

Sur une nouvelle approche de modélisation de la mise en place des sédiments dans une plaine alluviale pour en représenter l'hétérogénéité

A new approach for modelling sediment deposition in an alluvial plain in order to display its heterogeneity

Vanessa Teles^a, Ghislain de Marsily^a, Édith Perrier^b

^a Laboratoire de géologie appliquée, université Paris-VI, UMR Sisyphe CNRS-UPMC 7619, Boîte 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^b Laboratoire d'informatique appliquée, Orstom, 32, av. H.-Varagnat, 93143 Bondy cedex, France

Abstract—This article proposes a multi-agent approach to modelling the genesis of alluvial sediments. The aim is to generate a set of sedimentary structures such as channels, point-bars and oxbow lakes by means of sedimentary process simulations. These structures will later be used to study groundwater flow. The major deposition–erosion processes are represented in an approximate and stochastic manner. The behaviour of sedimentary entities is defined by empirical rules derived from the local geometry of the flume. The emphasis of this paper is on the capacity of the model to reproduce stream evolution. The model was tested on the West Fork White River (Indiana), and shows the main trend in the evolution of a meandering system despite the simplicity of imposed rules. Expected future developments of this approach are outlined. (© Académie des Sciences / Elsevier, Paris.)

modelling / heterogeneity / alluvial plain / multi-agent / meander

Résumé — Une nouvelle approche de modélisation de la sédimentation en milieu alluvial est proposée. Elle a pour objectif d'engendrer des images des différentes structures sédimentaires (chenaux, bancs, anciens méandres...) en simulant leurs processus de genèse, afin de reproduire l'hétérogénéité du sédiment observée à une échelle significative pour les écoulements souterrains actuels. Le modèle développé est un modèle génétique inspiré d'une approche informatique de simulation « multi-agent ». Il représente, de façon approchée et stochastique, les processus majeurs de dépôt et d'érosion des sédiments. Le comportement d'entités sédimentaires élémentaires est régi par des règles empiriques qui sont fonctions de la géométrie locale du fleuve. Cet article porte essentiellement sur l'aptitude d'un tel modèle à reproduire la dynamique du tracé d'un fleuve. Il est testé sur 86 ans de méandrage de la rivière West Fork White, dans l'Indiana, et se montre capable de reproduire, dans les grandes lignes, les évolutions observées, malgré la simplicité et le petit nombre de règles utilisées jusqu'ici. Les perspectives de développement de cette approche sont données. (© Académie des Sciences / Elsevier, Paris.)

modélisation / hétérogénéité / plaine alluviale / multi-agent / méandre

Fonds Documentaire ORSTOM



010020214

Note présentée par Ghislain de Marsily.

Note remise le 16 septembre 1998, acceptée après révision le 21 septembre 1998.

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: B*20214 Ex: 1

Abridged version

Introduction

Groundwater flow studies are often hampered by the lack of information concerning the spatial heterogeneity of aquifer properties, due mostly to the complexity of their genesis. Information on the geometry and the composition of sedimentary units such as fine sediments filling an oxbow lake or sandy point-bars is relevant for groundwater flow studies. The classical method used to represent the underground structure is to treat it as an equivalent homogeneous medium. Alternatively, geostatistical and Boolean methods can be used to create structures with the statistical properties of the real formation, but generally without the capacity to reproduce specific shapes, such as winding channels (Fayers and Hewett, 1992; Kolterman and Gorelick, 1996; de Marsily et al., 1998). The model presented here tests a third approach, based on genetic concepts.

Model Description

A multi-agent model

A multi-agent simulation approach is used to distribute processes between independent interacting entities that behave according to their local environment. This approach uses social metaphors such as "communications", which have so far been used in human or biological society simulations. In this model, natural objects (a stream, sediments and the floodplain) or conceptual ones (erosion entity) are independent entities. They can communicate to "decide" their behaviour. The global evolution is created by interactions between such individuals.

Model structure

Sedimentary entities are basic elements of the construction. Each one has specific characteristics (lithology, height) and local behaviour patterns (deposition and erosion probability). Sedimentary supply S (see (1)) represents the sedimentary load but also the erosion ability. We currently use two lithologies: fine and coarse sands and "erosion" entities that can erode by carrying away material from the floodplain.

The floodplain (*figure 1*) is an assembly of three-dimensional sediment entities deposited on a substratum of prescribed morphology. For simplicity, the entities are parallelepipeds of variable height as a function of their lithology.

The stream is defined as an independent entity characterised by its thalweg and its mean width. It interacts with the floodplain to calculate the stream position and represents it by meshes. Each one has a characteristic value (R_c/w) representing the ratio between the radius of curvature of the bend and the mean stream width.

Modelled sedimentary processes for a meandering period

To reproduce *lateral bend migration*, we use an empirical rule from experimental studies on ten bends of the Beatton River by Hickin and Hanson (1975) and from a theoretical model by Begin (1981). This rule gives the migration (see

equations (2) and (3)) in metres per year as a function of the ratio between radius of curvature and the mean width of the stream (R_c/w). In the model, the *tangential cut-off* occurs when the distance (d) between the two banks is less than two times the mean width of the channel. The burying processes of oxbow lakes can take many years. However, to obtain a more efficient thalweg determination, the model completes the process at the time when the cut-off occurs. To reproduce *downstream migration*, we decided to move the deposit and erosion sites downstream. If P (*figure 2*) is the initial deposit point in the mesh i , P' is the effective point obtained by the translation (5) where AB is the translation vector defined by the two nodes of the meshes i and $i+2$ with c a fitting coefficient. *Floodplain fine deposits* are reproduced, allowing fine sediments to be deposited randomly on the floodplain during more intense flood events.

Model running

The time step Δt of the model is normally a hydrological year. For each time step, the sedimentary supply S moves from upstream to downstream through each successive mesh of the stream. Each sedimentary entity communicates with its local environment (the mesh). And so, it knows the local R_c/w value and then decides how to behave. The entity calculates the capacity (p) to deposit (or erode for an erosion entity) by using the lateral migration rule. The capacity p has a value between 0 and 1 by normalising the migration distance by its maximum value (6). Each entity has a capacity p that is compared with a value x drawn at random from a uniform distribution. This is the deciding moment: if $x < p$, the entity can deposit or erode. If it deposits, it leaves the sedimentary supply S and chooses where to deposit according to its own behavioural rules. In the erosion case, the erosion entity carries away a 'sediment' entity from the floodplain. This entity joins the sedimentary supply S in the next mesh.

West Fork White River

Model testing was carried out on a reach of the West Fork White River, Indiana, studied by Brice (1973). The floodplain is essentially composed of fine sediments; there are no cohesive clay deposits. The reach upstream of Edwardsport shows a transverse migration and a neck cut-off (meander 2, *figure 3*) that occurred between 1880 and 1937. Between 1937 and 1966, there was another cut-off (meander 1, *figure 3*) and the bends continue to migrate transversely.

Model Results

One lithology, two processes

The 1880 map was used as the starting point of the model. A homogeneous initial sediment distribution of fine sediments (silts) was used. We wanted to first validate the chosen rules for lateral migration and loop cut-off. After 57 time steps (57 years until 1937) with 20 'sand' entities and 20 'erosion' entities each year, meander 2 (*figure 4*) is cut off and bends migrate as in

reality from existing meanders as well as from little undulations in the downstream part of the river. However, this result only approximately fits the 1937 map of the river. For 1966, the model does not reproduce the meander 1 cut-off because it is initially larger than meander 2. *Figure 5* shows the 3-D sediment distribution modelled for 1957.

One lithology, three processes

After these observations, downstream migration was added. The best fit was obtained with a variable coefficient function of the radius of curvature (7). Therefore, the downstream process was applied only to well-developed bends. The modelled stream (*figure 6*) is similar to the previous result, but the deposits are dissymmetrical and further downstream, which is more realistic (*figure 7*). The cut-off of meander 2 is obtained for almost all simulations. For 1966, the model does not reproduce the cut-off of meander 1.

Two lithologies

The long-term aim of the model is to reproduce the sediment heterogeneity. We added a sediment class (silt-clay) and a deposition process on the whole floodplain during large floods. We generated a random succession of annual and decennial floods. In a decennial flood, the fine sediments were allowed to deposit randomly on the floodplain. The resulting stream map was the same but the description of the structure was more realistic. *Figure 8* shows the buried oxbow lake on the left and the active channel on the right.

Discussion

The stream map was not modified by the added processes. For each simulation, the number of entities was the same and these entities with their associated processes were the governing variables. By adding processes we obtained a better description of the 3-D structures with more realistic deposits.

We used a time step of one year. This time step is comparable to full-channel floods with a return period of 1.5 years. These floods are known (Bravard and Petit, 1997) to be responsible for the channel morphology. The model is quite stable, and the time steps can be changed if the sediment supply is changed proportionally, but too long a time step would constrain the stream at the same point for too long a period.

The space scale is given by the size of sedimentary entities. In the case of the West Fork White River, each entity represents 1 000 square metres and its height varies from 30 cm for a 'sand' entity to 10 cm for a 'silt' entity. We wanted to reproduce the geometry and the mean composition of the sedimentary units. The modelled three-dimensional structure represents an average of the seasonal sedimentological variations.

This genetic approach requires some approximations to reconstruct the floodplain. Many important parameters such as valley slope, channel slope and seasons are not used in the model. Flows and sedimentary load are not directly quantified but are enclosed in the entities and their associated processes. However, there are already some quantified variables such as total erosion and deposition on the floodplain.

With two main processes, the model can reproduce the West Fork White River evolution. It uses simple empirical rules to represent complex processes. This two-dimensional validation must be followed by a three-dimensional validation with real data. The modelled behaviour is similar to the evolution of the real stream. To achieve a better fit with reality, we must add other rules. The modular form of the computer program makes it easy to progressively add processes and lithologies

Conclusion

The main purpose of the simulations presented here is to reproduce stream evolution. The preliminary results show that simple empirical rules can model trends of flume evolution: lateral migration, cut-offs and associated deposits. We must therefore conduct three-dimensional validations with three-dimensional data.

1. Introduction

L'étude des circulations dans les aquifères alluvionnaires se heurte souvent à la méconnaissance de leur hétérogénéité. Celle-ci est induite par les différents processus sédimentaires qui varient dans l'espace et le temps pendant la formation du milieu. La reconstruction préalable de la structure d'un aquifère constitue une étape nécessaire à l'étude hydrogéologique.

On cherche à obtenir une image de l'hétérogénéité d'une plaine alluviale qui soit significative pour les écoulements souterrains. À cette échelle métrique ou plurimétrique, toutes les variations granulométriques ne sont pas prises en compte ; on cherche à reproduire la géométrie et la composition des unités sédimentaires, par exemple les

chenaux comblés de particules fines ou les bancs de convexité constitués d'éléments plus grossiers.

Dans une démarche classique, les aquifères sont représentés par un milieu équivalent homogène, qui ne prend pas en compte les chemins hydrogéologiques préférentiels. Cette approche s'est révélée insuffisante (de Marsily, 1993 ; Wen et Gomez-Hernandez, 1998).

Une deuxième approche est constituée par les méthodes géostatistiques ou booléennes, qui permettent une certaine représentation de cette hétérogénéité en évaluant la structuration du milieu (Fayers et Hewett, 1992 ; de Marsily, 1993 ; de Marsily et al., 1998). Cependant, ces méthodes ne peuvent, par construction, reproduire correctement des structures sinueuses telles que les bancs et les méandres abandonnés comblés, constituant l'hétérogénéité due à l'histoire géologique du milieu.

La modélisation des processus de formation du milieu constitue une troisième voie assez peu explorée jusqu'ici. Cette approche est utilisée généralement à court terme, pour simuler l'envasement de ports ou les effets d'une pile de pont dans un fleuve. Le modèle Telemac 2D (Hervouet et al, 1994) par exemple, résout numériquement par éléments finis les lois de l'hydraulique fluviale associées aux lois de transport de sédiments. Cette résolution exacte nécessite de connaître de nombreux paramètres physiques variables. En outre, la reconstruction d'une plaine alluviale sur plusieurs kilomètres et plusieurs milliers d'années demanderait des temps de calculs prohibitifs. C'est pour ces deux raisons notamment qu'une telle approche n'est pas adaptée. À plus long terme, Tetzlaff et Harbaugh (1989) ont développé des méthodes basées sur une représentation approchée des écoulements et de la géométrie du milieu. Kolterman et Gorelick (1992) les ont utilisées pour représenter la sédimentation dans la baie de San Francisco et l'hétérogénéité en résultant. En milieu fluvial, il existe quelques modèles qui tentent de reproduire les dépôts. Webb et Anderson (1996) s'intéressent aux systèmes en tresses, et simulent un réseau de chenaux dans lesquels ils déposent plus ou moins de sédiments de différents faciès, en fonction de règles géométriques simples. Pour les cours d'eau à méandres, Howard et Knutson (1984) déplacent, à partir d'équations hydrodynamiques, la ligne de thalweg dans une plaine alluviale en deux dimensions. Sur leurs traces, Sun et al (1996) font évoluer le tracé du cours d'eau et déposent des sédiments entre deux positions du thalweg.

L'approche développée ici vise à long terme à obtenir une description en trois dimensions de l'hétérogénéité des dépôts alluviaux qui ont eu lieu depuis la fin de la dernière glaciation, dans des vallées dont les dimensions sont de l'ordre de quelques kilomètres carrés. Les vallées se remplissent différemment, selon les différents régimes hydrauliques du fleuve (méandre, tressage) qui se succèdent. Le modèle n'a pas l'ambition d'engendrer une réalisation unique représentant fidèlement la réalité, mais une allure générale de l'hétérogénéité.

Dans cet article, on présentera les principes du modèle, en décrivant sa structure et les processus sédimentaires pris en compte dans le cas du méandrage (§ 2). On cherchera ensuite à l'appliquer au cas réel d'une rivière à méandres (§ 3) ; les données sont disponibles sur quelques dizaines d'années seulement. Ces données permettent cependant d'analyser la sensibilité du modèle quant à l'évolution du tracé de la rivière et des dépôts associés, avant d'arriver (§ 5) à une discussion plus générale sur la validité de l'approche vis-à-vis de l'objectif à long terme.

2. Description du modèle

2.1. Un modèle multi-agent

Le vocabulaire anthropomorphique utilisé ici ne doit être vu que comme une façon commode de décrire la programmation des règles d'évolution propres aux entités

informatiques de la simulation, et non comme la description d'un quelconque comportement des objets naturels qu'elles modélisent (Ferber, 1995 ; Perrier et al, 1995). Une approche « multi-agent » (Ferber, 1995) est utilisée en informatique pour distribuer des processus entre entités autonomes inter-agissantes évoluant en fonction de leur perception partielle de l'environnement. Cette perception partielle signifie l'accès à des informations locales contenues dans d'autres entités ; et plus loin, la décision prise par une entité correspond à l'activation d'une règle d'évolution en fonction des informations perçues. Ce type de modélisation met en œuvre des métaphores sociales pour reproduire les interactions sous forme de communications plus ou moins évoluées. Il a ainsi été souvent utilisé pour la simulation de sociétés humaines ou biologiques. Des travaux en cours soulignent l'intérêt d'une telle approche méthodologique pour la simulation de milieux et de processus physiques (Treuil et Mullon, 1997 ; Perrier et Cambier, 1997), tout en cherchant à formaliser l'apport spécifique de la notion d'agent dans ce cadre (Treuil et al., 1997). Le modèle est constitué de différents objets naturels (le fleuve, les sédiments et la plaine alluviale) ou conceptuels (entités érosives), représentés sous forme d'entités indépendantes qui communiquent entre elles afin de « décider » de leur comportement. L'évolution du système résulte de l'ensemble de ces interactions.

2.2. La structure du modèle

Les entités sédimentaires sont les objets de base de notre construction. En empruntant au vocabulaire informatique, elles sont dotées d'*attributs* (lithologie, volume pour les entités « sédiment »...), qui sont l'échelle de notre analyse, et de *méthodes* de comportement local (capacité à se déposer ou à éroder), qui sont le moteur de notre simulation. Le stock (*S*) d'entités sédimentaires représente à la fois la charge sédimentaire du fleuve et sa capacité érosive. Il correspond à une valeur représentative de l'énergie du fleuve :

$$S = \sum X_i + Y \quad (1)$$

où X_i est le nombre d'entités « sédiment » d'une lithologie i , susceptibles de se déposer, et Y est le nombre d'entités « érosion », susceptibles d'arracher une entité « sédiment » à la plaine.

Actuellement, il existe, d'une part, deux classes d'entités sédimentaires : des fines (argiles-silts) et des grossières (sables) et, d'autre part, des entités dites « érosion », qui vont avoir la possibilité d'éroder, en arrachant des éléments à la plaine en fonction de la lithologie en place.

La plaine alluviale (*figure 1*) est, en effet, constituée par l'assemblage tridimensionnel de ces entités sédimentaires sur un substratum prédéfini. Pour des questions pratiques de gestion de cet assemblage, on choisit de représenter les entités sous forme de parallélépipèdes, de hauteur variable selon la lithologie.

Le fleuve est défini comme une entité indépendante, caractérisée par son thalweg et sa largeur (w). Le fleuve est en interaction avec la plaine alluviale qui lui fournit, à

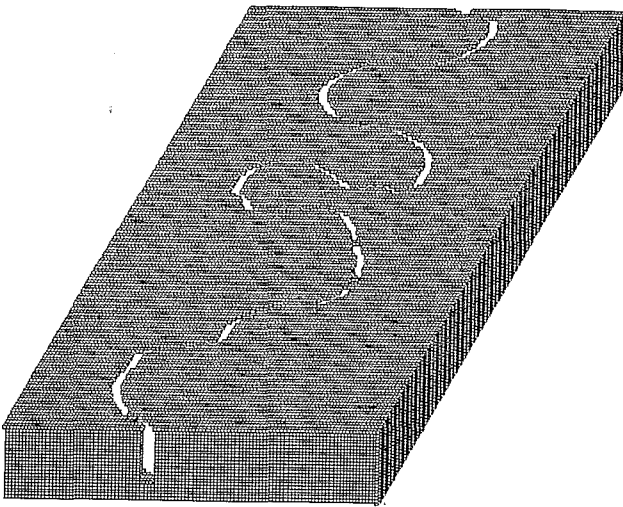


Figure 1. Géométrie 3-D donnée par le modèle à la plaine alluviale. État initial.

Three-dimensional representation of the alluvial plain in the model. Initial condition.

chaque pas de temps, l'ensemble des points d'altitude la plus basse. À partir de cet ensemble, en cherchant un chemin orienté, puis en le lissant grâce à des splines, la position du thalweg est calculée. Le maillage du fleuve est constitué de la succession de mailles uniques allant de l'amont à l'aval. Le stock d'entités sédimentaires se déplace suivant ce maillage. La longueur d'une maille (l) a été choisie égale à trois fois la largeur moyenne du fleuve (w), pour être en adéquation avec la loi de migration (2) et (3) voir § 2.3.1). Chaque maille est caractérisée par une valeur (R_c/w) du rayon de courbure rapporté à la largeur moyenne du fleuve. Cette largeur est imposée en fonction du type de crues, annuelles ou décennales.

2.3. Les processus sédimentaires modélisés

Dans le cas des systèmes à méandres (les seuls décrits ici), des règles simples, fonctions de la géométrie locale, représentent différents processus.

2.3.1. La migration latérale des méandres

Elle a lieu par érosion de la rive concave et dépôt sur la rive convexe (Reineck et Singh, 1980 ; Miall 1992). Le cours d'eau se déplace latéralement vers l'extérieur de la courbure par rapport à l'axe général d'écoulement. D'après les travaux expérimentaux de Hickin et Nanson (1975) sur dix méandres de la rivière Beaton et d'après le modèle issu des calculs théoriques de Begin (1981) sur l'érosion maximum par rapport au rayon de courbure, on utilise une loi empirique donnant le déplacement (m) du méandre, en mètres par an, en fonction du rayon de courbure rapporté à la largeur du cours d'eau (R_c/w) :

$$\text{Pour } 7 > \frac{R_c}{w} > 2,9, \quad m = 5,5 \times \left(\frac{R_c}{w}\right)^{-1,73} \quad (2)$$

$$\text{Pour } 2,9 > \frac{R_c}{w} > 1,3, \quad m = 0,1 \times \left(\frac{R_c}{w}\right)^{2,05} \quad (3)$$

2.3.2. Le recouplement de méandres

On ne prend en compte que le recouplement par tangence. Celui-ci a lieu lorsque les boucles sont très développées (Boggs, 1995). Dans le modèle, le méandre se recoupe si la distance d entre les deux rives du fleuve qui se rapprochent répond à la condition

$$d \leq 2w \quad (4)$$

où w est la largeur moyenne du fleuve.

Lorsqu'un méandre se recoupe, le bras mort se comble de particules fines souvent riches en matière organique et de quelques dépôts sableux lorsque le fleuve en crue emprunte les anciens chenaux (Reineck et Singh, 1980 ; Miall, 1992). Ce processus de remplissage peut prendre plusieurs dizaines d'années. Dans le modèle, cependant, le comblement a lieu au même pas de temps que le recouplement, pour des raisons d'efficacité du calcul du thalweg.

2.3.3. La migration vers l'aval

Cette migration est souvent de moindre importance que la migration latérale (Schumm, 1987). Il s'agit d'une translation du cours d'eau vers l'aval de la plaine, elle dépend de la pente de la plaine. Pour reproduire ce phénomène, on choisit de translater la position de dépôt ou d'érosion vers l'aval local du fleuve. Si le point P est le lieu de dépôt initial dans la maille i , le point effectif de dépôt P' est obtenu par la translation de P : $\overline{PP'} = c \times \overline{AB}$ (5), où le vecteur \overline{AB} est défini par les deux nœuds des mailles i et $i+2$ (figure 2) et c est un coefficient ajustable.

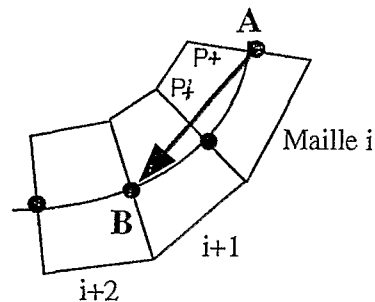


Figure 2. Deux mailles i et $i+1$ du fleuve et le vecteur \overline{AB} qui sert à la translation de P en P' .

Two fluvial meshes i and $i+1$ and the vector \overline{AB} for the translation from P to P' .

2.3.4. Le dépôt de particules fines sur l'ensemble de la plaine

Lors d'inondations, les particules fines se déposent par décantation dans les dépressions sur l'ensemble du lit majeur (Reineck et Singh, 1980 ; Bravard et Gilveard, 1993). On a choisi de représenter ce processus par la

possibilité pour les entités fines de se déposer aléatoirement sur l'ensemble du domaine, lors de crues plus importantes.

2.4. Le fonctionnement du modèle

Le modèle fonctionne par pas de temps Δt représentant initialement une année hydrologique. À chaque pas de temps Δt , le stock S se déplace de l'amont à l'aval, en passant de maille en maille du fleuve. Chaque entité sédimentaire communique avec son environnement local, en l'occurrence ici la maille où elle se trouve. L'entité calcule sa capacité p à se déposer (ou à éroder dans le cas d'une entité érosive), en fonction de la loi de migration utilisée, qui donne une valeur de migration en mètres par an. Cette valeur n'est pas transposable telle quelle à toutes les rivières. Comme on s'intéresse à la description qualitative du processus de migration latérale, on généralise cette loi en la normalisant par la valeur maximale de migration :

$$p = \frac{m(R_c/w)}{m_{\max}} \quad (6)$$

où $m(R_c/w)$ est la valeur de la loi empirique de migration (2) et (3) pour la valeur R_c/w , et m_{\max} est la migration maximale obtenue pour une valeur de $R_c/w = 2,9$.

p est une valeur comprise entre 0 et 1, qui informe l'entité sur sa capacité de dépôt. Pour chaque entité « sédiment » ou « érosion », la valeur p obtenue est comparée à une valeur aléatoire (x) tirée dans une distribution uniforme. C'est à ce moment, si $x < p$, qu'il y a « décision » de dépôt ou d'érosion. Dans le cas du dépôt, l'entité quitte le stock S qui se déplaçait dans le fleuve et se dépose dans la plaine alluviale, suivant les règles de comportement qu'elle possède. Dans le cas de l'érosion, l'entité arrache à la plaine une entité « sédiment », qui rejoint le stock S d'entités sédimentaires dans le fleuve pour les calculs de la maille suivante.

3. La rivière West Fork White

Afin de tester le modèle sur un cas réel, on considère la rivière West Fork White dans l'Indiana, qui a été étudiée par Brice (1973). La portion de plaine considérée s'étend sur 8 km et se situe en amont de Edwardsport, dans le comté de Knox. Les rives de cette rivière sont sableuses, avec de fins graviers à la base. Les remplissages des bras ne constituent pas des masses argileuses cohésives importantes influençant l'évolution des méandres actuels ; ils sont constitués essentiellement de silts. C'est pour cette raison que l'érosion de la plaine est, pour l'instant, indépendante de la lithologie en place. Le tracé de la rivière a pu être reconstitué de manière fiable depuis 1880. Trois tracés différents sont connus : ceux de 1880, 1937 et 1966.

On y observe, entre 1880 et 1937, une évolution sensible, et notamment un recoupement de méandres par tangence (méandre 2, cf. figure 3). Les méandres déjà

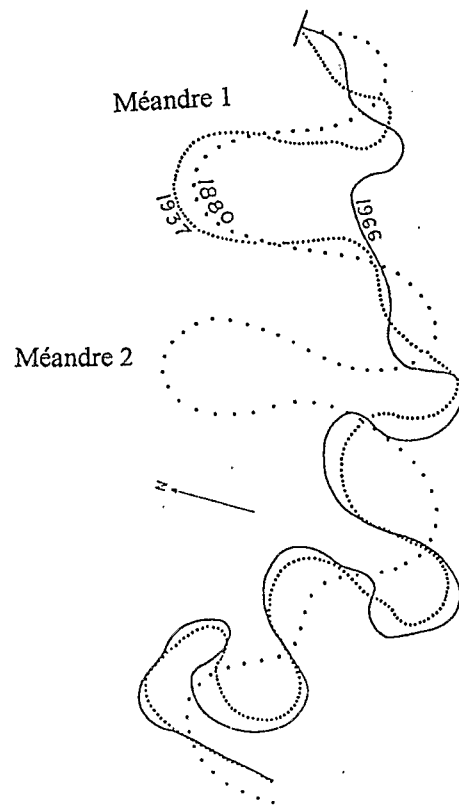


Figure 3. Thalweg de la rivière West Fork White en 1880, 1937 et 1966. D'après Brice (1973).

Bed of West Fork White River (Indiana) in 1880, 1937 and 1966, from Brice (1973).

développés continuent leur migration latérale ; une simple ondulation à l'aval se développe en deux boucles bien individualisées. Entre 1937 et 1966, le grand méandre amont (méandre 1, cf. figure 3) se recoupe lui aussi ; les méandres de taille moyenne continuent de se développer, mais un peu moins rapidement. En 1815, le comté de Knox était couvert de forêts. Or, en 1880, 80 % des sols sont occupés par des fermes. Il semble que la déforestation intense entre 1815 et 1880 ait entraîné une évolution rapide du cours d'eau.

4. Résultats du modèle

L'état initial du modèle est le tracé observé en 1880. On suppose la plaine alluviale remplie initialement d'un seul type d'entités sédimentaires (des sables).

4.1. Une lithologie, deux processus

Dans un premier temps, on cherche à valider les règles choisies pour reproduire les deux processus fluviaux retenus : migration latérale et recoupement de méandres. Les rives étant essentiellement sableuses, on utilise une seule lithologie : des sables. On simule 57 pas de temps annuels avec 20 entités « sables » et 20 entités « érosion », valeurs obtenues par calage. On observe (figure 4), par rapport au

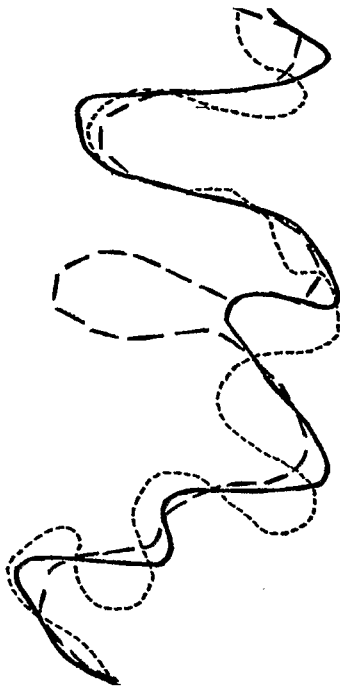


Figure 4. Résultat du modèle après 57 pas de temps avec 20 entités de sables et 20 entités érosives ; position calculée du thalweg en 1937 en trait plein. En tireté, le thalweg initial en 1880 et, en pointillé, le thalweg de 1937.

Model output after 57 time steps with 20 sandy entities and 20 'erosion' entities showing the calculated position of the stream in 1937 (continuous line). Dashed lines show the real river bed in 1880 and dotted lines in 1937.

tracé de 1880, la migration des méandres qui existaient déjà, le recoupement du méandre 2 qui a lieu dans la réalité et, à partir de l'ondulation à l'aval, le développement de deux méandres. En comparant le résultat calculé avec le thalweg observé en 1957 (*figure 4*), on constate que la partie amont se superpose de façon satisfaisante, tandis qu'à partir du recoupement du méandre 2, le thalweg simulé présente un retard dans le mouvement vers l'aval par rapport au cours d'eau réel. Ce recoupement du méandre 2 est obtenu pour une simulation sur deux (simulations avec des tirages aléatoires différents). Pour l'année 1966, après 29 pas de temps supplémentaires, on n'observe pas le deuxième recoupement au niveau du méandre 1, qui est, à l'origine, beaucoup plus large.

La *figure 5* fournit une image de la répartition des entités sédimentaires engendrée par le modèle pour 1957, en fonction de leur âge. Les dépôts ont bien lieu au niveau des convexités, mais de façon symétrique par rapport à l'axe de courbure. On observe, d'autre part, le remplissage du bras abandonné.

4.2. Une lithologie, trois processus

À la suite des observations précédentes, on ajoute le processus de migration vers l'aval aux deux autres (migration latérale et recoupement). Le meilleur calage est ob-

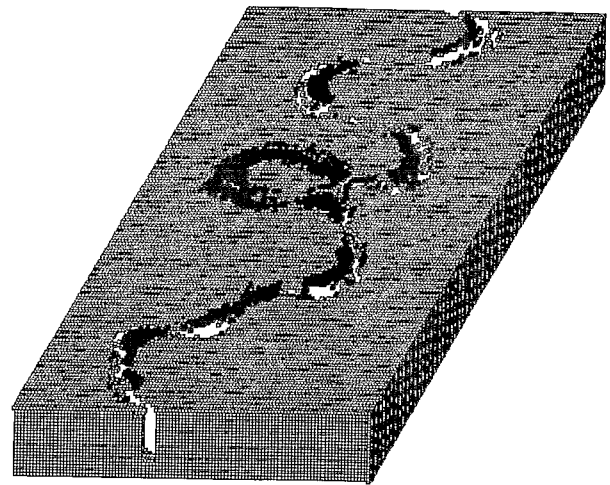


Figure 5. Résultat du modèle : bloc diagramme de la plaine alluviale obtenue après 57 pas de temps, avec 20 entités de sables et 20 entités érosives ; en noir les dépôts dus au modèle ; en blanc la plaine initiale ; l'échelle verticale est dilatée 100 fois.

Three-dimensional representation of the modelled alluvial floodplain after 57 time steps with 20 sandy entities and 20 'erosion' entities. In black, sediments deposited by the model, in white the initial floodplain.



Figure 6. Résultat du modèle avec le processus de migration vers l'aval après 57 pas de temps, avec 20 entités de sables et 20 entités érosives ; position calculée du thalweg en 1937 en trait plein. En pointillé, le thalweg initial en 1937.

Model output with downstream migration after 57 time steps with 20 sandy entities and 20 'erosion' entities showing the calculated position of the stream (continuous line). Dashed lines show the real river bed in 1937.

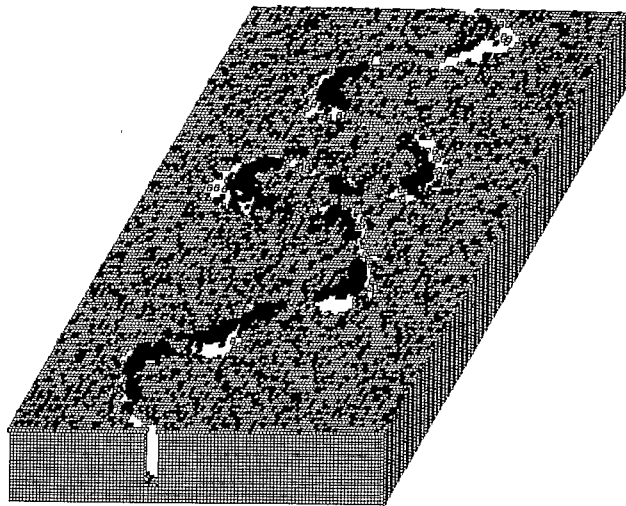


Figure 7. Résultat du modèle avec le processus de migration vers l'aval après 57 pas de temps, avec 20 entités de sables et 20 entités érosives ; bloc diagramme de la plaine alluviale obtenue : en noir les dépôts dus au modèle, en blanc la plaine initiale. Les dépôts sont à la sortie des méandres. L'échelle verticale est dilatée 100 fois.

Three-dimensional representation of the modelled alluvial floodplain after 57 time steps with 20 sandy entities and 20 'erosion' entities. In black, sediments deposited by the model, in white the initial floodplain. The sediments are on the downstream part of the bends. Vertical scale: $\times 100$.

tenu pour un coefficient affecté au vecteur de translation (§ 2.3.3) égal au rayon de courbure normalisé :

$$c = [R_c/w] / [R_c/w]_{\max} \quad (7)$$

Ce coefficient est appliqué pour les boucles bien développées occupant au moins deux mailles du fleuve ; pour les simples ondulations, seule la migration latérale intervient. La figure 6 correspond à une simulation de 57 pas de temps annuels, avec 20 entités de « sables » et 20 entités « érosion ». Le tracé obtenu par la modélisation est similaire à celui obtenu au paragraphe précédent. On n'observe pas de migration vers l'aval du fleuve. Cependant, les dépôts visibles sur la figure 7 sont dissymétriques et à l'aval de la courbure, ce qui correspond mieux aux dépôts réels. Le recouplement du méandre 2 est obtenu quasiment par toutes les simulations. Pour l'année 1966, après 29 pas de temps supplémentaires, on n'observe toujours pas le deuxième recouplement au niveau du méandre 1.

4.3. Deux lithologies

L'objectif à long terme de ce modèle étant de reproduire l'hétérogénéité des sédiments, on ajoute une autre lithologie (des sédiments plus fins : des silts) et le processus associé : leur dépôt sur l'ensemble de la plaine lors de grandes crues (§ 2.3.4). Pour cela, on génère aléatoirement une succession de crues annuelles et de crues décennales. Pendant ces dernières, les entités fines peuvent se déposer aléatoirement sur l'ensemble de la plaine. Les bras morts sont comblés par des particules fines en leur milieu et par du sable à proximité du chenal actif. Le stock

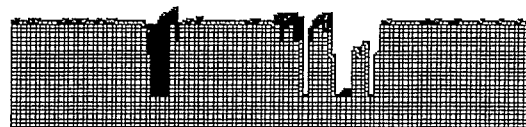


Figure 8. Coupe de la plaine alluviale au niveau du bras mort, en noir le remplissage du bras mort à droite le chenal actif. Résultat après 57 simulations avec 20 entités de sables, 20 entités de particules fines et 20 entités érosives. L'échelle verticale est dilatée 100 fois.

Cut of the floodplain: result after 57 time steps with 20 sandy entities, 20 fine grain-size entities and 20 'erosion' entities; oxbow sediments in black and active channel on the right. Vertical scale: $\times 100$.

S devient alors égal à $X_s + X_a + Y$ (8), où X_s est le nombre d'entités sables = 20, X_a est le nombre d'entités fines = 20, Y est le nombre d'entités « érosion » = 20.

L'évolution du tracé du fleuve est la même. La figure 8 montre une coupe au niveau du bras mort. On y observe le remplissage par des sédiments fins de l'ancien bras du fleuve et plus à droite, l'actuel chenal. La surface de la plaine est recouverte de sédiments fins.

5. Discussion

Les résultats obtenus montrent que le tracé du fleuve n'est pas amélioré par l'ajout de la loi empirique de translation des dépôts vers l'aval. En revanche, les dépôts obtenus sont plus réalistes, puisque les bancs de convexité sont décalés vers l'aval par rapport à l'axe du méandre. Les effets de cette loi de translation correspondent plutôt à la migration latérale associée aux courbures des méandres et non à la migration vers l'aval. Le phénomène de migration vers l'aval devra être représenté ultérieurement par une autre loi appliquée au fleuve, permettant de décaler le thalweg vers l'aval en fonction de la pente de la plaine.

De même, le tracé obtenu après les simulations avec deux lithologies (§ 4.3) est similaire aux tracés précédents. En effet, le nombre d'entités « sables » est le même et ce sont ces entités et les processus associés qui sont responsables de l'évolution du thalweg. Les différences sont, en revanche, sensibles pour les dépôts : on observe des entités fines dans le bras abandonné et sur la plaine.

Pour ces deux résultats, les simulations ont permis d'obtenir une représentation plus réaliste des dépôts, et par conséquent des structures de la plaine alluviale, ce qui constitue l'objectif à long terme du modèle.

Le pas de temps utilisé correspond arbitrairement à une année hydrologique. Ce pas de temps est comparable aux crues dites de « pleins bords » ayant, en général, une probabilité de retour proche de 1,5 an et qui semblent réellement responsables de la morphologie du fleuve (Bravard et Petit, 1997), mais cela impose certes une vision moyennée des phénomènes de saisonnalité. D'autre part, le modèle est assez stable, lorsque l'on change le pas de temps, en appliquant une proportionnalité des stocks sédimentaires. Les résultats obtenus pour 57 simulations ($\Delta t = 1$ an), 20 entités de sédiments et 20 entités « éro-

sion » sont tout à fait similaires à ceux obtenus pour 38 simulations ($\Delta t = 1,5$ ans), avec 30 entités de « sédiments » et 30 entités érosives. Le modèle est limité dans ces changements d'échelle temporelle. En effet, le comportement des entités dépend de la morphologie du fleuve ; le résultat général dépend donc, quant à lui, des évolutions de cette morphologie. Un pas de temps trop long contraint le fleuve à rester dans une même position trop longtemps. Le pas de temps Δt doit être d'autant plus court que la dynamique du fleuve est forte.

L'échelle spatiale du modèle correspond à la taille des entités sédimentaires. Le modèle génère un milieu à trois dimensions. Dans le cas de la rivière West Fork White, horizontalement une maille représente 1 000 m², verticalement l'épaisseur varie de 30 cm pour les sables à 10 cm pour les particules fines. Cette échelle choisie a priori semble adéquate pour étudier les écoulements souterrains. À cette échelle, c'est la géométrie des unités sédimentaires et leur composition moyenne qui sont recherchées, et non leur structure sédimentaire interne. Les variations sédimentaires dues à la saisonnalité au sein d'un banc ont souvent une échelle plus fine et ne sont pas représentées par ce modèle. L'objectif à long terme est d'obtenir une image tridimensionnelle réaliste d'une plaine alluviale vis-à-vis des écoulements souterrains ; cette représentation sera moyennée du point de vue sédimentologique.

L'hétérogénéité des plaines alluviales est due à la complexité de leurs processus de genèse. Le choix d'une méthode génétique de reconstruction du milieu oblige à faire des approximations, puisque les échelles de temps et d'espace considérées ne sont pas adaptées à une reproduction exacte des écoulements et des dépôts. Seuls les sédiments et la capacité érosive du fleuve sont représentés dans cette première version du modèle. Ainsi, plusieurs paramètres importants ne sont pas pris en compte : la pente de la vallée, la pente locale du fleuve, la saisonnalité, l'hétérogénéité des sédiments rencontrés par le fleuve. Les écoulements et la charge sédimentaire ne sont pas directement quantifiés, alors qu'ils constituent les paramètres primordiaux de l'évolution du cours d'eau (Bravard et Petit, 1997). Ils se retrouvent inclus dans le nombre d'entités « sédiment » et « érosion ». Cependant, quelques éléments quantitatifs sont, d'ores et déjà, comparables à des données réelles : on peut calculer à chaque simulation le dépôt et l'érosion sur l'ensemble du domaine. On s'attache essentiellement à observer si, qualitativement, les résultats obtenus sont satisfaisants.

7. Références

- Begin Z.B. 1981. Stream curvature and bank erosion: a model based on the momentum equation, *J. Geol.*, 89, 497-504
- Boggs. 1995. *Principles of sedimentology and stratigraphy*, Englewood cliffs, 306-318
- Bravard J.-P. et Gilvear D.J. 1993. Structure hydrogéomorphologique des hydrosystèmes, in : Amoros C. et Petts G.E. (éds), *Hydrosystèmes fluviaux*, Masson, Paris, 5, 83-103

La validation sur le tracé d'une rivière n'est pas suffisant, il faut mener une confrontation tridimensionnelle entre les plaines modélisées et les milieux réels. Cependant, le modèle, en reproduisant l'évolution de la rivière, permet une première validation de l'approche utilisée, qui consiste à mettre en œuvre des lois simples empiriques pour représenter des processus complexes. En simulant les processus importants de dépôts et d'érosion, le modèle obtient les mêmes tendances d'évolution du tracé que la rivière West Fork White : développement et recoupement des méandres. Les études de sensibilité menées sur le modèle montrent des comportements similaires à ceux observés dans la réalité. Une augmentation de la part érosive (Y) dans le stock d'entités (S) entraîne un creusement plus large dans la plaine alluviale modélisée, tout comme une augmentation du débit liquide par rapport au débit solide entraîne un élargissement ou une incision de la rivière. En outre, la partie aval au recoupement du méandre 2 est déphasée par rapport à la réalité et le recoupement du méandre 1 entre 1937 et 1966 n'est pas reproduit. Afin de mieux représenter la réalité, il sera donc nécessaire d'ajouter d'autres règles de comportement. La souplesse et la forme modulaire de la programmation « multi-agent » facilite l'ajout progressif de processus et de lithologies.

6. Conclusions

L'approche génétique utilisée ici s'appuie sur une méthode informatique de simulation « multi-agent ». L'objectif principal des simulations présentées dans cet article est de reproduire l'évolution d'un cours d'eau. On cherche à simuler les processus de dépôt et d'érosion qui façonnent le milieu. Ces premiers résultats montrent que, malgré la simplicité des règles introduites pour décrire les processus sédimentaires complexes de genèse, le modèle reproduit à peu près raisonnablement les tendances d'évolution d'une rivière : la migration du lit, les recoupements et les dépôts associés. L'objectif à long terme de ce modèle est d'obtenir une représentation de l'hétérogénéité d'une plaine alluviale. C'est pourquoi il est important de vérifier la structure tridimensionnelle des dépôts, en la comparant avec des observations réelles. De telles données sont disponibles sur d'autres systèmes fluviaux que celui utilisé ici, en particulier sur le Rhône ou la Seine, à la faveur d'exploitations intensives de granulats, et seront utilisées dans la suite de ce travail.

- Bravard J.P. et Petit F. 1997. Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial, Éditions Armand-Colin, Paris, 220 p.

- Brice J. 1973. Meandering pattern of White river in Indiana: an analysis, in : Morisawa M. (éd.), *Fluvial Geomorphology*, State University of New York at Binghamton, 4th Annual Geomorphology Symposia series, 178-200

- Fayers F.J. et Hewett T.A. 1992. A review of current trends in petroleum reservoir description and assessing the impacts on oil recovery, in: Russel T.F. et al. (éds), *Mathematical Modelling in Water*

Resources, 2, Computational Mechanics Publications and Elsevier, 3-33

Ferber J. 1995. *Les systèmes multi-agents, vers une intelligence artificielle*, InterÉditions Paris, 520 p.

Hervouet J.-M., Hubert J.-L., Janin J.-M., Lepeintre F. et Peltier E. 1994. The computation of free surface flows with Telemac: an example of evolution towards hydro informatics, *J. Hydraul. Res.*, 32, extra issue, 45-64

Howard A.D. et Knutson T.R. 1984. Sufficient conditions for river meandering: a simulation approach, *Water Resour. Res.*, 20, 11, 1659-1667

Kolterman C.E. et Gorelick S.M. 1992. Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits, *Science*, 256, 1775-1782

Kolterman C.E. et Gorelick S.M. 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches, *Water Resour. Res.*, 32, 2617-2658

Marsily G. de, Schafmeister M.-T., Delay F. et Teles V. 1998. On some current methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology, *Hydrogeology J.*, 6, 115-130

Marsily G. de 1993. Quelques méthodes d'approches de la variabilité spatiale des réservoirs souterrains, *Hydrogéologie*, 4, 259-268

Miall A.D. 1992. Alluvial deposits, in : Walker R.G. et James N.P. (éds), *Facies Models Response to sea level change*, Geological association of Canada, 7, 119-142

Perrier E. et Cambier C. 1997. Une approche multi-agent pour simuler les interactions entre les acteurs hétérogènes de l'infiltration et du ruissellement d'eau sur une surface de sol, in : *Tendances Nouvelles en modélisation pour l'environnement*, Elsevier, 233-242

Perrier E., Treuil J.-P., Cambier C. et Rieu M. 1995. Représentation informatique d'un ensemble d'objets spatiaux structuré et déformable (à partir d'un exemple de structures microscopiques des sols gonflants), *Études des phénomènes spatiaux*, Inra, 215-226

Reineck H.E. et Singh I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*, Springer Verlag, NY, 257-314

Schumm S.A. 1987. *Experimental Fluvial Geomorphology*, Wiley, 129-191

Sun T., Meakin P. et Jøssang T. 1996. A simulation model for meandering rivers, *Water Resour. Res.*, 32, 9, 2937-2954

Tetzlaff D.M. et Harbaugh J.W. 1989. *Simulating clastic sedimentation*, Van Nostrand Reinhold, New York, 202 p.

Treuil J.P. et Mullon C. 1997. Expérimentations sur mondes artificiels : pour une réflexion méthodologique, *Tendances Nouvelles en modélisation pour l'environnement*, Elsevier, 425-432

Treuil J.P., Perrier E. et Cambier C. 1997. Directions pour une approche multi-agents de la simulation de processus physiques spatialisés, in : *Intelligence artificielle et systèmes multi-agents*, Hermès, 211-228

Webb E.K. et Anderson M.P. 1996. Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal, *Water Resour. Res.*, 32, 3, 533-545

Wen X.H. et Gomez-Hernandez J.J. 1998. Numerical modeling of macrodispersion in heterogeneous media: a comparison of multi-gaussian and non-multi-gaussian models, *J. Contam. Hydrol.*, 30, 129-156