MASTER 2

MENTION « HYDROLOGIE HYDROCHIMIE

SOL ET ENVIRONNEMENT »

Etude de la modélisation hydrologique du bassin versant de l'Orénoque pour une meilleure approche du modèle WITCH

Clément ALBERGEL

Effectué à

L'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse

Sous la direction de

Roux H., Labat D., Dartus D.

2006-2007

Résumé/Abstract

L'altération en milieu tropical n'est pas encore très bien étudiée malgré sa part importante dans l'évolution géochimique de la terre. Le modèle WITCH (Weathering at The Catchment Scale) développé au LMTG (Laboratoire des Mécaniques et Transferts en Géologie) simule le cycle du carbone et les processus de l'altération en climat tropical. Ce modèle nécessite l'estimation des flux d'eau verticaux et des volumes qu'ils représentent dans le sol, afin de pouvoir décrire les processus d'altération principaux. Ces flux et ces volumes sont actuellement estimés par le modèle LPJ II (Lund Postdam Jena Dynamic Global Vegetation Model) qui n'est pas à proprement dit un modèle hydrologique mais de croissance de la végétation. C'est pourquoi cette étude propose un nouveau modèle hydrologique afin de mieux rendre compte de l'hydrologie du bassin versant étudié : l'Orénoque en Amérique du Sud. Ce modèle s'apparente à VIC 3L (Variable Infiltration Capacity 3 layers) qui a été adapté et réécrit en FORTRAN pour les besoins de WITCH. La procédure GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) a été intégrée au logiciel pour déterminer de manière statistique les deux principaux paramètres de la fonction d'infiltration utilisée. La méthode de l'inverse de la somme du carrée des erreurs sur l'estimation des débits moyens annuels à l'exutoire (critère de Nash) a été retenue comme critère d'optimisation de l'estimation de ces deux paramètres. Dans l'application réalisée sur le bassin de l'Orénoque, il a été possible d'obtenir un critère de Nash de 0.45 pour une chronique simulée de 64 années. Par comparaison, la modélisation précédente (LPJ II) donne -2.70 sur le même jeu de données. Ce nouveau modèle calcule un flux d'écoulement souterrain supérieur à celui simulé par (LPJ II). Cela devrait avoir un impact fort sur la production de carbone dans le modèle géochimique d'altération.

Mots clés : Modélisation hydrologique, Orénoque, Altération, Méthode GLUE, Critère de Nash

The weathering in tropical environments has not been well studied yet, despite of its great significance for the geochemical evolution of the global earth. The WITCH model (Weathering at The Catchment Scale), developed by the LMTG (Laboratoire des Mécaniques et Transferts en Géologie), simulates the carbon cycle and the alteration processes in tropical environment. This model requires the estimation of vertical water fluxes and reservoir volumes in order to describe the main alteration processes. These fluxes and reservoir volumes are estimated by the LPJ II (Lund Postdam Jena Dynamic Global Vegetation Model) model which is not really a hydrological model but more a growth vegetation model. That is why this report exposes a new model in order to explain the hydrology of the studied watershed: the Orinoco River in South America. This model looks like the VIC 3L model (Variable Infiltration Capacity, 3 layers), adapted in FORTRAN. The GLUE procedure (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) has been integrated to get a statistical approach of the two main parameters in our model. We used the Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient to assess the predictive power of our hydrological model in this procedure. These coefficients are 0.45 for our calculations and -2.70 for the formers calculations for a 64 year simulation. This new model calculates a greater runoff flux than the one of LPJ II which might have a strong impact on carbon production in WITCHT.

Key words: Hydrological modelling, Orinoco, Weathering, GLUE procedure, Nash coefficient

Sommaire

I. Introduction 2
II. Contexte et problématique 3
III. Le bassin versant de L'Orénoque : présentation et données disponibles ... 5
1.1. Présentation géographique et découpage du bassin en mailles 5
1.2. Données de sols 6
1.3. Données hydro pluviométriques 8
IV. Concepts, principes et méthode de la modélisation 9
3.1 Principe de Modélisation hydrologique 9
4.2 Concepts et équations du modèle de transfert vertical de type VIC 3L 11
4.2.1 Capacité d'infiltration et ruissellement Q_{ruis} 11
4.2.2 Drainage entre les couches de sol 12
4.2.3 Drainage de sub-surface Q_{dra} 13
4.2.4 Renouvellement du contenu en eau 14
4.2.5 Vérification du bilan en eau 14
4.2.6 Conditions limites 14
V. Travail de modélisation 17
4.1 Rappel des paramètres 17
4.2 Approche des paramètres b_i et Ds 18
Première approche : 18
VI. Résultats 20
VII. Discussion 23
VIII. Conclusion 24
Bibliographie 21
Annexes 23

I. Introduction

Le travail de stage qui m'a été confié dans le cadre du Master « Hydrologie, Hydrochimie, Sol et Environnement » (Institut National Polytechnique de Toulouse, Ecole Doctorale SDU2E) est une contribution au projet ANR (Agence Nationale de la Recherche) : « Tccyflam : Tropical Carbon Cycle and Weathering Coupled Modelling of Spatial and in Situ Data Guyana and Brazilian Shields Geochemistry » coordonné par le Laboratoire des Mécaniques et Transferts en Géologie (LMTG).

Le LMTG a développé un modèle géochimique d'altération dans le cadre d'une étude sur le bassin versant de l'Orénoque en Amérique du Sud : le modèle WITCH (Weathering at The Catchment Scale, Godderis *et al.*, 2006). Il permet de modéliser les processus d'altération chimique en milieu naturel.

L'eau est le facteur prépondérant dans les mécanismes de l'altération (Godderis *et al.*, 2006). De ce fait, tout modèle mécaniste cherchant à simuler les bilans d'altération doit être couplé à un modèle simulant l'infiltration, le ruissellement et l'écoulement de l'eau dans le sol et les roches. Dans ce modèle, il est donc très important de savoir quelle est la quantité d'eau qui va ruisseler sur le sol, le traverser et s'écouler dans la nappe phréatique avant de regagner le réseau hydrographique. Pour ces raisons WITCH a besoin d'être renseigné sur le ruissellement de surface, le flux de drainage et les teneurs en eau de chaque horizon du sol à chaque pas de temps de la modélisation.

Actuellement, WITCH tire ces renseignements d'un modèle de biome : LPJ II (Lund Postdam Jena Dynamic Global Vegetation Model, Sitch *et al.*, 2003). Son module d'évaporation calé sur une période de 100 ans et tenant compte des différents états saisonniers de la végétation paraît pertinent. Les estimations des autres valeurs hydrologiques, basées sur des calculs simples de bilan global peuvent faire l'objet de plus de critiques. C'est pourquoi nous avons proposé d'améliorer la simulation des transferts hydriques dans le sol et à sa surface en développant un module hydrodynamique.

Nous proposons de mettre en place un modèle hydrologique capable de simuler :

- le ruissellement à la surface à partir du refus à l'infiltration du premier horizon de sol,
- l'infiltration verticale de l'eau au travers du sol à partir de la connaissance des équations de pédotransferts,
- l'écoulement souterrain à partir du drainage au-dessous du troisième horizon.

Dans une seconde étape, le transfert de l'eau dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin sera modélisé à partir d'un modèle de transfert basé sur la propagation d'une onde cinématique.

Pour mettre en place cette modélisation hydrologique nous gardons comme modèle d'application le bassin versant de l'Orénoque utilisé dans WITCH que nous commençons par présenter rapidement. Dans un second temps les concepts généraux permettant la modélisation du fonctionnement hydrologique des sols de ce bassin sont explicités. Les principes du modèle, ses équations et les méthodes d'estimation des paramètres sont détaillés avant de montrer une application et de discuter des premiers résultats.

II. Contexte et problématique

L'altération en milieu tropical est un phénomène majeur dans l'évolution géochimique et géologique de la planète. Elle se définit comme étant les transformations chimico-physiques des roches sous l'action du climat, de l'eau et de la faune du sol. Pour des raisons de températures, d'humidité et d'activité biologique intenses, les phénomènes d'érosion, de dissolution et de précipitation sont les plus importants dans cette partie du globe. Ils conditionnent les apports des continents aux océans qu'il s'agisse d'éléments détritiques qui sédimentent et sont repris par les orogenèses où des éléments dissous qui permettent le développement des massifs coralliens. L'altération en milieu tropical est cependant peu étudiée d'un point de vue géochimique (Godderis *et al.*, 2006). Dans le cadre de ses travaux dans le domaine tropical, le LMTG a développé un outil de simulation des bilans d'altération et particulièrement ceux associés au cycle du carbone : le modèle WITCH.

Ce modèle simule les processus de dissolution des minéraux primaires et précipitations des minéraux secondaires, les processus d'échanges cationiques, et les échanges de cations entre les solutions de sol et la matière organique. Pour cela il a besoin de connaître les quantités d'eau qui percolent au travers du sol tout comme celles qui s'écoulent à sa surface ou à sa base dans les nappes phréatiques. Le modèle WITCH représente le sol en distinguant trois épaisseurs correspondant aux trois horizons classiquement différenciés par la pédogenèse :

- l'horizon A, superficiel, riche en matière organique où se produisent la transformation de la litière et la minéralisation du carbone d'origine végétale,
- l'horizon B, siège des processus de lixiviation ou d'accumulation,
- l'horizon C, en contact avec la roche mère et constitué par les premières formes de l'altération de la roche.

Les paramètres d'entrée concernant les flux d'eau sont renseignés à l'aide du modèle de biome : LPJ II dans WITCH. Ce n'est pas a proprement dit un modèle hydrologique mais un modèle de croissance de la végétation. Pour chaque évènement pluvieux, il calcule un ruissellement de surface, un écoulement souterrain et une percolation entre deux couches de sol. Il estime ensuite une évaporation journalière entre deux évènements permettant de connaître les réserves en eau du sol avant chaque pluie (Sitch *et al.*, 2003). Une meilleure utilisation du modèle WITCH passe par une amélioration de la manière dont sont renseignés ses paramètres liés à l'hydrologie. La problématique de ce stage est donc la suivante : comment améliorer la modélisation hydrologique afin d'avoir une meilleure approche du modèle WITCH dans le domaine tropical qui nous intéresse?

C'est dans ce contexte et pour répondre à cette question que nous avons choisi comme exemple d'étude le bassin versant de l'Orénoque, bassin tropical par excellence et sur lequel

une première version du modèle WITCH tirant ses paramètres hydrologiques de LPJ II a été appliquée (figure 1). Ce bassin est présenté dans le chapitre qui suit.

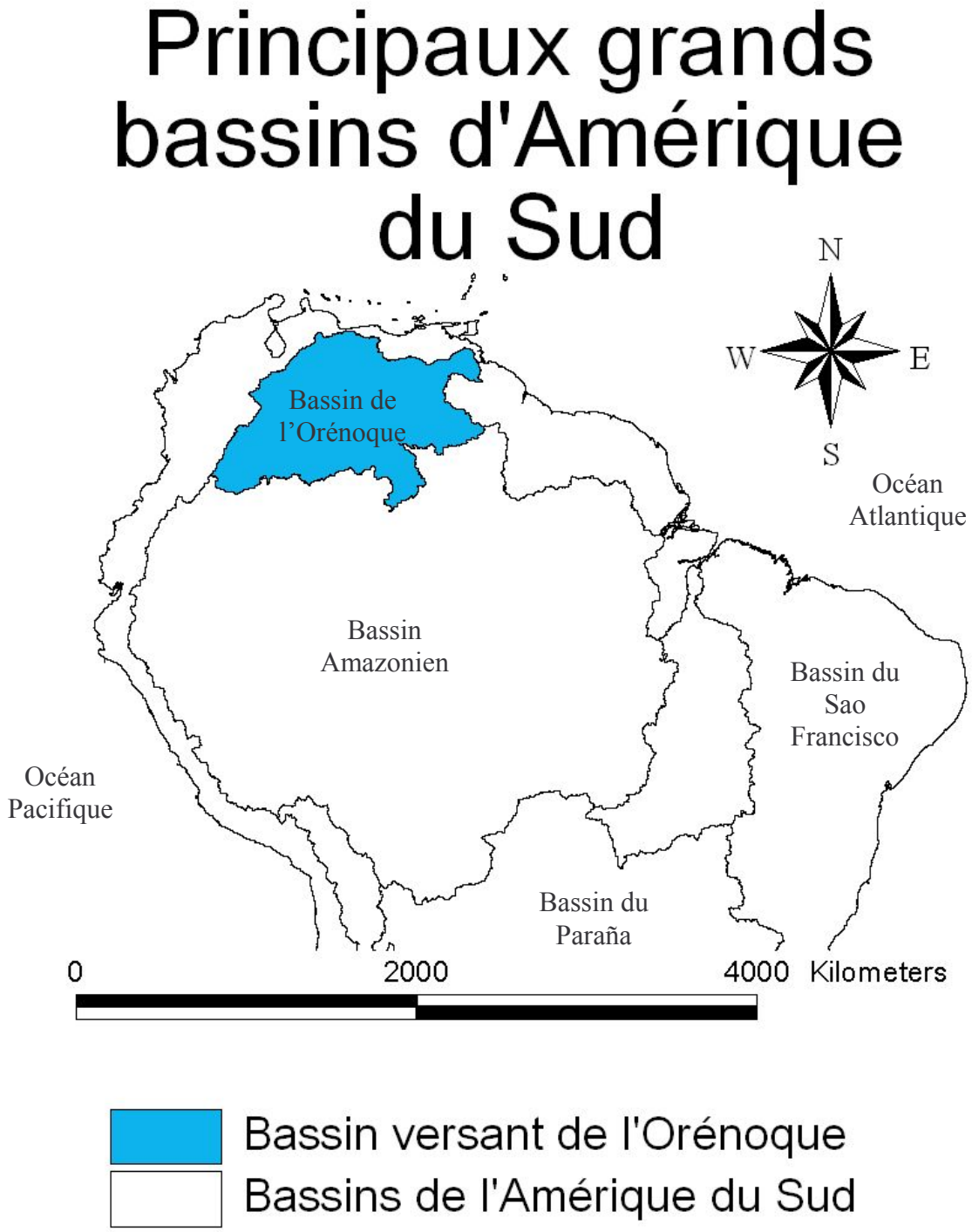


Figure 1 : Les grands bassins de l'Amérique du Sud

III. Le bassin versant de L'Orénoque : présentation et données disponibles

1.1. Présentation géographique et découpage du bassin en mailles

Le bassin de la rivière Orénoque est situé en Amérique du Sud, à cheval sur la Colombie et le Venezuela. Sa longueur est de 2140 km, il draine une surface de 830 000 km². Avec un débit moyen de 36 000 m^3/s, il s'agit du troisième plus grand fleuve du monde (Mackee *et al.*, 1998). La rivière prend sa source dans la partie Sud du bouclier Guyanais (formation géologique située au Nord-Est de l'Amérique du Sud). La plupart des fleuves qui le rejoignent (Apure, Meta, Laura…) proviennent des Andes. La figure 2 représente le bassin de l'Orénoque. Les lignes épaisses entourent la surface drainée par le bassin, les aires colorées indiquent les trois zones géographiques : les Andes, les Llanos et le bouclier Guyanais.

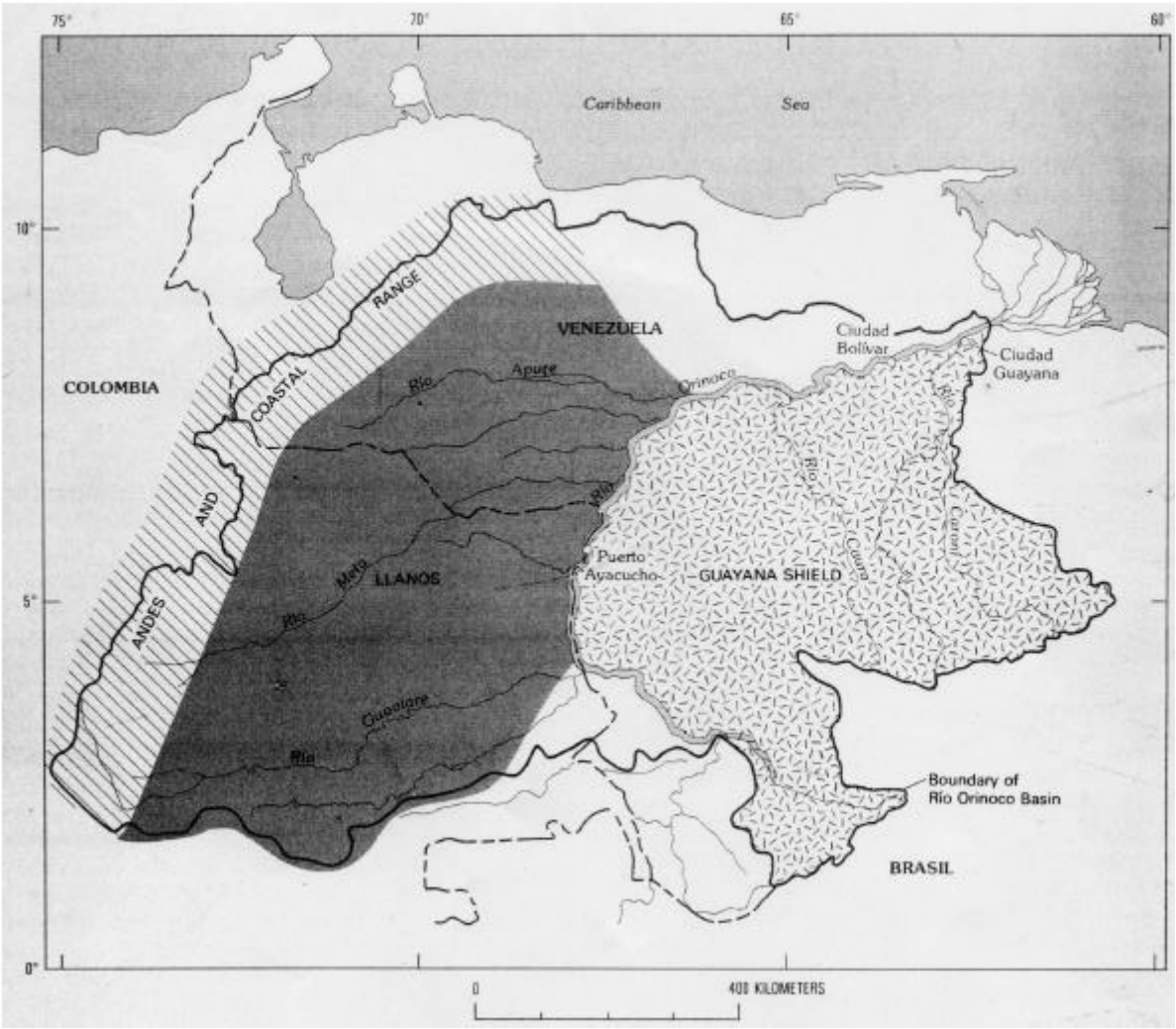


Figure 2 : Bassin de la rivière Orénoque (Source : Mackee *et al.*, 1998)

Pour les besoins de notre étude, nous avons découpé le bassin de l'Orénoque en 375 mailles de 0.5° de latitude x 0.5° de longitude (environ 50 km sur 50 km), comme on peut le voir sur la figure 3. Cette figure nous donne également une visualisation du relief du bassin. Le module hydrologique que nous voulons réaliser sera affecté à chacune de ces mailles avec des valeurs qui leur sont propres.

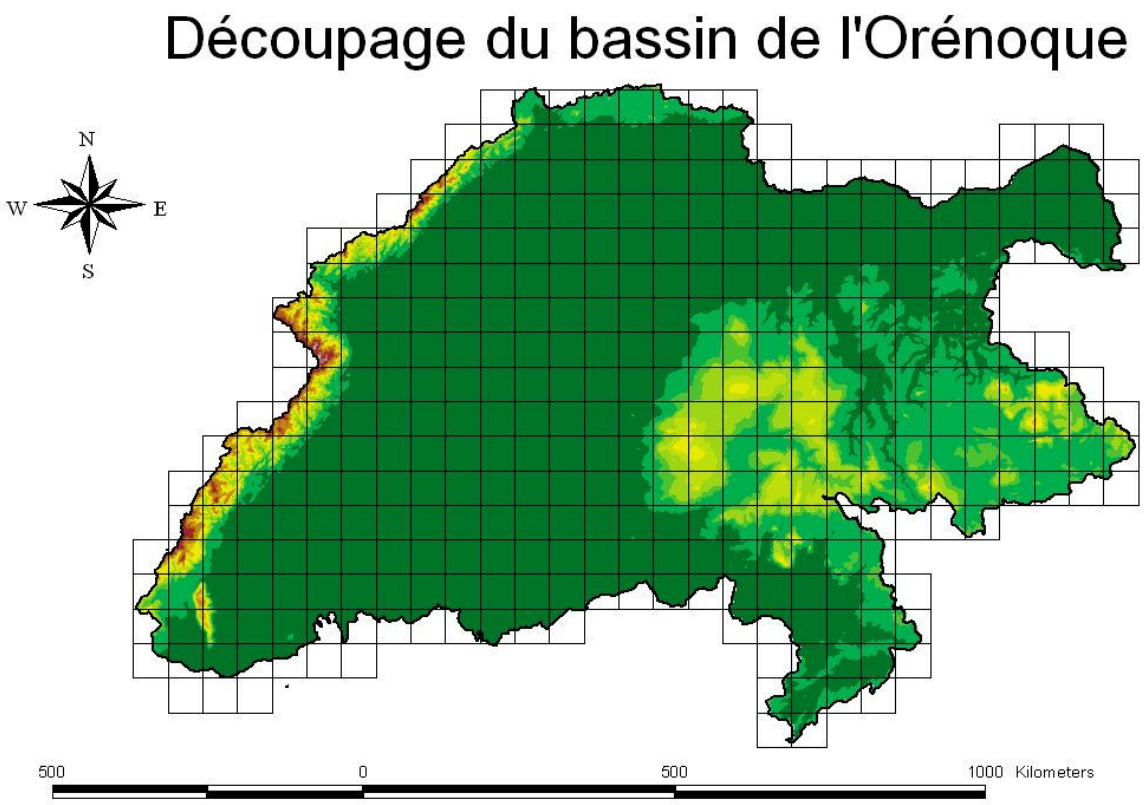


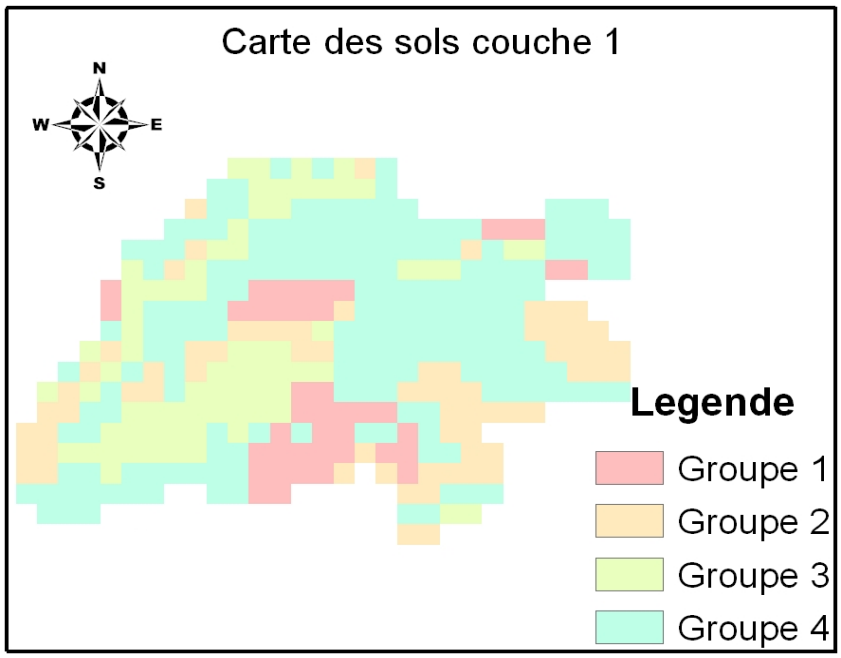
Figure 3 : Découpage du bassin versant en 375 mailles

1.2. Données de sols

Nous disposons des données de l'ISRIC (International Soil Reference and Information Centre) sur l'ensemble de l'Amérique Latine (Source : site Internet de l'ISRIC, http://www.isric.org/ consulté le 15 mars 2007). A nous de sélectionner, dans ces données, celles qui correspondent géographiquement à notre zone de travail ; Venezuela et Colombie.

Parmi ces données, on retrouve la composition texturale : les pourcentages de sable, limon et argile tous les 20 cm pour des profils de sol allant jusqu'à 1 m de profondeur. Une interpolation a déjà été faite pour le modèle WITCH afin d'attribuer à chacune des 375 mailles une composition texturale. A partir de ces données nous allons affecter à chacune de ces mailles une des douze textures de sol données par l'USDA (United State Department of Agriculture). A chacune de ces textures correspondent des valeurs de porosité et de conductivité hydraulique à saturation nécessaires aux calculs de notre modèle (Maidment, 1992).

Afin de simplifier ces opérations, nous avons retenu quatre grands groupes de sol, comme nous pouvons le voir sur la figure 4. L'Annexe 1 présente le triangle de texture de l'USDA et les quatre classes retenues. Ces quatre grands groupes présentent des caractéristiques physiques à peu près similaires.



Groupe 1 :
Sand
Groupe 2 :
Loamy sand
Sandy loam
Groupe 3 :
Loam
Silt Loam
Groupe 4 :
Sandy clay loam
Clay loam
Silty clay loam
Sandy clay
Silty clay
clay

Figure 4 : Carte des sols pour la première couche de sol

On utilise une autre carte similaire à la figure 4 pour la seconde couche de sol. Comme nous n'avons pas d'informations sur la troisième couche de sol (profondeur trop élevée), nous la considérons identique à la seconde. Le tableau 1 donne les caractéristiques des quatre groupes de sols établis. Il s'agit de moyennes obtenues d'après la représentativité de chaque classe dans le bassin

Tableau 1 : Caractéristiques des quatre groupes de sols

	Porosité (%)	Conductivité hydraulique à saturation ks (mm/h)	Présence dans le bassin (%)
Groupe 1	0,43	235	12
Groupe 2	0,44	36	18
Groupe 3	0,47	10,5	19
Groupe 4	0,46	1,2	51

Par ailleurs, la composition texturale entre également en jeu pour le calcul d'autres paramètres dont nous verrons la signification.

1.3. Données hydro pluviométriques

Le bassin de l'Orénoque a un climat tropical. On peut distinguer deux saisons marquées par des précipitations et des températures différentes. La saison pluvieuse s'étend d'avril à novembre, la saison sèche de décembre à mars. Les précipitations annuelles varient de 1m au Nord à 4m dans la partie Sud du Bassin (Schott *et al.*, 2001). Un exemple de la répartition spatiale des pluies sur le bassin est donné par l'Annexe 2.

Nous disposons des chroniques de débits mensuels moyens à l'exutoire de l'Orénoque (m^3/s) sur la période 1925-1989.

Comme nous l'avons vu, le bassin de l'Orénoque est découpé en 375 mailles. Pour chacune de ces mailles nous avons besoin de la pluviométrie et des valeurs d'évapotranspiration. Ces données sont fournies par le modèle LPJ II. On dispose également des valeurs de pluies nettes (pluie moins interception). Toutes les données que nous utilisons ont un pas de temps mensuel et sont ramenées à un pas de temps horaire pour les besoins de la modélisation.

En conclusion, le bassin versant de l'Orénoque est typiquement un bassin tropical humide recouvert majoritairement par une végétation de type forêt primaire. L'Orénoque est un fleuve puissant apportant à l'Océan Atlantique les produits de l'altération des roches et des sols sur une surface de 830 000 km². Les données cartographiques et hydrologiques à l'échelle mensuelle doivent permettre de tester un modèle hydrologique dont la fonction production d'eau est régie par les processus d'infiltration. C'est à cette fin que nous avons réalisé un travail bibliographique sur les concepts et les méthodes de la modélisation hydrologique. Le chapitre suivant présente les principaux résultats de cette analyse bibliographique.

IV. Concepts, principes et méthode de la modélisation

L'eau précipitée sur un bassin se sépare en quantités aux trajectoires différentes :

- l'eau interceptée reste sur la végétation,
- l'eau évaporée retourne à l'atmosphère suivant une trajectoire ascendante,
- l'eau infiltrée pénètre dans les sols suivant une trajectoire verticale soumise aux forces de gravité et de capillarité. Sur cette trajectoire les vitesses de déplacement varient aux changements d'horizons des sols,
- l'eau qui s'écoule horizontalement, soit à la surface du sol : ruissellement, soit à la base du sol : écoulement souterrain des nappes phréatiques.

Le terme d'infiltration qualifie le passage de l'eau à travers les couches du sol lorsqu'il reçoit une précipitation ou une submersion (Musy, cours d'hydrologie générale en ligne, http://hydram.epfl.ch/e-drologie/ consulté le 22 mai 2007). La nature des différentes couches du sol: porosité et épaisseur, conditionnent les parts de l'infiltration, du ruissellement et de l'écoulement souterrain.

La modélisation hydrologique souhaitée a pour objectif de simuler numériquement les quantités, les trajectoires et les vitesses de ces différents flux d'eau. Sa finalité est de renseigner le modèle géochimique d'altération WITCH sur les quantités d'eau et leur transfert dans les différents compartiments où les processus d'altération sont étudiés.

3.1 Principe de Modélisation hydrologique

Depuis une trentaine d'années, les hydrologues développent des modèles mathématiques pour simuler le fonctionnement des bassins versants. Avec les progrès de l'informatique, les modèles mis au point et disponibles auprès des différents laboratoires sont de plus en plus élaborés. Ils s'intéressent non seulement à la production de l'eau sur le bassin mais aussi à (i) son transfert jusqu'à l'exutoire, (ii) à l'ensemble des flux d'eau constituant le cycle de l'eau et (iii) aux flux de matières associés au cycle de l'eau : sédiments et solutés. Un modèle hydrologique est un outil, il est donc nécessaire de définir clairement quelles sont les attentes, les objectifs, avant de se lancer dans la sélection de l'un d'entre eux. Ambroise distingue cinq types de modèles (Ambroise, 1999) :

- les modèles empiriques globaux (approche déterministe ou stochastique), où le bassin est considéré comme un territoire homogène,
- les modèles conceptuels globaux, qui considèrent le bassin comme un système complexe dans lequel les précipitations se répartissent en plusieurs niveaux de stockage temporaire avant d'être évacuées,
- les modèles conceptuels semi-spatialisés où le bassin est discrétisé en un maillage ou en un découpage d'unités spatiales homogènes ; la représentation spatiale des facteurs du milieu est alors mieux prise en compte,

- les modèles physiques spatialisés, tenant compte de la structure spatiale d'un bassin et permettant de simuler en trois dimensions les écoulements en toutes conditions,
- les modèles physico-conceptuels semi-spatialisés, c'est une modélisation hydrologique qui est à la fois ; à base physique (fondée sur les processus élémentaires réels) et semi spatialisée (découpage de l'espace en zones relativement homogènes dans leur fonctionnement hydrologique).

Nous nous intéressons aux quantités d'eau produites dans le bassin, leur temps de résidence dans les différents compartiments jusqu'à leur écoulement à l'exutoire. Nous cherchons à déterminer sur chaque maille du découpage du bassin, les quantités d'eau qui ruissellent et celles qui s'écoulent à la base du sol après s'être infiltrées au travers des trois couches de sol ainsi que leur temps de transfert.

Dans ces conditions, un modèle spatialisé apparaît comme l'outil nécessaire à mettre en œuvre. Une analyse de la bibliographie existante en rapport avec ces préoccupations a permis de sélectionner le modèle MARINE développé par l'IMFT (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes, Castaings *et al.*, 2007, Estupina-Borrel *et al.*, 2006), en changeant le module de production. C'est le développement de ce nouveau module qui fait l'objet de ce rapport.

Nous l'avons développé à partir d'un modèle de type VIC 3L (Variable Infiltration Capacity, 3 Layer) pour respecter la condition énoncée dans le chapitre précédent sur la division des sols en trois horizons. Ce module a été écrit en FORTRAN pour être intégré à MARINE ou directement à WITCH. WITCH pourra fonctionner directement avec ce module pour des simulations sur un pas de temps annuel et avec MARINE pour des simulations à des plus petits pas de temps qui nécessitent de tenir compte de la propagation de la crue dans le réseau hydrographique.

La réalisation de ce module ne consiste pas à retranscrire un modèle existant, mais véritablement à le réécrire en l'adaptant. Les sources de ce modèle proviennent des articles de Liang *et al.*, 1994, 1996.

Les concepts sur lesquels la constitution de ce module repose et les équations qui en découlent sont présentés dans les paragraphes suivants.

4.2 *Concepts et équations du modèle de transfert vertical de type VIC 3L*

La figure 5 est une représentation schématique du modèle mis en œuvre.

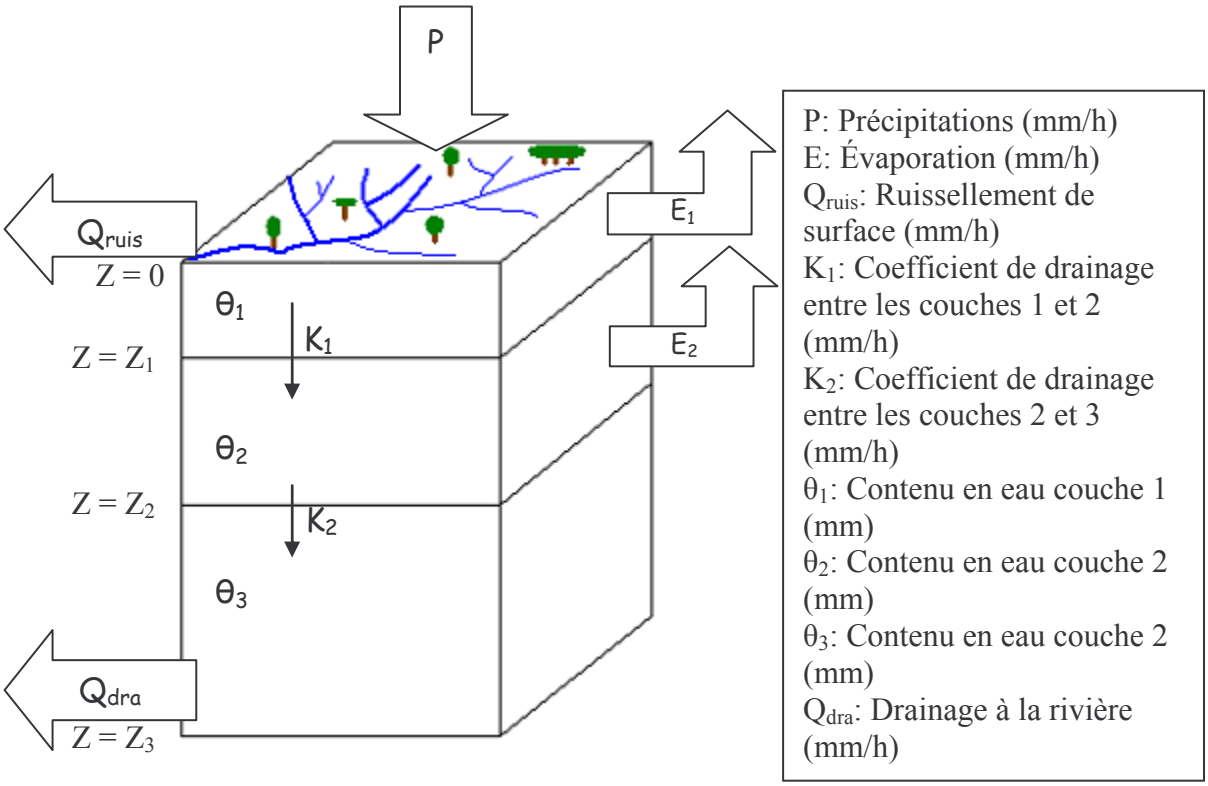


Figure 5 : schéma de fonctionnement du modèle d'infiltration vertical

A partir des valeurs de pluie, et d'évaporation fournies par LPJ II ce module doit pouvoir simuler le ruissellement de surface (Q_{ruis}), le drainage de sub-surface (Q_{dra}), et les contenus en eau des trois couches de sol (θ_1, θ_2, θ_3) à chaque pas de temps. Les transferts d'eau d'une couche de sol à l'autre dépendent des conductivités de chacune des couches (K_1, K_2).

Chacune de ces grandeurs va être obtenue à partir d'une équation qui décrit le processus de son élaboration. Ces équations sont données ci-dessous.

4.2.1 Capacité d'infiltration et ruissellement Q_{ruis}

La capacité d'infiltration [i] est caractérisée par une courbe dont l'équation est la suivante (équation 1) (Wood *et al*, 1992) :

$$i = i_m \times \left[1 - (1 - A)^{\frac{1}{b_i}} \right] \qquad \text{(Équation 1)}$$

Avec :

$$i_m = (1 + b_i) \times \Theta_s \times |z| \qquad \text{(Équation 2)}$$

i_m : l'infiltration maximum.

Θ_s : la porosité (%)

A : la surface pour laquelle la capacité d'infiltration est inférieure à [i]

b_i : un paramètre de forme adimensionnel

z : l'épaisseur de la première couche en mm

Cette équation sera utilisée au travers de la première couche de sol. La figure 6 est une représentation de cette équation.

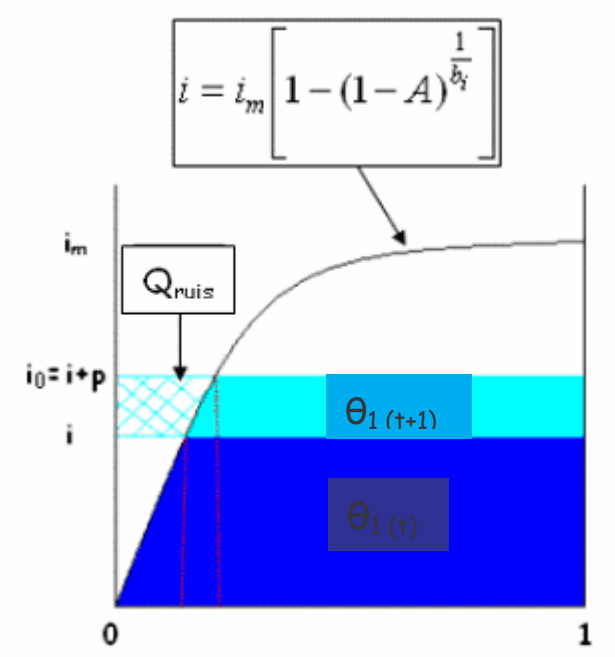


Figure 6 : Représentation de l'équation du ruissellement

On applique cette équation pour déterminer Q_{ruis} (équations 3 et 4) :

- Si $i_0 + P \times \Delta t \geq i_m$

$$Q_{ruis} \times \Delta t = P \times \Delta t - Z_1 \times (\Theta_s - \theta_1) \qquad \text{(Équation 3)}$$

- Si $i_0 + P \times \Delta t \leq i_m$

$$Q_{ruis} \times \Delta t = P \times \Delta t - Z_1 \times (\Theta_s - \theta_1) + Z_1 \Theta_s \times \left(1 - \frac{(i_0 + P \times \Delta t)}{i_m} \right)^{1+bi} \qquad \text{(Équation 4)}$$

Une fois que l'on connaît la valeur de Q_{ruis}, on peut calculer la quantité d'eau qui va s'infiltrer (équation 5) :

$$I = P - Q_{ruis} \qquad \text{(Équation 5)}$$

Nous avons besoin de connaître I pour réactualiser le contenu en eau de la première couche de sol à chaque pas de temps.

4.2.2 Drainage entre les couches de sol

Nous connaissons la composition structurale des sols du bassin que nous étudions (paragraphe 1.2 données de sols). Grâce à ces informations et aux formules de pédoransferts, il est possible d'utiliser des formules de drainage entre les différentes couches de sol.

On utilise la formule de Brooks et Corey (équation 6, Maidment, 1992) :

$$K = k_s \times \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{\max} - \theta_r} \right)^{\frac{2}{B_p}+3} \qquad \text{(Équation 6)}$$

θ : contenu en eau (mm)

θ_r : contenu en eau résiduel d'après Brooks et Corey (%)

B_p : index de distribution de la taille des pores d'après Brooks et Corey

k_s : conductivité hydraulique à saturation en mm/h

θ_r et B_p sont appelés paramètres de Brooks et Corey. Il existe des équations pour les estimer à partir de la porosité et de la texture des sols (sable et argile). Cette même texture nous permet d'obtenir, après lecture sur tableau, les valeurs de k_s et de la porosité (Maidment, 1992).

4.2.3 Drainage de sub-surface Q_{dra}

On considère qu'un écoulement latéral ne se produit qu'à la base du troisième horizon lorsque l'eau s'accumule sur la roche mère. Le débit latéral est appelé drainage de sub-surface. Il se fait uniquement depuis la dernière couche de sol. Tant que ce troisième horizon a une teneur en eau calculée inférieure à la teneur en eau à saturation, deux équations sont utilisées pour le calculer (équation 7 et 8, Liang *et al.*, 1994):

- si $0 \leq \theta_3(\mathrm{t} - \Delta t) \leq W_s \times \theta_{3\max}$

$$Q_{dra}(t) = \left(\frac{D_s \times Q_{dra\max}}{W_s \times \theta_{3\max}} \right) \times \theta_3(\mathrm{t} - \Delta t) \qquad \text{(Équation 7)}$$

Cette équation décrit une récession qui est linéaire en dessous d'un certain seuil ($W_s \times \theta_{3\max}$).

Avec :

D_s : une fraction de $Q_{dra\,\max}$

W_s : une fraction du contenu en eau maximum de la couche 3,

$\theta_{3\max}$: le contenu en eau maximum de la couche 3.

- si $\theta_3 \geq W_s \times \theta_{3\max}$

$$Q_{dra}(t) = \left(\frac{D_s \times Q_{dra\max}}{W_s \times \theta_{3\max}} \right) \times \theta_3(\mathrm{t} - \Delta t) + \left(D_m - \frac{D_s \times Q_{dra\max}}{W_s} \right) \times \left(\frac{\theta_3(\mathrm{t} - \Delta t) - W_s \times \theta_{3\max}}{\theta_{3\max}(1 - \mathrm{W_s})} \right)$$

(Équation 8)

Cette équation décrit une récession qui est non linéaire pour une valeur d'eau dans le sol plus élevée ($\theta_3 \geq W_s \times \theta_{3\max}$).

4.2.4 Renouvellement du contenu en eau

Les contenus en eau des trois couches de sol sont calculés à partir de l'équation de Richards (équation 9, Liang *et al.*, 1996) simplifiée et adaptée à notre problème :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial z} \times \left(D(\theta) \times \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \qquad \text{(Équation 9)}$$

Dans cette équation, D(θ) représente le terme de diffusivité et K(θ) celui de conductivité. Nous allons regrouper ces deux termes sous la forme du drainage K entre les couches (fonctions de pédotransfert de Brooks et Corey, 4.2.2 Drainage entre les couches de sol). On ajoute à cette équation les termes du forçage atmosphérique : I et l'évaporation (E1 ou E2). Il faut également soustraire le drainage au dessous de la dernière couche de sol.

- Si on intègre l'équation entre la surface et z_1 :

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} \times z_1 = I - E_1 - K_1 \qquad \text{(Équation 10)}$$

- Si on intègre l'équation entre z_1 et z_2 :

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} \times (z_2 - z_1) = K_1 - E_2 - K_2 \qquad \text{(Équation 11)}$$

- Si on intègre l'équation entre z_2 est z_3 :

$$\frac{\partial \theta_3}{\partial t} \times (z_3 - z_2) = K_2 - Q_{dra} \qquad \text{(Équation 12)}$$

On note que E_1 et E_2 correspondent respectivement à l'évaporation depuis la première et la deuxième couches de sol.

4.2.5 Vérification du bilan en eau

La première vérification à faire porte sur le bilan en eau de notre modèle. Pour cela on écrit l'équation générale du bilan en eau qui doit être vérifiée à chaque pas de temps :

$$\theta(t + \Delta t) - \theta(t) - P + E_1 + E_2 + Q_{ruis} + Q_{dra} = 0 \qquad \text{(Équation 13)}$$

A chaque pas de temps, la somme des gains et des pertes en eau est nulle. On vérifie également que le bilan en eau pour chaque épaisseur de sol est nul.

4.2.6 Conditions limites

Il est nécessaire d'appliquer certaines conditions limites pour que les grandeurs calculées conservent une signification physique. Les contenus en eau des différentes épaisseurs de sol ont pour conditions limites supérieure : le volume de la porosité, et inférieure : la teneur eau résiduelle. Il est nécessaire d'imposer ces limites aux systèmes d'équations posées. Pour cela, nous commençons par analyser la troisième couche de sol et nous remontons jusqu'à la surface.

Troisième couche de sol

- Si le contenu en eau de la troisième couche est inférieur à la teneur en eau résiduelle ($\theta_3(t+\Delta t) < \theta r_3$), il faut affecter au drainage la valeur suivante : $Q_{dra} = \theta_3(t) - \theta r_3$ et forcer le contenu en eau θ_3 à être égal à la valeur en eau résiduelle : $\theta_3(t+\Delta t) = \theta r_3$.
- Si le contenu en eau de la troisième couche est supérieur à la porosité, alors le drainage prend la valeur suivante : $Q_{dra}(t+\Delta t) = Q_{dra\max}$. Il faut ajouter un nouveau terme à nos calculs : Sat_3. Ce terme représente le surplus d'eau que cette condition créé et qu'il faut reporter dans la couche située au-dessus : $Sat_3 = \theta_3(t+\Delta t) - porosité_3$. De plus, il faut forcer le contenu en eau θ_3 à être égal à la valeur de la porosité de la couche 3 : $\theta_3(t+\Delta t) = porosité_3$. Le transfert de l'eau depuis la couche 2 vers la couche 3 (K_2) s'écrit alors :

$$K_2(t+\Delta t) = K_2(t+\Delta t) - \frac{Sat_3}{\Delta t}, \text{ et } \theta_2(t+\Delta t) = \theta_2(t+\Delta t) + Sat_3 .$$

Seconde couche de sol

- Si le contenu en eau de la seconde couche de sol est inférieur à la teneur en eau résiduelle, alors $E_2 = E_2 - (\theta r_2 - \theta_2(t+\Delta t))$ et $\theta_2(t+\Delta t) = \theta r_2$.
- Si le contenu en eau de la seconde couche de sol est supérieur à la porosité il faut, comme précédemment, ajouter un terme de surplus d'eau qu'il faut reporter dans la couche de sol supérieure : $Sat_2 = \theta_2(t+\Delta t) - porosité_2$. Il faut également forcer le contenu en eau θ_2 à être égal à la valeur de la porosité de la couche 2 : $\theta_2(t+\Delta t) = porosité_2$. Dans ces conditions, le transfert de l'eau de la couche 1 vers la couche 2 est modifié. Nous devons prendre en compte deux hypothèses :
    - soit la couche inférieure (3) n'est pas saturée, auquel cas $K_1(t+\Delta t) = K_{2\max} + E2$,
    - soit cette couche est saturée et $K_1(t+\Delta t) = K2(t+\Delta t) - \frac{Sat3}{\Delta t} + E2$.

Il faut répercuter Sat_2 dans la couche supérieure (2) : $\theta_1(t+\Delta t) = \theta_1(t+\Delta t) + Sat_2$.

Première couche de sol

- Si le contenu en eau de la première couche de sol est inférieur à la teneur en eau résiduelle :

$$E_1 = E_1 - (\theta r_1 - \theta_1(t + \Delta t)) \text{ et } \theta_1(t + \Delta t) = \theta r_1$$

- Si le contenu en eau de la seconde couche de sol est supérieur à la porosité il faut, comme précédemment, ajouter un terme de surplus d'eau que l'on reporte dans la couche de sol supérieure : $Sat_1 = \theta_1(t + \Delta t) - porosité_1$. Il faut également forcer le contenu en eau θ_1 à être égal à la valeur de la porosité de la couche 1 : $\theta_1(t + \Delta t) = porosité_1$. Il faut répercuter Sat_1 dans la couche supérieure (1) : $Q_{ruis}(t + \Delta t) = Q_{ruis}(t + \Delta t) + Sat_1$.

Les concepts et les équations du modèle étant posés, le travail de modélisation proprement dit, consiste à identifier les valeurs des paramètres et procéder aux calculs. Certains paramètres seront donnés ou déduits des observations, d'autres devront être déterminés à partir d'une méthode d'optimisation. La mise en œuvre de la modélisation fait l'objet du chapitre suivant.

V. Travail de modélisation

4.1 Rappel des paramètres

Le tableau 2 rappelle tous les paramètres nécessaires à la modélisation. Seulement deux d'entre eux devront être calés (b_i, Ds). Les autres sont fixés soit à partir des données de la bibliographie, soit calculés à partir des autres données ou encore fournis par LPJ II.

Tableau 2: Paramètres pour la modèlisation

Symbole du paramètre	Signification/Unité	Valeur/source
dt	Pas de temps (h)	1h
P	Précipitation (mm/h)	Fourni par LPJ II
E1	Evaporation depuis la 1ère couche de sol (mm/h)	Fourni par LPJ II
E2	Evaporation depuis la 2nde couche de sol (mm/h)	Fourni par LPJ II
Z_1	Profondeur de la 1ère couche de sol (mm)	500 mm / besoins de la modélisation
Z_2	Profondeur de la 2nde couche de sol (mm)	1500 mm / besoins de la modélisation
Z_3	Profondeur de la 3ème couche de sol (mm)	2500 mm / besoins de la modélisation
b_i	Paramètre de forme pour l'infiltration	Paramètre à caler
Θ_s	Porosité (%)	Calculé en fonction de la texture des sols
θ_1	Contenu en eau de la 1ère couche de sol (fraction de la porosité)	0.3
θ_2	Contenu en eau de la 2nde couche de sol (fraction de la porosité)	0.3
θ_3	Contenu en eau de la 3ème couche de sol (fraction de la porosité)	0.3
$Q_{dra\ max}$	Drainage maximum depuis la couche 3 (mm/h)	0.34 / Liang *et al.*, 1994
Ds	Une fraction de $Q_{dra\ max}$	Paramètre à caler
Ws	Une fraction du contenu en eau maximum de la couche 3	0.96 / Liang *et al.*, 1994
B_p	Index de distribution de la taille des pores d'après Brooks et Corey	Calculé en fonction des sols
θ_r	Contenu en eau résiduel d'après Brooks et Corey (%)	Calculé en fonction des sols
θ_{3max}	Contenu en eau maximum de la couche 3	Calculé (porosité x épaisseur)

4.2 Approche des paramètres bi et Ds

Première approche

Pour effectuer ce travail, nous avons commencé par considérer le bassin versant comme une seule grande maille. Le paramètre b_i influence le ruissellement Q_{ruis} et Ds influence le drainage Q_{dra}.

Pour chaque année, on connaît les débits mensuels. A partir de là, nous avons formulé l'hypothèse suivante : nous considérons que pour le mois où le débit est le plus faible, seul Q_{dra} amène de l'eau à l'exutoire (tout passe par le sous-sol) et donc Q_{ruis} est nul. On peut alors caler b_i afin de s'approcher le plus possible de la valeur de débit du mois considéré (cette opération s'effectue pour un pas de temps mensuel avec des pluies et des évaporations mensuelles). Une fois b_i obtenu, on réalise un nouveau calcul en modifiant Ds pour s'approcher le plus possible du débit moyen annuel (cette opération s'effectue sur un pas de temps annuel avec des pluies et des évaporations annuelles).

La figure 7 illustre l'hypothèse que nous avons retenue pour caler nos deux paramètres (pour l'année 1929). La courbe qui représente l'évolution de Q_{dra} est une tendance supposée et non pas un calcul ou une mesure.

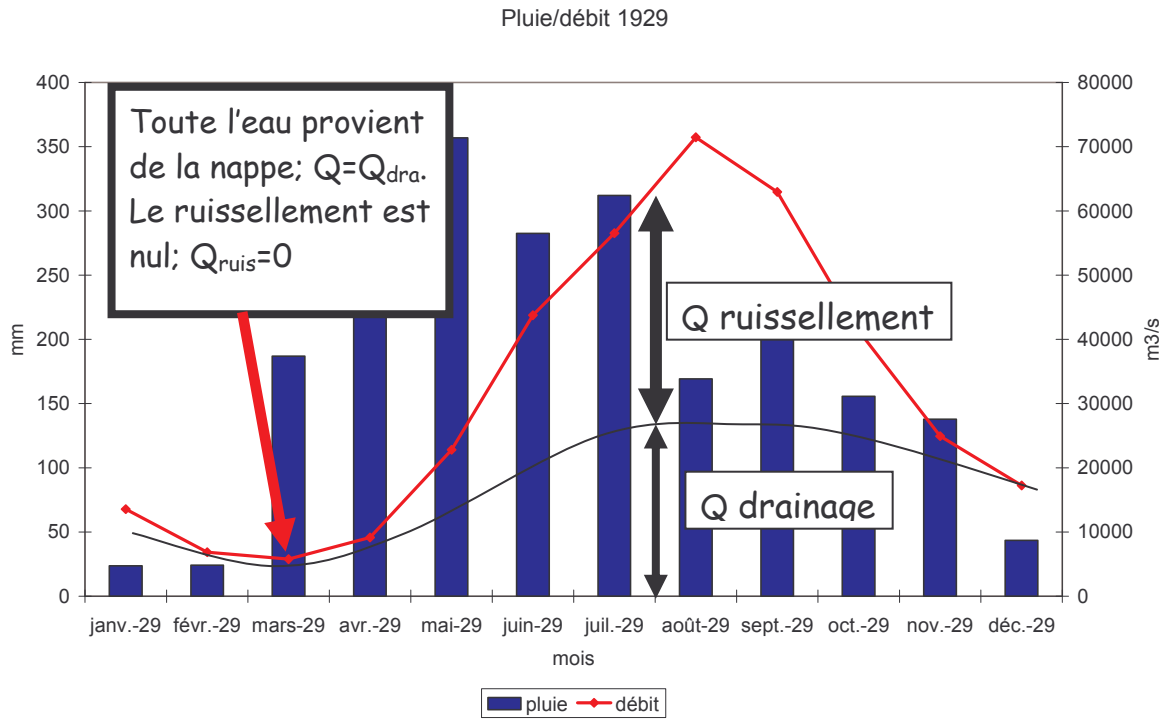


Figure 7 : Illustration de l'hypothèse de travail pour caler b_i et Ds

Cette opération est répétée pour toutes les années de 1925 à 1989. A partir des 64 jeux de valeurs, nous établissons une moyenne pour chaque paramètre b_i et Ds

La figure qui suit (figure 8) donne la distribution des paramètres b_i et Ds.

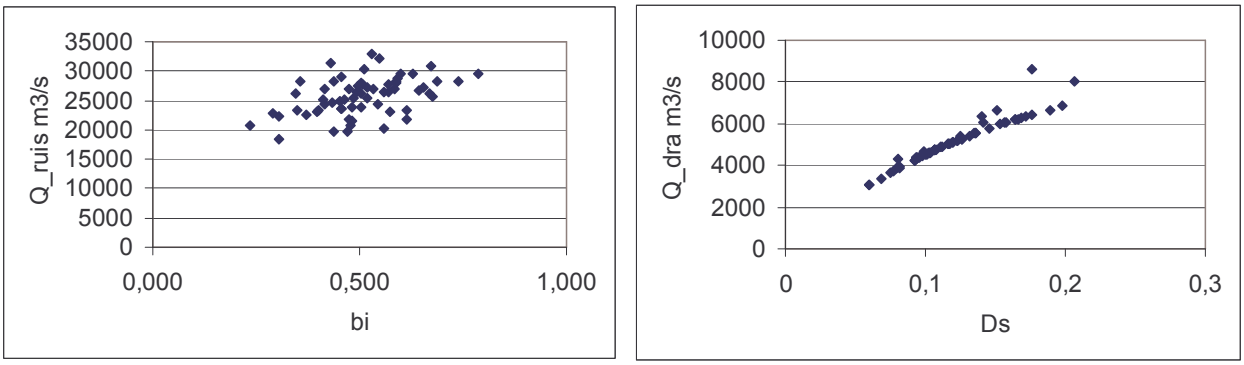


Figure 8 : Distribution des paramètres b_i et Ds

Nous utilisons dans un premier temps les valeurs moyennes suivantes :

- b_i = 0.492 (± 0.101)
- Ds = 0.120 (± 0.035)

La méthode GLUE

Pour une meilleure approche de ces deux paramètres, nous utilisons la méthode GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation, Beven et Binley, 1992). Ce procédé est basé sur la méthode de Monte-Carlo qui consiste à réaliser un grand nombre de simulations à l'aide d'un modèle et d'un jeu de paramètres choisi de manière aléatoire dans une distribution fixée par l'utilisateur.

Pour chaque simulation ainsi réalisée, une comparaison entre l'observé et le simulé est appliquée à partir d'une fonction de vraisemblance (Roux, 2004). Cette fonction donne une indication sur la qualité des résultats simulés par rapport aux observés et donc sur la qualité du jeu de paramètres utilisé.

Dans notre cas, ce sont des couples de bi/Ds qui vont être utilisés. La fonction de vraisemblance que l'on applique est le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Il s'agit de l'inverse de la somme des carrées des erreurs entre les débits annuels mesurés et simulés qui s'écrit (équation 14) :

$$1-\left(\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{mesuré}(i)-Q_{simulé}(i)\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_{mesuré}(i)-Q_{moyen}\right)^2}\right) \quad \text{(Équation 14)}$$

La simulation et d'autant plus proche de la réalité que le critère est voisin de 1.

Dans un premier temps, les intervalles dans lesquels le procédé GLUE va choisir les valeurs de couple bi/Ds sont respectivement : [0.3-0.7] et [0.05-0.25]. Ces intervalles sont déterminés d'après la figure 8.

L'observation des premiers résultats nous permettra de dégager des tendances afin de réévaluer ces intervalles.

Chacune de nos simulations dure trois minutes sur un ordinateur de bureau avec un coprocesseur de 2 Giga Hertz. Nous commençons par réaliser un premier tirage avec 2000 itérations, soit un temps de calcul d'un peu plus de 4 jours.

VI. Résultats

Calibration des paramètres b_i et Ds par la méthode GLUE

Les premières opérations d'optimisation des paramètres b_i et Ds par la méthode GLUE sont présentés en Annexe 2. Ce graphique ne montre pas un véritable optimum pour chaque paramètre dans l'intervalle considéré. Ces intervalles avaient été fixés empiriquement à partir de la distribution des valeurs calées sur des débits annuels, ils n'ont pas de significations physiques très fortes, surtout pour le paramètre Ds. Il a été donc décidé d'étendre l'intervalle des tirages aléatoires pour Ds, de : [0.05-0.25] à [0.2-0.6]. On réalise alors une nouvelle fois la méthode GLUE.

La fonction de vraisemblance utilisée calcule alors une valeur pour le critère de Nash de 0.45 pour le couple b_i=0.41028 et Ds=0.29494. Il s'agit de la valeur la plus haute que nous avons calculée. La figure 9 montre la distribution des valeurs du critère de Nash en fonction des paramètres b_i/Ds. Elle montre le passage par un véritable optimum pour Ds. Cela est moins convaincant pour bi. Vu les temps de calculs assez longs nous n'avons pas procédé à d'autres essais d'intervalles.

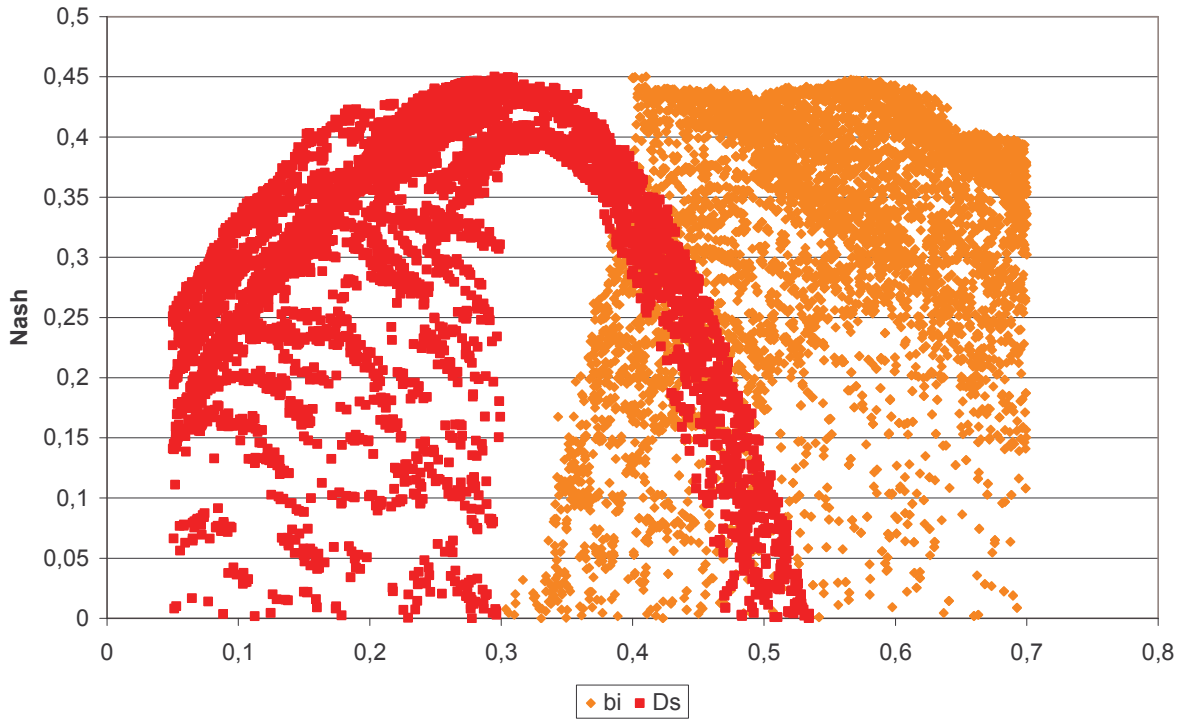


Figure 9 : Dispersion des paramètres bi/Ds en fonction du critère de Nash

Résultats des simulations

Après avoir défini tous les paramètres, une simulation a été réalisée sur la période 1925-1989 pour reconstituer les ruissellements et les écoulements de la nappe phréatique au pas de temps annuel. La somme des deux constitue les écoulements à l'exutoire du bassin qui peuvent être comparés à ceux mesurés. La figure 10, montre les variations de ces grandeurs sur la période de simulation. La comparaison visuelle des courbes des débits annuels calculés et observés montre les mêmes tendances et pas d'erreurs systématiques, les deux courbes se croisent de nombreuses fois et sont toujours très proches. C'est un résultat encourageant.

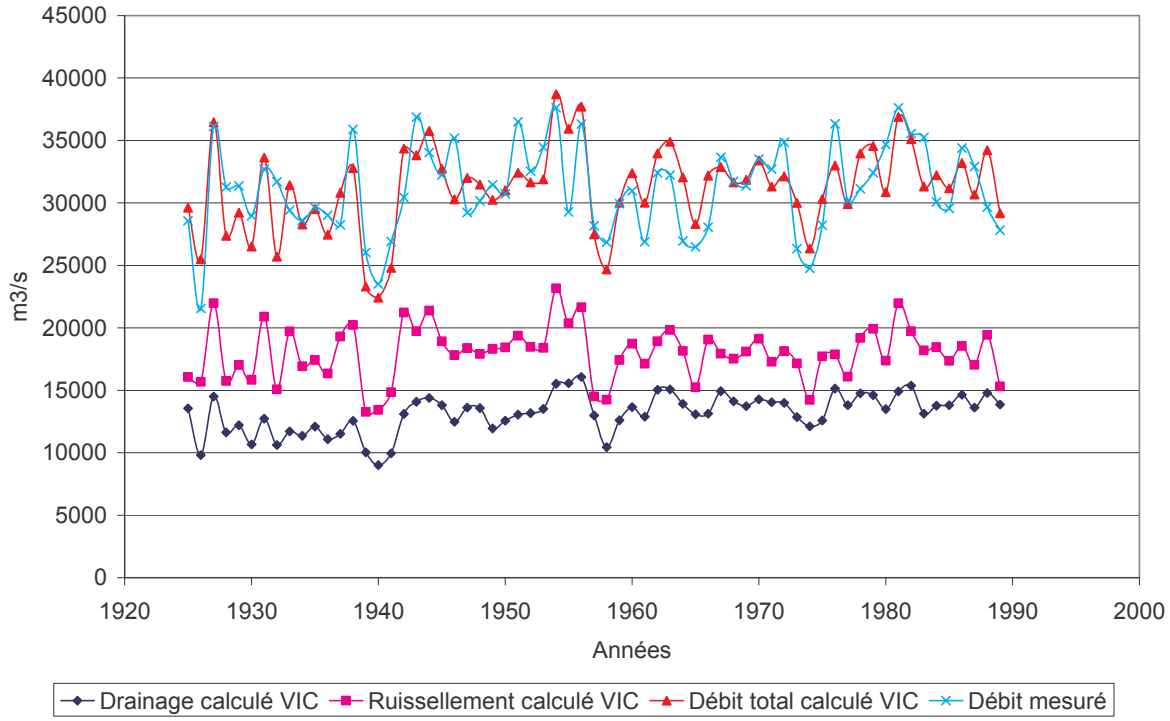


Figure 10 : Résultats de la simulation présentant le critère de Nash le plus élevé

Nous nous sommes servi des mêmes données d'entrées que celle utilisées par le modèle LPJ II (pluie et évaporation). Nous pouvons alors effectuer une comparaison entre les débits totaux calculés par notre modèle et par LPJ II (figure 11). Une analyse visuelle permet de montrer que même si les deux courbes suivent les mêmes tendances, l'écart de valeur est important. Le critère de Nash est de -2,70 pour la courbe de LPJ II. De plus les débits calculés par LPJ II sont plutôt systématiquement inférieurs aux valeurs observées ce qui montre un biais au modèle.

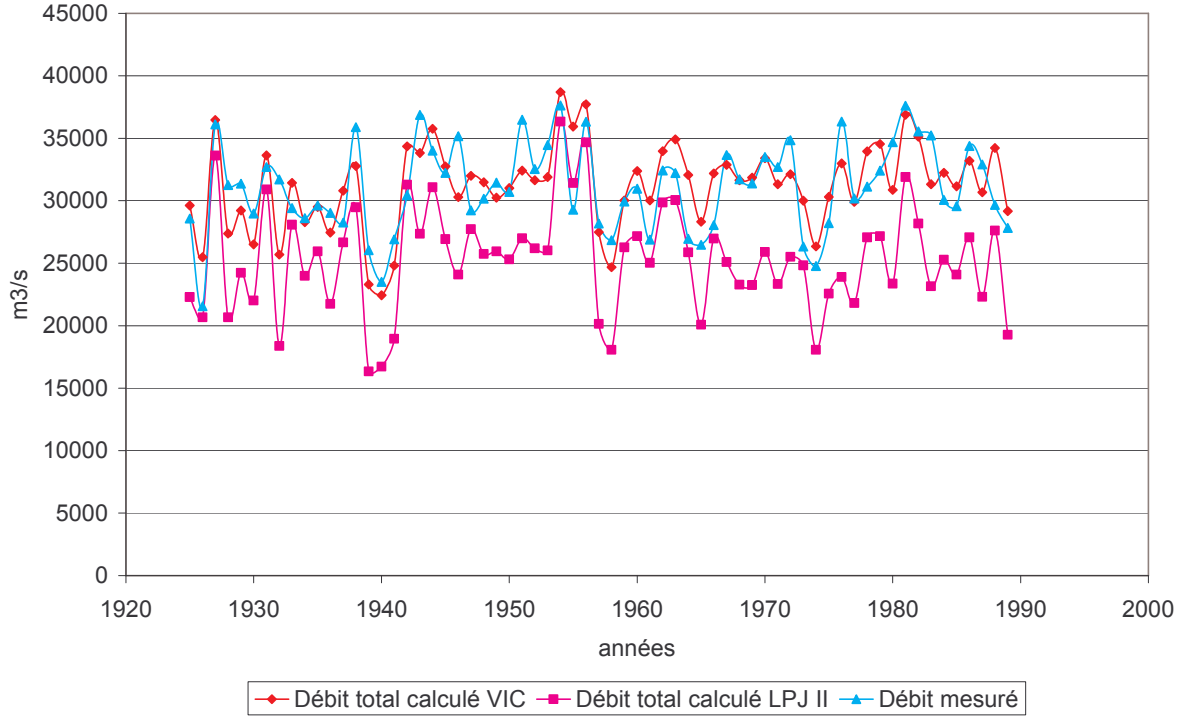


Figure 11 : Comparaison entre les débits calculés par notre modèle, par LPJ II et ceux observés

La comparaison des valeurs de ruissellement et de drainage calculées par notre modèle et par LPJ II montre que c'est surtout le drainage qui est mal simulé par LPJ II (figure 12). Ce résultat reflète l'amélioration de la représentation physique des processus d'infiltration par notre modèle.

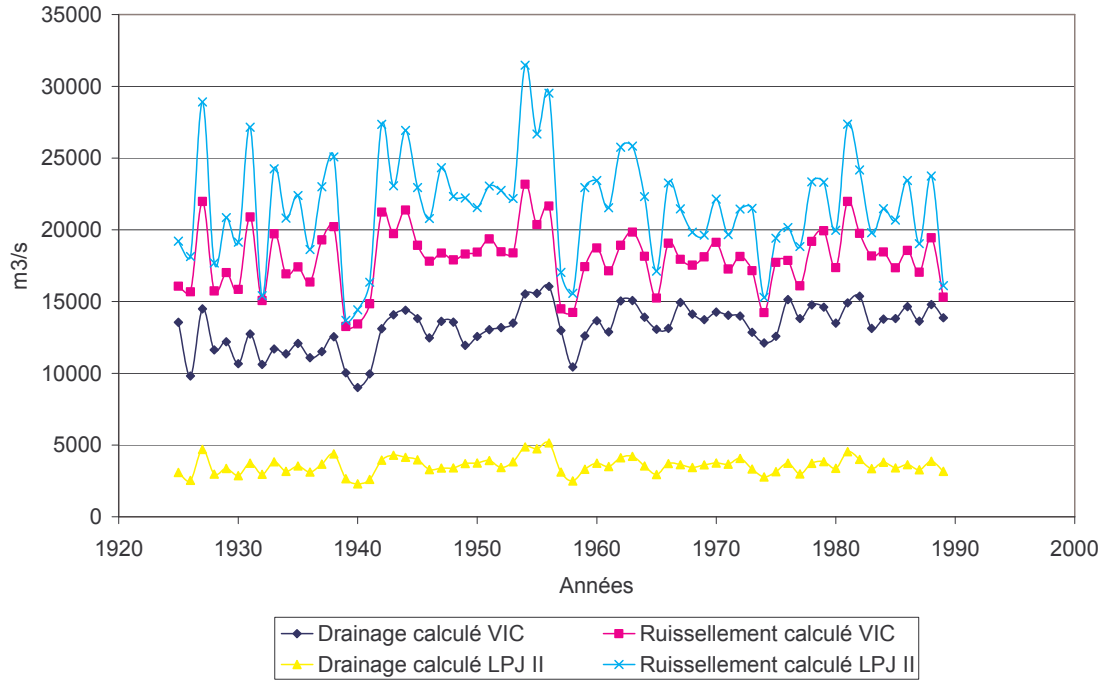


Figure 12 : Comparaison des valeurs de ruissellement et de drainage calculés par notre modèle et par LPJ

La période de simulation est la même que celle sur laquelle les paramètres du modèle non accessibles à l'observation ont été calibrés. On peut donc reprocher à cette méthode de ne pas avoir été validée sur un jeu de données différent de celui ayant servi à la calibration. Pour valider cette simulation des flux d'eau sur l'Orénoque, il faudrait utiliser les valeurs obtenues par la méthode GLUE pour calculer des débits sur une période différente de celle de sa mise en oeuvre. Pour cela, la récupération des données de 1990 à 2007 serait très utile.

Cette dernière remarque nous amène à faire le point sur les poursuites nécessaires à ce travail pour aboutir aux objectifs de la modélisation préconisée.

VII. Discussion

La finalité de ce travail était de réaliser un nouveau modèle hydrologique capable de remplacer LPJ II et de fournir de meilleurs résultats afin de mieux renseigner WITCH. Les équations du modèle VIC 3L, mais aussi les conditions aux limites que nous avons utilisées, nous ont permis d'améliorer la modélisation hydrologique du bassin de l'Orénoque.

En terme de production d'eau, nous pouvons dire que les résultats obtenus sont meilleurs. En effet, les valeurs des critères de Nash pour la nouvelle courbe de débit et celle proposée par LPJ II sont respectivement de 0.45 et -2.70. Une valeur négative de Nash signifie qu'il aurait été plus judicieux d'utiliser les moyennes des débits observés plutôt que de calculer de nouvelles valeurs. Bien sûr, une valeur de 0.45 n'est pas l'idéal, c'est cependant la meilleure valeur que nous avons obtenue. Notre nouveau modèle propose un écoulement souterrain plus important et avec une variabilité plus grande. Ce qui, dans le cadre d'un travail sur l'altération est une information très intéressante dans la mesure où c'est cette quantité d'eau qui beigne l'horizon le moins altéré du sol. Légèrement plus faible que son homologue calculé par LPJ II, le ruissellement de surface suit cependant les mêmes tendances.

L'utilisation de la méthode GLUE sur les paramètres b_i/Ds a permis d'améliorer la modélisation. En effet, la première approche de ces paramètres (présentée dans le paragraphe 4.1) calculait une valeur de Nash de 0.27.

Sur l'ensemble de la période de modélisation, il nous arrive d'atteindre les conditions limites. Même si les couches de sol 1 et 2 ne saturent jamais, cela arrive pour la couche 3 en certains endroits du bassin. Les teneurs des deux premières couches ne tombent qu'exceptionnellement sous la teneur en eau résiduelle. Grâce à nos équations, à chaque fois qu'une de ces conditions est atteinte, le bilan en eau est équilibré.

On peut également se poser la question du choix des teneurs en eau initiales au début de la modélisation ; 30% de la porosité. Nous avons effectué plusieurs calculs afin d'étudier l'influence de ce paramètre. Au vu de la période de temps modélisé, il n'a que peu d'influence sur les résultats.

Le module proposé n'a pas été validé sur un jeu de donnée qui n'aurait pas servi à la calibration, de la même manière que LPJ II. Il montre cependant qu'en proposant une représentation de l'infiltration plus conforme à la physique des sols la simulation de l'écoulement de base est nettement améliorée.

VIII. Conclusion

Instaurer un modèle à bases plus physiques a permis d'améliorer les résultats utiles à WITCH. Il complète bien LPJ II qui permet une bonne estimation de l'évaporation. On voit ainsi comment il est possible d'améliorer pas à pas un modèle complexe de simulation des flux d'eau. Pour l'instant, nous nous sommes concentrés sur la production de l'eau et nous avons réalisé des améliorations quant à sa détermination. Le modèle WITCH fonctionne actuellement en faisant l'hypothèse que l'eau produite sur chacune des mailles du bassin se retrouve directement à l'exutoire (c'est-à-dire uniquement avec les fonctions de production de l'eau). L'utilisation des données issues de notre modélisation dans le modèle WITCH est une étape vers laquelle il faut déjà se tourner afin de voir quels sont les points qui vont être améliorés. Au vu des résultats, surtout sur l'écoulement souterrain, nous pouvons affirmer que la modélisation de WITCH va se trouver changée. Il nous reste à assimiler ce nouveau modèle pour en faire module de MARINE afin d'ajouter des informations sur la fonction de transfert. En effet, il est intéressant d'avoir l'information sur le transfert de l'eau. Pour cela, plusieurs hypothèses peuvent être explorées. Considérant des mailles d'environ 50 km de côtés, on peut par exemple émettre l'hypothèse que chacune d'entre elles possède une rivière où s'écoule directement le ruissellement de surface. Il s'agit de la prochaine étape de travail.

Bibliographie

Ambroise B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant -Processus, Facteurs, Modèles-, *H*G*A, Bucarest.

Beven K., Binley K., 1992. The future of distributed model : model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes, **6**, 279-298.

Castaings W., Dartus D., Le Dimet F-X. & Saulnier G-M., 2007. Sensitivity analysis and parameter estimation for the distributed, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 4, 363-405.

Estupina-Borrell, V., Dartus, D., & Ababou, R., 2006. Flash flood modelling with the MARINE hydrological distributed model, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 3, 3397-3438.

Goddéris Y., François L.M., Probst A., Schott J., Moncoulon D., Labat L., Viville D., 2006. Modelling weathering processes at the catchment scale : The WITCH numerical model. Geochimica et Cosmochimica, **70**, 1128-1147.

Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F, Burges S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. Journal of Geophysical research, **99** (7), 14,415-14,428

Liang X., Wood E.F, Lettenmaier D.P., 1996. Surface soil moisture parametrization of the VIC 2L model : Evaluation and modification. Global and Planetary Change, 195-206.

MacKee E.D., Nordin C.F., Perez-Hernandez D.,1998. The Waters and Sediments of the Rio Orinoco and its major Tributaries, Venezuela and Colombia. United States Geological Survey water-supply paper, ISSN 0083; 2326/A-B. Washington: United States Government Printing Office.

Maidment, D. R. (1992). Handbook of hydrology, McGraw-Hill, INC.

Nash J., Sutcliffe J., 1970. River flow forecasting through conceptual models, part i – a discussion and principles. Journal of Hydrology, **10**, 282-290

Roux H., 2004. Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne. Thèse de doctorat Institut National Polytechnique de Toulouse, 274p.

Shott P.P., Poot A., Vonk G.A., Peeters W.H.M., 2001. A surface water model for the Orinoco river basin – technical report. Utrecht University, 65p.

Sitch S., Smith B., Prentice I.C., Arneth A., Bondeau A., Cramer W., Kaplan J.O., Levis S., Lucht W., Sykes M.T., Thonicke K., Venevsky S., 2003. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model". Global Change Biology, **9**, 161-185.

Wood E.F., Lettenmaier D.P., Zartarian V.G., 1992. A land surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. Journal of Geophysical research, **97**(3), 2717-2728

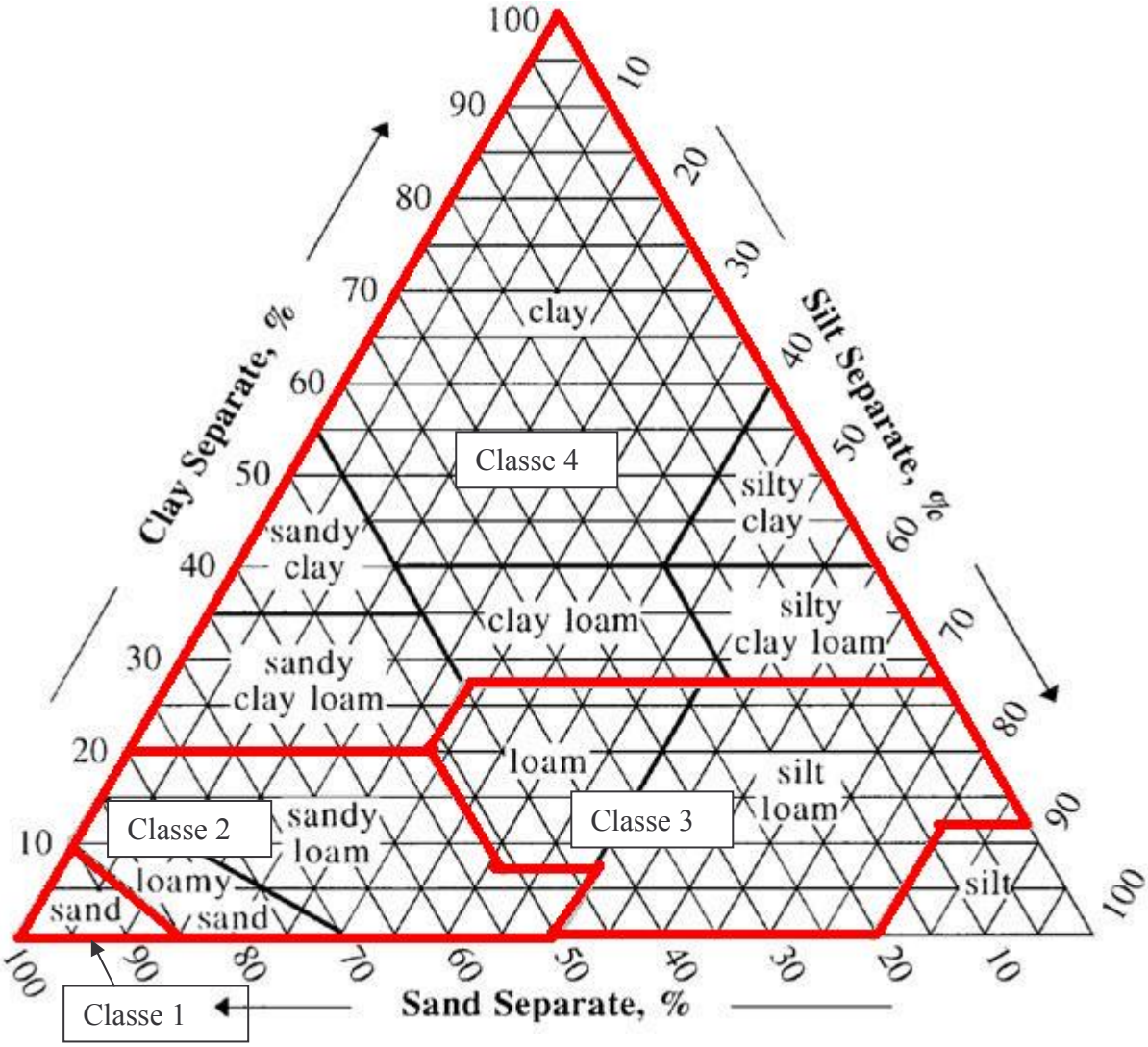
Sites Internet :

Site Internet de l'ISRIC (International Soil Reference and Information Centre) : ISRIC World Soil Information. http://www.isric.org/ consulté le 15 mars 2007.

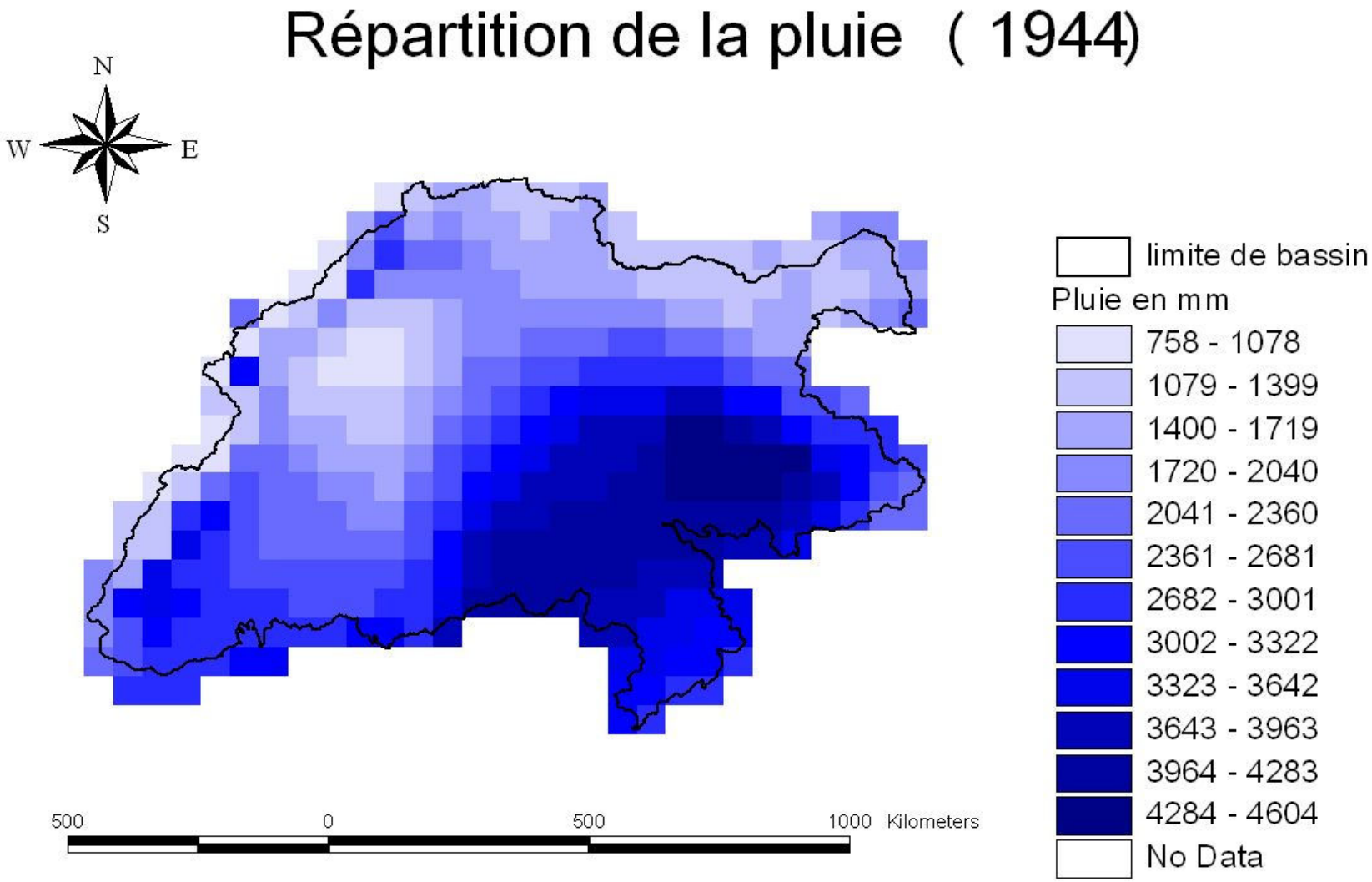
Site Internet de l'USDA (United State Department of Agriculture) :
http://www.usda.gov/wps/portal/usdahome consulté le 25 mars 2007.

Site Internet de l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne : Pr. André Musy, cours d'hydrologie générale en ligne, http://hydram.epfl.ch/e-drologie/ consulté le 22 mai 2007

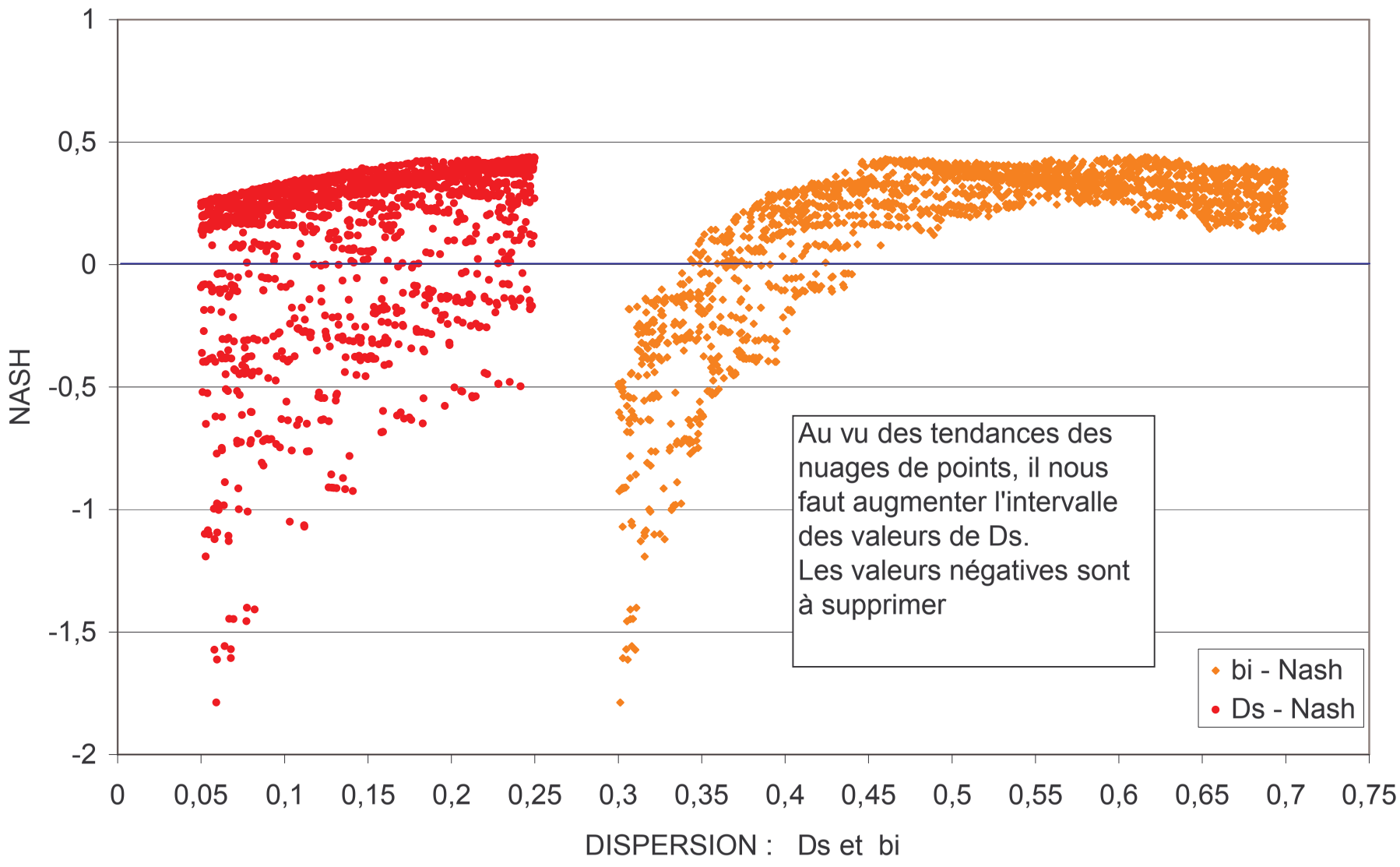
Annexes



Annexe 1 : Triangle de texture adapté à nos besoins (Source : Site Internet de l'USDA, http://www.usda.gov/wps/portal/usdahome consulté le23/05/2007)



Annexe 2: Répartition spatiale de la pluie dans le bassin pour l'année 1944



Annexe 3 : Premier réalisation de la méthode GLUE