux temporels..... 199
Figure 3.29. Modèle temporel correspondant au signal mod_temp_biblio..... 203
Figure 3.30. Modèle temporel du Paléo-index Bioclim 203
Figure 3.31. Modèle temporel construit à partir de l'index-sim Bioclim 205
Figure 3.32. Modèle temporel construit à partir du signal mod_temp_dO18..... 205
Figure 3.33. Résultats de la simulation réalisée avec mod_temp_biblio..... 207
Figure 3.34. Résultats de la simulation réalisée avec le paléo-index Bioclim 208
Figure 3.35. Modèle temporel du Paléo-index Bioclim modifié..... 209
Figure 3.36. Résultats de la simulation réalisée avec le paléo-index Bioclim modifié..... 211
Figure 3.37. Index_sim Bioclim : évolution au cours du temps de l'altitude de plusieurs points le long du profil de la Seine..... 212
Figure 3.38. Evolution au cours du temps de l'altitude du profil calculé avec le signal « mod_temp_dO18 » en plusieurs points le long de la Seine..... 213
Figure 3.39. Evolution au cours du temps de l'écart entre l'altitude du profil résultant du calcul et celle du profil d'équilibre sous les mêmes conditions. 215
Figure 3.40. Profil initial et profil final de la simulation réalisée avec un rupture de pente à l'extrémité du profil et un climat tempéré gardé constant 217
Figure 3.41.Profil initial et profil final de la simulation réalisée avec une rupture de pente à l'extrémité du profil et un climat qui varie suivant le modèle temporel « mod_temp_biblio ». 218
Figure 3.42.Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre..... 219
Figure 3.43. Profil final et profil initial avec une rupture de pente dans l'estuaire 220
Figure 3.44.Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre avec une rupture de pente dans l'estuaire..... 221
Figure 3.45. Evolution temporelle de l'altitude du profil à Paris 222
Figure 3.46 Résultats de la simulation avec 2 ruptures de pentes en mer : Profil initial et profil final 223
Figure 3.47 Evolution temporelle de l'altitude du profil au Havre..... 223
Figure 3.48. Evolution temporelle de l'altitude du profil en mer..... 224
Figure 3.49. Evolution de l'altitude à Paris avec 2 ruptures de pente en mer 224
Figure 3.50. Evolution de l'altitude à Paris avec 2 ruptures de pente en mer et le signal « mod_temp_dO18 » 225
Figure 3.51. Présentations des profils si L_{est} = 93km..... 227
Figure 3.52. Evolution du profil de la Seine au Havre au cours du temps si L_{est} = 93km .. 228
Figure 3.53. Résultats profil initial et profil final si L_{est} = 93km..... 228
Figure 3.54. Evolution de l'altitude du profil à Paris si Lest = 93 km 229
Figure 3.55. Evolution de l'altitude du profil à Paris si Lest = 46,5km..... 230
Figure 3.56. Evolution de l'altitude du profil au Havre si Lest = 46,5 km 230
Figure 3.57. Profil d'équilibre sous un climat tempéré et profil digitalisé de la Seine..... 232
Figure 3.58. Reconstitution du climat au cours des 400 derniers ka 233
Figure 3.59. Les variations eustatiques au cours des 400 derniers ka 233
Figure 3.60. Evolution de la fonction du temps LA_t(t) de la largeur d'action de -400ka à 0ka 234
Figure 3.61: Evolution avec le temps des coefficients du modèle temporel et de l'altitude du profil de la Seine à Paris si la largeur d'action est stationnaire..... 235
Figure 3.63. Evolution avec le temps de l'altitude du profil à Troyes si la largeur d'action est stationnaire..... 236
Figure 3.64. Evolution avec le temps de l'altitude du profil à Rouen si la largeur d'action est stationnaire..... 236
Figure 3.65. Evolution de l'altitude à Paris au cours du temps si la largeur d'action décroît au cours du temps. 238
Figure 3.66. Comparaison des résultats avec et sans variations temporelles de la largeur d'action Evolution de l'altitude à Troyes au cours du temps 239

Figure 3.67. Profil initial si la tectonique est de 60 m/Ma et si la dissolution appliquée à la source est nulle. 242
Figure 3.68. Comparaison des tests avec et sans surrection tectonique: Evolution du profil à Paris 243
Figure 3.69. Comparaison des test avec et sans surrection tectonique : Evolution du profil à Rouen 244
Figure 3.70. Comparaison des test avec et sans surrection tectonique : Evolution du profil au Havre 244
Figure 3.71. Evolution de l'enfoncement des profils à Paris au cours du temps si T=60m/Ma ou T=80m/Ma 246
Figure 3.72. Altitudes actuelles des replats formés au cours du temps suivant la valeur de la surrection tectonique 247
Figure 3.73 : Evolution au cours du temps de l'écart Δz (t)=z_init-z(t) en plusieurs points du profil si la vitesse de dissolution du substrat de la source est nulle 249
Figure 3.74 : Evolution au cours du temps de l'écart Δz (t)=z_init-z(t) en plusieurs points du profil si la vitesse de dissolution du substrat de la source est de 20 m/Ma 249
Figure 3.75. Influence des différents paramètres qui contrôlent l'érosion le long du profil du fleuve Seine 251
Figure 3.76. Evolution du rapport isotopique de l'oxygène au cours du dernier million d'années 254
Figure 3.77. Reconstitution du niveau marin depuis -1Ma jusqu'à l'actuel 255
Figure 3.78. T=80m/Ma Evolution temporelle de l'altitude en différents points du profil par rapport à leur altitude initiale 256
Figure 3.79 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 258
Figure 3.80. Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude à Paris au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique 258
Figure 3.81 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma - Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 260
Figure 3.82 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Montereau au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 260
Figure 3.83.Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, avant et après le post-traitement tectonique 262
Figure 3.84 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Rouen au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 262
Figure 3.85 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 263
Figure 3.86: Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude au Havre au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 263
Figure 3.87 : Test Seine Tectonique = 80m/Ma Evolution de l'altitude à Mantes au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 265
Figure 3.88 : Test Seine Tectonique = 60m/Ma Evolution de l'altitude à Mantes-la-Jolie au cours du dernier million d'années, après le post-traitement tectonique 265
Figure 3.89 – Cartographie des résultats de la surrection tectonique dans la vallée de la Seine 268
Figure 3.90. Evolution au cours du temps du point de confluence 269
Figure 3.91. Evolution de la largeur d'action au cours du temps 270
Figure 3.92. Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka. 272
Figure 3.93 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka... 272
Figure 3.94 . Marne Tecto=60m/Ma – intégration de la capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après le post-traitement tectonique, entre -500ka et 0ka. 273
Figure 3.95. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Chaumont, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka..... 276
Figure 3.96. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Joinville, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka. 276

Figure 3.97. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à St-Dizier, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka..... 277
Figure 3.98. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Vitry-le-François, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka. 278
Figure 3.99. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Epernay, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka. 279
Figure 3.100. Marne tectonique = 60m/Ma – sans capture - Evolution temporelle de l'altitude du profil à Nogent, après post-traitement tectonique, entre -1Ma et 0ka. 279
Figure 3.101. Carte de la répartition de la tectonique dans les vallées de la Seine et de la Marne 281
Figure 3.102. Profils réels – versants de Courlange (Mery-sur-Seine) 286
Figure 3.103. Profil initial – versant de Courlange (Mery-sur-Seine)..... 287
Figure 3.104. Résultats de la simulation K1 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine) 287
Figure 3.105. Résultats de la simulation K2 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine) 288
Figure 3.106 Résultats de la simulation K3 – versant de Courlange (Mery-sur-Seine) 288
Figure 3.107. Profil transversal de la vallée de la Seine au cours du temps (coefficient K2) 289
Figure 3.108. Représentation 3D de la vallée actuelle de la Seine à Montereau..... 290
Figure 3.109 : Profil de référence des versants rive gauche de la vallée actuelle de la Seine à Montereau..... 291
Figure 3.111 : Evolution du profil transversal- Coefficients K2 - rive gauche à Montereau 293
Figure 3.112 : Evolution du profil transversal- Coefficients K3 - rive gauche à Montereau 293
Figure 3.113 : Evolution du profil transversal à Montereau- Coefficients K3 _ Tecto=60m/Ma 294

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Exemples de valeurs du taux d'altération suivant les climats et la lithologie – Tiré de Selby, 1993 15
Tableau 1.2. Caractéristiques des différents systèmes fluviatiles (Knighton, 1998) 25
Tableau 1.3. Les différentes chartes stratigraphiques du Quaternaire (Riser, 1999 et Kukla, 2005) 38
Tableau 1.4. Reconstitution du climat des 500 derniers ka en France 40
Tableau 1.5. Classification des climats de Køppen-Trewartha 41
Tableau 1.6. Corrélations proposées entre le rapport dO18_modifié et les index du projet Bioclim 43
Tableau 1.7. Données bibliographiques de l'évolution du niveau de la Manche au cours du Quaternaire 50
Tableau 1.8. Tableau récapitulatif de l'évolution des processus au cours d'un cycle climatique 68
Tableau 1.9. Evolution suivant les climats du taux d'alération du substratum 70
Tableau 1.10. Evolution suivant les climats des différents paramètres hydrologiques et sédimentaires des cours d'eau 71
Tableau 3.1. Description synthétique des terrasses décrites dans la vallée de la Seine 162
Tableau 3.2. Données altitudinales des terrasses retenues dans notre étude 164
Tableau 3.3. Valeurs lissées de la largeur d'action actuelle de la Seine 167
Tableau 3.4. Valeurs des paramètres du modèle de bassin versant 176
Tableau 3.5. Densités de plusieurs matériaux utilisées dans le calcul du taux de dénudation 178
Tableau 3.6. Valeurs des coefficients du modèle spatial avec et sans source virtuelle, dans le cas de la Seine 178
Tableau 3.7 Valeurs des coefficients {λi} de la Seine à partir des données actuelles 179
Tableau 3.8. Valeurs des coefficients {λi} de la Seine à partir des données actuelles 180
Tableau 3.9. Synthèse des niveaux observés le long de la Marne (Lejeune, 2005) 183
Tableau 3.10. Largeur d'action de la Marne le long du profil 186
Tableau 3.11 Modèle spatial de la Marne avant et après la capture du système Saulx-Ornain 191
Tableau 3.12. Valeurs des coefficients {λi} obtenues dans le cas de la Marne 192
Tableau 3.13 Valeurs des coefficients {λi} de la Marne à partir des données actuelles 192
Tableau 3.14. Coefficients ETD pour un profil sans rupture de pente 197
Tableau 3.15. Valeurs des paramètres temporels 201
Tableau 3.16. Profondeur des incisions et épaisseur des dépôts obtenus avec le signal mod_temp_biblio 206
Tableau 3.17. Profondeur des incisions et épaisseur des dépôts obtenus avec le signal paléo-index Bioclim 208
Tableau 3.18. Résultats obtenus avec le signal paléo-index Bioclim modifié 210
Tableau 3.19. Amplitudes des incisions et des dépôts obtenus avec le modèle temporel Index_sim-Bioclim 211
Tableau 3.20. Amplitudes des incisions et des dépôts obtenus avec le modèle temporel « mod_temp_dO18 » 213
Tableau 3.21. Coefficients ETD avec une rupture de pente dans l'estuaire 219
Tableau 3.22. Coefficients ETD avec 2 ruptures de pente en mer 222
Tableau 3.23. Les coefficients de notre modèle temporel « mod_temp_dO18 » 231
Tableau 3.24. Les conditions de simulations utilisées pour l'étude du profil de la Seine .. 231
Tableau 3.25 Profondeur d'incision si la largeur d'action est stationnaire 235
Tableau 3.26. Epaisseur des dépôts si la largeur d'action est stationnaire 235
Tableau 3.27. Profondeur d'incision quand la largeur d'action varie au cours du temps .. 238
Tableau 3.28. Epaisseur des dépôts quand la largeur d'action varie au cours du temps .. 238
Tableau 3.29. Résultats de la simulation réalisée sur 400ka avec une largeur d'action variable. 241
Tableau 3.30.Comparaison des tests réalisés avec et sans surrection tectonique sur l'enfoncement du profil 245

Tableau 3.31 - Profondeurs d'incision calculées à Troyes, Rouen et Paris si VTecto=0 ou 60 m/Ma..... 245
Tableau 3.32 - Epaisseurs des dépôts calculées à Troyes, Rouen et Paris si VTecto=0 ou 60 m/Ma..... 245
Tableau 3.33 : Comparaison des tests réalisés avec et sans surrection tectonique sur les érosions régressives au cours des stades 6 et 2 246
Tableau 3.34. Altitude initiale de la source selon la vitesse de dissolution 248
Tableau 3.35 - Conditions de calcul pour les tests..... 257
Tableau 3.36 – Résultats obtenus dans la vallée de la Seine selon les deux hypothèses de surrection tectoniques..... 268
Tableau 3.37. Altitude de la source suivant les différentes valeurs de la tectonique..... 270
Tableau 3.38. Résultats obtenus avec et sans capture pour T=60m/Ma 275
Tableau 3.39. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie amont 282
Tableau 3.40. Comparaisons des résultats obtenus dans la vallée de la Marne : partie aval 283
Tableau 3.41. Coefficients K du modèle temporel des versants 285
Tableau 3.42 Coefficients d'altération, équilibre et dissolution du modèle temporel des versants 285

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Rapport ANDRA C RP ASMG 03.104 – 2003

HAVL - Argile - Meuse Haute-Marne - Biosphères de référence - Document support 6

Rapport n° C.RP.0ARM.06.0003.A - Stab O., Jouve A. & Cojan I., 2006

Site Meuse/Haute-Marne – Géoprospective - Dynamique de l'évolution géomorphologique – Modélisation numérique de l'érosion : développements 2006 et perspective d'application pour préciser l'évolution géomorphologique future du site Meuse/Haute-Marne –

Rapport C.RP.0ARM.05.003.A - Jouve A., Stab O. & Cojan I., 2005

Site Meuse/Haute-Marne – Géoprospective - Dynamique de l'évolution géomorphologique - Modélisation numérique de l'érosion : Synthèse de l'étude 2003-2005 -

Rapport C.RP.0ARM.05.0001.A - Stab O., Jouve A. & Cojan I., 2005

Site Meuse/Haute-Marne – Géoprospective - Dynamique de l'évolution géomorphologique - Modélisation numérique de l'érosion : Aspect 1 « Modélisation et développement du modèle 3D » Phase 3 -

Rapport C.RP.0ARM.03.006.A - Stab O., Cojan I. & Jouve A., 2004

Site Meuse/Haute-Marne – Géoprospective - Dynamique de l'évolution géomorphologique - Modélisation numérique de l'érosion : Aspect 1 « Simulations Processus unitaires » Phase 2 –

Réunions du groupement de laboratoires "Bio-Géo-Prospectives" de l'ANDRA des 30/01/2004, 26/03/2004, et 07/05/2004.

Agadjanian A.K. - 2004

L'évolution des éléphants et des mammouths au Quaternaire

Dossiers d'Archéologie, vol. 291, pages 22-27

Alduc D., Auffret J.P., Carpentier G., Lautridou J.P. Lefebvre D. & Porcher M. - 1979

Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche Orientale.

Bulletin d'Information du Bassin Parisien, vol. 16, n°2, pages 27-34

Ahnert F. – 1976

Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model for landform development

Z. Geomorphol. Suppl., vol. 25, pages 29-49

Antoine P. - 1993

Le système de terrasses du Bassin de la Somme : modèle d'évolution morphosédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique

Quaternaire, vol. 4, Iss.1, pages 3-16.

Antoine P. - 1997

Evolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale: nouveaux résultats

CRAS Paris, Earth & Planetary Sciences, vol. 325, pages 35-42

Antoine P., Lautridou J.P. & Laurent M. – 2000

Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonics movements, climatic variations and sea-level changes.

Geomorphology, vol. 33, pages 183-207

Aufret J.P., Alduc D. Larsonneur C. et Smith A.J. - 1980

Cartographie du réseau des paléo-vallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche Orientale

Ann. Inst. océanogr. Paris, vol 56, pages 21-35

Auguste P., Carpentier G. et Lautridou J.P – 2003

La faune mammalienne de la basse terrasse de la Seine à Cléon (Seine-Maritime, France) : interprétations taxonomiques et biostratigraphiques.

Quaternaire n°14, vol. 1, pages 5-14

Ballantine C.K. & Kirkbride M.P. – 1987

Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial

Geographical Journal, vol. 153, pages 86-92

***de* Beaulieu J.L., Andrieu-Ponel V., Cheddadi R., Guiter F., Ravazzi C., Reille M. & Rossi S. – 2006**

Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes

Comptes Rendus Palevol, vol. 5, Iss. 1-2, pages 65-72

***de* Beaulieu J.L., Andrieu-Ponel V., Reille M., Grüger E., Tzedakis C., Svobodova H. – 2001**

An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe

Quaternary Science Reviews vol. 20, pages 1593 – 1602.

***de* Beaulieu J. L. & Reille M. – 1989**

The transition from temperate phases to stadials in the long upper Pleistocene sequence from Les Echets (France)

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol.72, pages 147-159

Beaumont C.P., Fullsack P., Hamilton J. – 1992

Erosional control of active compressional orogens

Thrust Tectonics – Ed. McClay K.R., pages 1-18

Begin Z.B., Meyer D.F., Schumm S.A. – 1981

Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering

Earth Surface Processes and Landforms, vol. 6, pages 49-68

Berger A.L. – 1979

Long-Term Variations of Daily Insolation an Quaternary Climatic Changes

Journal of Atmosphéric Sciences, vol. 35, pages 2362- 2367

Berger A., Loutre M.F. - 1991

Insolation values for the climate of the last 10 million years

Quaternary Science Reviews, vol.10, pages 297-317.

BIOCLIM: Modelling Sequential Biosphère Systems under Climate Change for Radioactive Waste Disposal - 2002

Deliverable D2 : Consolidation of Needs of the European Waste Management Agencies and the Regulator of the Consortium.

Blum M.D. & Tornqvist T.E. – 2000

Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward

Sedimentology, vol. 47, pages 2-48

Bogaart P.W., van Balen R.T. – 2000

Numerical modeling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change

Global and Planetary Change, vol. 27, pages 147-163

Boulvain F. & Pingot J.F.-2007

Une introduction à la géologie de la Wallonie

http://www.ulg-ac.be/geolsed/geolwal/geolwal.html

Bratkiw, O. - 1964

L'alluvionnement de 8-10m de la Seine à Bonneuil, près du confluent Seine-Marne

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, vol. 259, pages 3803-3806

Brocard, G.Y., and P.A. van der Beek – 2006

Influence of incision rate, rock strength and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (SE France)

Tectonics, Climate and Landscape Evolution, Geol. Soc. Am. Spec. Publ. (S.D. Willett, N. Hovius, M.T. Brandon and D. Fisher, eds.), 398, pages 101-126

Brugal J.P. - 2006

Lettre du CNF INQUA 2006 n°3 – Le mot du president

http://www.cnfinqua.univ-montp2.fr/INQUA-Juin06.doc

Buffington J.M. & Montgomery D.R. – 1997

A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers

Water Resources Research, vol. 33 (8), pages 1993-2029

Bull W.B. – 1991

Geomorphic responses to climatic change

Oxford Press University, 321 pages.

Calder N. – 1974

Arithmetic of ice ages

Nature, vol. 252, Pages 216-218

Campy M. & Macaire J.J. – 1989

Géologie des formations superficielles

Ed. Masson, 433 p., ISBN 2225814260

Cappus P. – 1960

Etudes des lois de l'écoulement. Applications aux calculs et à la prévision des débits. Bassin expérimental d'Alrance.

La Houille Blanche, vol. A, pages 493-520

Carretier S. & Lucazeau F – 2005

How does alluvial sedimentation at range front modifies the erosional dynamics of mountain catchments?

Basin Research, vol. 17, pages 361-381

Carretier S. – 2004

Apero user' guide

Rapport BRGM - hhtp://perso.orange.fr/sebastien.carretier/

Chamley H. – 2004

Bases de sédimentologie

Ed. Dunod, 2ème edition, 178 p., ISBN 2100485490

Chancerel A., - 1986

Le système des nappes alluviales de la Seine en aval de Rouen.

Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen – vol. 31- pages 74-82

Chaussé C., Voinchet P., Bahain J.J., Connet N., Lhomm V., Limondin-Lozouet N. - 2004

Middle and Upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France) : First results

Quaternaire n°15, vol.1-2, pages 53-64

Clevis Q., de Boer P., Wachter M. – 2003

Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy

Sedimentary Geology, vol. 163, pages 85-110

Cojan I. & Renard M. – 1997

Sédimentologie

Ed. Masson, 418 p., ISBN 2225854300

Cojan I. & Voinchet P. – 2003

Site Meuse Haute-Marne – Quantification de l'érosion : Essai de datation des terrasses alluviales par méthode ESR (2001-2002)

Rapport Andra C.RP 0ARM 01-015, 49p

Cojan I. & Voinchet P. – 2004

Site Meuse Haute-Marne – Quantification de l'érosion : Datation des terrasses alluviales du secteur Meuse Haute-Marne par méthode ESR

Rapport Andra C.RP 0ARM 04-0001.1, 31p

Cojan I., Brulhet J., Corbonnois J., Devos A., Gargani J., Harmand D., Jaillet S., Jouve A., Laurain M., Lejeune o., Le Roux J., Losson B., Marre A., Moreau M.G., Ricordel C., Simon-Coinçon R., Stab O., Thiry M., Voinchet P. (soumis)

Morphologic evolution of eastern Paris Basin : Ancient surfaces and late incisions

Bulletin de la Société Géologique de France

Colbeaux J.P., Dupuis C., Robasynski F., Auffret J.P., Haesaerts P., Sommé J. – 1980

Le Détroit du Pas-de-Calais: un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale

Bull. Inf. Geol. Bassin Paris vol. 17, pages 41-54

Coutard S., Lautridou J.P., Rhodes E. & Clet M. – 2006

Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France

Quaternary Science Reviews, vol.25, Iss. 5-6, pages 595-611

Crave A., Davy P. – 2001

A stochastic précipiton model for simulating erosion/sedimentation dynamics

Computers & Geosciences, vol. 27, pages 815-827

Culling W.E.H. – 1960

Analytical theory of erosion

Journal of Geology, vol.28, pages 336-344

Densmore A.L., Ellis M.A., Anderson R.S. – 1998

Landsliding and the evolution of normal fault bounded mountains

Journal of Geophysical Research, vol. 103, page 15203 - 15219

Deshaies M. & Weisrock A. – 1995

Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins versants dans le Nord Est de la France : implications paléogéographiques.

Geodynamica Acta, vol. 8-1, pages 33-35

Dietrich W.E., Bellugi D.G., Sklar L.S., Stock J.D., Heimsath A.M., Roering J.J. – 2003

Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics

Prediction in geomorphology

Ed. American Geophysical Union, pages 1-30

Durbet G., Rodriguez P., Badalian L., Hadjouis D., Gauthier A., Laurent M., Ricard J.L. & Wattez J. - 1997

Découverte d'un site Paléolithique moyen dans les alluvions saalienne du confluent Seine - Marne à Maisons-Alfort (Val-de-Marne)

CRAS Paris, t 324, série II a, pages 505-512

Etlicher B. - 1999

Document internet sur la forêt boréale

www.univ-st-etienne.fr/crenam/ donnee/cours/etli/foeboretli.html

Foucault A.& Raoult J.F.-1988

Dictionnaire de géologie

Ed. Masson, 352 p, 2225814805

Furbish D.J. & Dietrich W.E. – 2000

A physical interpretation of the diffusion-like coefficient in hillslope evolution models based on probability theory

Geol. Soc. of Am.- Abst. Prog. Ann. Mtg

Freytet P., Limondin-Lozouet N., Chausse C., - 2002

Les tufs calcaires de la Celle sur Seine (Seine et Marne) : microfaciès, contenu algaire, constitution microscopique.

Bulletin d'Information du Bassin Parisien, vol. 39, n°4, pages 14-20

Gaquerel C. – 1984

Tourville-Cléon : une formation alluviale saalienne complexe.

Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen. n°29- pages 37-49

Gargani J.- 2004

Modélisation de l'érosion fluviatile long-terme: application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions)

Thèse de doctorat de l'Ecole des Mines de Paris

Garnaud S. - 2003

La sédimentation fine sur une plateforme interne actuelle macrotidale : la baie de Seine Sud Orientale (France)

Thèse de doctorat de l'Université de Caen – Basse-Normandie

Geyh M.A. & Müller H. – 2005

Numerical ^{230}Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial

Quaternary Science Reviews, vol. 24, Iss. 16-17, pages 1861-1872

Gilbert G.K. – 1877

Report on the Geology of the Henry Mountains

US Geological Survey Rocky Mountain Region, 160p

Gomez E., 2002

Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au basin de la Seine

Thèse de doctorat de l'Ecole des Mines de Paris, 291 pages

Grajeon D. – 1997

Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3d multi-lithologique

Thèse de doctorat de l'Université de Rennes 1, 189 p

Guiter F., Andrieu-Ponel V., de Beaulien J.L., Cheddadi R., Calvez M., Ponel P., Reille M. Keller T. & Goeury C. - 2003

The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records.

Quaternary International, vol. 111, pages. 59-74.

Heimsath A.M., Dietrich W.E., Nishiizumi K., Finkel. R.C. - 1997

The soil production function and landscape equilibrium

Nature, vol. 388, pages 358-361

Horton R.E. – 1933

The role of infiltration in the hydrological cycle

American Geophysical Union Transactions, vol. 14, pages 446-460

Howard A.D.– 1994

A detachment-limited model of drainage basin evolution

Water Resources Research, vol.30; pages 2261-2285

Howard A.D., Dietrich W.E. & Siedl M.A. – 1994

Modelling fluvial erosion on regional to continental scales,

Journal of Geophysical Research, vol. 99, pages 13971-13986

Huisink M. – 2000

Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Wecht valley, eastern Netherlands

Sedimentary Geology, vol. 133, pages 115-134

Imbrie J. & Imbrie J.Z. – 1980

Modelling the climatic response to orbital variations

Science, vol. 207, pages 943-953

Imbrie et al. – 1992

On the structure and origin of major glaciation cycles - 1. Linear responses to Milankovitch forcing

Paleoceanography, vol. 7 (6), pages 701-738

Isarin R.F.B., Renssen H. & Koster E.A. – 1997

Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 34 pages 127-148

Jordan T.E. & Fleming P.B. – 1989

From geodynamic models to basin fill – a stratigraphic perspective

Quantitative Dynamic Stratigraphy, Ed. Cross T.A. pages 149-163

Jordan T.E. & Fleming P.B. – 1991

Large-scale architecture, eustatic variation and unsteady tectonism: a theorical evaluation

Journal of Geophysical Research, vol. 96 (B4), pages 6681-6699

Kasse C., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Bohncke S.J.P., Bos J.J.A. – 2003

Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany).

Quaternary Science Reviews, vol.22, pages 2141-2156

Kenyon P.M. & Turcotte D.L. – 1985

Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport

Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 96, pages 1457 – 1465

Kirkby M.J.- 1971

Hillslope process-response models based on the continuity equation

Slope Form and Process – Ed. D. Brundsen

Inst. Br. Geogr. Special Publication, vol. 3, pages 15-30

Knox J.C. – 1983

Responses of river systems to Holocene climates

Wright H.E & Porter S.C. (eds), Late Quaternary Environments of the United States, vol.2, The Holocene. University of Minnesota Press, Minneapolis, pages 26-41

Kooi H. et Beaumont H. – 1994

Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction

Journal of Geophysical research, vol. 99 (B6), pages 12191-12209

Kukla G. – 2005

Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating

Quaternary Science Reviews vol. 24, pages 1573 – 1583.

Lague D. – 2001

Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique.

Thèse de doctorat de l'université de Rennes 1

Larue J.P. – 2003

L'encaissement inégal de la Seine et de a Loire dans le Bassin Parisien (France).

Géographie Physique et Quaternaire, vol. 57, n°1, pages 21-36

Laskar J., 1990

The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones

Icarus, vol. 88, pages 266-291

Lautridou J.P., Auguste P., Carpentier G., Cordy J.M., Lebret P., Lechevalier C., Lefebvre D.- 2003

L'Eémien et le pléistocène moyen récent fluvio-marin et continental de la vallée de la Seine de Cléon au Havre (Normandie).

Quaternaire vol.14, n°1, pages 25-30.

Lautridou J.P., Auffret J.P., Baltzer A., Clet M., Lécolle, F.,, Lefebvre D., Lericollais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J.C., Occhietti S. et Rousseau D.D. - 1999

Le fleuve Seine, le fleuve Manche.

Bulletin de la SGF, t.170, n°4, pages 545-558.

Lautridou J.P., Lefèbvre D., Lécolle F., Crapentier G., Descombes J.C., Gaqurel C. et Huault M.F.- 1984

Les terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf. Corrélations avec celles de la région de Mantes.

Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, n° 1.2.3 pages 27-32

Lavé J. & Avouac J.P. – 2001

Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal

Journal of Geophysical Research, vol. 106, pages 26561 – 26592

Lebret P., Dumont J.L., Gaquerel C., Huault M.F., Lautridou J.P., Le Coustumer M.N., Lefebvre D., Masson B. et Puissegur J.J. - 1984

Tancarville : La liaison Pléistocène moyen - Pléistocène supérieur en Basse Seine.

Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen., n°29 , pages 63-83.

Lechevalier C. - 1984

Le pléistocène de l'estuaire de la Seine : les données de la région du Havre.

Bulletin du centre de géomorphologie de Caen, n° 29, pages 102-120.

Lécolle F. – 1984 a

Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au Sud du Vexin

Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. n° 1.2.3., pages 33-36.

Lécolle F. - 1984 b

Les formations alluviales Quaternaires de la Seine entre Paris et Rouen.

Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen. n° 29 -pages 20-36

Lécolle F. - 1989

Le cours moyen de la seine au Pléistocène moyen et supérieur.

Géologie et préhistoire. Groupe Seine.

Lefevbre D., Antoine P., Auffret J.P., Lautridou J.P. et Lécolle F. - 1994

Réponses de la Seine et de la Somme aux évènements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion.

Quaternaire, vol.5 n° 3-4, pages 165-172.

Lefebvre D., Carpentier G. & Evrard H. – 1986

Les terrasses de la Seine de Pont-de-l'Arche à Elbeuf.

Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen – vol. 31- pages 41-72

Lejeune O. – 2005

Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France: l'exemple du bassin versant amont de la Marne

Thèse de doctorat de l'université de Reims Champagne-Ardenne, 472 pages

Lewkowicz A.G. & Kokelj S.V. - 2002

Slope sediment yield in arid lowland continuous permafrost environments, Canadian Arctic Archipelago

Catena, vol. 46, pages 261-283.

Lisiecky L.E. & Raymo M.E. – 2007

Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics

Quaternary Science Reviews, vol.26, Iss.1-2, pages 56-69

Lisiecki, L.E. & Raymo M.E. - 2005

A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records.

Paleoceanography, vol. 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Lisiecki, L.E. & Raymo M.E. - 2005

LR04 Global Pliocene-Pleistocene Benthic d18O Stack.

IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology - Data Contribution Series #2005-008.

NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

Limondin N., et Rousseau D.D. - 1991

Variations climatiques holocènes enregistrées par les malacofaunes de Verrières (vallée de la Seine, France).

CRAS, IIa, t. 313, pages 215-221

Limondin-Lozouet N., Antoine P., Auguste P., Bahain J.J., Carbonel P., Chaussé C., Connet N., Duperon J., Duperon M., Falgueres C., Freyete P., Ghaleb B., Jolly-Saad M.C., Lhomme V., Lozouet P., Mercier M., Pastre J.F. & Voinchet P. - 2006

Le tuf calcaire de la Celle-sur-Seine (Seine et Marne) : nouvelles données sur un site clé du stade 11 dans le Nord de la France.

Quaternaire, vol.17, n°2, pages 5-29

Mackin J.H – 1948

Concept of the Graded River

Geological Society of America Bulletin, vol.84, pages 1845-1860

Martin Y. – 2000

Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations

Geomorphology, vol. 34, pages 1-21

Martin Y. & Church M. – 1997

Diffusion in landscape development models: on the nature of basic transport relations

Earth Surf. Processes Landforms, vol. 22, pages 273-279

Matsuoka N. – 2001

Solifluction rates, processes and landforms: a global review

Earth-Science Review, vol. 55, pages 107-134.

Mc Kean J.A., Dietrich W.E., Finkel R.C., Southon J.R., Caffe M.W. – 1993

Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ^{10}Be accumulations on a hillslope profile

Geology, vol. 21, pages 343-346

Milankovitch M.-1941

Canon of Insolation and the Age Ice Problem

English translation by Israel Program for the U.S Department Commerce and the National Science Fondation, Washington D.C. 1969

Milliman J.D. & Meade R.H. – 1983

World-wide delivery of river sediment to the oceans

Journal of Geology, vol. 91, pages 1-21

Milliman J.D. & Syvitski J.P.M. – 1992

Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers

Journal of Geology, vol. 100, pages 525-544

Minasny B. & Mc Bratney A.B- 2001

A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development

Geoderma, vol. 90, pages 3-21

Minasny B. & Mc Bratney A.B- 1999

A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development: II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering

Geoderma, vol. 103, pages 161-179

Montgomery D.R.- 2003

Predicting landscape-scale erosion rates using digital elevation models

C.R. Geosciences, vol. 335, pages 1121 – 1130

Montgomery D.R. & Brandon M.T. – 2002

Non-linear controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges

Earth Planet. Sci. Lett., vol 201, pages 481-489

Müller U.C., Pross J. & Bibus E. – 2003

Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the pas 140,000 yr based on evidence from the Füramos pollen record.

Quaternary Research, vol.59, pages 235-245

Nachtergaele J., Poesen J., Steegen A., Takken I., Beuselinck L., Vandekerckhove L., Govers G. – 2001

The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils

Geomorphology, vol. 40, Iss 3-4, pages 237-252

Nitychoruk J., Binka K., Ruppert H. & Schneider J. – 2006

Holsteinian Interglacial = Marine Isotope stage 11?

Quaternary Science Reviews, in press

Obradovich J.D., Naeser, C.W., Izett G.A., Pasini G. & Bigazzi G. - 1982

Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy

Nature, vol. 298, pages 55-59

Oerlemans J. - 1980

Model experiments on the 100 000 yr glacial cycle

Nature, vol. 287, pages 430-432.

Oygarden L. -2003

Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway

Catena, vol.50, pages 217-242.

Pissart A., Harmand D., Krook L. – 1997

L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses

Géographie Physique et Quaternaire, vol. 51, pages 267-284

Paillard D. – 1998

The timing of Pleistocene glaciations from a simple multi-state climate model

Nature, vol. 391, pages 378 – 381

Parrenin F. – 2002

Datation glaciologique des forages profonds en Antarctique et modélisation conceptuelle des paléoclimats : Implications pour la théorie astronomique des paléoclimats.

Thèse de Doctorat – Université Fourier Grenoble 1

Pastre J.F., Limondin-Lozouet N., Leroyer C., Ponel P. & Fontugne M. – 2003

River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France)

Quaternary Science Reviews vol. 22, pages 2177-2188

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. - 1988

Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework.

Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Special Publication, pages 110– 124.

Posamentier, H.W., Vail, P.R. -1988

Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models.

Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Special Publication, pages125–154.

Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Velentin C. – 2003

Gully erosion and environmental change: importance and research needs

Catena, vol. 50, Iss. 2-4, pages 91-133

Pomerol C.- 1978

Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes

Geol. Mijnbouw, vol. 57, pages 533-543

Pomerol C. & Renard M.-1989

Eléments de géologie

Ed. Colin, 616 p, ISBN 2200312458

Post E. – 2003

Climate-vegetation dynamics in the fast lane

Trends in Ecology and Evolution, vol.18 n°11, pages 551-553

Prosser I.P. & Rutomji P. – 2000

Sediment transport capacity relation for overland flow

Prog. Phys. Geogr., vol. 24, pages 179-193

Rapp A. – 1960

Recent development of mountain slopes in Kärkevagge of surroundings, northern Sacndinavia

Geografiska Annaler, vol. 42, pages 73-200

Reille M. & de Beaulieu J.L. – 1995

Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France

Quaternary Research vol. 44, pages 205-215

Reille M., Andrieu V., de Beaulieu J.L., Guenet P. & Goeury C. – 1998

A long pollen record from lac du Bouchet, Massif Central, France: for the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5 e)

Quaternary Science Reviews, vol.17, pages 1107-1123

Riebe C.S., Kirchner J.W., Granger D.E. & Finkel R.C. – 2000

Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic Al-26 and BE-10 in alluvial sediment

Geology, vol. 28, pages 803-806

Riser J., - 1999

Le Quaternaire : Géologie et milieux naturels

Edition Dunod, Collection Sciences sup, ISBN 2100041002

Rivenaes J.C. – 1988

Application of a dual-lithology, depth dependant diffusion equation in stratigraphic simulation

Basin Research, vol. 4, pages 133-146

Roblin-Jouve A. – 1984

La très basse nappe alluviale de la Seine dans la région du site archéologique de Pincevent (Montereau, Seine et Marne)

Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1.2.3, pages 45-51

Roblin-Jouve A. - 1994

Le milieu physique in Environnements et habitats magdaléniens : le centre du bassin parisien. Dirigé par Y. Taborin.

Maison des sciences de l'homme. Doc. Archeol. Franç., vol 43, pages 12-45

Roblin-Jouve A., Rodriguez P. - 1994

Paléogéographie des occupations humaines du centre du Bassin Parisien à partir du Tardiglaciaire.

119ème Congrès National de la société d'Histoire scientifique - Pré et Protohistoire – Amiens, pages 141-150

Roblin-Jouve. A - 1995

Fouille de Pincevent II : le site et ses occupations récentes - Essais de paléogéographie.

Mémoires de la société préhistorique française, tome 23, pages15-33.

Roering JJ., Kirchner J.W., Sklar L.S., Dietrich W.E. – 2001

Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: an experimental study

Geology, vol. 29, pages 143-146

Roering JJ., Kirchner J.W., Dietrich W.E. – 1999

Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes ans implications for landscape morphology

Water Resource Research, vol. 35, pages 853-870

Roger S., Féraud G., de Beaulieu J.L., Thouveny N., Coulon C., Cochemé J.J., Andrieu V. & Williams T. – 1999

$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating on tephra of the Velay maars (France): implications for the Late Pleistocene proxy-climatic record

Earth and Planetary Science Letters vol. 170, pages 287-299

Scheidegger A.F. – 1961

Mathematical models of slope development

GSA Bull., vol. 72, pages 37-50

Selby M.J. – 1993

Hillslope materials and processes

Ed. Oxford University Press - 2nd Edition

Siedl M.A. & Dietrich W.E. – 1992

The problem of channel erosion into bedrock

Catena Suppl., vol. 23, pages 101-124

Sklar L. & Dietrich W.E. – 1998

River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply

Rivers Over Rock: Fluvial processes in bedrock channels - Geophys. Monogr. Ser.

Ed. Tinkler & Wohl, pages 227-260

Slingerland D., Willet S.D., Hennessey H. – 1997

A new fluvial bedrock erosion model based on the work-energy principle

EOS Trans, AGU vol. 78 (46), Fall. Meet Suppl.

Small E.E, Anderson R.S, Hancock G.S.-1999

Estimates of the rate of regolith production using Be-10 and Al-26 from an alpine hillslope

Geomorphology, vol.; 27, pages 131-150

Stab O. – 2004

Un modèle théorique d'érosion fluviatile

Rapport interne de l'Ecole Supérieure des Mines de Paris, Centre de géotechnique et d'exploitation du sous-sol, Armines

Stock J. & Dietrich W.E. - 2003

Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature

Water Ressources Research, vol. 39, Iss.4

Stock J. & Montgommery D.R. – 1999

Geologic constraints on bedrock incision river incision using the streampower law

Journal of Geophysical Research, vol. 104 (B3), pages 4983-4993

Talling P.J. – 2000

Self-organisation of river networks to threshold states

Water Resources Research, vol. 36 (4), 1119-1128

Tebbens L.A., Veldkamp A., Van Dijke J.J., Schoorl J.M. – 2000

Modeling longitudinal profile development in response to late Quaternary tectonics and sea level changes: the river Meuse

Global and Planetary Change, vol.27, pages 165-186

Tourenq J., Pomerol C. - 1995

Mise en évidence par la présence d'augite du Massif Central, de l'existence d'une pré Loire - pré Seine coulant vers la Manche au Pléistocène.

CRAS, II-a, t. 320, pages 1163-1169

Tucker G.E. & Bras R.L. – 1998

Hillslopes processes, drainage density, and landscape morphology

Water Resources Research, vol. 34 (10), pages 2751-2764

Tucker G.E. & Slingerland R.L. – 1997

Drainage basin responses to climate change

Water Resources Research, vol. 33 (8), pages 2031-2047

Tucker G.E. & Slingerland R.L. – 1994

Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modelling study

Journal of Geophysical research, vol.99, n°B6, pages 12229-12243

Tzedakis P.C., Andrieu V., de Beaulieu J.L., Crowhurst S., Follieri M., Hooghiemstra H., Magri D., Sadori L., Shackleton N.J., Wijmstra T.A. - 1997

Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years

Earth and Planetary Science Letters vol. 150, pages 171-176.

Vail, P.R. - 1987

Seismic stratigraphy interpretation procedure.

Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, vol. 27. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, pages 1–10.

Van Balen R.T., Houtgast R.F., Van Der Wateren F.M., Vanden berghe J., Bogaart P.W. – 2000

Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System

Global and Planetary Change, vol. 27, pages 113-129

Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoud Wijdenes D., Gyssels G., Beuselinck & De Luna E. - 2000

Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semi-arid Mediterranean environments

Geomorphology, vol.33, Iss. 1-2, pages 37-58.

Van der Beek P. & Bishop P. – 2003

Cenozoic river profile development in the Upeer Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models

Journal of Geophysical research, vol. 108, pages 1-27

Vandenberghe J. – 2002

The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary.

Quaternary International, vol. 91, pages 17-23

Vandenberghe J. - 2003

Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas

Quaternary Science Reviews, vol. 22, Iss. 20, pages 2053-2060

Van Vliet-Lanoë B. – 1998

Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy

Catena n° 34 – pages 157-183

Van Vliet-Lanoë B., Michel Laurent, Michel Everaerts, Jean-Louis Mansy & Geoffrey Manby - 2000

Évolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active / Neogene and Quaternary flexure neotectonic in the Somme valley.

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, Volume 331, Issue 2, Pages 151-158

Van Vliet-Lanoë B. - 2000

Extension du pergélisol en Europe au dernier Maximum glaciaire (20ka BP)

www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/rechfran/4theme/paleo/pergelisol.html

van Vliet-Lanoë B., Laurent M., J. L. Bahain, S. Balescu, C. Falguères, M. Field, B. Hallégouët and D. H. Keen - 2000

Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications

Journal of Geodynamics, Volume 29, Issues 1-2, 2(b), Pages 15-41

Veldkamp A., Van Dijke J.J. – 2000

Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy : a qualitative comparison with the Maas record

Geomorphology, vol.33, pages 225-236

Whipple K.X., Hancock G.S., Anderson R.S. – 2000a

River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation

Geol. Soc. Am. Bull., vol. 112, pages 490-503

Whipple K.X. & Tucker G.E. – 1999

Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs

Journal of Geophysical Research, vol. 104, pages 17661-17674

Wilgoose G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. – 1991(a ou b)

A coupled channel network growth and hillslope evolution model – 1. Theory

Water Resources Research, vol. 27(7), pages 1671 – 1684

Wilgoose G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. – 1991(a ou b)

A coupled channel network growth and hillslope evolution model – 2. Nondimensionalization and applications

Water Resources Research, vol. 27(7), pages 1685 – 1696

Wyns R. – 1977

Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations Plio-Quaternaire

Bulletin de la Société géologique de France, vol. 7, pages 1093-1101

Young A. & Saunders I. - 1986

Rates of surface processes and denudation *in* Hillslope Processes

The Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series, vol. 16 - Edited by A.D. Abrahams.

Cartes géologiques BRGM 1/50000

Aignay-le-Duc (n° 438) – 1974
Chatillon-sur-Seine n° 405 – 1974
Bouilly n° 333- 1974
Melun n° 258 – 1974
Etampes n° 257 – 1969
Nangis n° 259 – 1967
Les Riceys n° 370 – 1975
Sergines n° 296 – 296
Bar-sur-Seine n° 334 – 1969
Pontoise, n° 152 – 1967
Fontainebleau n ° 294 – 1970
Saint-Seine-l'Abbaye n° 469 – 1989
Pont-Audemer, n° 98 – 1968
Le Havre n° 97 – 1967
L'Isle-Adam n° 153 – 1959
Bolbec n° 75 – 1969
Evreux, n° 150 – 1977
Rouen (Ouest) n° 99 – 1968
Rouen (Est) n° 100 – 1967
Elbeuf n° 123 – 1971
Les Andelys, n° 124 – 1967
Mantes-la-Jolie n° 151- 1974
Yvetot n° 76 - 1974
Montereau-Faut-Yonne n° 295 – 1973
Romilly-sur-Seine, n° 261- 1965
Provins n° 260 – 1967
Corbeil, n° 239 – 1987

Cartes géologiques 1/80000

Troyes, n°82 – 1968
Paris n°48 - 1968

ANNEXES

Annexe 1.1 : Tableau récapitulatif des études de terrain réalisées en Europe de l'Ouest

OIS	BELGIQUE Flemish (Mol et al. 2000)	ALLEMAGNE Vallée de Niederlausitz	ALLEMAGNE mine de Nochten Kasse et al. 2003	ALLEMAGNE Vallée de Weisse ELster	PAYS BAS Vallée de l'Overijsselsche Vecht et Dinkel (Huisink 2000)	PAYS BAS	POLOGNE Vallées des rivières Belchatow, et Vistule Plateau de Lodz (Mol et al. 2000)	ANGLETERRE Tamise et autres rivières (Mol et al. 2000)
6 Saalien		-Dépôts fluvio-glaciaire	- Dépôts fluvioglaciaires		Formation de la Vecht au cours du Saalien ancienne rivière proglaciaire Dinkel est un affluent			
5 e Eémien			- pas de traces ⇒ dépôts tous érodés					
5 d-a Début Glaciaire Refroidissement	-Tourbes	-Tourbes - pas de traces ⇒ dépôts érodés	EVT ↘, fonte des neiges ↗ ⇒ Q ↗ mais SED faible car CV ↘ après (retard) **⇒ EROSION** - plusieurs cycles de dépôts par avulsions et épandage de crevasse surmonté par un sol ⇒ **rivière anastomosée éphémère** et localement méandriforme. Cryoturbation dans alluvions PF (MAAT -6C°)				Dépôts rares	
4 Pléniglaciaire Weichsélien Ancien	**INCISION** - Dépôts grossiers - **rivière en tresse**	Début supposé de la première séquence de dépôts	HIATUS mais pas de rupture dans les dépôts ⇒ pas d'érosion majeure			**INCISION** - **rivière en tresse** - Dépôts sableux grossiers et éoliens	**INCISION**	

OIS	BELGIQUE Flemish (Mol et al. 2000)	ALLEMAGNE Vallée de Niederlausitz (Mol et al. 2000)	ALLEMAGNE mine de Nochten Kasse et al. 2003	ALLEMAGNE Vallée de Weisse Elster (Mol et al. 2000)	PAYS BAS Vallée de l'Overijsselsche Vecht et Dinkel (Huisink 2000)	PAYS BAS (Mol et al. 2000)	POLOGNE Vallées des rivières Belchatow, et Vistule Plateau de Lodz (Mol et al. 2000)	ANGLETERRE Tamise et autres rivières (Mol et al. 2000)
3 **59-27 ka BP** **Weichsélien pléniglaciaire Moyen**	-système de faible énergie : activité limitée -Dépôts de crues constitués de sables et tourbes en alternance **rivière anastom. éphémère**	-Aggradation verticale dépôts grossiers -Chenaux stables - Dépôts PA silteux et tourbes **rivière anastom. éphémère**	Phase 1- 48 à 34ka BP - gel intense mais saisonnier (MAAT : -1°C). - Avulsions et dépôts de crevasse - **rivière anastomosée** Phase 2 : 42-38 ka BP - PF continu (MAAT : -8°C) - Dépôts horizontaux laminés et eclt épisodique - **Transition entre rivière anastom. et rivière en tresse** Phase 3 : -PF continu (MAAT -8°C) - Dépôts grossiers - **Rivière en tresse**	Date incertaine - **Rivière en tresse** - Dépôts grossiers	Phase 1 – 59 à 41 ka BP - Rivière de faible énergie, peu active latéralement **rivière anastom. éphémère** - Dépôts sableux dans le chenal - Dépôts fins PA Phase 2 (41-36 ka BP) Stade Hasselo - PF discontinu et CV ↘ ⇒ EVT ↘ SED ↗ Q ↗ ⇒ **INCISION** - Dépôts sableux dans PA - Energie de la rivière ↗ mais même style Phase 3 (36-27 ka BP) Eclt épisodique rivière + puissante que phase 1 mais < rivière en tresse ⇒ **rivière anastom. éphémère**	rivière Twente : - dans PA grand volume de dépôts de crues en alternance avec sables, tourbes et gyttja -dépôts de crevasse et levées rivière Grouw : Incision - eclts forts et épisodiques - tourbes, sables et gyttja dans PA - pas de migration latérale **rivière anastom. éphémère** rivière Reussel : - système de faible énergie - dépôts fins -rivière méandriforme	Plateau de Lodz : dépôts silteux et sables fins -système de faible énergie	- Dépôts grossiers - **Rivières en tresse**

MAAT (Mean Annual Air Temperature) – Température moyenne annuelle de l'air PA – Plaine alluviale Q – débit d'eau de la rivière SED – Charge sédimentaire PF – Permafrost EVT – Evapotranspiration CV – couvert végétal ~ - à peu près ~0 – négligeable ↘ - diminue ↗ - augmente ⇒ - implique

OIS	BELGIQUE Flemish (Mol et al. 2000)	ALLEMAGNE Vallée de Niederlausitz (Mol et al. 2000)	ALLEMAGNE mine de Nochten Kasse et al. 2003	ALLEMAGNE Vallée de Weisse Elster (Mol et al. 2000)	PAYS BAS Vallée de l'Overijsselsche Vecht et Dinkel (Huisink 2000)	PAYS BAS (Mol et al. 2000)	POLOGNE Vallées des rivières Belchatow, et Vistule Plateau de Lodz (Mol et al. 2000)	ANGLETERRE Tamise et autres rivières (Mol et al. 2000)
2 **27-13 ka BP** **Weichsélien pléniglaciaire Récent**	**INCISION** -**rivière en tresse**	**EROSION** Deuxième phase de dépôts : 28-18 ka BP - **rivière en tresse** - Dépôts sableux - Dépôts en nappe printaniers dans PA -Energie de la rivière ↘ -Forts apports éoliens	- PF continu - **rivière en tresse** - Dépôts sableux - Climat aride ↗ ⇒ conditions polaires - Dépôts éoliens - crues estivales dans PA - Rivière confinée.	NIVEAU DE FENTE DE GEL - **rivière en tresse** - Dépôts sableux dans le chenal - Sécheresse ↗ Q et puissance ↘	Phase de froid max - PF continu et CV ~ nul SED ↗ et Q ↗ - **rivière en tresse** très puissante qui occupe tout le fond de vallée - Incision difficile à établir 27-18ka BP : - Dépôts stériles 18-13 ka BP : Climat aride - Dépôts éoliens dans PA (Corrélation avec Ceinture de Sable Européenne) - Rivière confinée - Dépôts +/- humides (changements graduels) Idem dans la Meuse		<u>rivière Belchatow</u> : Faible **EROSION** - Dépôts peu épais - **rivière anastomosée** jusqu'à 18 ka BP puis **rivière en tresse** <u>Plateau de Lodz :</u> -système de faible énergie <u>Rivière Vistule :</u> **rivière en tresse**	
2 **15-13 ka BP** **Oldest Dryas**			Incision au début du tardiglaciaire – rivière en méandre incision 2 au début de l'Holocène rivière méandre					

	FRANCE **Vallées de l'Oise, Marne, Seine vers Paris** **Pastre et al. 2003**	**FRANCE** **Vallée de la Celle (bassin de la Somme)** **Antoine, 1997**	**PAYS BAS** **Vallées de la Vecht et de la Dinkel** **Huisink, 2000**	**Allemagne** **Mine de Nochten**
OIS 2 **15-13 ka BP** **Oldest Dryas** **Climat périglaciaire**	- Loess sur plateaux - **Rivière en tresse** - Eclt saisonnier (été) - Dépôts grossiers dans PA et chenaux	- **Rivière en tresse** - Lœss hydromorphes recouvrent graviers dans PA	**Rivière confinée en tresse** Alternance dépôts fluviatiles et éoliens	**Rivière en tresse** et dépôts alternant faciès fluviatile et faciès éoliens
OIS 1 **13-12 ka BP** **Bølling** **Réchauffement**	CV↗ et gel ↘ ⇒ Q régulier ↘ et SED ↘ ⇒ **Incision** Passage plusieurs chenaux stables vers **un chenal à méandre** -Dépôts silts, sables et tourbes dans PA	- Système de transition : **chenaux multiples mais stables** **Incision** des lœss - Tourbes rousses dans chenaux (datées 12,3 et 11,9 ka BP)	CV↗ mais Q irrégulier (régime nival) ⇒ Passage d'une rivière rectiligne peu énergique et rectiligne et PA étroite ⇒ **Rivière méandriforme** dans PA large. **Incision progressive** - Dépôts grossiers < sableux < fins type PA	- Absence de sédiments - L'écoulement s'est **concentré en 1 chenal** en dehors de la zone d'étude.
OIS 1 **12-11,8 ka BP** **Older Dryas – Dryas Ancien** **Retour du froid**	Erosion versants ↗ Dépôts sableux et silteux ('Seine et Oise)	- Gélifraction sur versants - Dépôts de limons calcaires homogènes (craie des versants)		
OIS 1 **11,8-10,8 ka BP** **Allerød** **Réchauffement**	**Incision brève** - Puissance rivière ↘ - Dépôts silteux (érosion versant ~0) - Sol de l'Allerød	- **Grand chenal unique** - Dépôts limons et organique dans PA - Sols formés sur limons ruisselés ⇔ versants instables	Gel saisonnier et CV forestière ↗ ⇒ SED ↘	Présence du sol de l'Allerød
OIS 1 **11-10 ka BP** **Younger Dryas** **Climat périglaciaire**	- Gélifraction et ruissellement saisonnier sur les versants - Cryoturbation dans alluvions - Dépôts importants détritiques	- **Grand chenal à méandre**(large ~100m) - Crues saisonnières - Dépôts sableux plus ou moins grossiers dans chenal - Dépôts de crue épais dans PA - limons calcaires homogènes ((craie des versants)	PF discontinu – EVP ↘ – Q ↗ mais SED ↘ ⇒ **Brève Erosion** CV ↘ – SED ↗ ⇒ **Rivière en tresse** et dépôts Idem en Angleterre, Ems et Niederrhein en Allemagne, et localement en Pologne Pas de changements dans la Somme et dans la Warta (Pologne)	
OIS 1 **10-0 ka BP** **Holocène** **Climat tempéré**	**Chenal large et peu sinueux**	- **Grand chenal unique**	CV ↗ vite, Q régulier, gel ~0 (infiltration possible) ⇒ **Rivière très sinueuse et chenal étroit** - Sédiments holocènes plus fins	
Préboréal	**INCISION** Forte -Tourbes (début vers 9,8 ou 9,6 ka BP)	**INCISION** majeure ~3m - Dépôts grossiers à matrice organique - Baisse progressive de la dynamique alluviale ⇒ Tufs, tourbes finissent par colmater toute la vallée ⇒ plus de chenalisation		

Annexe 1.2 : Les différents biomes

Un biome, appelé aussi aire biotique, écozone ou écorégion, est un ensemble d'écosystèmes caractéristiques d'une aire biogéographique. Le biome est fondamentalement caractérisé par son climat, en particulier sa température et ses précipitations mais est nommé à partir de la végétation et des espèces animales qui y prédominent et y sont adaptées.

Par exemple, à l'échelle du globe, la forêt tropicale, la forêt tempérée décidue ou mixte, ou encore la toundra sont des grands biomes caractérisant une biosphère spécifique. Ils ont une répartition zonale, c'est à dire qu'ils ne dépassent pas une certaine valeur latitudinale.

Cinq biomes se sont succédés au cours du Quaternaire dans le Bassin parisien.

La toundra est une végétation basse à croissance très lente et vivace seulement pendant une brève saison estivale, pelouses avec buissons rampants. Ce type de végétation est homogène sur toute la planète. La flore de toundra est très restreinte et on rencontre du sud au nord des landes à arbustes avec de nombreuses espèces de saules nains, des landes où se trouvent encore quelques bouleaux, puis des pelouses à cypéracées et joncacées, et enfin des zones où la végétation n'est plus représentée que par des mousses et des lichens. La steppe est en botanique une formation végétale composée principalement de plantes herbacées annuelles, notamment de la famille des graminées, formant un tapis discontinu, parsemé de plantes ligneuses de hauteur limitée, en densité relativement faible. Toutes ces plantes ont une croissance ralentie par les conditions climatiques extrêmes. La température moyenne annuelle est de -2,6°C, celle du mois le plus chaud est inférieure à 10°C la température moyenne hivernale est de -10,3°C. Les hivers sont longs, rudes et secs et les étés courts et frais. La température est au dessus des conditions de gel seulement deux à trois mois par an. Les précipitations annuelles sont généralement faibles, comprises entre 300 et 600mm/an actuellement et sont principalement sous forme de neiges. L'environnement est pourtant humide en raison d'une faible évapotranspiration. Cependant, selon Van Vliet-Lanoë (1998), l'insolation saisonnière et les précipitations au cours du stade 2 (Weichsélien Supérieur), dans les zones de faibles altitudes du Nord-Ouest de l'Europe, étaient différentes d'aujourd'hui et d'après certaines études palynologiques il n'existe pas aujourd'hui d'équivalents de cette toundra sèche (précipitations estimées autour de 250mm/an). Les sols de la toundra sont jeunes et minces car il se dépose peu de matière organique.

La taïga est une végétation ouverte avec buisson, conifères bas et bouleux. C'est une zone de transition entre la forêt boréale et la toundra arctique. Le couvert forestier, dont la composition est semblable à celui de la forêt boréale est continu mais relativement ouvert. Les marais et leurs plantes associées sont également communs dans cette zone, qui couvre la majorité des terres intérieures du Canada, de la Scandinavie et du Nord de la Russie. Le climat subarctique est marqué par des étés courts et frais avec des périodes prolongées d'ensoleillement et des hivers très froids. Les températures moyennes du mois le plus chaud se situent entre 10 et 15° C, mais les moyennes minimales d'hiver peuvent descendre au dessous de -30°C. Les précipitations sont modérées. Ces climats froids, également appelés climats périglaciaires, sont caractérisés par un modelé du paysage qui leur est propre. Les pingos, coins de glace et sols polygonaux témoignent en surface de l'action du gel sur le sol. En profondeur, le sol est gelé en permanence et s'appelle alors pergélisol ou permafrost. En été, la partie supérieure du sol subit le dégel et est appelé mollisol.

La forêt boréale est dominée par les conifères (mélèzes, épicéas, pins et sapins) avec une présence discrète des feuillus (bouleaux le plus souvent, mais aussi saules, peupliers et sorbiers). Elle s'étend en Europe de la Baltique à l'Oural. La température moyenne annuelle est 3,2 °C mais la température moyenne en hiver est de - 1,5 °C. Elle est généralement au dessus de 9 °C pendant 1 à 3 mois mais est négative au moins 6 mois. Les précipitations sont en moyenne comprises entre 400 et 600 mm/an. C'est en été qu'elles sont maximales, et il y a 120 à 210 jours de neige au sol chaque année. La forêt boréale comporte de nombreux lacs, rivières et autres milieux humides comme les tourbières alimentés par la fonte des neiges. Le sol de ce biome est acide à cause des conifères, mince et pauvre en éléments nutritifs. Les arbres possèdent un vaste réseau racinien qui s'étend superficiellement dans la couche mince du sol.

La forêt tempérée de conifères est une forêt où les conifères à feuillage persistant prédominent mais certaines sont mixtes. Ce type de biome est situé dans les régions tempérées où les étés sont chauds et les hivers doux. Il faut une pluviosité suffisante pour que la forêt vive, comme les zones côtières où les hivers sont pluvieux ainsi qu'en montagne. De nombreuses espèces d'arbres habitent ces forêts : cèdre, cyprès, sapin, genévrier, pin, épicéa…

Les forêts tempérées décidues sont formées d'arbres à feuilles caduques. Elles forment un vaste biome transcontinental constitué de grandes forêts d'arbres qui selon le cycle annuel, perdent leurs feuilles en automne, entrent en dormance en hiver, bourgeonnent au printemps pour finalement être en feuilles ou fleuris en été. Le sol de la forêt décidue est riche en matière organique puisqu'il est alimenté chaque automne par les feuilles mortes. Cette zone est située dans les régions tempérées c'est-à-dire aux hivers doux et humides et aux étés chauds et secs. La température est au dessus de 9 °C pendant 4-7 mois. La température moyenne annuelle est de 10 °C (la température moyenne estivale est de 18,6 °C et la température moyenne hivernale de 4,6°C). Les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 850 et 1100 mm.

Le tableau ci-dessous reprend les caractéristiques principales de chacun des climats que sont la température, la pluviométrie et la végétation.

	Tempéré	**Boréal**	**Toundra 1 (Périglaciaire)**	**Toundra 2 (Maxiglaciaire)**
Classification	DO	E0	EC	FT
Indice	25	15	10	0
Température moyenne annuelle	10 °C	3,2°C	-1,8 °C	-2,6°C
Température moyenne en été	18,6 °C	10°C		6,1°C
Température moyenne en hiver	4,6°C	-1,5°C		-10,3°C
Précipitations moyennes annuelles	850 mm	400 à 600mm	600 mm ?	< 400 mm
Biome caractéristique	Forêt mixte de feuillus	Forêt boréale ou taïga	Bouleaux et toundra	Toundra steppique

Tableau Annexe-1.2 Caractéristiques principales des biomes suivant la classification de Køppen-Trewartha

Annexe 1.3 : Carte de l'extension maximale du Pergélisol au cours du dernier Maximum Glaciaire

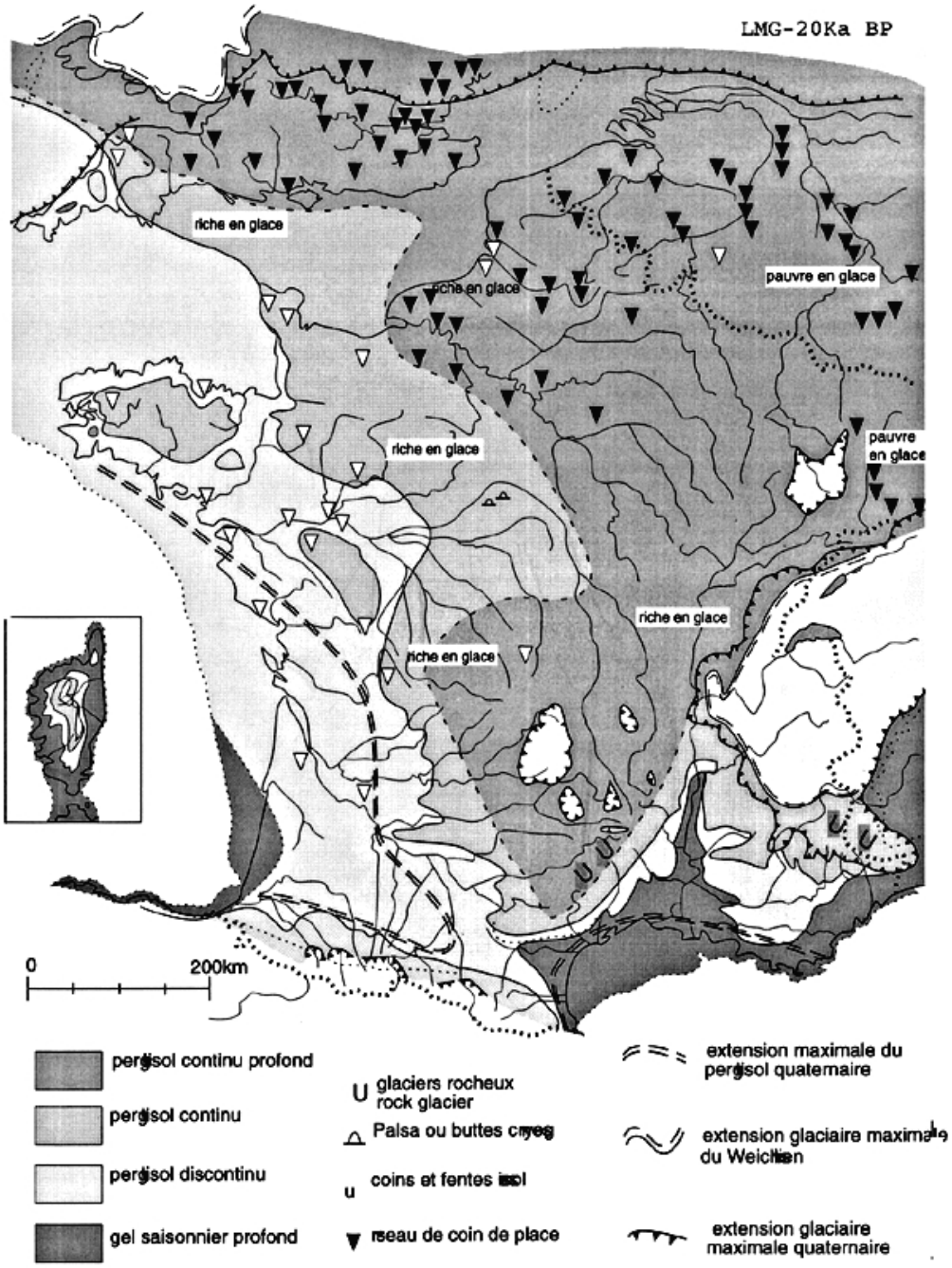


Figure Annexe 1.3 : Carte de l'extension du pergélisol au cours du LGM (Van Vliet Lanoe, 2000)

Annexe 3.1. Les terrasses du Quaternaire

3.1.1. Le domaine continental

3.1.1.1. Sur les premiers kilomètres de la Seine

Sur les 15 premiers kilomètres de la Seine, il n'y a pas de véritables alluvions dans le fond de la vallée, ni de terrasses en hauteur (notice de la feuille de Aignay le Duc). Cependant, des dépôts marneux, provenant de glissements de terrains des couches de marnes à *Accuminata* bajociennes ou des marnes liasiques, sont répandus au fond de la vallée.

A partir de Brémur, (à environ 15 km de la source, sur la feuille de Châtillon sur Seine), le matériel présent au fond de la vallée est incontestablement alluvionnaire et il date de l'Holocène. Au cours de la traversée des plateaux calcaires bathoniens et bajociens, ces alluvions sont réduites en extension et en épaisseur. Elles sont constituées de sables et graviers calcaires sur 1,5 à 2 m d'épaisseur, puis d'argiles sur 1m et enfin de limons sur 50 cm.

A la traversée de la dépression Châtillonnaise, les alluvions s'étendent alors en une petite plaine alluviale. Leur épaisseur augmente et les graviers sont très argileux et colmatés (épais de 2 à 2,5 m), recouverts par des argiles grises épaisses (3,5 m) entrecoupées de lits de tourbes.

3.1.1.2. Plateau calcaire de Bar-sur-Seine

Les terrasses les plus à l'amont ont été décrites aux environs de Bar-sur-Seine (feuille de Bar-sur-Seine). Elles sont formées de graviers et galets calcaires, d'âge pléistocène. En les comparant avec les niveaux décrits sur la feuille de Bouilly[4], nous estimons leur altitude relative à +5 m et +10/15 m par rapport au niveau actuel de la Seine.

Les alluvions modernes, d'âge holocène, constituées de limons argileux, recouvrent partiellement les alluvions anciennes (graviers) de la nappe de fond (elles ont 2 à 3m d'épaisseur d'après la notice de la carte géologique de Bouilly).

3.1.1.3. Champagne humide

Dans cette région, les formations de l'Albien sont recouvertes par des hautes terrasses au relief caractéristique. D'après la notice de Bouilly, quatre niveaux ont été reconnus.

La plus haute terrasse est à +30/35m. Son épaisseur est de 4m au plus. Présente aux alentours de Clerey, elle est composée de galets, graviers et sables calcaires répartis de façon hétérogène, passant au sommet à des limons sableux calcaires. Cette terrasse n'a pas été datée.

La seconde surplombe la Seine de +10/15 m et est épaisse de 4 m. Elle est composée de lits de graviers et cailloutis calcaires, mêlés, en stratification entrecroisée, à des niveaux

[4] Nous avons utilisé les descriptions des terrasses situées dans la partie tithonienne de la notice de Bouilly pour avoir une idée plus précise de celles décrites en amont, sur la carte de Bar sur Seine.

sableux quelques fois argileux. La partie supérieure (épaisse d'au moins 1m) est composée de limons.

La troisième est à + 5 m au dessus du niveau actuelle de la Seine. Son épaisseur varie de 2 à 5 m. Cette terrasse est composée essentiellement de graviers et galets calcaires, peu sableux. Une partie de ces alluvions a en partie été érodée puis recouverte de dépôts silteux calcaires caractéristiques d'une sédimentation en eaux calmes, contenant des débris osseux de Bovidés. Là encore, ce niveau n'a pas été daté.

Enfin, au fond de la vallée, on trouve les alluvions les plus récentes, épaisses de 2 à 3 m. Les sédiments sont essentiellement argileux, vaseux ou tourbeux.

✱ Région de Troyes

L'auteur de la carte géologique de Troyes ne donne pas de détails quand aux alluvions anciennes présentes dans cette zone : seuls deux niveaux sont distingués. Les alluvions anciennes se situeraient entre 9 et 12 m au dessus du niveau actuel de la Seine. Elles sont formées de graviers, souvent entremêlés de lentilles limoneuses, brunes ou verdâtres, recouvertes d'un manteau de limons superficiel. Les alluvions modernes sont constituées en grande partie par des limons d'inondation, des sables graveleux, et des graviers calcaires.

Des études complémentaires ont cependant été réalisées dans ce secteur sur le remplissage du fond de la vallée. Limondin et Rousseau, (1991) ont décrit une séquence stratigraphique provenant de Verrières (10 km en amont de Troyes), qui recoupe les accumulations sédimentaires déposées par le fleuve au cours de l'Holocène. Cinq phases de dépôts ont été distinguées :

- A la base se trouve la nappe alluviale grossière du Weichsélien, qui s'étend sur toute la largeur de la vallée.
- Elle est surmontée par des dépôts limoneux et sableux, épais de 2m environ. Puis on peut trouver deux niveaux de limons noirs. Ces sédiments se sont déposés entre la fin du Dryas récent et le Boréal. L'altitude du sommet est située autour de 119 m NGF.
- Cet ensemble a ensuite subit une forte érosion, principalement au centre de la vallée. La rivière avait alors plusieurs chenaux et ce creusement a entraîné un remaniement de la nappe de graviers weichsélienne (érosion jusqu'à 116 m NGF sur la coupe mais certainement plus profonde au centre de la vallée). Selon les auteurs, cette phase érosive s'est produite au cours de la phase Atlantique, fraîche et humide.
- Les sédiments qui ont comblé ces chenaux sont des limons sableux. Un niveau archéologique de l'Age de Bronze a été trouvé au sommet (situé entre 118 et 119 m NGF), cet ensemble appartient Sub-Boréal.
- Enfin, une couche de colluvions épaisse de 50 à 70 cm, contenant des restes carolingiens, recouvre ces formations.

3.1.1.4. La Champagne crayeuse

Les alluvions anciennes présentes dans cette région sont assez caractéristiques. En effet, elles sont formées d'un mélange de sables (parfois sans aucun élément argileux ou crayeux), et de petits galets calcaires aplatis (de 0,5 à 3cm de diamètre) d'origine jurassique. Une stratification entrecroisée est très souvent observée. Dans certains cas, il existe un horizon plus crayeux de quelques dizaines de centimètres. Sur les cartes géologiques de cette région (Romilly, Nangis, Provins et Montereau), il n'est pas fait mention de niveaux ou d'étagement dans cette formation appelée grave. Elle tapisse tout le fond de la vallée et la base des versants, et est surtout présente en rive droite de la Seine, une fois la confluence avec l'Aube passée. Son altitude maximale peut atteindre 91m mais elle est en moyenne autour de 80m, soit +15/20m :

- Sur la feuille de Provins, ces alluvions forment, au fond de la vallée, des îlots dont la surface est non négligeable.

- Ces dépôts sont observés jusqu'à 100/105m d'altitude à Nogent sur Seine (soit + 35/45m).
- Sur la feuille de Nangis, on les observe jusqu'à la cote 75 (+ 20m), et ils ne se manifestent généralement que par la présence de petits galets dispersés dans un sol limono-argileux qui semble occuper le sommet des collines. Au fond de la vallée, ils constituent des îlots importants et leur épaisseur, de l'ordre de 3 à 4m, qui peut toute fois atteindre 7m. Aucune datation n'a été réalisée pour l'ensemble de ces dépôts, mais il est vraisemblable qu'ils soient d'âge quaternaire.

Les alluvions sont formées de sables et cailloutis et parfois des apports d'éléments fins les rendent limoneuses ou argileuses. Dans la région de Nangis, elles occupent le fond de la vallée de la Seine sur une largeur qui atteint 2 à 3km.

* La région de Montereau

Des alluvions anciennes sont représentés sur la carte géologique, en rive gauche de la Seine, à proximité de Montereau à une altitude comprise entre 75 et 90m NGF, soit +15/20m au dessus du niveau de la Seine. Elles ont été rapportées à l'avant dernière période glaciaire, l'Elstérien (ou Mindel) par les auteurs de la carte géologique de Montereau.

La terrasse du Bas-Bréau ou Maladrerie, référence régionale, dont la base se trouve à 46m NGF et le sommet à 52m NGF (Roblin-Jouve, 1984) c'est-à-dire +5m d'altitude par rapport à la plaine actuelle, ainsi que la terrasse de Marolles (base à 49m NGF sommet à 54m NGF, Roblin-Jouve, 1984), sont considérées comme saaliennes car elles sont fossilisées par des dépôts de versants datés du Weichsélien (notice de la carte géologique de Montereau). On note également la présence d'un paléosol à gley sur la nappe du Bas-Bréau, qui est situé à 50m NGF et daté du Weichsélien ancien.

La nappe de Pincevent forme la basse terrasse (base à 40m NGF et sommet à 49m NGF). Son plancher crayeux indique le creusement maximal atteint. L'incision est difficile à dater mais la présence des colluvions sur les alluvions du Bas-Bréau un argument en faveur de la dernière glaciation (Roblin-Jouve, 1984, Roblin-Jouve, 1994). Le sommet de cette nappe est défini par des vestiges archéologiques datant du Magdalénien Terminal (entre -7 et -10ka). La base, constituée de galets de granit et de silex roulés, n'a révélé aucun indice de datation possible à ce jour mais se serait mi en place au cours du Weichsélien Ancien. Un paléo-chenal, inscrit dans la craie vers 37m NGF, peut lui être rattaché. Il traduit le fait que cet enfoncement s'est peut être poursuivi au cours du Weichsélien moyen (Roblin Jouve, 1984). Les dépôts témoignent d'un remplissage rapide et d'une abondance de matériau transporté par un cours d'eau à faible débit typique du Pléniglaciaire. Ils sont épais de 5m environ.

Enfin, cette nappe porte des traces d'une reprise d'érosion plus modérée de la fin du Weichsélien Supérieur et du Tardiglaciaire, qui a conduit à la mise en place d'une très basse terrasse située à +4m au dessus du cours actuel de la Seine. Une analyse plus fine de ces limons tardiglaciaires a été réalisée. A l'intérieur de ce dernier grand cycle érosion/dépôts, trois grandes étapes ont été mises en évidence (Roblin-Jouve et Rodriguez, 1994, Roblin-Jouve, 1995) :

- Au cours du Bölling et de l'Older Dryas, une plaine alluviale est dégagée dans la nappe weichsélienne, où se déposent ensuite des limons de débordement au sommet desquels ont été retrouvés des vestiges du Magdalénien supérieur, datés de 13ka BP (C^{14} sur os). (L'âge du niveau principal est comprise entre 12,6 +/- 0,2ka BP et 12 +/-0,2ka BP). A la fin du Dryas 2, les seuils du chenal sont à une altitude de 48m NGF.
- Un arrêt de la sédimentation et la formation de sols gris sont enregistrés au cours de l'Alleröd. Les lits de la Seine s'encaissent alors très rapidement et atteint la nappe weichsélienne. La très basse terrasse formée précédemment, est presque entièrement disséquée et le fond rocheux est incisé jusqu'à 10m au dessous de l'étiage.
- Le Younger Dryas, plus froid, est caractérisé par des sables dunaires (que l'on retrouve ailleurs en Europe de du Nord Ouest).

- Les dépôts limoneux reprennent au cours du Pré-Boréal. Le Boréal est caractérisé par la mise en place de tourbes bien datées dans des chenaux, à 1m sous le niveau d'étiage actuel. Cette sédimentation tourbeuse dans des chenaux annexes s'est prolongée jusqu'à l'Atlantique.
- L'Atlantique est l'ultime phase de creusement. Puis, à partir du Sub-boréal commence la remontée finale du niveau des eaux. C'est dans ces limons de débordement emboîtés, plus sableux, que d'anciens lits stabilisés ont livré des vestiges néolithiques et de l'Age du Bronze (soit vers -3500ans) à l'altitude de l'étiage moderne, vers à 43,5 m NGF, montre l'enregistrement d'un très bas niveaux antérieur à l'âge du Bronze.

Ce cycle érosion/dépôts daté du Postglaciaire n'a été observé que dans cette région dans la vallée de la Seine, mais il a été reconnu dans d'autres vallées du nord-ouest de l'Europe. Selon Roblin-Jouve et Rodriguez (1994), cette phase d'incision des vallées ne peut s'expliquer uniquement par l'amélioration climatique car elle se produit en contexte de haut niveau marin. Les auteurs pensent qu'une phase de surrection tectonique régionale peut en être la cause, et que les conditions géomorphologiques induites par la percée cataclinale à Pincevent conduisant au rétrécissement de la vallée ont influencé la mise en place et/ou la préservation de ces dépôts.

3.1.1.5. La traversée du plateau calcaire de la Brie

La vallée est ici très étroite. Les nappes alluviales présentes après la traversée de la cuesta d'Ile de France forment des glacis dans les lobes des méandres, ou sur les plateaux pour les plus anciennes. L'auteur de la notice de la carte géologique de Fontainebleau a mis en évidence deux hauts niveaux de terrasses (notées Fx1 et Fx2), à + 45m puis +30 m au dessus du niveau de la Seine et une moyenne terrasse (Fy1) couronnée par le tuf de la Celle-sur-Seine. Il décrit aussi deux basses terrasses : Fy2 dont le sommet est à +10m, présente à la confluence Seine/Loing, dans laquelle des traces d'industrie moustérienne ont été retrouvées, et Fy3, dont le sommet atteint +5 à 6 m sur l'étiage actuel, formée selon l'auteur au cours de la dernière phase froide. Celle-ci est suivie par une période d'érosion atteignant -4 ou -5 m sous le niveau actuel. Enfin, au cours du Postglaciaire (existence d'un site daté du paléolithique supérieur à Varennes) la Seine dépose à nouveau des alluvions dont le sommet actuel dépasse le niveau d'étiage de 3 à 4 m. Depuis le Néolithique, le niveau est constant. Cette chronologie est peu précise et nécessite d'être complétée par d'autres études de terrain. En effet, quatre niveaux de très hautes terrasses ont été décrits depuis dans la littérature, la séquence de la Celle-sur-Seine a été étudiée plus finement et les dépôts de la dernière période froide ont été bien analysés.

La plus haute terrasse est la nappe de Yerres. Son sommet est à 115m NGF (soit +85m) et sa base autour de 100m NGF. Elle date du Quaternaire ancien, vraisemblablement du Pré-Tiglien (< -1Ma), mais aucune datation précise n'a été établie.

Un autre niveau, situé vers +65m a été repéré dans les environs de Melun. D'après les auteurs de la carte géologique de Melun, il s'agit de lambeaux très résiduels, dont l'épaisseur ne dépasse pas 1m.

La nappe de Sénart est située entre + 45/55m jusqu'à +60m au dessus du niveau de la Seine. Elle est très étendue sur les plateaux en rive gauche de la Seine, entre Bois-le-Roi et Dammarie-les-lys, mais d'autres lambeaux ont été reconnus en rive droite plus en aval. Son épaisseur est de 4 à 6m.

Le niveau inférieur (repéré sur la carte de Melun, ainsi que sur celle de Corbeil) est situé vers +30m. Cette terrasse est beaucoup moins étendue que la précédente et son épaisseur ne dépasse pas 3 m. La séquence de la Celle-sur-Seine est bien connue : ces dépôts ont été bien décrits et étudiés dès la fin du XIXème siècle et plus récemment par Freytet et al, (2002) puis Limondin-Lozouet et al., (2006) qui ont entrepris de nouvelles études morphostratigraphiques, biostratigraphiques et des datations. La série stratigraphique est la suivante : la base du tuf repose sur une terrasse fluviatile épaisse de 2,5m environ, située à 15m au dessus de l'étiage actuel, soit 25m au dessus de l'incision maximale du fleuve

(Limondin-Lozouet et al. 2006). Cette nappe est constituée d'une couche grossière à graviers surmontée par une couche sableuse puis limoneuse. Elle est ensuite recouverte par un ensemble de tufs de faciès plus ou moins grossiers d'une épaisseur de 4 à 6m. Un échantillon prélevé dans la partie sommitale du tuf a été daté d'environ -400ka (méthode U/Th, Limondin-Lozouet et al, 2006). L'attribution de ce tuf à l'interglaciaire correspondant au stade isotopique marin 11, l'Holsteinien, est bien argumentée et ce travertin est corrélable avec celui de Vernon, trouvé plus en aval dans la vallée de la Seine. La nappe fluviatile sous-jacente n'a pas été datée mais sa formation est donc antérieure au stade 11.

La nappe alluviale d'Etiolles (Roblin-Jouve, 1994) constitue la série-type des basses et très basses terrasses datant de la dernière période glaciaire dans cette région. Le fond rocheux est situé entre -6 et -12m sous le niveau actuel de la Seine mais ce creusement n'a pas été daté. Cependant, on peut vraisemblablement penser qu'il a été réalisé pendant la dernière période froide. Sur la nappe grossière weichsélienne qui occupe le fond de la vallée, on trouve les limons du Tardiglaciaire dont l'épaisseur atteint 5m à Etiolles (confluence Essonne/Seine). Ces limons datés (C^{14} sur os) de 13kaBP et au sommet desquels ont également été retrouvés des vestiges magdaléniens, à +5 m d'altitude par rapport au lit actuel, constituent le sommet de la très basse terrasse évoquée à Pincevent. Ils marquent l'amorce de l'emboîtement du chenal principal de la Seine dans ses alluvions, qui perdure pendant tout l'Holocène. Les auteurs n'ont pas observé ici d'érosion postglaciaire précédant cet emboîtement/comblement.

3.1.1.6. A Paris

Deux hauts niveaux sont distingués sur la carte géologique de Paris : un niveau (Fw) à +50m et un autre (Fx) à +25/30 m environ au dessus du fleuve.

Il existe également une nappe alluviale épaisse de 3m, située à environ +15 m par rapport à l'altitude actuelle de la Seine. Cette nappe de Vincennes, dont l'altitude est 42m NGF, est datée de -400ka environ.

L'étude du niveau saalien de la coupe de Maisons-Alfort, par Durbet et al. (1997), nous dit que l'altitude des cours d'eau à cette époque était très voisine de l'actuelle. Le sommet du remblaiement alluvial est situé à 33m NGF et il repose sur un replat formé dans les calcaires grossiers du Lutétien, à une altitude comprise entre 24,15 et 27,90m NGF. La coupe est constituée de limons lités surmontant des formations stratifiées sablo-graveleuses riches en éléments calcaires, l'ensemble s'ordonnant en plusieurs nappes alluviales : 5 cycles sédimentaires ont été distingués. Les 2 premiers sont rattachés à l'activité de la Seine, avant l'abandon d'un ancien lit qui s'écoulait dans la plaine de Bonneuil jusqu'au Tardiglaciaire. Au sein de la deuxième unité, des vestiges paléolithiques ont été découverts et sont datés de la fin du stade 7 ou du début du stade 6 soit au cours du Saalien (datations -162 +/- 9ka; -206,5 +17,8/-15,2ka; -190 +120/-74ka). Il est plus difficile de dire à quel cours d'eau appartiennent les trois derniers cycles de dépôts ni à quelle période ils ont été formés car il n'y a pas d'éléments de datation. Les seuls éléments chronologiques valables pour dater cette phase concernent le dernier cycle (malacologie) et situent la mise en place des derniers limons au cours de la mise en place de l'Holocène. Le dernier cycle d'alluvionnement résulterait alors de la Marne.

Au-delà de Paris, et jusqu'à Andresy, sur les rives du premier méandre en aval de Paris, des vestiges acheuléens (Paléolithique inférieur -500 à -300ka) et des restes *d'Elephas Antiquus* (Eléphant antique, Pléistocène moyen et supérieur, disparaît vers -115ka, Agadjanian, 2004) à ont été trouvés dans la couche alluviale grossière reconnue dans le fond de la vallée et jusqu'à +10/+15 m au dessus du niveau actuel de la Seine (Lécolle, 1989). Les niveaux sableux qui la recouvrent seraient du Weichsélien ancien, ceci permettant, par extension, une attribution au Saalien Ancien de cette couche épaisse de 8m (cartes géologiques de Paris, Isle Adam et Pontoise) dont le replat est situé entre 20 et 22m NGF (environ au niveau de la Seine actuelle).

Lécolle a décrit en 1989 la coupe du Grand Louvre, dite de la cour Napoléon, épaisse de 7m au total et datant du Weichsélien puis du Tardiglaciaire. Le bedrock, relativement régulier, est situé à 25m NGF. Le sommet de cette séquence est à +2m par rapport à l'altitude de la

Seine aujourd'hui (30m NGF). Une succession de niveaux d'abord grossiers, puis à dominante sableuse, ont été mis en place sous un climat périglaciaire, et recouvrent le replat. Ils sont surmontés par un niveau sableux et argileux, avec quelques petits galets, marqué par des traces de solifluxion qui sont corrélées avec les remaniements périglaciaires étudiés dans la nappe 1 (Weichsélienne) à Mantes la Jolie. Cette première série de dépôts peut donc être datée du Weichsélien. Une phase érosive est ensuite enregistrée à l'altitude 31m NGF. La sédimentation a ensuite repris avec des limons de débordement lités sur 1,5m d'épaisseur, d'âge vraisemblablement tardiglaciaire. Enfin, le sommet est constitué du niveau historique très mince, à 32m NGF. Toujours selon Lécolle (1989), ces alluvions parisiennes de la basse terrasse sont, par leur style, à rattacher au cours amont de la Seine (type Pincevent), même si ces dépôts présentent des traces de solifluxion corrélables avec celles de Mantes-La-jolie.

Selon la notice de la carte géologique de Paris mais également d'après la coupe de Bercy décrite par Roblin Jouve et Rodriguez (1994), les alluvions d'âge Tardiglaciaire présentent un complexe d'éléments sableux et argileux où s'intercalent des lits de graviers et de galets calcaires. Ces limons, dont l'épaisseur peut dépasser 5m au voisinage immédiat des rivières, renferment des bancs tourbeux bien continus dans la traversée de Paris. Le Younger Dryas a ainsi été repéré en milieu tourbeux à Bercy, dans la plaine d'inondation actuelle. Des vestiges de la civilisation néolithique ont été découverts au dessus de ces niveaux de tourbes à St Cloud et à Bercy. Les dépôts holocènes sont le plus souvent des couches argilo-sableuses dans lesquelles sont intercalées des formations calcareuses et tufacées. L'Atlantique est l'ultime phase de creusement mais aussi la plus profonde (Roblin Jouve et Rodriguez (1994): le substratum est situé à 20 m NGF environ à Bercy. L'épaisseur totale de ces alluvions atteint 5m à Paris et 8m à St Cloud.

3.1.1.7. Le style sédimentaire particulier de Moisson et Mantes la jolie

La région située entre Triel et Flins, en amont de Mantes-la-Jolie, est une zone de transition entre le style des dépôts observé jusqu'ici, de la source à Paris, et celui de la région mantaise, où les dépôts ont un style très spécifiques. Dans cette zone, et comme à Mantes-la-Jolie, les nappes sont toutes inclinées vers l'aval et elles recouvrent chacune une partie du substratum et une partie de la nappe plus ancienne, ce qui traduit un enfoncement latéral progressif du fleuve. Cependant les paliers d'érosion du bedrock sont plus larges et il semble qu'à la fin du fin Saalien et au début du Weischélien, le fleuve ait présenté plusieurs bras, sans que l'on ait véritablement de système anastomosé (Lécolle, 1989). Les raccords altimétriques ont été réalisés avec beaucoup de prudence. En combinant les données de Lécolle (1989) et l'étude de la carte géologique de Pontoise, nous avons distingués 4 niveaux :

- Les alluvions du fond de la vallée, qui s'étalent sur la plaine alluviale et qui peuvent atteindre 10m d'épaisseur (l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 3 à 6 m à proximité du cours d'eau), sont essentiellement constituées de vases argilo-sableuses, noirâtres, à éléments fins d'âge holocène. Elles recouvrent la nappe de fond grossière mise en place au Weichsélien Supérieur, observée dans cette zone de façon sporadique.
- La « terrasse de la cote 25 » (notée Fy sur la carte géologique), épaisse de 3 à 10 m à proximité des vallées et dans la plaine alluviale, est en réalité la superposition de deux nappes : une nappe supérieure, sableuse, qui serait du Weichsélien inférieur et moyen, et une nappe saalienne, grossière, qui repose sur un replat situé vers 20/22 m NGF soit à +4m au dessus du niveau de la Seine.
- La « terrasse de la cote des 50 » (Fx) qui est à +30/35 m du fond de la vallée. Elle est séparée de la terrasse inférieure par un talus de terrain tertiaire et est estimée d'âge Elstérien (Lécolle, 1989)

Le modèle sédimentaire observé dans la région de Mantes la Jolie, bien décrit par Lécolle (1984a, 1984b, 1989), est très particulier. Il se distingue complètement de la morphologie des dépôts observés plus en aval, en Basse-Seine, ainsi que de celle des dépôts situés en amont. De Limay à Mantes-la-Jolie et jusqu'à Moisson, les dépôts ne sont plus

horizontaux mais faiblement inclinés vers le fleuve actuel, avec un pendage général de l'ordre de 5 à 10°. Le substratum crayeux présente une série de paliers, séparés altimétriquement de 1à 2m. La largeur de chaque palier varie de 50 à 150m. Un chenal de surcreusement est souvent présent en bordure de palier. Il est profond de 1 à 2m en moyenne et est large de 10 à 20m. Chaque couche, épaisse de quelques mètres seulement, recouvre en partie la couche antérieure et en partie le substratum. Le faciès de chaque nappe est identique. Une partie inférieure grossière, mise en place sous un climat périglaciaire est surmontée par des sables fluviatiles également périglaciaires (mais où le fleuve était moins compétent). Des faciès limoneux et argileux servent ensuite de niveaux repère. Ils sont quelques fois altérés par une pédogenèse, puis surmontés par des paléosols. Ce style caractéristique est dû au déplacement latéral du fleuve conjointement à son enfoncement progressif.

Ces nappes sont surmontées par une formation alluviale située vers 50/55m NGF, qui serait au moins d'âge Elstérien. L'altitude des plateaux étant nettement au dessus de 100m dans cette région, cela signifierait qu'il y a eu donc d'autres phases d'érosion au cours du Pléistocène inférieur qui ne sont plus visibles aujourd'hui.

Seize nappes ont été distinguées au total, permettant l'étude de dépôts datant vraisemblablement de l'Elstérien/stade 10, jusqu'à l'actuel :

- Les nappes supérieures, très altérées et très érodées, numérotées de 12 à 16, sont sûrement elstériennes (tout du moins Elstérien supérieur). Le replat de la nappe 12 est situé à 33-34m NGF à Moisson, et 35 m NGF à Mantes. L'altitude du sommet de la nappe 16 est de 43-44m NGF à Moisson.
- La nappe 11 est datée du stade 9. Le contenu pollinique de ce niveau à Moisson montre qu'il est la relique d'un interglaciaire plus chaud qu'actuellement. Le palier d'érosion se situe vers 32 m NGF à Moisson et 33mNGF à Mantes. Le sommet de la nappe est à 42 m.
- Les nappes 3 à 10 sont du Saalien/Stade 6-8. Leur datation est rendue possible par la faune présente, les vestiges archéologiques (Acheuléen moyen dans les nappes 8 et 9, acheuléen supérieur dans les nappes 7 et 3) et les traces de rubéfaction. Le palier d'érosion de la nappe 3 est à 12-15 m à Freneuse et 17 m à Mantes, et le sommet des dépôts vers 42 m (Mantes 3) et 40 m à Moisson 2.
- Une autre coupure majeure se situe entre les nappes 2 et 3 : cette phase érosive semble être la plus importante de phases distinguées.
- Les nappes 1 et 2 sont datées du Weichsélien. Le palier d'érosion de la nappe 1 est situé vers 10 m d'altitude (nappe 1 à Freneuse et idem à Mantes), celui de la nappe 2 vers 12-15m à Freneuse et 17m NGF à Mantes. Le sommet de la nappe 1est vers 18 m NGF à Freneuse et 20 m à Mantes et celui de la nappe 2 vers 20m à Freneuse.

Le talus d'érosion entre les nappes 1 et 2 et la nappe de fond est le seul de la région. Il est très continu et met en évidence une très forte érosion de plus de 10m. Enfin, le bedrock de la Seine, crayeux, est situé vers 7m NGF (Lécolle, 1989). Il est recouvert par une nappe de fond datée du Weichsélien supérieur raccordée à toutes les autres nappes de fond trouvées dans la vallée de la Basse Seine, et qui mesure 1 à 2 m d'épaisseur. Elle est recouverte d'alluvions fines (sables, limons, argiles et marnes) holocènes très épaisses (jusqu'à 9m) dont le sommet est à 18 m NGF à Mantes. Leur épaisseur diminue progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du lit.

Dans cette zone, les méandres ont évolués sur place, par simple sapement de la rive concave, avec parfois un pivotement limité vers l'aval. Cela a permis l'enregistrement de 2 à 3 séquences par période froide. C'est l'enregistrement le plus complet de la vallée de la Seine et même du Bassin Parisien (Lécolle, 1989).

3.1.1.8. Nouvelle transition entre deux modèles sédimentaires : région de Vernon, les Andelys et Poses

Dans la région de Vernon, la vallée est étroite et rectiligne : peu de dépôts ont pu être préservés. Il existe un tuf à Vernon, placé directement sur un replat crayeux à +50 m NGF,

qui est daté de l'Holsteinien, soit entre -350 et -400ka (ref. in Lautridou et al. 1999). Il n'existe dans cette zone qu'une seule terrasse en hauteur datée du Saalien ainsi que la nappe de fond du Weichsélien supérieur et de l'Holocène.

A la sortie de ce couloir s'étend la petite plaine alluviale de Gaillon, puis le méandre des Andelys. Ici, le bedrock est dit « hérité », c'est-à-dire que sa morphologie n'est pas en rapport directe avec le cycle sédimentaire. La superposition de plusieurs phases érosives a permis, dans certains cas, la vidange complète des dépôts sans affecter la morphologie du bedrock, et dans d'autres l'élaboration de grands replats dans le bedrock, avec de forts dénivelés, plutôt situés à l'entrée du méandre. Les dépôts correspondent à plusieurs cycles sédimentaires et de nombreux hiatus ont été relevés par Lécolle, 1989, qui distingue cinq nappes dans la plaine alluviale de Gaillon - Courcelles:

- Deux hautes terrasses situées à +55m puis à +30-35 m au dessus du niveau de la Seine, qui seraient respectivement d'âge anté-Elstérien et Elstérien. Elles ont une épaisseur très variable, allant de 1,5 à 10m. Elles ont complètement disparues depuis la zone de confluence avec l'Eure jusqu'à Poses.
- Deux basses terrasses, dont le sommet est vers 12-15 m au dessus du niveau actuel de la Seine, datent du Weichsélien et du Saalien. Le niveau du Saalien peut se suivre de Gaillon à Courcelles (Lécolle, 1984). Aux Andelys, trois replats d'érosion, tous attribués au Saalien, ont été observés respectivement à 27, 25 et 19 m NGF (l'altitude de la plaine alluviale est à 10m NGF). Ils ont pu être corrélés aux niveaux saaliens de Tourville et Cléon par Lécolle (1984). Dans la région de la confluence, la terrasse saalienne a été érodée.
- Enfin, la nappe holocène est constituée de limons et de lits de tourbes. Des graviers et des galets sont observés dans la partie inférieure, datant vraisemblablement du Weichsélien Supérieur. Les dépôts modernes sont emboîtés dans la basse terrasse. Elle est assez étroite jusqu'aux Andelys (1km) mais les alluvions sont ensuite très étendues dans la zone de confluence avec l'Eure.

Notons également qu'un retournement du méandre de Daubeuf s'est produit selon Lécolle (1989) entre l'Elstérien et le Saalien.

3.1.1.9. La Basse Seine

La pente de la Seine est plus accentuée dans cette partie du cours : elle est comprise entre 0,3 à 0,5 ‰, alors qu'elle était autour de 0,2 ‰ plus en amont.

Il y a une opposition très nette entre le style des dépôts de Mantes-la-jolie et de ceux de la Basse Seine. A partir d'Elbeuf, la vallée de la Seine est envahie par la mer lors des transgressions marines et des niveaux de dépôts marins sont retrouvés entre les niveaux alluviaux. Les paliers d'érosion sont ici larges et peu nombreux, et ont probablement effacé des paliers d'érosion intermédiaires vus en amont. Ils sont recouverts par une épaisse superposition de couches alluviales et estuariennes.

L'ensemble de nappes qui constituent la très haute terrasse est sub-horizontal tandis que les terrasses inférieures sont toutes inclinées vers la mer. Il est donc difficile d'étudier les dépôts « récents » dans cette partie de la vallée car ces alluvions sont situées actuellement sous le niveau de la mer.

NB : Nous avons regroupé ces terrasses en trois unités distinctes pour plus de clarté, mais ceci n'implique pas que nous les avons corrélées. Etant donné que ces nappes sont inclinées vers l'aval, les corrélations doivent être établies avec beaucoup de prudence.

En aval de Rouen, la surface à partir de laquelle s'est incisée la Seine paraît avoir été comprise entre 115 et 120m NGF alors que la surface des plateaux est située vers 140m NGF. Les très hautes terrasses ne sont présentes que sous formes de lambeaux très altérés, qui sont non datés et ne permettent donc pas l'établissement de corrélation.

- Le niveau le plus élevé a été reconnu vers 110m NGF d'altitude. Il n'est constitué que de quelques galets (Chancerel, 1986).

- Le niveau de Boscherville, constitué en réalité de rares lambeaux mal conservés, est situé vers 90m NGF (bib).
- La nappe du Madrillet se situe vers 82m NGF. Elle est plutôt bien conservée car on peut encore y observer la sinuosité des méandres (bib).
- Au dessus se trouve la nappe de Bardouville, à l'altitude de 65m NGF. C'est la dernière nappe sub-horizontale.
- En amont de Rouen, une terrasse ancienne, à l'Est de la Forêt de Bord, a été décrite par Lefebvre (1986). Son replat est bien visible et situé entre 65 et 75m NGF.
- La formation de Martot est située à +60m du niveau actuel de la Seine. Aucune datation n'a été réalisée sur cette terrasse. Elle peut être reliée à la terrasse du Rond de France dont l'altitude du replat est comprise entre 54 et 58m NGF (Lefebvre, 1986).

La moyenne terrasse est reconnue dans cette région entre +20 et +30m au dessus du niveau actuel de la Seine. Elle est notée Fyc sur la carte géologique d'Elbeuf et est constituée de plusieurs formations souvent bien étudiées :

- La plus haute est la terrasse de St Pierre-lès-Elbeuf dont le replat d'érosion est situé à 25m NGF à Martot (Lefebvre, 1986), 24m à St Pierre (à la briqueterie) et ailleurs entre 28 et 30 m NGF, sur lequel se sont déposés des cailloutis d'origine fluviatile périglaciaire nappés par une formation lœssique contenant 4 paléosols (1 à 4). Au sommet du paléosol 4, le plus vieux, un tuf calcaire recouvre des dépôts lœssiques remaniés. Ce tuf peut être corrélé avec celui de Vernon (qui contient une malacofaune identique) et celui de Mantes. Il est daté entre -350 et -400ka (datation U/Th à Vernon, Lécolle et al. 1990).
- La nappe d'Oissel - Pont de l'Arche est plus basse. Son replat est situé à 15m NGF vers Oissel (Auguste et al., 2003) et à 18m NGF à Criquebeuf (Lefebvre et al., 1986). On ne connaît aucun âge pour cette terrasse, très altérée.

La formation d'Anneville, encore appelée complexe du bois Delamarre, témoigne de fluctuations de haute résolution du comportement de la Seine. En effet, 5 replats d'érosion sont distingués, d'abord à 24m, puis à 19m, à 15,5 m, puis 13m et enfin 11 m NGF.

La basse terrasse est reconnue entre + 8 et +15 m au dessus de la Seine. Elle est notée Fyb sur la carte géologique d'Elbeuf et elle comporte plusieurs nappes notamment celle de Cléon décrite par Auguste en 2003, et celle de Tourville bien décrite par Lautridou et ses collaborateurs (Lautridou et al., 1999), qui est située 1 km plus en aval.

- Le replat de la nappe de Criquebeuf-sur-Seine (Lefebvre et al., 1986) est situé entre 4 et 7m NGF. Son sommet atteint 15m. Elle domine donc de 10 à 15m le fond de vallée formée au cours de la dernière phase de creusement datant du Weichsélien.
- Le replat d'érosion de la nappe de Cléon (Auguste et al, 2003) est à une altitude comprise entre 2,5 et 4m NGF. Les dépôts ont une épaisseur totale de 14 m et forme un système étagé qui comporte 8 niveaux : 2 niveaux fluviatiles grossiers périglaciaires (séquences 1 et 3) entre lesquels s'intercalent 2 niveaux fluvio-marins (séquences 2, et 4,5,6), puis se trouvent un sol de climat froid (7), surmonté de sables éoliens (8), puis d'un niveau de silex intensément gélifractés (9). Le dernier niveau (10), constitué de sables peu altérés et de silex gélifractés, est daté du Weichsélien. Le premier niveau fluviatile (1) (base à 3,5m NGF, épais de 1,2 m) contient une faune très probablement reprise d'une terrasse plus ancienne correspondant à la fin du Cromérien (stade 16, ~- 650 ka) mais les dépôts sont datés du stade 10. Le niveau 2 (épais de 80 cm environ) est daté du stade 9. Le niveau 3, second niveau fluviatile grossier, est épais de 3m et serait selon Auguste (2003) daté du Saalien (stade 8) avec une faune mammalienne reprise cette fois des niveaux holsteiniens. Le second niveau fluviomarin (4,5 et 6), (épais de 2,5 m et dont le sommet est à 11m NGF) se serait formé au cours d'un interstade tempéré du Saalien (Stade 7).
- La coupe de Tourville présente la même succession de couches et de faciès identiques, mais elle est plus dilatée. Le replat d'érosion est situé un peu plus bas, vers 2m NGF. Le sommet est à 36 m NGF. Lautridou et ses collaborateurs (date) ont reconnu dans cette terrasse trois niveaux caillouteux (graviers et galets) de style fluviatile périglaciaire : le niveau (A) à 2 ou 3m NGF corrélé par Auguste en 2003 avec le niveau (1) de Cléon (stade

10), le niveau (C) de 5 à 12m NGF corrélé avec le niveau (3) de Cléon (Auguste 2003) puis les niveaux (E à J) situés de 13 à 36 m NGF datés du Saalien et formés de sables lités à lits de cailloutis et de silex. Ce corps sableux a été mis en relation avec le faciès sableux très proche de la nappe de Mantes 3 (Lautridou, 1984). Deux niveaux fluvio-marins interglaciaires ont également été mis en évidence : le paléo-estuaire (B) situé entre 3 et 5m NGF est daté du stade 9 (Balescu et al. proposent en 1997 les datations suivantes IRSL et TL -313 +/- 33 ka et -314 +/- 32 ka), Auguste le relie avec le niveau (2) de Cléon, et le second (D), plus jeune, est situé entre 12 et 13 m NGF. Dans ce niveau, la base (D1) est saalienne (outillage Levallois façonné pendant un interglaciaire plus froid que l'Eémien) et corrélée avec les niveaux (4, 5 et 6) de Cléon. Le sommet (D2-3) reflète le passage au Saalien Supérieur (Stade 7 datation ESR, Stremme, 1985 : -200 ka et OSL -196 +/- 23 ka, Balescu, 1997). Le mode de dépôt distinct entre les sédiments de Cléon et ceux de Tourville, au moins pour ces niveaux fluviatiles supérieurs est explicable par une position différente dans le méandre (Auguste, 2003). Selon Lautridou et al.(2003), les séquences sont synchrones mais n'appartiennent pas au même sous-stade.

La très basse terrasse du Weichsélien se situe au fond de la vallée. Les dépôts plus récents de l'Holocène sont emboîtés dans cette nappe alluviale grossière, reconnue et suivie depuis Mantes. A Cléon, d'après Auguste (2003), l'érosion maximale weichsélienne a atteint l'altitude de -12m NGF. A Rouen, le toit de la nappe de cailloutis Rouen 1, est entaillé par un chenal, lui-même comblé par des graviers, formant les dépôts Rouen 2. Ces deux nappes de cailloutis ne correspondent pas à deux phases érosives distinctes mais plutôt au passage d'un système multi chenaux vers un chenal unique. Rouen 2, et plus généralement les nappes de cailloutis les plus larges, sont le résultat de l'abandon des autres lits. Au cours des crues de débâcle, des dépôts sableux ont recouverts Rouen 2. Il existe également es deux niveaux visibles dans la nappe weichsélienne à Elbeuf, mais ceux-ci ne sont pas absolument corrélables avec les deux niveaux Rouen 2 et Rouen 1. En effet, le changement de style du fleuve de plusieurs chenaux à un chenal unique a pu se répéter plusieurs fois au cours du Weichsélien, le chenal présent à Elbeuf ne correspond donc peut être pas à celui de Rouen. Cette terrasse se distingue bien dans la coupe transversale de Tourville, dans le méandre d'Elbeuf ; elle se continue jusqu'au Havre.

Lautridou, (1984) a tenté de relier et corréler les terrasses de cette région avec les nappes de Mantes. Les nappes de Rouen 1 et Rouen 2 seraient liées aux nappes 1 et 2 de Mantes, les niveaux 3 à 5 de Mantes sont corrélables avec les couches E-J, C, A de Tourville, les dépôts Mantes 6 à Mantes 8 peuvent être relié avec Cléon 7, Cléon 3, Cléon 1, et enfin les nappes Mantes 9 à Mantes 15 sont à corréler avec d'abord avec la nappe de Oissel puis celle de Martot.

Les premiers sédiments holocènes sont sableux et silteux. Des accumulations tufeuses se sont développées dans les chenaux à partir du Préboréal (~-10 ka) mais les plus importantes sont datées du Boréal. Des tourbières se sont constituées plus tard, en liaison avec le relèvement des nappes phréatiques. Les dépôts holocènes, toujours constitués de matériaux fins, ne sont plus uniquement d'origine fluviatile. A partir d'Elbeuf, ils s'épaississent et leur nature se diversifie : les sédiments de la transgression flandrienne s'intercalent avec les dépôts détritiques continentaux à partir de -8ka. A partir du Néolithique (-5ka), les alluvions fines très limoneuses sont encore plus épaisses, ceci est du au défrichement des premiers agriculteurs. Elles achèvent le remplissage de la vallée jusqu'à son niveau actuel, à la cote +4m NGF.

3.1.2. L'estuaire actuel : de Tancarville au Havre

La rive Nord de l'estuaire de la Seine se caractérise par un contact généralement direct entre la falaise crayeuse et la surface de remblaiement holocène. Cette morphologie a donc largement fait disparaître les formations anciennes (sauf dans les positions abritées comme à Tancarville). Les anciennes formations n'ont ainsi subsistées qu'en région havraise, à la faveur d'une localisation plus au sud du chenal au Weichsélien et à l'interposition des marais maritimes à l'Holocène (Lechevalier, 1984). La majorité des replats d'érosion ne sont

plus visibles car ils sont situés aujourd'hui sous ou au niveau de la mer. Les sondages géotechniques permettent malgré cela d'obtenir des informations.

Les deux coupes que constituent la séquence de Tancarville (Lebret et al., 1984) sont les seuls témoins du comportement de la Seine dans l'estuaire entre l'Eémien et le Weichsélien. Leur position géographique protégée dans le recoupement d'un ancien méandre, a permis une préservation plus difficile autrement. La base de ces dépôts est une formation caractéristique d'un estuaire (unité 2). Le replat se situe à +4m NGF, et est taillé dans la craie. Sur celui s'est développé un lit de galets de silex très émoussés. Au dessus, sur 1m d'épaisseur environ, on trouve un ensemble silteux dont les minéraux montrent une prédominance des apports marins, mais dont la dynamique de dépôts semble être liée aux variations hydrologiques de la Seine. L'analyse des mollusques fossiles trouvés dans ces dépôts indiquent une mer plus froide qu'actuellement. Un paléosol humifère (unité 3) termine ce premier ensemble dont le sommet est à 5m NGF environ. Ces dépôts traduisent la fin d'un interglaciaire : la température est plus froide mais le niveau marin reste haut. Les auteurs corrèlent cette « assise de Tancarville » au dernier stade chaud du Saalien. Le head crayeux et le corps sableux (base 5m NGF et sommet vers 14m NGF) installés au dessus sont les signes de l'installation d'une période glaciaire correspondant vraisemblablement au dernier cycle froid du Saalien. Si le head est un dépôt de faible ampleur, localisé à proximité du versant, les volumes de sables fluvio-marins puis fluviatiles sont énormes et traduisent un déséquilibre général des bilans hydrologiques lors la mise en place de conditions périglaciaires. Le corps sableux est érodé au sommet par un dépôt de pente formé de sables ruisselés à silex gélifractés. Ce hiatus les sépare des dépôts du dernier complexe interglaciaire de l'Eémien. Cet ensemble tronque le corps sableux de son sommet (14m NGF) à la base de l'estuaire (3m NGF) de biais, traduisant une ancienne falaise. Il est constitué à sa base de coulées sableuses puis deux heads à silex gélifractés provenant des versants mais remaniés par la rivière, fossilisant cette paléo-falaise. Les dépôts supérieurs sont purement continentaux et contiennent une industrie moustérienne. La dune au sommet (jusqu'à 15m NGF) du complexe est le seul dépôt qui atteste avec certitude d'un milieu tempéré et d'une remontée du niveau marin à un niveau comparable à celui d'aujourd'hui. Le sol au sommet de la dune traduit le retour à des conditions plus froides, et se situerait donc au début du Weichsélien. Les cailloutis à la base de cette séquence froide seraient du Weichsélien inférieur, les lœss qui les recouvrent du Weichsélien moyen et supérieur. Enfin, la pédogenèse en surface est rapportée à l'Holocène.

Lautridou et ses collaborateurs (2003) ont relié la base ces dépôts à ceux de Tourville. Ces corrélations s'appuient sur la stratigraphie et sur la présence de faune à *Arvicola cantiana/terrestris* aux sommets des estuaires (D à Tourville et 2 à Tancarville) datés à Tourville de 196 +/- 23 ka. La formation estuarienne est corrélée avec Tourville D1, datée du stade 7. Le sol noir signalant une dégradation climatique est corrélé avec Tourville D2-3. L'unité sableuse fluviatile est corrélée à la couche à Tourville E-I formée au Saalien et enfin, les coulées sableuses et les lits de cailloutis datant du Pléniglaciaire saalien sont reliés à Tourville (I-K).

L'estuaire au Havre présente un ensemble étagé de paliers d'érosion supportant des nappes de matériaux grossiers, surmontées de dépôts estuariens eux même recouverts par des formations de versant. Tout cet ensemble est obliquement tronqué par les formations de l'Holocène.

Une série de 4 paliers d'érosion a été mise en évidence par la cartographie isobathe du toit du substratum (Lechevalier, 1984) :

- le niveau 4 est le plus vieux. L'altitude du replat est comprise entre -7 et -2,5 m NGF. Il est à l'immédiate proximité du rebord de l'estuaire.
- le niveau 3 est compris entre -12 et -9m. Son tracé est sinueux et va vers l'ouest. Un lambeau seulement est visible à l'Est.
- le niveau 2 s'enfonce jusqu'à -18m NGF. C'est un chenal qui recoupe les deux niveaux précédents. Il est assez étroit à l'Est et s'élargit ensuite
- le niveau 1 est le plus récent. Il recoupe l'ensemble des paliers supérieurs. Son chenal large et profond, atteint -30m et même -35m NGF dans la zone portuaire. Le contact

s'effectue par un puissant talus (de 25 à 40m) sauf sous l'avant port. Plusieurs phases d'érosion semblent avoir concourue à cette morphologie.

De plus, une migration progressive du chenal vers le sud est également observée et peut être une accentuation des méandres.

Les nappes qui recouvrent ces replats sont complexes et présentent des différences notables avec les nappes alluviales décrites plus en amont: elles sont formées d'un assemblage complexe constitué majoritairement d'apports périglaciaires à la base, dans lesquels on trouve des matériaux hérités issus d'anciennes nappes et de formations littorales interglaciaires, avec des intercalations marines. Ces nappes ont été remaniées au cours des transgressions marines ultérieures à leur mise en place.

- La nappe inférieure ou graviers de fond remblaie tout le niveau 1 sur 5 à 10 m d'épaisseur. Malgré un aspect très frais du matériel, cette nappe périglaciaire n'est pas intacte comme en amont : une association marine apparaît une milieu de la séquence qui devient exclusive au sommet. La présence de galets marins a accompagné un remodelage du toit de la nappe lors de la transgression flandrienne et les graviers de fond peuvent présenter des intercalations tourbeuses ou de tufs d'âge boréal, comme à l'est de l'agglomération havraise, autre signe d'un remaniement holocène.
- La nappe intermédiaire associée au niveau 2 est d'épaisseur variable (2à 9m) et pourrait être constituée de deux nappes emboîtées.
- La nappe supérieure associée au niveau 3 a une épaisseur régulière de 4m et est plus altéré.
- La nappe du niveau 4 présente un matériel très altéré. Elle est beaucoup plus mince (1 à 2m) et même discontinue.

Les dépôts holocènes de la Seine au Havre ont une géométrie complètement différente de celle des nappes inclinées et parallèles entre elles. Ils sont constitués de sables, de silts et de tourbes d'extension relativement régulière et organisés horizontalement. Des datations ont été obtenues par analyse des tourbes au C^{14}. Les âges vont de 5250 +/- 80 ans BP à la base de la coupe, jusqu'à 2800 +/- 107 ans BP au sommet (datations réalisées dans la coupe de l'Hôtel de Ville, Breton et al. 1991). Les sédiments présents actuellement dans l'estuaire de la Seine sont essentiellement d'origine continentale (Dupont et al. 2001)). On les trouve sous la forme de matières en suspension au niveau du bouchon vaseux (Cugier et le Hir, 2002), de vase fluide ou crème de vase dans les chenaux (Dupont et al. 2001) et de vases déposées sur les vasières intertidales (Lesourd et al. 2003). Les dépôts argileux sont rencontrés dans l'estuaire principalement au cours de l'hiver, et ils migrent dans la baie pendant l'été en été (Garnaud, 2003)

Le remblaiement flandrien dans l'estuaire étant subhorizontal, les auteurs excluent (Alduc et al., 1979) de raccorder entre eux les lambeaux de terrasses ou de surfaces d'érosion de même altitude relative par rapport à ce remblaiement. Les rapprochements entre ces replats et les dépôts de Tourville/Elbeuf plus en amont, ont été effectués uniquement sur des bases géométriques. Le dénivelé entre les terrasses est le même que celui des terrasses à l'amont. Selon Lautridou et ses collaborateurs (2003), on retrouve donc la nappe saalienne de Tourville (replat de 0 à 5m NGF), celle d'Oissel à 15m, celle de Martot-Elbeuf à 25m, sans toutefois exclure une histoire plus complexe.

3.1.3. En mer : évolution des dépôts passés et actuels dans la Baie de Seine et dans la Manche

La carte géologique de la Manche montre, d'ouest en est, la juxtaposition de trois grandes unités structurales, transverses par rapport à l'allongement du bassin marin actuel : le horst Weald-Artois, le bassin tertiaire de la Manche Orientale et la plateforme essentiellement mésozoïque du Dorset à la Normandie.

A partir de données sismiques, Auffret et al. (1980), ont mis en évidence un réseau de paléo-vallées entaillant le substratum. Le réseau des paléovallées recoupe ces unités qui n'ont donc pas guidé le drainage initial du bassin. Seul la fosse centrale en Manche Occidentale suit une direction conforme au bassin, et c'est ce qui aurait guidé l'organisation initiale du réseau. Les paléo-vallées de la Seine, de la Somme et des vallées arrivant du nord-est se retrouvent alors en confluence et débouchent dans la Fosse centrale après l'Elstérien (400 ka BP) (Lautridou et al. 1999). La plupart des anciennes vallées se raccordent aux rivières actuelles mais leurs dimensions sont beaucoup plus importantes. De nombreuses fosses sont associées à ce réseau, elles se situent sur un substrat facilement érodable et leur origine résulte probablement de l'action de forts courants de marée à certains niveaux de la mer durant les cycles glacio-eustatiques du Pléistocène.

D'une superficie d'environ 5000km², la Baie de Seine a une profondeur maximale de 40m environ. Le fond est relativement plat, à l'exception de secteurs où on peut trouver des bancs sableux, ainsi qu'une large dépression NW-SE de l'estuaire vers le Parfond, cicatrice de l'ancienne paléo-vallée de la Seine dans les terrains du Callovien.

3.1.3.1. La morphologie du substratum

Le bassin de la Manche orientale s'individualise entre la presqu'île du Cotentin à l'ouest et le Pas-de-Calais à l'est. Il est constitué d'une vaste plaine d'érosion peu profonde, qui se raccorde au rivage par un étroit talus pré-littoral (qui se traduit par une élévation de 20m pour une pente de l'ordre de 3 à 5 ‰). La profondeur de cette plaine varie entre 30m (dans le Pas de Calais et en bordure du littoral français) à 60m en Manche centrale, au nord du Cotentin. Localement, elle est entaillée de chenaux et de fosses qui découpent cette plateforme en interfluves ou en îlots massifs par un important réseau de paléo-vallées. La géométrie générale du bassin, en gouttière inclinée d'est en ouest impose à ce réseau une concentration par confluence qui s'effectue au nord du Cotentin, à l'extrémité orientale de la fosse. Certaines de ces paléo-vallées sont localement surcreusées jusqu'à -110 m (fosse de la Hague) et même -137m dans la fosse du Cotentin.

La paléovallée de la Seine est un couloir plus ou moins rectiligne de 15 km de large environ. Elle reçoit sur sa gauche les cours d'eau bas normands (Orne, Dives et Touques). Cette paléo-vallée ne contraste pas trop avec la vallée actuelle plus en amont : sa pente longitudinale est d'environ 0,4 ‰ alors que celle du fleuve actuel dans la région havraise est de 0,3‰. Le talweg n'est encaissé que de 15 à 20m. Il atteint 40m de profondeur au sud-ouest du Havre et 70m à l'approche des fosses. Il présente la même pente faible que les paléoprofils successifs reconstruits dans le bassin de Paris, jusqu'à la rupture de pente entre Barfleur et Cherbourg, à 70m de profondeur. A partir de cette rupture de pente le profil est beaucoup plus fort (0,1%). La morphologie du substratum montre en effet une reprise de l'incision à l'aval de la topographie actuelle, correspondant à une modification du profil d'équilibre (Lautridou et al. 1999). Cette zone occidentale de confluence, au nord de Cherbourg, a joué le rôle de collecteur pour l'ensemble du réseau, et constituait durant les périodes régressives un énorme fleuve drainant toutes les eaux de la Manche orientale et des régions adjacentes. Cette partie du système est caractérisée par la Fosse centrale, fortement marquée dans la bathymétrie et longue de 150 km. On peut également observer la fosse de la Hague et la fosse du Cotentin. Ces fosses sont généralement dissymétriques : le flanc nord est plus abrupt. Enfin, au-delà d'une zone où la plateforme continentale est dépourvue de sédiments alluviaux, se trouvent les bancs de la mer Celtique situés sur la plateforme externe entre la Bretagne et l'Irlande.

Plusieurs fosses ont ainsi été mises en évidence sur le cours du paléo-réseau hydrographique, la plupart sont totalement ou partiellement comblées (remplissage polycyclique et terrasses emboîtées) mais d'autres sont encore apparentes dans la morphologie actuelle. De nombreuses hypothèses existent pour expliquer l'origine de ces fosses, citons l'érosion fluviatile, la déflation éolienne, l'influence de la tectonique, etc. A partir des cartes réalisées par Auffret et ses collaborateurs (Auffret et al. 1980), on remarque que leur distribution est associée à des changements de lithologie, les substrats tendres (sable, marne, argile) étant les plus propices à des surcreusements vraisemblablement engendrés par de très forts courants de marée.

3.1.3.2. Le remblaiement de la paléo-vallée de la Seine

En Baie de Seine, la nappe de fond de la paléo-Seine est une nappe de 10m d'épaisseur formée de matériel grossier, et rapportée au Weichsélien supérieur d'après l'étude de sondages dans la région du Havre (carte géologique du Havre). L'importance de sa largeur (supérieure à 7km) et de sa hauteur permet de penser que plusieurs cycles sédimentaires y soient enregistrés. Cette nappe est encaissée de 10m par rapport aux nappes sus-jacentes.

Le complexe de terrasses surmontant de 5 à 10m la nappe de cailloutis de fond parait ne comporter qu'un seul niveau à l'est de Barfleur, mais la ramification de la paléo-vallée en trois cours rend ici difficile l'observation des relations entre les nappes. Cette terrasse est plus complexe à l'ouest du Havre où au moins deux niveaux étagés à la profondeur de 30-35m et de 22-25m sont présents. Ils sont recouverts par de nombreux chenaux de méandres qui rendent cette morphologie confuse. Ce complexe anté-Weichsélien est donc constitué de plusieurs cycles sédimentaires correspondant aux nappes de Tourville, Oissel et St Pierre. Le sommet de cette nappe a été arasé au niveau de la plaine sous-marine tronquant le bedrock jurassique de la Baie de Seine. Selon Alduc et ses collaborateurs (1979), ce système des terrasses inclinées depuis la basse vallée de la Seine s'intègre bien au modelé sous-marin. Pour les raccorder, les auteurs envisagent leur mise en place à un stade moins avancé de recul du rivage cauchois. Le raccordement des terrasses de St Pierre et de Quillebeuf avec la plaine sous-marine dont la pente est de l'ordre de 0,3% est alors réalisé au prix d'un léger accroissement de la pente longitudinale sur la pente de la nappe de cailloutis de fond au niveau de l'estuaire actuel de la Seine (0,5%).

Cette disposition change brutalement au nord du Cotentin, où l'épais remblaiement des fosses correspond à un style différent : les nappes alluviales sont alors emboîtées et superposées en succession stratigraphique normale (Alduc et al. 1979). Cette disposition est cependant plus complexe car elle comporte des érosions incisant profondément les nappes anciennes puis remplies par des dépôts plus récents. Selon ces auteurs, il ne s'agirait pas d'une accumulation dans un fossé subsidant. Le façonnement par les courants de marrées semble une meilleure hypothèse pour expliquer cette morphologie, plutôt que la tectonique (Auffet et Alduc, 1977, in Alduc et al. 1979). Au total, 6 nappes ont été reconnues. La base de la nappe terminale atteint 100 à 105m de profondeur et pourrait être formée au cours de la dernière période froide, où le niveau marin avait chuté de plus de 120m.

3.1.3.3. Erosion et dépôts au cours de la dernière période glaciaire

Au cours du Weichsélien supérieur, le niveau marin a chuté brutalement jusqu'à -120m par rapport au niveau actuel. L'exondation de la Baie de Seine et d'une partie de la Manche ainsi engendrée, a provoqué un enfoncement des rivières dans le substratum jurassique par érosion régressive (Alduc et al., 1979). Le surcreusement du bedrock de la Seine a été considérable (Alduc et al., 1979): -20m à Tancarville, -30m au Havre et à Honfleur, -45m au Parfond et -70m au Nord du Cotentin. La pente de cette paléovallée est de 0,2 à 0,3 ‰ contre 0,03 ‰ pour la « vallée actuelle » ennoyée, ce qui met en évidence la puissante énergie de l'ancien fleuve.

Entre 18ka et 16ka BP, le niveau marin remonte et vers 15ka BP, la mer est à -100m. Cette transgression dite flandrienne s'accélère ensuite et vers -10ka le niveau marin est situé entre -50 et -40m, autour de 8ka BP il est à -30m, à 7ka BP il est à -10m, et enfin vers 2,5 +/- 0,2 ka BP le niveau actuel est atteint et pratiquement stable depuis lors. Cette remontée tardiglaciaire marque la mise en place d'un fort remblaiement sédimentaire dans la Baie. En effet, la mer a érodé, remanié et redistribué les anciens dépôts terrigènes accumulés. De plus, la modification du couvert végétal a engendré un changement de la nature des sédiments : ils étaient terrigènes et sont devenus fluviomarins.

L'étude de quelques carottes de sédiments holocènes prélevées dans la Baie de Seine (Garnaud, 2003), permet de distinguer 4 étapes dans la mise en place de ces dépôts :

- Les dépôts à la base de la séquence présentent un faciès continental avec des argiles fossiles compactes, de nombreuses traces de végétaux et des niveaux tourbeux, mis en place dans un milieu de marais maritime avec des phases d'immersion au cours des

tempêtes. Ils sont datés de 5000 à 4000ans BP. Les auteurs ont relevés des traces d'érosion au dessus de cette couche.

- Le faciès des dépôts supérieurs est de type littoral, avec une alternance de sables et de sédiments plus fins, où les traces de structures sont rares mais où une colonisation de la faune est observée. Ce sont les caractéristiques d'une vasière (milieu calme où se trouvent les sédiments fins) sur laquelle se déposent des sables quand il y a des tempêtes ou des fortes marées.
- Enfin, après une seconde phase érosive, les sédiments actuels se sont mis en place sous l'influence de la marée. Ils sont composés de sables moyens, silts et crème de vase en surface.

La morphologie côtière de la baie de Seine actuelle s'est donc dessinée vers 7000 ans BP. Les dépôts majeurs se sont mis en place préférentiellement aux cours des périodes de stabilisation du niveau marin, près des ruptures de pente ou aux embouchures fluviatiles (Aloisi et al. 1977). Aujourd'hui, les affleurements du substratum sont rares car ils sont souvent masqués par des formations meubles (Larsonneur, 1971).

3.1.3.4. Caractéristiques de la couverture sédimentaire actuelle

La répartition des sédiments superficiels en Manche est essentiellement contrôlée par le régime de marée macrotidal qui génère des courants extrêmement forts le long des côtes de Bretagne et en Manche centrale : les fonds de la Manche sont ainsi recouverts par une vaste couverture caillouteuse tandis que les sédiments fins sont cantonnés aux secteurs de baies et d'estuaires permettant la décantation (Larsonneur, 1982). Malgré des conditions difficiles et de fortes houles de tempête, les sédiments fins se déposent sur la marge continentale ouest-européenne, dans des environnements qui sont donc peu propices à leur conservation. Des bancs sableux sont également présents sur les fonds marins de la Manche. Ils sont observés principalement à l'entrée du Pas de calais et aux extrémités de la Baie de Seine. La présence de tourbes post-glaciaires sous ces accumulations de sables siliceux fins bien classés montre que ces accumulations en avant des côtes construites sont d'âge flandrien. Ces bancs semblent en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles.

Dans l'ensemble de la Baie de Seine, les sédiments fins sont surtout représentés à des profondeurs situées entre -6 et -9m, ce qui correspond à une zone d'énergie turbulente minimale, entre la zone d'action des courants de marée plus au large, et celle des vagues à la côte (Larsonneur, 1971). Dans sa partie nord (Antifer et Pays de Caux), des dépôts grossiers et graveleux à caillouteux sont présents jusqu'au niveau de la Manche orientale qu'ils tapissent également. Dans la partie occidentale et centrale de la Baie, la couverture sédimentaire actuelle est constituée de sédiments sablo-graveleux ou graveleux sur de larges surfaces. Les fonds sont monotones et grossiers et les apports de la Seine quasi inexistants dans cette zone. Du centre de la baie vers l'estuaire, le gradient d'affinement granulométrique se superpose à la diminution des vitesses des courants de marée. Enfin, le sud-est de la baie est couvert de sables fins et/ou vaseux. Ainsi, même s'ils représentent moins de 5% de la superficie de la baie, les sédiments fins se localisent principalement dans les parties protégées de la baie et dans les estuaires adjacents (Garnaud, 2003).

La morphologie actuelle de la Baie résulte du remplissage de la vallée par des sables fluviatiles puis marins, qui se sont accumulés principalement au cours de la transgression holocène (Garnaud et al. 2003). L'épaisseur du remblaiement atteint 15 m d'épaisseur dans l'estuaire. Son épaisseur est comprise entre 8 et 10m dans la paléovallée et entre 4 et 6m ailleurs en moyenne. De fins sables marins recouvrent les dépôts Holocène : près de Cabourg, entre les profondeurs -2 et -6m ces dépôts ont seulement quelques centimètres d'épaisseur et les dépôts holocène affleurent. Aujourd'hui, la zone qui sépare le domaine marin ouvert, où l'action des courants tidaux est prédominante, de la zone moins profonde, influencée par les processus de vagues, s'étend depuis la côte jusqu'à des profondeurs comprises entre 6 et 10m (Larsonneur *et al.* 1982, *in* Garnaud *et al.*, 2003).

Annexe 3.2. Données hydrologiques de la Seine

Abscisse curviligne (km)	Ville	Largeur (m)	Débit Module (m^3/s)	Superficie du bassin versant (km^2)
0	St Germain	2		
20,906	Cosne			188,74
35,952	Nod sur Seine	12	4,54	371
64,691	Plaine St Lange	25	11,5	704
74,659	Polisy	25	14,8	1450
81,584	Bar sur Seine	37	23,9	2340
88,4	Courtenot	37	15,3	2380
117,311	Troyes	45	31,1	3410
140,127	Mery sur Seine	45	32,9	3880
165,893	Pont sur Seine	50	77,7	8760
195,47	Bray sur Seine			9602
197,54	Bazoches les Bray	75	66,4	10100
217,579	Montereau			21178
251,561	Melun			26170
259,095	Boissise la Bertrand			26200
262,671	Ste Assise			26290
271,832	Corbeil			26710
288,791	Vigneux - Ablon			29742
294,23	Alfortville	150	218	30800
310,419	Paris	150	267	43800
357,493	Poissy	187	495	61820
384,714	Mantes la Jolie	200		62859
393,23	Mericourt			64200
407,853	Vernon	225		
426,973	Muids	250		
441,881	Poses	200	538	65000
456,705	Elbeuf	250		
477,399	Rouen	225	574	72000
518,856	Caudebecq	350	559	75000
568,977	Le Havre	500	563	79000

Tableau Annexe-3.2 Données hydrologiques du bassin versant de la Seine

Annexe 3.3. Description des différents niveaux observés le long du cours de la Marne

3.3.1. Dans la partie amont de la vallée de la Marne

La description des niveaux d'érosion de la Marne proposée dans ce paragraphe est une synthèse des niveaux décrits et étudiés par Lejeune (2005). Sept niveaux d'incision sont visibles aujourd'hui dans le paysage de la partie supérieure de la vallée de la Marne.

✱ Deux très hautes terrasses

D'abord deux très hautes terrasses en forme de gouttières, la seconde (Ma5) étant emboîtée dans la première (Ma6), ont incisé directement la surface sommitale. Ces deux vastes formes de gouttières emboîtées incisent les restes de la haute surface sommitale. La morphologie de ces deux premiers niveaux tend à mettre en évidence une succession de vallées peu encaissées dans les plateaux calcaires.

Le niveau Ma 6 correspond au palier le plus élevé. Il est constitué d'un glacis descendant vers la Marne, selon une pente relativement faible (10°). Il est perché à environ 110 - 130m au dessus de la rivière actuelle. Il définit une vallée dont la largeur peut être estimée à de 8 à 10km. Il n'y a pas de formations alluviales qui le recouvrent : uniquement des formations de versants issues des terrains environnants (gélifracts calcaires d ans des argiles rouges de décarbonatation).

Le niveau Ma5 entaille le niveau supérieur. Egalement formé par un glacis en forme de gouttière, mais donc la pente est plus forte (10-15°), il décrit une large vallée en berceau large d'environ 5 à 6 km. Cette paléo-vallée est située à 100m au dessus du cours actuel de la Marne, dans les calcaires du Tithonien, et plutôt vers 80-90m dans les formations kimméridgiennes et oxfordiennes. Les formations superficielles qui recouvrent ce niveau sont identiques aux précédentes.

En amont de Bologne on ne retrouve pas de formes de reliefs situées à plus de 80m au dessus de la Marne. Ces gouttières sont très peu représentées dans la portion de vallée entre Chaumont et Joinville (sûrement à cause de la lithologies des versants qui sont marno-calcaires), mais dans les calcaires plus en aval, des formes de plusieurs kilomètres sont observables entre Joinville et St Dizier. Dans la région du Perthois (roches meubles argileuses puis craies du Crétacé), aucun relief supérieur à 70m au dessus de la Marne n'est visible. L'érosion différentielle à fortement agit sur ce secteur dès le début du dégagement des reliefs. Ces deux très hautes terrasses ont donc disparues.

Ce type de morphologie en berceau incisant la partie sommitale des vallées a également été observé ailleurs dans le Nord de la France : dans les vallées de la Moselle, où la genèse des ces formes en gouttières daterait du Miocène (Hoffman, 1996 in Lejeune, 2005), et dans celle de la Loire, où la crise climatique prétiglienne (autour de -2,5 Ma) clôturerait cette période propice à une large vallée (Define, 1996 in Lejeune, 2006). Des hauts niveaux ont également été observés dans les vallées de la Seine (datés entre -1,75 et -1Ma, Lautridou et al. 1999) et de la Meuse (Pissart et al. 1997 in Lejeune, 200(). Ceci nous laisse penser que ces niveaux, même s'ils ont été formés au cours du Miocène ou du Prétiglien, étaient encore occupés il y a 1Ma. C'est à partir de cette date que les réseaux fluviatiles ont commencé à s'enfoncer, en même temps que la mise en place des oscillations climatique.

Un grand talus d'érosion de 40m peut être suivi dans toute la vallée (sauf Perthois car le relief plus haut que Ma4 a disparu) et garde une hauteur constante. Se raccorde bien à Ma4. Puis trois niveaux moyens Ma4, Ma3 et Ma2. La vallée est plus étroite.

✱ Ma4 : replats à 55-60m au dessus du niveau actuel de la Marne

En amont de Bologne, ce niveau est difficile à distinguer de la surface structurale sur laquelle il aurait pu se reposer et les preuves pétrographiques du passage de la Marne sont inexistantes.

Au-delà de la percée cataclinale de la côte de Meuse (i.e. en aval de Bologne), dans le Barrois et le Perthois, neuf témoins ont été identifiés (Lejeune, 2006). Ils ont le plus souvent la forme d'un glacis à pente très douce. On a trouvé un méandre perché à Froncles.

Ces neuf terrasses ne sont pas à la même altitude relative (de 46 à 65m au dessus de la Marne). Cependant, on peut considérer qu'elles appartiennent au même cycle d'érosion mais qu'elles se sont formées au cours de stades froids différents, ou que l'enregistrement de l'érosion ne s'est pas fait à la même altitude à cause des méandres de la Marne, ou encore que la surrection tectonique n'a pas été uniforme dans toute la vallée.

✱ Ma3 : replat vers +15m en moyenne

Ce niveau est situé à +15m au dessus de la Marne en amont de Chaumont. Dans cette région, ce niveau est formé de méandres perchés, rarement recouverts ou par une faible épaisseur de matériel alluvial.

Plus en aval, on trouve de véritables terrasses, mais de surface limitée et épaisses de 3-4m.

Enfin dans le Perthois ces nappes sont très étendues et atteignent alors 25m au dessus du niveau actuel de la Marne. Elles sont épaisses de 8 à 10m, le replat d'érosion est donc toujours situé à 15m du niveau actuel de la Marne. Elles sont formées de cailloutis calcaires (70% de la terrasse) surmontés par des limons.

Des datations ont été réalisées sur les alluvions des terrasses de Beaux-Regards et de Hauteville (Cojan et al., 2003). Les résultats indiquent un âge compris entre -154 +/- 16 ka et -150+ /-18 ka. Les dépôts datent donc du stade 6.

Plus en aval, dans la région de Vitry-le-François (et de la cuesta de Champagne) on retrouve encore ce niveau de terrasse mais les dépôts sont moins épais (5m).

✱ Ma2 : replat à +5m

On peut le suivre de l'amont de Chaumont jusqu'à Vitry-le-François. Il est représenté par 22 lambeaux de terrasses différents.

Entre Chaumont et Bologne, ce niveau est essentiellement constitué de méandres perchés, généralement à 5-6m au dessus du niveau actuel de la Marne. Ils portent presque toujours des alluvions galets et graviers épars.

De Bologne à St Dizier, dans le Barrois, les terrasses sont plus nombreuses, plus épaisses mais d'extension encore modeste. La terrasse de Donjeux a été étudiée plus précisément : elle est constituée de 4,8m de matériel grossiers, recouverts de 80 cm de limons.

Dans le Perthois, on retrouve de très grands épandages alluviaux à ce niveau également, qui sont situés essentiellement en rive droite. La terrasse de Thiéblemont atteint une superficie de 56 km². Les alluvions de cette terrasse ont été datés à Donjeux de -112 +/- 13 ka et à Loisy-sur-Marne (proximité de Vitry-le-Francois) à -93 +/- 9ka, ce qui correspond au stade 5a-d ou à la transition climatique refroidissement du début du Weichsélien.

Comme la terrasse Ma3, la terrasse Ma2 est plus épaisse en aval. Le replat est situé à la même altitude relative le long du profil. L'épaisseur de remblaiement croit d'amont en aval et le décalage au sommet des alluvions est de 8 à 10m.

✱ Ma1 : Nappe de fond de vallée

Cette nappe est donc épaisse de 3 à 4m dans la région de Chaumont à Joinville et 7m plus en aval.

La séquence de dépôts est constituée à la base de galets calcaires grossiers, puis de graviers calcaires plus fins (1m vers Chaumont, 2 à 3m dans le Perthois) et enfin 2 à 3m de limons avec des intercalations de gélifracts (plaquettes calcaires peu émoussés) traduisant un apport indéniable et important des versants.

D'après la notice de la carte géologique de Doulaincourt, ces alluvions anciennes dateraient du Würm d'après certains fossiles trouvés dans ces dépôts.

✱ Ma0 : niveau d'écoulement actuel

La Marne s'écoule aujourd'hui dans le niveau Ma1. Elle l'a incisé de 2 à 3m de profondeur au maximum. Les alluvions holocènes sont surtout argileuses et limoneuses (carte géologique de Chaumont, Doulaincourt, etc). En amont de St Dizier, la marne s'écoule sur des alluvions tandis qu'en aval elle a atteint le bedrock rocheux.

3.3.2.. Dans la Champagne crayeuse

Les témoins de l'incision de la Marne dans cette partie de son cours son moins nombreux. Les niveaux de terrasses inférieurs sont encore visibles mais repérer les traces de niveaux plus anciens s'avère plus compliqué car les processus périglaciaires ont fortement altéré le substrat crayeux très fragile. Seules trois nappes alluviales sont reconnues sur les cartes géologiques de Vitry-le-François, Châlons-en-Champagne et Avize : Fx qui est à +20m, Fy à +10m et Fz au fond de la vallée.

Depuis, de nouvelles campagnes de terrain ont été réalisées et les différents niveaux ont pu être précisés (Fanton, 2004 in Lejeune, 2006).

Des traces d'une haute terrasse existent en amont de Vésigneul-sur-Marne. Des galets sont visibles sur le replat, situé entre 25 et 30 m au dessus de la plaine d'inondation actuelle, mais aucune coupe n'a pu être décrite. Elle n'est pas représentée sur les cartes géologiques.

Une moyenne terrasse a pu être observée à une altitude relative comprise entre +15 et +20m. Les dépôts grossiers à la base (blocs de craie remaniés) sont surmontés par des galets et graviers calcaires et crayeux. L'épaisseur de ces alluvions est de 5 à 7m. Ce niveau coïncide avec le niveau Fx des cartes géologiques et peut être vraisemblablement relié au niveau Ma3 décrit dans le Barrois.

Une basse terrasse, dont le sommet est à une altitude relative comprise entre +7 et +12m, peut être suivie assez régulièrement (et correspond à Fy des cartes géologiques). Elle est composée de galets grossiers de calcaire jurassique ou de craies à la base, puis de sables et gelifracts crayeux et enfin de limons. Son épaisseur varie entre 5 et 8m. Des restes de faune froide et une industrie moustérienne ont été retrouvés dans les alluvions basales. Lejeune suggère un raccordement entre ce niveau et le niveau Ma2 décrit plus en amont.

Une très basse terrasse a pu être observée, notamment près de Vésigneul-sur-Marne (Lejeune, 2005). Elle est située à environ +2m au dessus de la plaine d'inondation actuelle. Cette formation (galets et graviers dans des sables à la base, puis lits de graviers et de sables dans lesquels on a trouvé des traces de cryoturbation, puis sables grossiers et enfin colluvions) peut atteindre 6 à 7m d'épaisseur.

Enfin, le niveau actuel, emboîté dans le précédent, est représenté par les dépôts formant la plaine d'inondation, large dans cette région de 3 à 4km. La nappe alluviale Fz qui regroupe ces deux derniers niveaux, est composée de galets et graviers calcaires jurassiques pris dans une matrice sableuse, recouverts par des limons beiges et argileux au sommet (Lejeune, 2005). Les méandres de la Marne y sont actuellement très mobiles.

Lejeune (2005) regroupe également ces deux niveaux et les raccorde à Ma1 défini dans la partie amont de la Marne. La très basse terrasse se serait formée au cours de la dernière période froide. Une phase d'incision caractéristique du réchauffement et retrouvé ailleurs dans le bassin parisien, a ensuite disséqué cette terrasse jusqu'aux galets de sa base. Dans la partie amont de la vallée, la très basse terrasse a été complètement détruite mais en aval, la largeur plus importante de la vallée a permis la préservation de quelques traces. Les

limons se sont ensuite accumulés et la plaine d'inondation actuelle s'est mise en place au cours du Tardiglaciaire.

3.3.3. La traversée des plateaux calcaires – Epernay confluence avec l'Ourcq.

La Marne passe dans cette région de 230 à 145m d'altitude. Son tracé est rectiligne. Elle s'écoule dans les formations tertiaires sableuses, surmontées par des calcaires très résistants. Les mouvements de terrain, nombreux, affectent les versants et détruisent les terrasses. Il est donc plutôt difficile d'observer et de suivre les niveaux d'incision de la Marne dans ce secteur. Cependant 6 niveaux ont pu être observés sur de rares exemples. Le seul étagement de terrasses représentatif est à Binson-et-Orquigny. Les 6 niveaux étagés ont été observés par Pauporté(1990, *in* Lejeune, 2005).

Les trois replats supérieurs sont situés autour de +45m, +55m environ et +70m par rapport au cours actuel de la Marne. Ils ne sont pas raccordables avec les niveaux supérieurs plus en amont car le hiatus de Champagne implique une discontinuité topographique et la comparaison des caractéristiques sédimentaires n'est pas possible.

Les trois niveaux inférieurs peuvent être raccordés aux niveaux déjà connus Ma3, Ma2 et Ma1 :

- La terrasse notée Fx sur les cartes géologiques correspond au niveau Ma3. Elle est située entre 20 et 25m au dessus du niveau actuel de la Marne. Il existe une coupe à Troissy (aval d'Epernay) : base +20m et sommet +25m. Base est constituée d'une séquence grossière de graviers et galets jurassiques et crayeux. Au dessus cailloutis et grèves bien lités, au sommet chenaux sableux entrecroisés.
- Le niveau Ma2 a été corrélé avec le niveau Fy des cartes. Ce niveau Fy est 10m au dessus de la plaine alluviale actuelle. Les alluvions sont épaisses de 6 à 8m et sont constitués de galets et graviers en calcaires jurassiques et en craie mêlés à des dépôts de pente remaniés. Cette terrasse est facilement identifiable.
- Enfin le fond de vallée, noté Fz, correspond à Ma1. Le remblaiement peut atteindre 9m d'épaisseur et la Marne incise Ma1 de 3 à 4m. La base de la séquence est composée de cailloutis calcaire dans une matrice sableuse épaisse de 2 à 4m, sur laquelle repose des limons sur 2 à 5m d'épaisseur.

Autour de Château-Thiery, la vallée est plus étroite car les matériaux meubles laissent place à des matériaux pus cohérents. Dans cette partie du cours d'eau, les alluvions sont plus rares. Sur la carte géologique, seuls deux niveaux sont rapportés : à +10-15m où les alluvions sont épaisses de 3 à 7m et à +50m où il ne reste plus que 1 à 1,5m de dépôts.

3.3.4.. Entre l'Ourcq et la Seine

Les roches sont à dominantes marno-calcaires. La Marne décrit de nombreux méandres propices à la conservation des alluvions. Le plateau est situé à 70m du fond de la vallée et les versants sont nets. Les nombreuses études de cette région proche de Paris ont permis d'identifier trois niveaux de terrasses.

La haute terrasse est à 55m, la moyenne, Fx, est située à 30-35m au dessus du cours actuel de la Marne.

La basse terrasse est aussi appelée Fy. Elle est à 10 – 15m au dessus du niveau de la Marne. L'épaisseur des alluvions est de 7 à 13m et elles sont formées de graviers, sables fins et limons. On peut la relier au niveau Ma2. De nombreuses poches de cryoturbation ont été observées par Caudron (1970 in Lejeune, 2005), mais aussi des restes de faune chaude et froide. Selon Pastre (1997 in Lejeune, 2005), cette terrasse daterait du Quaternaire récent.

Le remblaiement de fond de vallée, noté Fz sur les cartes géologiques, correspond encore à Ma1. L'épaisseur des alluvions est de 3 à 5m selon les cartes géologiques de la région mais des sondages effectués dans lé région montrent plutôt une épaisseur de 10 à 12m. Tout à l'aval, après Gournay-sur-Marne, l'épaisseur est plutôt de l'ordre de 12 à 15m. La base est

constituée de graviers et galets et est épaisse de 1 à 2m. Au dessus se trouvent des lits sablo-argileux épais de 5 à 7m. Des limons recouvrent le tout et sont épais de 4 à 8m.

3.3.5. Raccordement avec la vallée de la Seine

La carte géologique de Paris reprend les trois niveaux +50m, +25-30m et +10-15m mais à proximité de la confluence, dans la plaine du Bonneuil, la lisibilité des terrasses est plus complexe. En effet, le point de confluence a migré au cours du temps. Au cours de la mise en place du niveau aujourd'hui situé à 50m du niveau actuel des deux cours d'eau, la confluence se trouvait aux environs de St Maur, en amont sur la Marne par rapport à la confluence. Puis elle a migré vers l'aval, à Petit Créteil. Les témoins de ce point de confluence sont aujourd'hui à +45m du cours actuel. Enfin, depuis la formation des niveaux aujourd'hui à 20m d'altitude relative, la confluence est située à Maisons-Alfort. (Cailleux, 1943 in Lejeune, 2006). Au fond de la vallée se trouve une importante couverture alluviale allant jusqu'à 13m d'épaisseur à proximité de la confluence.

La séquence de Maisons-Alfort (replat situé entre 24 et 27m NGF et dépôts sus-jacents datés du stade 6 soit -200 ka) serait selon Lejeune à inclure dans le niveau 10-15m (replat à 5m) des cartes géologiques mais pas avec Ma2 qui est plus jeune (~-100 ka selon Jaillet , 2000 et Cojan & Voinchet, 2003). De plus la séquence de Maisons-Alfort contient des alluvions holocènes à son sommet, témoignant de l'emboîtement des terrasses), tandis que plus en amont, le niveau Ma2 est bien séparé du niveau Ma1-Ma0, même dans le Perthois (qui est comme la zone de confluence Seine/Marne, une grande zone d'alluvionnement).

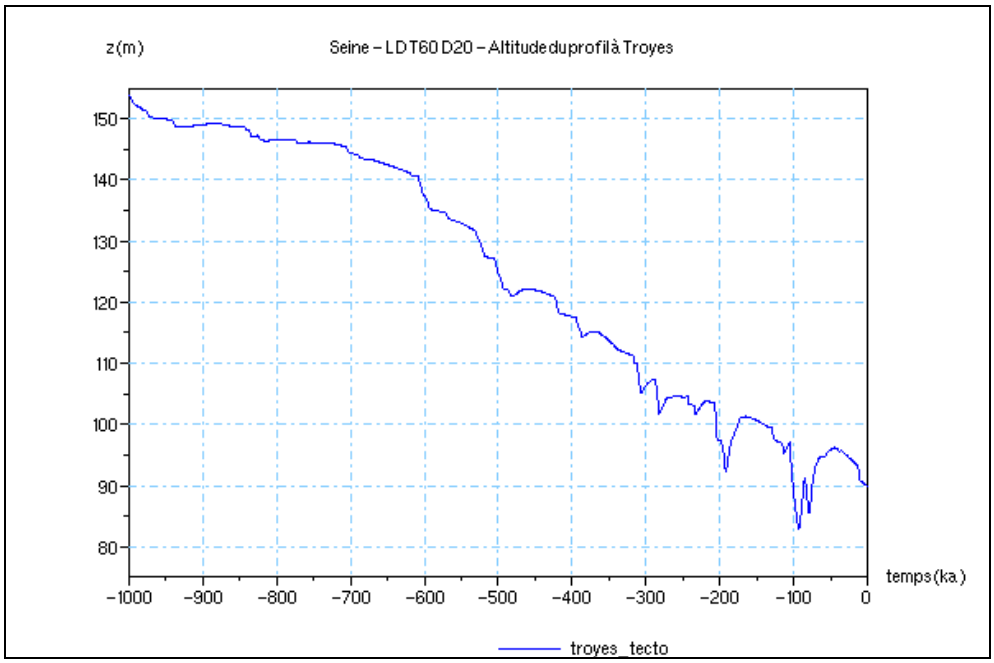
Annexe 3.4. Données hydrologiques de la Marne

Abscisse curviligne (km)	Ville	Largeur (m)	Débit Module (m^3/s)	Superficie du bassin versant (km^2)
19,5	Rolampont			307
28,5	Marnay sur Marne		3,7	360
48,5	Condes			900
78	Mussey sur Marne			1870
86,3	Joinville			1920
110,258	Chamouilley			2213
118,146	St Dizier	25	26,9	2380
142,536	Frignicourt	50	35,8	3290
145,417	Vitry le François CONFLUENCE SAULX			
156,906	La Chaussée sur Marne			5647
177,296	Châlons en Champagne	62,5	72,7	6280
185,327	Matougues			6530
212	Damery			7700
215	Vandieres			7863
257,719	Château Thierry			8595
279,255	La Ferté sous Jouarre			8818
300,413	St Jean les Deux Jumeaux			9610
325,459	Meaux			10800
336,765	Conde Ste Libiaire			12203
341,505	Chalifert			12326
348,249	Noisiel	70	106	12600
366,067	Gournay sur Marne	70	109	12660
366,967	Joinville le Pont			12639
367,711	St Maure des Fossés			12721
368,376	St Maurice			12728

Tableau Annexe-3.5 Données hydrologiques du bassin versant de la Marne

Annexe 3.5. Simulations effectuées sur la Seine

Simulation de la Seine sur 1Ma si la tectonique est de 60m/MA : Calcul LD T60



Test Seine Tectonique =60m/Ma : Résultats du test à Troyes