

## 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 km<sup>2</sup>, 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 km<sup>2</sup>, permettant d'évaluer le transport sédimentaire et les changements topographiques à long terme. Nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux processus d'érosion fluviale 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'ÉROSION 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.

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

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 :

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

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 découle. 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 événements 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 côté : 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-Stokes, 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.

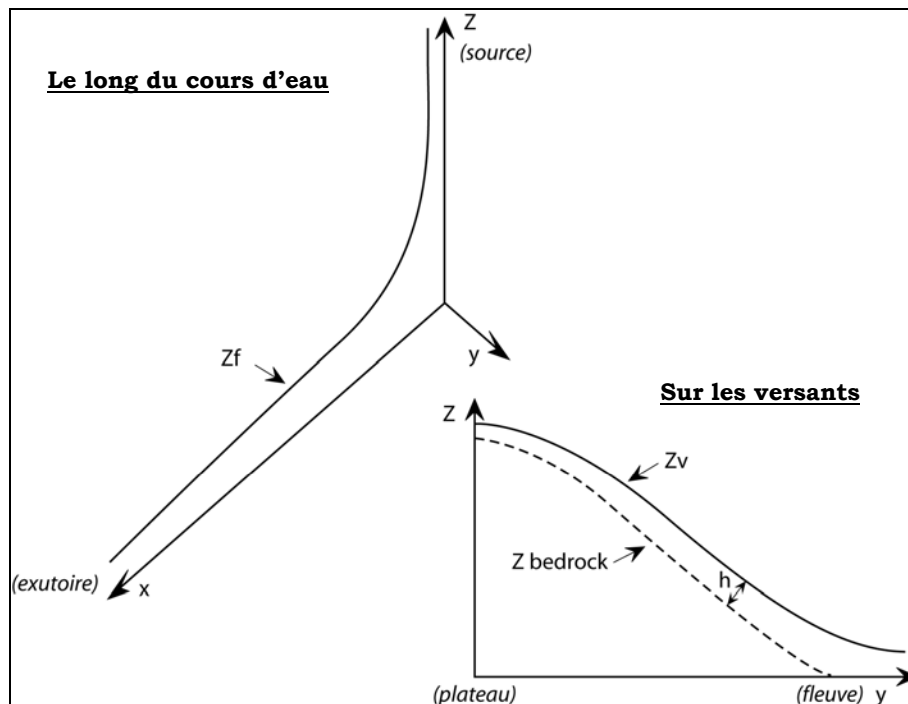


Figure 2.1. Définition des variables principales

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

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - P + \frac{\partial h}{\partial t}$$

[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  $Q_{SP}$ .

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

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.

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

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 ( $P \gg Q_{CT}$ ) 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 largeur ( $q_s$ ):

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

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 :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - \bar{\nabla} \cdot \bar{q}_s$$

[Eq. 7]

→ si  $P \ll Q_{CT}$ , l'érosion est alors limitée par la quantité de sédiments disponibles donc par la production sédimentaire

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 :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - P$$

[Eq. 8]

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

### 2.1.A-2.1. Expression de la production sédimentaire : modélisation de l'altération du substratum sur les versants

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  $E_A$  (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 :

$$E_A = k_A * \exp(-m_A * h)$$

[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 :  $\frac{\partial h}{\partial t} = E_A - \bar{\nabla} \cdot \bar{q}_s$ , 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 :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = T - \nabla \cdot \bar{q}_s$$

### **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 différencier 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.

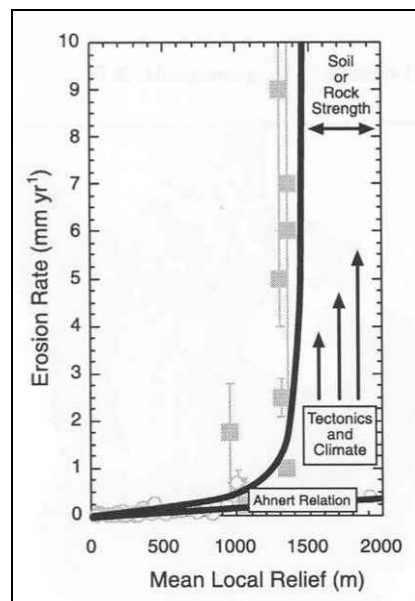


Figure 2.2. Relation entre le taux d'érosion et le relief – tiré de Montgomery & Brandon, 2002

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  $50^\circ$  dans la région des Oregon Coast Ranges (USA) (Roering *et al.*, 1999) et inférieure à  $25^\circ$  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 Fourier, 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.

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

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

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 différencier 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-lithologie 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.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = K_D * \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} z$$

[Eq. 11]

\* Si la pente du versant est très inclinée

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

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -V_0 \frac{\partial z}{\partial x} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2}$$

[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.

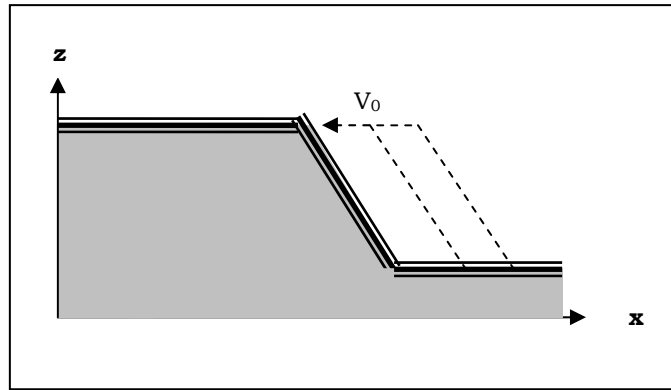


Figure 2.3. Résultats du modèle d'évolution d'une falaise Scheiddeger (1961)

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).

$$q_s = K_0 + [0,5 * (K_1 - K_0) * (1 - \tanh(H))] \quad [\text{Eq. 13}]$$

où  $H = \frac{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right) - L_{x0}}{L_{x\_scale}}$  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).

### \* Des tentatives d'équations universelles

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

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

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:

$$q_s = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_c)^2} \quad [\text{Eq. 15}]$$

Si la pente est faible, le rapport  $S/S_c$  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 :

$$q_s = \frac{K_D * S}{1 - (S/S_c)^2} + q_0 \quad [\text{Eq. 15 bis}]$$

- Wilgoose et ses collaborateurs (Willgoose *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  $q$ .

$$q_s = \beta_1 * O_1 * q^{m_1} * S^{n_1} \quad [\text{Eq. 16}]$$

Les constantes  $\beta_1$ ,  $O_1$ ,  $m_1$  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 fluvial 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  $m^2/an$ ). La démonstration est donnée en annexe.

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

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

$k_{DL}$  (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) :

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

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)  $k_{DL} = 7 \cdot 10^{-3}$  pour des écoulements dans les badlands et  $k_{DL} = 6 \cdot 10^{-6}$  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 :

$$I = K'_{DL} * S^{n_2} * A_d^{m_2} - I_0 \quad [Eq. 18]$$

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 :

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

$\tau$  est ici la contrainte de cisaillement appliquée au lit de la rivière par l'écoulement et les sédiments,  $\tau_c$  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 :  $\tau = \rho * g * p_{\text{chenal}} * S = \rho * C_f * V^2$   
où  $\rho$  est la masse volumique de l'eau,  $g$  la pesanteur,  $p_{\text{chenal}}$  la profondeur du chenal,  $C_f$  le coefficient de friction utilisé dans les lois de Manning-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  $A_d$
- et en supposant enfin que  $\tau \gg \tau_c$

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

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

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  $\tau^*$  est la contrainte de cisaillement adimensionnelle,  $D_s$  la taille caractéristique des grains,  $\rho$  la masse volumique de l'eau et  $\rho_s$  celle des sédiments.

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

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  $\tau^* \gg \tau_c^*$ , on obtient alors une équation de la même forme que [18] :

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

$k'_{TL}$  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 Willgoose.

### \* 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 & Church, 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.

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

Cette relation conduit encore à une équation de diffusion de  $z$ , où  $k_{\text{egin}}$  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.

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

$Lf_{\text{Beaumont}}$  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  $q_{\text{CT}}$  constant) :  $q_s(x) = q_{\text{CT}} * [1 - \exp(-\frac{x}{Lf_{\text{Beaumont}}})]$

- Si  $Lf_{\text{Beaumont}}$  est petit devant  $x$ , alors  $q_{\text{CT}} \sim q_s$  et on retrouve le modèle des rivières alluviales.
- Si  $Lf_{\text{Beaumont}}$  est grand devant  $x$ , alors  $q_s \ll q_{\text{CT}}$  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  $q_{\text{CT}}$ , 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,  $v_f$  est la vitesse des particules qui touchent sur le fond,  $D_s$  la taille des grains et  $\varepsilon_v$  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  $\tau^*$  est toujours la contrainte de cisaillement adimensionnelle et  $\tau_c^*$  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 :

$$\boxed{I = \frac{q_s}{Lf} * (1 - \frac{q_s}{q_{CT}})}$$
 [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 fluviale ? 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 fluviaux 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 fluviale doit quand 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  $L_f$  est proche de la taille de la maille, c'est-à-dire quand il ressemble 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 & Sower, 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'autres 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 fluviale. 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 sur 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 fluviales. 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 différenciés : 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 km<sup>2</sup> 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 fluviaux. 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.

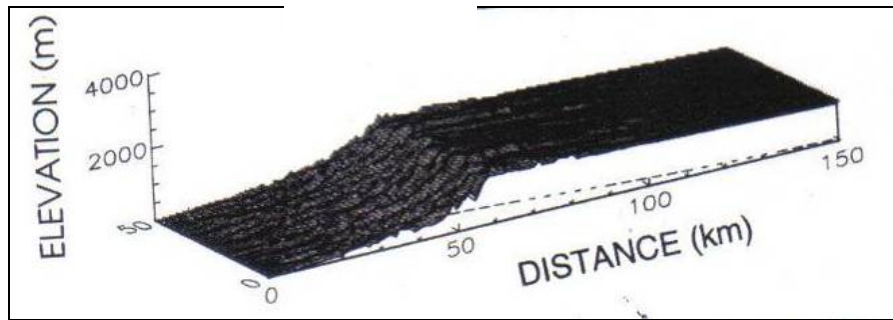


Figure 2.4. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Tucker & Slingerland, (1994)  
Topographie du paysage à la fin d'une simulation

#### 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 km<sup>2</sup>). Chaque cellule mesure 1 km de côté. La taille des cellules rend ainsi impossible la différenciation des versants et des éléments d'un chenal.

Ce modèle emploie une loi de transport diffusif sur les versants. La loi de transport fluviale 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 fluviale, 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.



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.

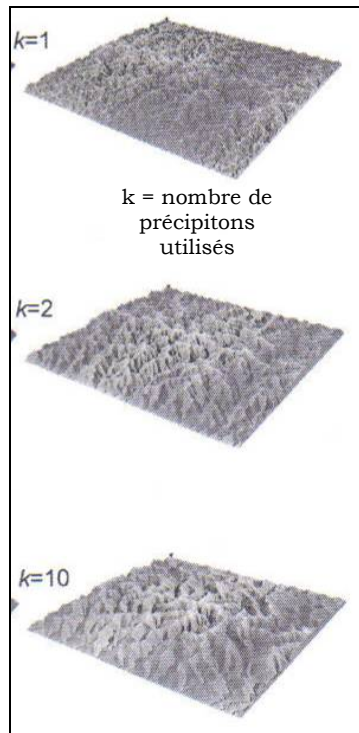


Figure 2.6. Exemple de résultats obtenus avec le modèle EROS (Crave et Davy, 2001)  
Evolution de la topographie

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 différenciées.

#### 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.

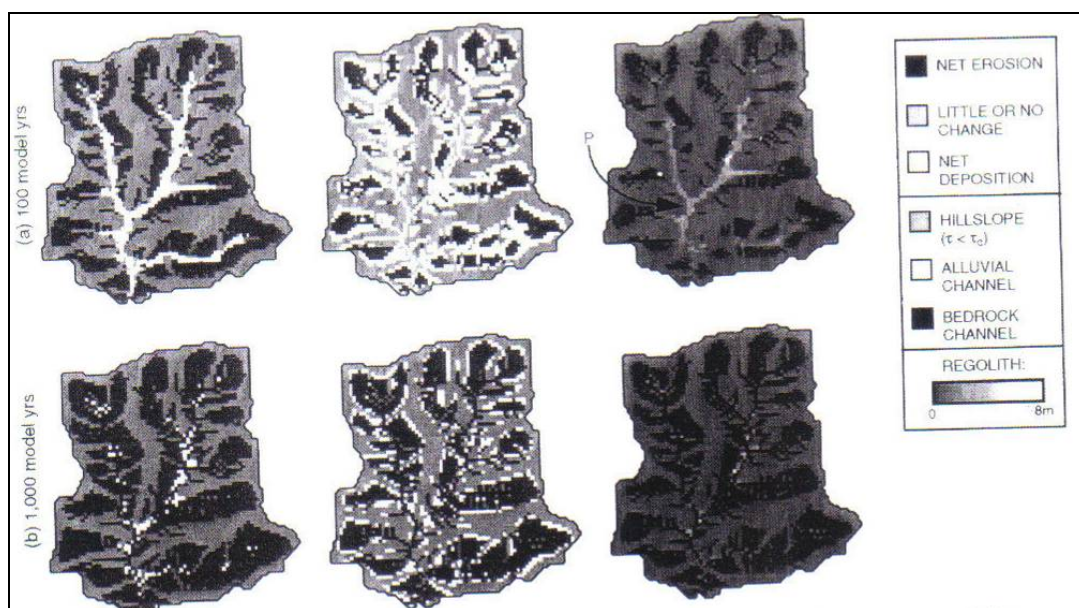


Figure 2.7. Exemple de résultats obtenus avec le modèle GOLEM (Tucet & Slingerland, 1997) - Répartition dans l'espace de l'érosion, du réseau de drainage et de l'épaisseur de régolites (gauche à droite)



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 km<sup>2</sup> 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 bassin 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 km<sup>2</sup> environ. Chacune des mailles est un carré de 40 m de côté.

Les cellules ne sont ici pas différenciées : toutes subissent les mêmes 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.

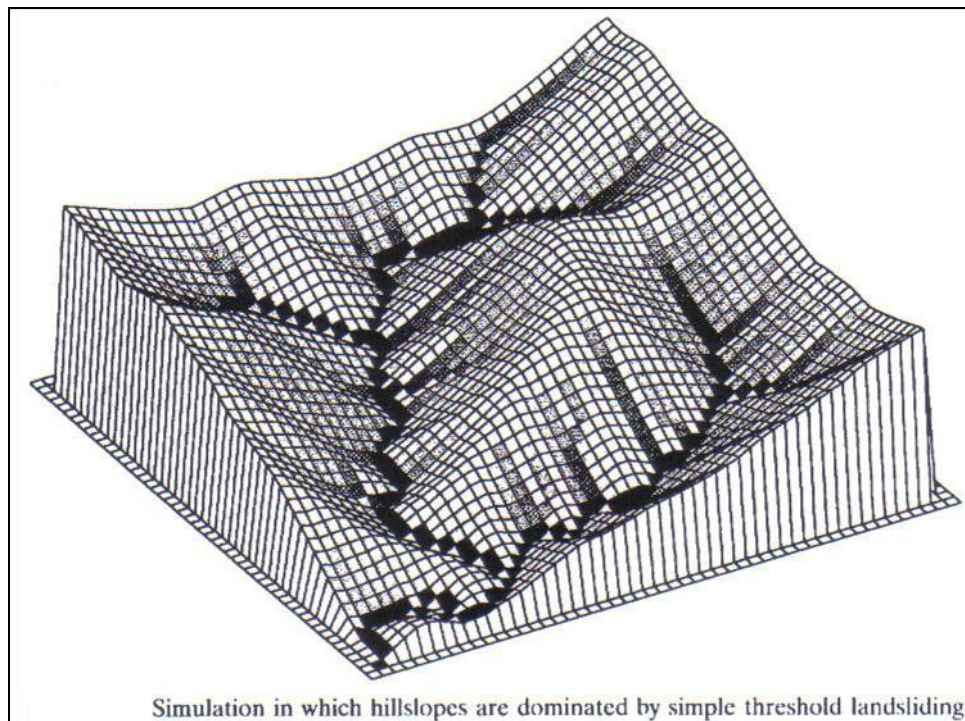


Figure 2.8. Exemple de résultats obtenus avec une variante du modèle GOLEM (Tucker & Bras, 1998) - Morphologie du paysage à l'équilibre quand les glissements de terrain sont prédominants



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 km<sup>2</sup>.

Afin d'analyser l'effet de la lithologie, du chevauchement et de la tectonique ainsi que des variations eustatiques sur la morphologie du bassin versant et les répercussions 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 différenciation 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 fluviaux (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.

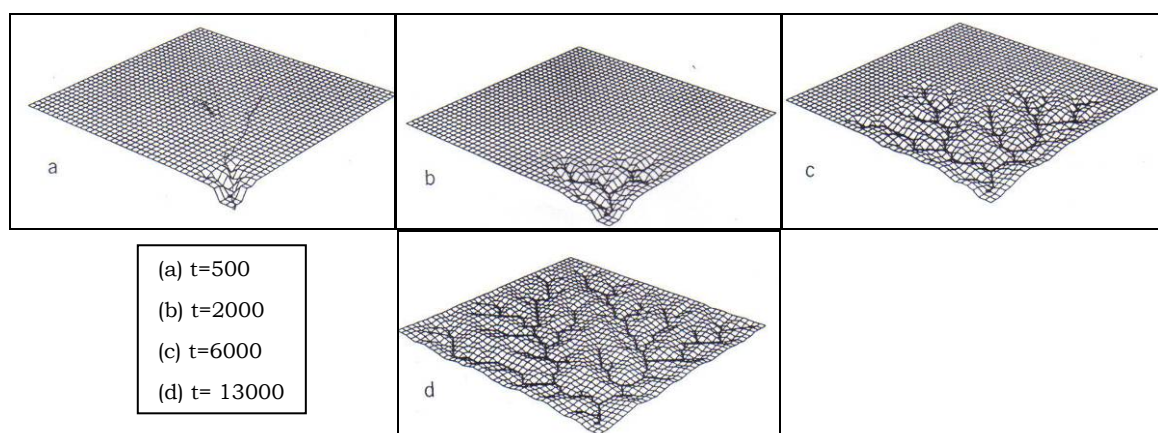


Figure 2.9. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Willgoose (1991)  
Développement et enfoncement du réseau de drainage au cours du temps

## **2.1.B-2.2. Les cellules versant/chenal ne sont pas différenciées**

### 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 fluviale) 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 km<sup>2</sup>), 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.

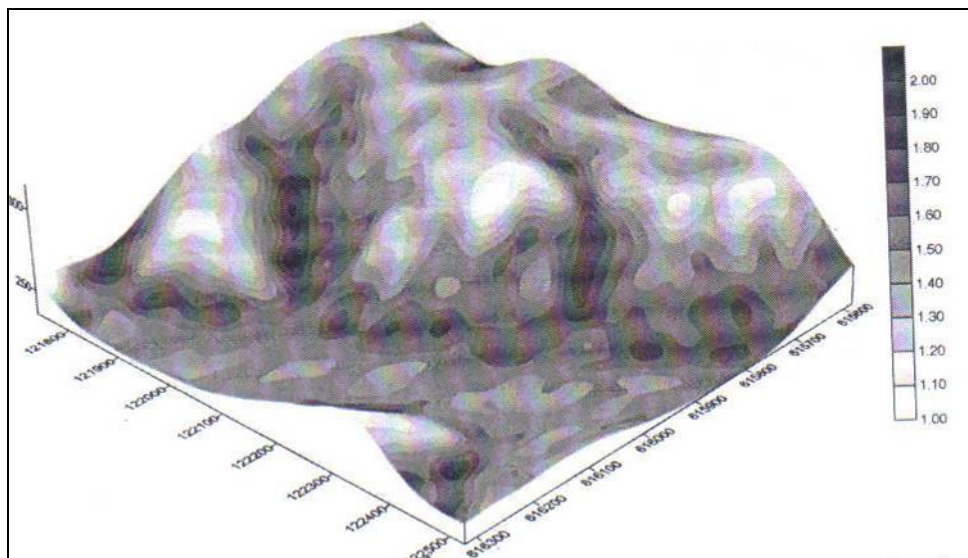


Figure 2.10. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Minasny & Mc Bratney (1999 - 2001)  
– Répartition de l'épaisseur du sol (en m) après 10ka.

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 km<sup>2</sup> 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 événements 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.

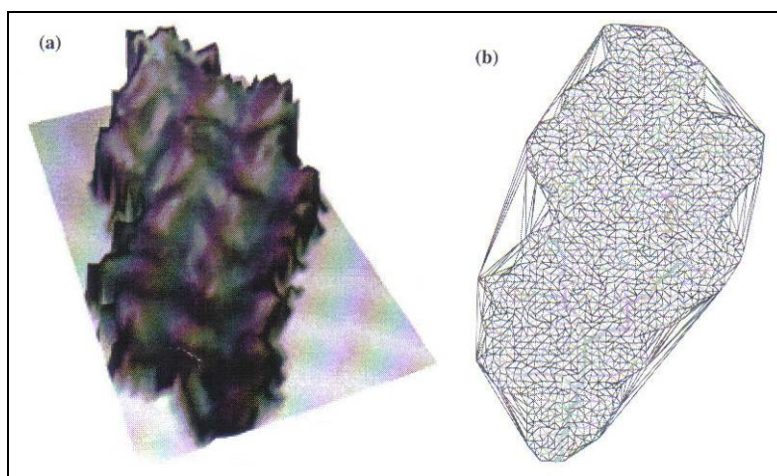


Figure 2.11. Exemple de résultats obtenus avec le modèle CHILD (Tucker et al., 1999) – Simulation du bassin de drainage (a :vue en perspective et b :maillage) du bassin

## \* 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 côté. Le bassin versant utilisé pour les applications a une superficie de 5 625 km<sup>2</sup>.

Dans ce modèle, les cellules ne différent pas les versants des chenaux. Les processus fluviaux 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 ( $\Delta x$ ), 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.

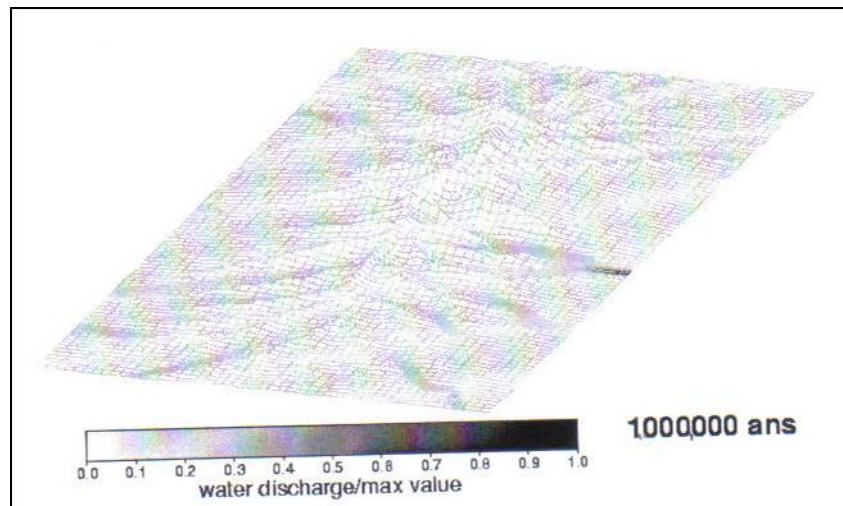


Figure 2.12. Exemple de résultats obtenus avec le modèle APERO – Carretier (2004)  
Répartition du débit des cours d'eau dans le paysage après la fin d'une simulation (1Ma)

### 2.1.B-3. Erosion fluviale

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 km<sup>2</sup>, 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 événements climatiques brefs: 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 événements 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 événements 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 fluviale 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.



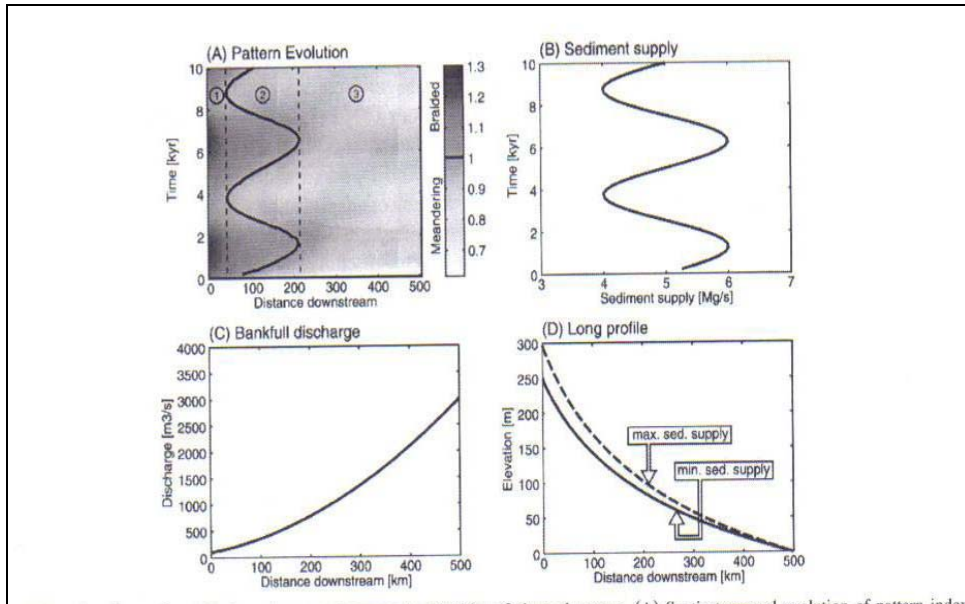


Figure 2.13. Exemple de résultats obtenus avec le modèle de Bogaart et al. (2003)

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

Ce modèle 1D 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.

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

L'équation d'érosion fluviale 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  $\lambda$  est un coefficient d'érosion/transport/dépôt qui varie notamment suivant la lithologie

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

- 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 :

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

Le coefficient  $\lambda$  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 :

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

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

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  $\alpha$ ), alors l'apport latéral par unité de largeur du chenal  $B_x$  peut s'écrire ainsi :

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

En combinant plusieurs lois hydrauliques, on peut exprimer les fonctions spatiales  $B_x$  et  $qw_x$  avec des lois de puissance :

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

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

Les puissances  $a_B$ ,  $b_B$ ,  $a_{qw}$  et  $b_{qw}$  sont extrapolées à partir des données 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 dijk, 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 fluviale (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 croît 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 fluviale (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.



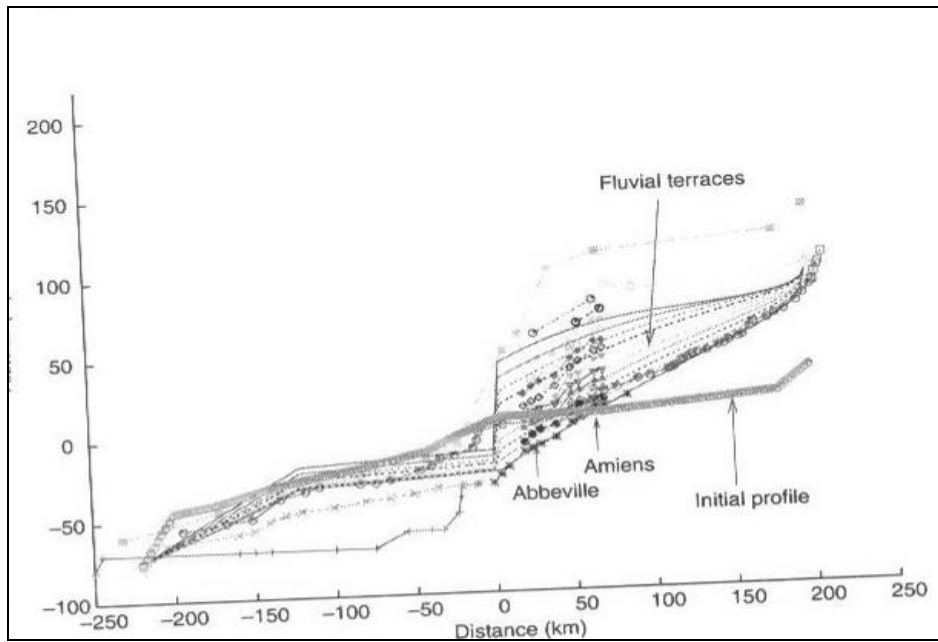


Figure 2.14. Evolution du profil longitudinal de la Somme au cours du dernier million d'années – Gargani 2003

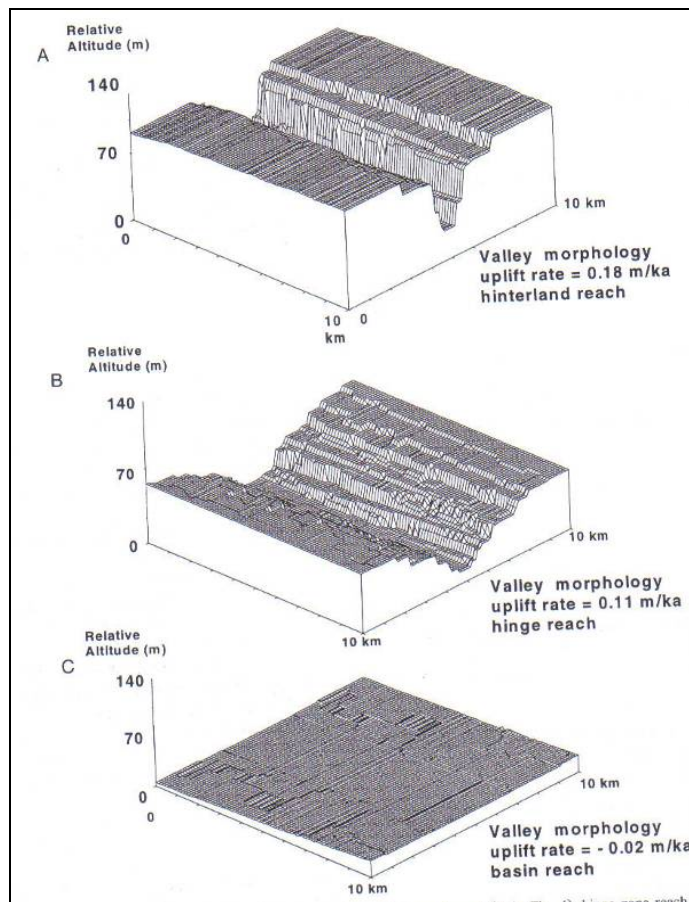


Figure 2.15. Evolution de la vallée de la Meuse (Veldkamp et Van Dijke, 2000) dans trois régions différentes du profil (A, B et C)

## 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 m<sup>2</sup>, échelle de temps de l'heure à la journée), l'échelle locale (superficie de l'ordre du km<sup>2</sup> 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 mécanique 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 événement 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.

