

## DÉCOMPOSITION GÉOCHIMIQUE DES HYDROGRAMMES DE CRUE (BASSINS VERSANTS DE LA PISTE SAINT-ELIE, GUYANE).

T. BARIAC, A. MILLET, B. LADOUCHE, R. MATHIEU, C. GRIMALDI,  
M. GRIMALDI, M. SARRAZIN, P. HUBERT, H. MOLICOVA,  
L. BRUCKLER, P. BERTUZZI, B. BES, J. C. GAUDU, J. HOROYAN,  
J. BOULÈGUE, F. JUNG, M. BONELL, J. BALEK, Y. BRUNET,  
J. M. BONNEFOND, R. TOURNEBIZE & A. GRANIER

### INTRODUCTION

Au cours du programme PEGI/III (Programme d'Etude de la Géosphère Intertropicale, thème "Forestation-Déforestation"), nous nous sommes proposés de répondre à la question suivante :

*"La confrontation entre les bilans hydriques, chimiques et isotopiques permet-elle de déterminer les différentes composantes d'un hydrogramme de crue et l'évolution temporelle de leurs contributions respectives à l'exutoire d'un bassin versant ?"*

En effet, la décomposition de l'hydrogramme de crue en différentes composantes (écoulement rapide superficiel, écoulement retardé hypodermique et écoulement de base souterrain) est classiquement effectuée à partir d'une méthode de décomposition graphique (Barnes, 1939). Cette méthode, basée sur l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de la contribution temporelle des réservoirs à la crue, a parfois tendance à surestimer la contribution du ruissellement superficiel (Crouzet *et al.*, 1970). L'emploi abusif de cette méthode a largement alimenté les polémiques autour du statut et du devenir de l'hydrologie (Beven, 1987).

L'étude du cycle de l'eau est généralement abordée à travers les bilans hydriques, par l'analyse du rapport entrée-sortie des compartiments hydrologiques ou par l'étude de la variation du volume d'eau des réservoirs impliqués dans ces bilans. La prise en compte de marqueurs intrinsèques (deutérium,  $^2\text{H}$  et oxygène 18,  $^{18}\text{O}$ ) de la molécule d'eau permet de compléter ou d'affiner ces bilans hydriques. L'isotope stable et lourd de l'eau peut être considéré comme un outil de mesure des paramètres du milieu ou comme un instrument d'étude des mécanismes au sein de ce milieu. Par exemple, les travaux de Merlivat et Coantic (1975), de Merlivat (1978a, 1978b), de Merlivat et Jouzel (1979) montrent que les propriétés des trois molécules  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  et  $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$  autorisent une analyse rigoureuse des mécanismes de transfert de masse à l'interface eau-atmosphère. En effet, ces molécules présentent :

- des pressions différentes de vapeur saturante à la même température, et donc des humidités spécifiques différentes;
- des coefficients différents de diffusion moléculaire dans l'air et donc des nombres de Schmidt différents.

L'approche isotopique peut permettre, en particulier, de déterminer l'origine de l'eau qui alimente les réservoirs et d'interpréter ou de reconstituer l'histoire de cette eau dans les réservoirs considérés. En association avec une approche hydrochimique, elle est donc utilisable à l'échelle du bassin versant dans le cadre de la décomposition de l'hydrogramme de crue (Sklash et Farvolden, 1979, Mérot *et al.*, 1981, Kennedy *et al.*, 1986, Rodhe, 1987, Wels *et al.*, 1990, Wels *et al.*, 1991, McDonnell et Kendall, 1992). Cependant, l'utilisation de ces deux familles de traceurs ne permet d'identifier que des volumes d'eau à l'exutoire du bassin lors de cheminements simples de l'eau à travers ce bassin. Lorsque la réalité est plus complexe (cas d'une molécule d'eau de pluie qui a tout d'abord ruisselé à la surface du sol, puis s'est infiltrée pour participer à l'écoulement hypodermique, avant de percoler et de rejoindre une nappe souterraine, pour enfin atteindre un cours d'eau), on peut raisonnablement douter de la qualité des informations apportées par la méthodologie géochimique, que les traceurs soient conservatifs ou non (Hubert, 1989).

La confrontation de différentes approches qui associent des informations hydrologiques et hydrogéochimiques devra enfin permettre de proposer un schéma unique du fonctionnement du bassin versant considéré (Ambroise, à paraître).

## 1) LA DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE L'HYDROGRAMME DE CRUE.

A un instant donné, à l'exutoire d'un bassin versant, la composition isotopique ou la concentration d'un élément chimique dans l'eau de la rivière, est imposée par un mélange d'eaux d'origines et d'histoires différentes. Les caractéristiques chimiques et isotopiques de l'eau de cette rivière dépendront donc des proportions du mélange. D'une manière générale, on considérera que l'eau prélevée à l'exutoire est un mélange d'eau "ancienne" (antérieure à l'événement pluvieux) et d'eau "nouvelle" (apportée par l'événement pluvieux). Ceci permet d'écrire :

a) une équation de conservation de l'eau :

$$(1) \quad Q_{\text{rivière}} = Q_{\text{événement}} + Q_{\text{préévénement}}$$

avec  $Q_{\text{rivière}}$ ,  $Q_{\text{préévénement}}$  et  $Q_{\text{événement}}$  : débits de la rivière, de l'eau ancienne, antérieure à l'événement pluvieux et de l'eau nouvelle apportée par la pluie.

b) une équation de conservation du traceur géochimique (hydrochimique et isotopique) :

$$(2) \quad Q_{\text{rivière}} C_{\text{rivière}} = Q_{\text{événement}} C_{\text{événement}} + Q_{\text{préévénement}} C_{\text{préévénement}}$$

avec  $C_{\text{rivière}}$ ,  $C_{\text{préévénement}}$ , et  $C_{\text{événement}}$  : compositions isotopiques ou concentrations du traceur à l'exutoire, de l'eau ancienne, antérieure à l'événement pluvieux et de l'eau nouvelle apportée par la pluie.

$Q_{\text{rivière}}$  étant mesuré à l'exutoire, on peut donc déterminer  $Q_{\text{préévénement}}$  et  $Q_{\text{événement}}$ . A partir de la composition isotopique de l'eau de la crue, de la pluie et des différents horizons temporairement saturés du sol, il devient donc possible de déterminer la contribution des eaux ancienne et nouvelle à la crue.

Si l'on suppose que l'eau qui s'écoule à l'exutoire d'un bassin versant résulte d'un mélange d'eaux issues de "n" réservoirs différents, il faut "n - 1" traceurs pour déterminer la part relative des eaux de chaque réservoir.

L'approche géochimique repose sur différentes hypothèses :

- 1) la teneur en isotopes lourds de l'épisode pluvieux considéré doit être significativement différente de celle de l'eau ancienne (Crouzet *et al.*, 1970).
  - 2) La teneur en isotopes lourds de l'averse ne présente pas de variations spatio-temporelles (Sklash et Farvolden, 1982).
  - 3) La teneur en isotopes lourds de l'eau ancienne reste constante au cours de la crue (Sklash et Farvolden, 1982).
  - 4) L'eau ancienne a la même composition isotopique que celle du débit de base avant l'événement pluvieux (Sklash et Farvolden, 1982).
- L'hypothèse "1" est la plus souvent vérifiée mais doit être néanmoins contrôlée par un échantillonnage adapté (Kennedy *et al.*, 1986).
  - L'hypothèse "2" doit être remise en question : la composition de l'eau de pluie est susceptible d'évoluer fortement au cours du temps, (Dansgaard, 1964, Blavoux *et al.*, 1976, Blavoux, 1978, Jouzel, 1986, McDonnell *et al.*, 1990, Kendall et McDonnell, 1993).
  - L'hypothèse "3" n'est pas toujours vérifiée. La composition isotopique de la fraction d'eau qui alimente la crue, issue de la nappe souterraine, peut être affectée par la recharge en provenance du sol au cours de l'averse. Cependant, cet exemple n'a été que rarement observé dans la littérature (Kennedy *et al.*, 1986). Par contre, la composition isotopique de l'eau du sol (zones temporairement et/ou non saturées) est largement modifiée du fait de l'infiltration de pluies de compositions isotopiques variées.
  - L'hypothèse "4" est généralement justifiée, dans la mesure où l'aquifère qui soutient le débit de base de la rivière n'offre pas de discontinuité géochimique.

En analysant l'hydrogramme de crue à partir d'une approche temporelle, c'est à dire en considérant "l'âge" de l'eau "ancienne" et "nouvelle", les auteurs mettent souvent en évidence une forte contribution d'eaux anciennes à la crue. Dans ce cas, la part du ruissellement n'excède pas quelques % du volume écoulé à l'exutoire (Crouzet *et al.*, 1970). Ces résultats sont alors en contradiction avec ceux issus des méthodes graphiques de décomposition où l'essentiel de la pointe de crue est attribuée au ruissellement de surface (Fritsch, 1990).

## 2) CARACTERISTIQUES GENERALES DES BASSINS VERSANTS ETUDIES.

Cette étude est menée sur des bassins versants de la piste Saint-Elie, situés au sud-ouest de Sinnamary (Guyane, figure 1). Nous avons sélectionné 2 bassins (figures 2 et 3), situés à 17,5 km de la mer, parmi les 10 aménagés lors de l'opération ECEREX (Sarrailh, 1990) : l'un planté en graminées (bassin "A") et l'autre, en forêt primaire (bassin "B"). Ces 2 bassins ont été retenus car ils présentent des caractéristiques de sols, de pente et de pluviométrie très semblables. Ils sont dépourvus d'écoulement permanent (le bassin A présentant occasionnellement une nappe temporaire pendant la saison des pluies) et ne semblent donc différer principalement que par leur couverture végétale. Ce dernier point offre la possibilité d'étudier l'influence de la végétation sur le régime hydrique de ces bassins versants et la géochimie (hydrochimie et chimie isotopique) associée.

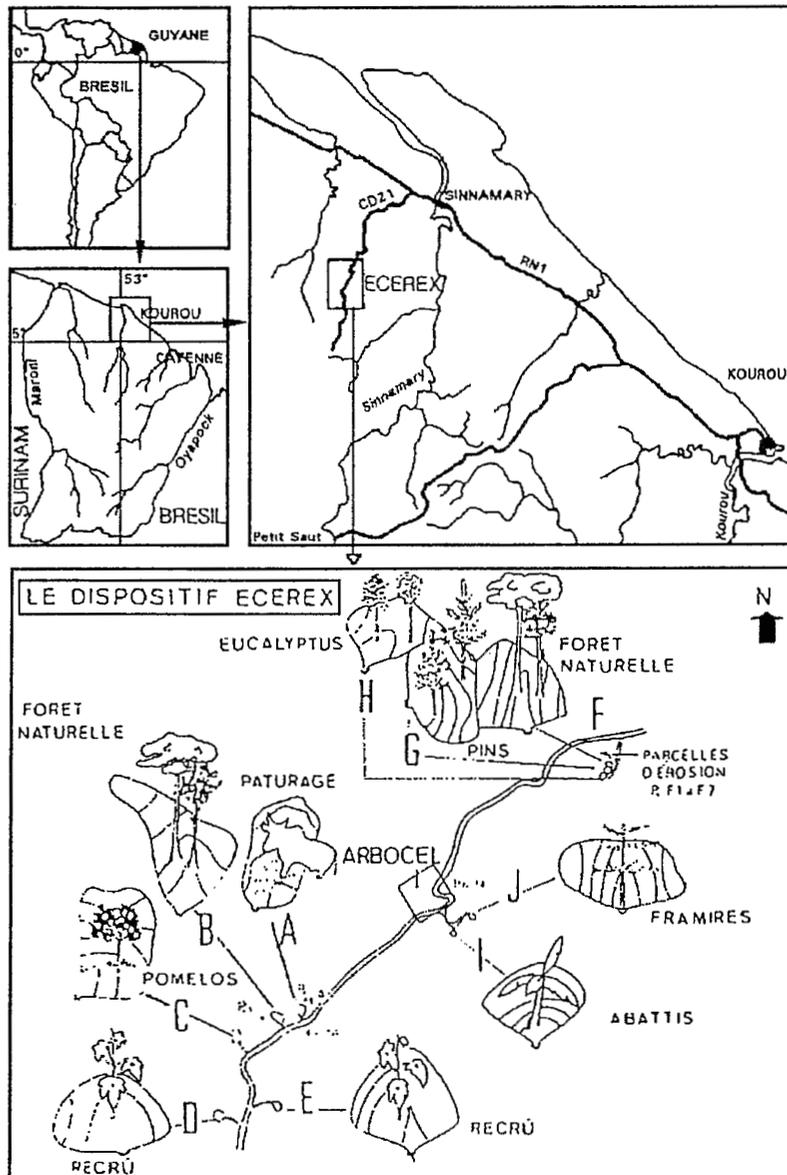
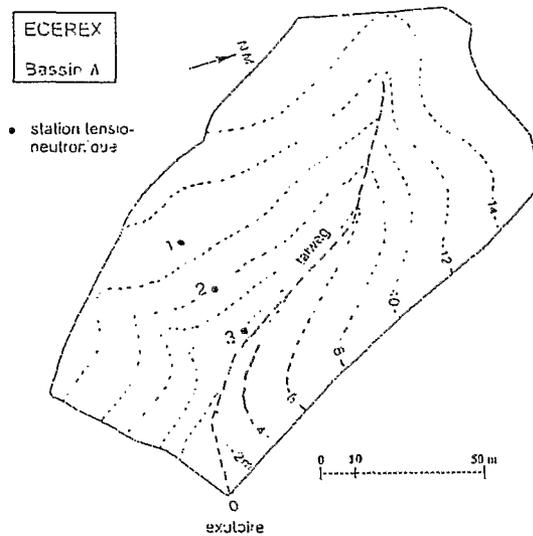
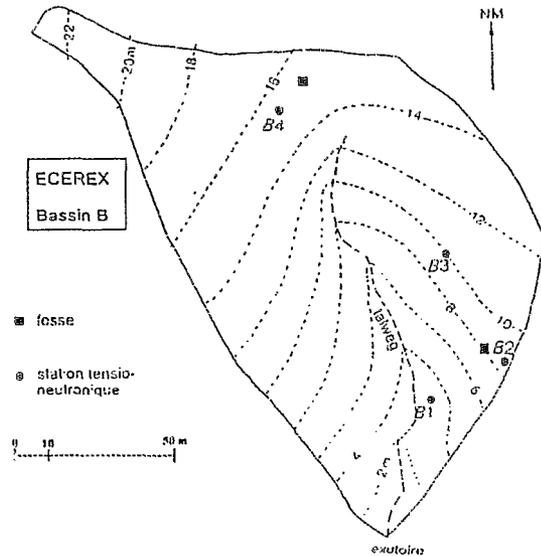


Figure n° 1

Localisation géographique des bassins versants "A" et "B" du dispositif ECEREX présentés dans cette étude (Sarrailh, 1990).



**Figure n° 2**  
Le bassin versant "A" (localisation des stations tensio-neutroniques)



**Figure n° 3**  
Le bassin versant "B" (localisation des stations tensio-neutroniques et des fosses pédologiques).

Sur ces bassins, la pluviométrie moyenne annuelle varie entre 3500 et 3900 mm (Roche, 1982).

Des différents types de sol caractéristiques de ces bassins (Grimaldi *et al.*, 1990), retenons essentiellement l'existence d'un horizon argileux rouge, plus ou moins sériciteux, situé à des profondeurs variables (0,30 à plus de 1m). Cet horizon, peu perméable, limite l'infiltration de la pluie. Lors des épisodes pluvieux, il peut induire à son sommet, une saturation du sol. Cette saturation, associée à un effet de pente, provoque un écoulement latéral à travers la macroporosité le long du versant jusqu'au ruisseau (Grimaldi et Boulet, 1989).

Selon la profondeur de l'horizon argileux rouge, deux familles de sol peuvent ainsi être caractérisées par la nature de leur drainage :

- les sols à drainage vertical libre et profond (10% du sol en amont du bassin B)
- les sols à drainage vertical ralenti (100 % bassin A et 90% du bassin B).

### 3) PROTOCOLE EXPERIMENTAL.

#### 3.1) Prélèvements.

Au cours de crues prélevées le 24 mai 1992 et le 15 mai 1993, nous avons échantillonné :

- a) l'eau aux exutoires des bassins A et B, suivant un pas de temps variable (5 à 15 minutes),
- b) l'eau, le long du thalweg du bassin B (3 stations) de façon à pouvoir étudier l'existence éventuelle de "provinces géochimiques" dans le profil longitudinal ainsi réalisé (15 mai 1993).
- c) la pluie, toutes les 15 minutes, dans les 8 pluviomètres du bassin A et dans les 31 pluviomètres du bassin B.

d) l'eau des drains installés dans les fosses pédologiques (bassin versant B).

Un relevé des mesures tensiométriques est effectué tout au long de la crue.

La veille de la crue, des échantillons de sol ont été prélevés à proximité des stations tensiométriques de façon à pouvoir caractériser un état initial isotopique de l'eau dans le sol.

En 1993, différents dispositifs de prélèvement (bougies poreuses pour la chimie isotopique et micropiézomètres pour l'hydrochimie) ont complété les installations des 2 bassins.

#### 3.2) Méthodes analytiques.

L'eau des échantillons de sol est obtenue par distillation sous vide.

Les teneurs en oxygène 18 sont déterminées suivant la technique décrite par Epstein et Mayeda, 1953 (équilibration isotopique eau-dioxyde de carbone). La reproductibilité analytique est de 0,05 ‰.

Les teneurs en deutérium sont déterminées après réduction de l'eau sur de l'uranium à la température de 800°C (Bigeleisen *et al.*, 1952). La reproductibilité analytique est de 0,5 ‰.

La teneur en oxygène 18 du gaz carbonique ou en deutérium de l'hydrogène est alors déterminée au spectromètre de masse. Après avoir pris en compte les corrections spectrométriques usuelles (Craig, 1957, Mook et Grootes, 1973, Gonfiantini, 1981), les résultats sont exprimés en unités "δ" (équ. 3), par référence à l'étalon international "Vienna Standard Mean Ocean Water", encore noté V-SMOW (Gonfiantini, 1978). Le rapport isotopique de cet étalon est de 2005,2 ppm dans le cas de l'oxygène 18 (Baertschi, 1976) et de 155,76 ppm dans le cas du deutérium (Hagemann *et al.*, 1970).

$$(3) \quad \delta = \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{étalon}}}{R_{\text{étalon}}}$$

où  $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$  ou  $R = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}$

#### 4) RESULTATS ET DISCUSSIONS.

##### 4-1) La composition isotopique des précipitations.

Lors des épisodes de précipitation, la fraction liquide est enrichie en isotopes lourds par rapport à la phase gazeuse résiduelle. Les évolutions des compositions isotopiques de la phase gazeuse et de la phase liquide résultante sont le plus souvent interprétées à travers le modèle de la distillation de Rayleigh (figure 4).

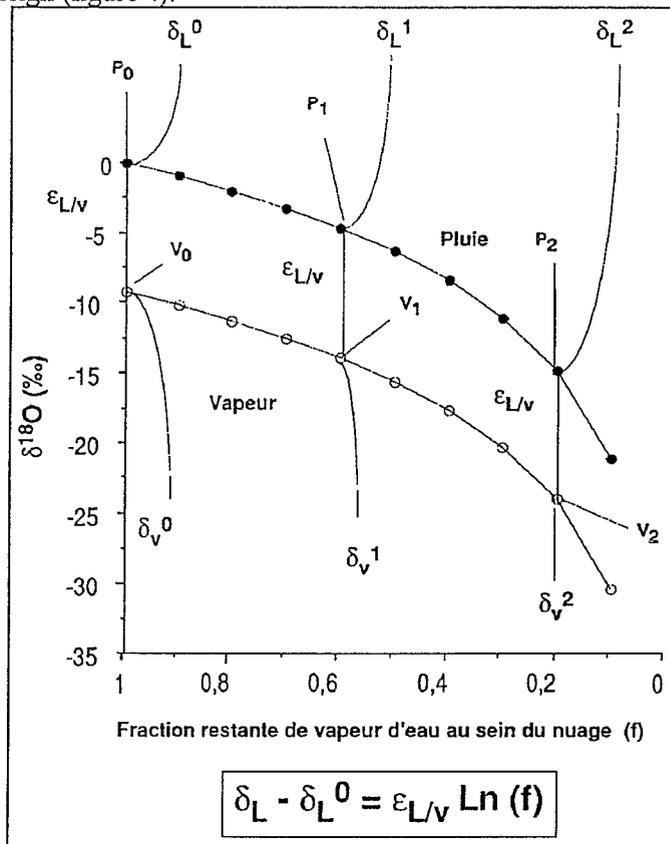


Figure n° 4

Evolution théorique (modèle de Rayleigh) de la composition isotopique de la pluie et de la vapeur d'eau au sein du nuage par rapport à la quantité d'eau précipitée au sol.

A un instant donné, la composition isotopique de la fraction liquide ( $\delta_L^1$ ), qui quitte la base du nuage, est en équilibre avec celle de la vapeur ( $\delta_V^1$ ) qui a donné naissance à ce liquide. Le départ des gouttes de pluie impose un appauvrissement isotopique à la vapeur résiduelle. A un nouvel épisode de condensation, correspond une précipitation, dont la composition isotopique ( $\delta_L^2$ ) est en équilibre avec celle de la vapeur ( $\delta_V^2$ ). Cette nouvelle précipitation présente donc une teneur en isotopes lourds inférieure à celle de la première précipitation ( $\delta_L^2 < \delta_L^1$ ). Au fur et à mesure que l'on s'éloigne des zones océaniques de formation de la vapeur d'eau, ce processus de vidange du réservoir de vapeur atmosphérique se traduit par une diminution progressive de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique d'origine océanique et de la pluie issue des différents épisodes de condensation sur le continent.

Quatre (bassin "B") ou cinq (bassin "A") épisodes pluvieux distincts composent l'averse du 24 mai 1992, entre 04h00 et 14h30 (figures 5a et 5b). Sous le couvert forestier "B", la lame d'eau précipitée au cours de cette averse est 53,8 mm. Le quatrième épisode (11h15 - 13h17) est le plus important, avec une hauteur moyenne de 32 mm.

Le 24 mai 1992, la hauteur totale précipitée est de 56,7 mm sur le bassin versant A. La différence entre ces deux valeurs représente une perte de 6 % due à l'interception de la pluie par la canopée. Cette valeur reste très en deçà de celle (15 %) habituellement observée sur ce même site (Roche, 1982).

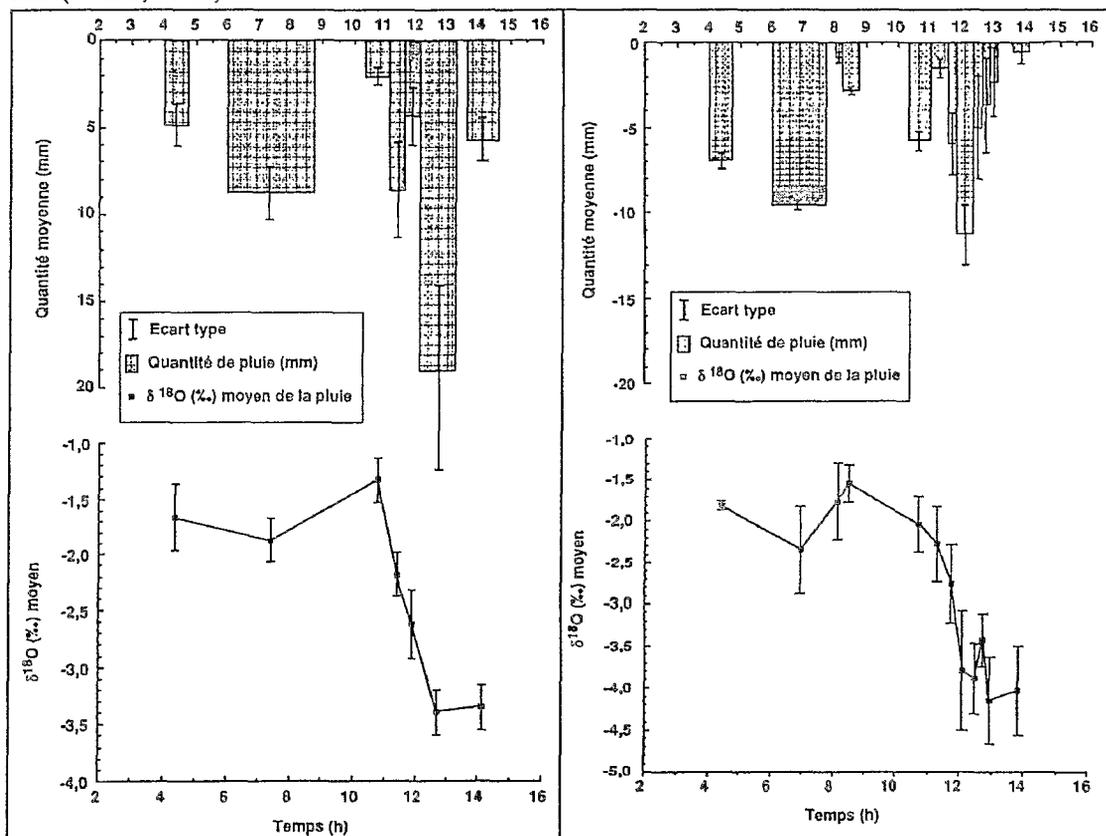


Figure n° 5

Evolution temporelle (moyenne et écart-type) de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée prélevée toutes les 15 minutes dans les pluviomètres installés en forêt primaire (31 pluviomètres) le 24/05/1992.

L'évaporation d'une partie de la pluie interceptée par le couvert végétal n'entraîne pas de modification isotopique importante de l'eau résiduelle sur les feuilles. En fin d'averse, la fraction de pluie interceptée par le couvert végétal s'évapore dans une atmosphère à humidité relative élevée (supérieure systématiquement à 90%). Ce processus modifie très faiblement la composition

isotopique de l'eau restant sur les feuilles (figure 6), ce qui confirme l'hypothèse de Gat et Tzur (1967).

Sur le bassin B, les 31 pluviomètres sont répartis aléatoirement sur une centaine de mètres le long d'une ligne parallèle au thalweg afin de pouvoir étudier l'éventualité d'une organisation de la pluie au sol sous la canopée. Cette étude, menée à l'échelle décimétrique, permet d'effectuer une comparaison entre le bassin versant forestier et le bassin versant ouvert.

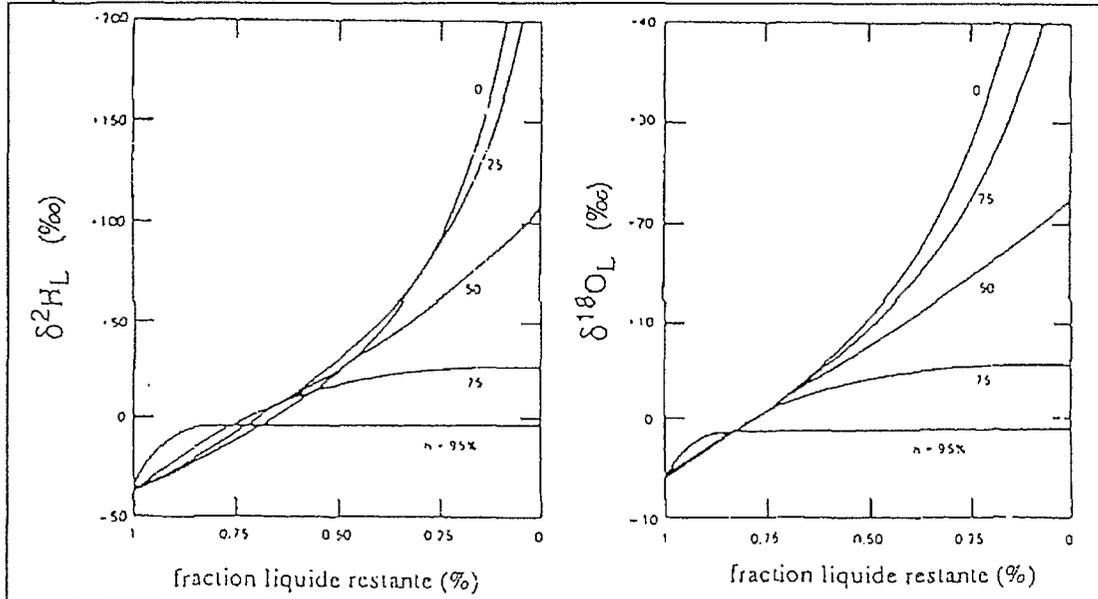


Figure (6) : Evolution de la teneur en oxygène 18 et en deutérium d'un réservoir d'eau (sans apport) soumis à l'évaporation en fonction de la fraction liquide restante sous différentes humidités relatives normalisées à la température de l'interface liquide-vapeur.

Deux phénomènes semblent se superposer :

- le caractère continu de la pluie qui arrive au sol, en l'absence d'interception (allure parabolique du variogramme). Ceci permet de caractériser le phénomène au-dessus de la canopée;
- le caractère très irrégulier de l'interception en raison de l'hétérogénéité du milieu (variogramme plat). Les hauteurs de pluie mesurées au sol sous forêt sont à considérer comme des valeurs décorrélatées sans organisation spatiale. L'enregistrement au sol sous la forêt est donc le reflet d'une structure régulière modifiée de façon chaotique par l'interception.

Les variogrammes relatifs à la teneur en oxygène 18 n'évoquent pas l'existence d'une structure spatiale et confirment donc l'indépendance des postes pluviométriques.

Lors de l'expérimentation du 15 mai 1993, les prélèvements intensifs dans les pluviomètres mettent en évidence l'existence d'une évolution isotopique similaire des échantillons de pluie prélevés sous et hors forêt (figure 7). A un instant donné, les différences observées entre les compositions isotopiques de ces deux types d'échantillons sont à attribuer :

- à la variabilité spatiale des paramètres qui contrôlent la teneur en isotopes lourds de la pluie au sein du nuage (température de condensation, quantité de pluie issue du nuage, origine de la vapeur d'eau atmosphérique);
- au processus d'écoulement différé de la pluie le long des feuilles lors de l'interception par la canopée et donc au mélange de fractions successives de compositions isotopiques différentes.

Il s'agira ultérieurement de modéliser la variation temporelle de la composition isotopique de la pluie à l'échelle du pluviomètre (figure 8) à partir d'observations effectuées au sol et dans l'atmosphère. En effet, à ce jour, aucun modèle conçu pour décrire cette évolution n'a été validé, contrairement à ce qui a été réalisé dans le cas des surfaces maillées du type "GCM" (Joussaume *et al.*, 1984, Jouzel *et al.*, 1987).

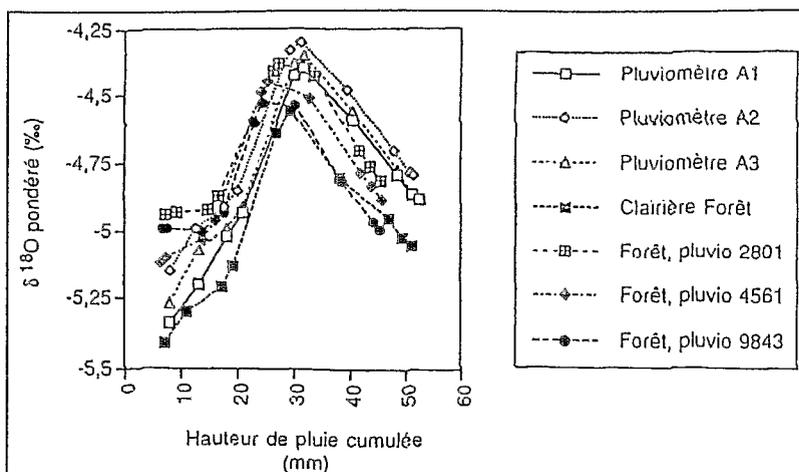


Figure n° 7

Evolution de la teneur en oxygène 18 pondérée de la pluie par rapport à la hauteur de pluie cumulée prélevée dans les pluviomètres installés sous forêt (pluviomètres 2801, 4561 et 9843), en clairière (exutoire du bassin versant "B") et sur le bassin "A" planté en graminées (pluviomètres A1 A2 et A3) le 15/05/1993.

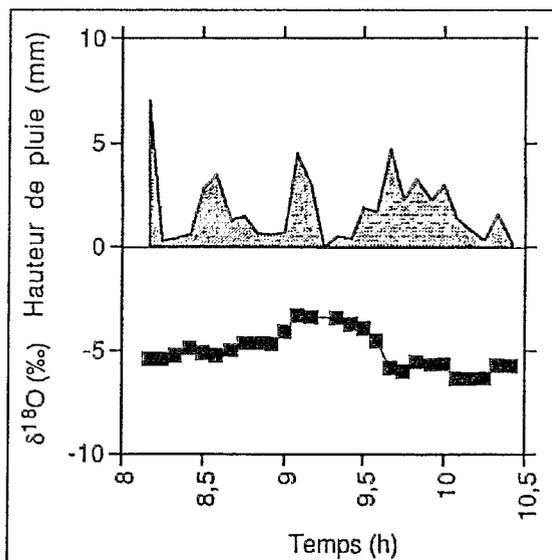


Figure n° 8

Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée prélevée toutes les 5 minutes dans le pluviomètre installé en clairière à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (15/05/1993).

## 4.2) La composition isotopique de la crue.

### 4.2.1) Variabilité temporelle de la composition isotopique de la crue.

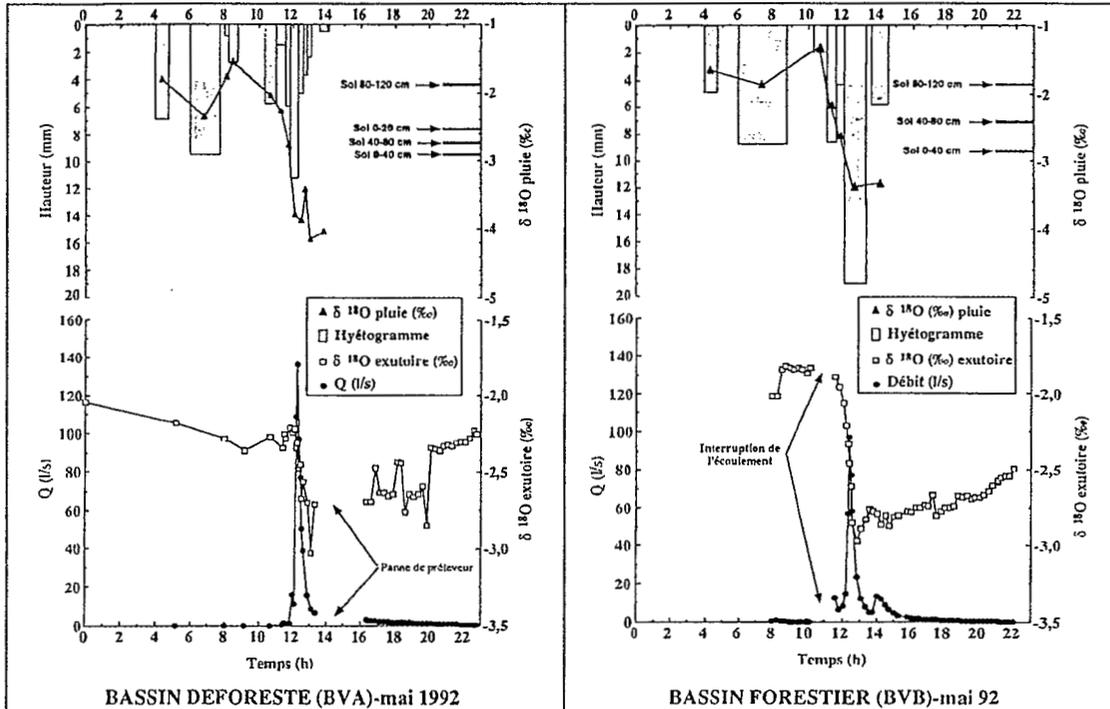
L'averse complexe provoque 2 crues successives. Au cours de la première crue (07h58 - 10h08), le débit à l'exutoire reste très faible. La seconde crue débute au cours du quatrième épisode pluvieux (11h35). Les 3 pics de l'hydrogramme de crue (en particulier, le pic principal enregistré à 12h25) correspondent aux maxima d'intensité de la pluie (figure 10).

La composition isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire des bassins versants A et B tend vers celle de la pluie sans jamais l'atteindre (figures 9 et 10). Ceci pourrait être attribué à :

- une variabilité spatiale de la composition isotopique de la pluie à l'échelle du bassin versant, d'où une remise en cause de la représentativité du dispositif pluviométrique et de la signature isotopique de la pluie ainsi déterminée. Mais l'expérimentation réalisée le

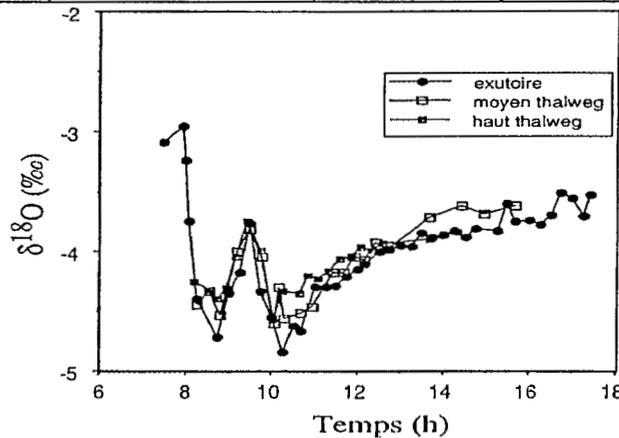
long du thalweg (15 mai 1993) met en évidence une absence d'évolution de la composition isotopique de l'eau entre 3 stations du thalweg (tête, mi-pente et exutoire) à un instant donné (figure 11). Cela démontre que seules les évolutions temporelles des signatures isotopiques de l'eau de pluie et du sol provoquent celle du ruisseau. La variabilité spatiale de la composition isotopique de l'eau de pluie et de l'eau dans le sol n'a donc pas d'influence sur celle du cours d'eau.

- un mélange entre l'eau de l'événement pluvieux et une eau antérieure à cet événement, de composition isotopique différente. Il est à noter que la variabilité temporelle de la signature isotopique de la pluie recouvre la variabilité spatiale (profil vertical) de la signature isotopique de l'eau dans le sol mesurée à l'état initial (figures 9 et 10).



**Figure n° 9**  
Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la crue, de la pluie sur le bassin versant "A" planté en graminées (24/05/1992). Le hyétogramme et l'hydrogramme sont également représentés.

**Figure n° 10**  
Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la crue, de la pluie sur le bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992). Le hyétogramme et l'hydrogramme sont également représentés.



**Figure n° 11**  
Profil longitudinal de la teneur en oxygène 18 analysée le long du thalweg (exutoire, mi-pente et tête du thalweg) du bassin versant "B" en forêt primaire (15/05/1993).

## 4.2.2) La droite des eaux météoriques et les droites d'évaporation.

A travers un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ , la prise en compte des deux isotopes lourds de l'eau permet d'établir l'équation d'une droite dite des "eaux météoriques" et d'une droite dite d'"évaporation" (figure 12, Craig, 1961). L'application des modèles isotopiques montre que chaque point de ces droites est représentatif de l'histoire des interactions entre le réservoir d'eau et de son environnement.

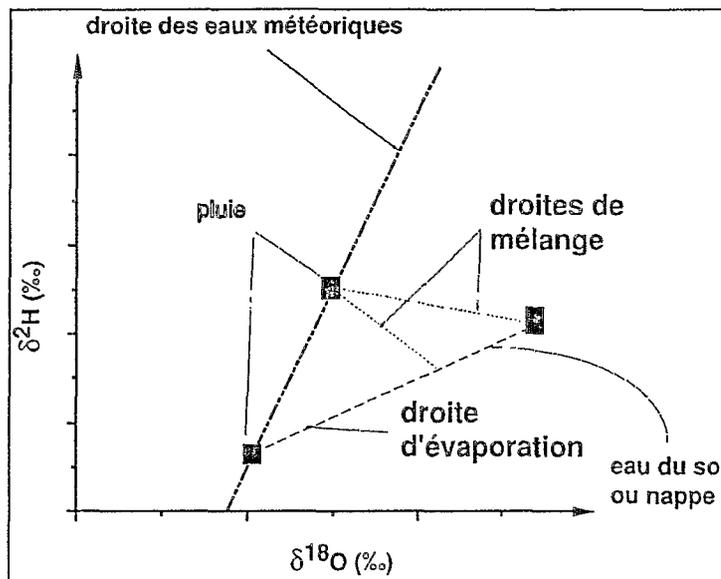


Figure n° 12

Droite mondiale des eaux météoriques, droite d'évaporation et droite de mélange dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ .

La droite des eaux météoriques caractérise l'ensemble des précipitations qui ont échappé à une reprise par l'évaporation au cours de leur chute dans l'atmosphère. Lors des épisodes de condensation, la teneur en oxygène 18 est liée à celle du deutérium par la relation empirique la plus généralement admise (Yurtsever et Gat, 1981) :

$$(4) \quad \delta^2\text{H} = (8,17 \pm 0,08) \delta^{18}\text{O} + (10,56 \pm 0,64)$$

avec  $n = 153$  et  $r = 0,99$ ; relation significative au seuil de 1%.

Les valeurs de la pente et de l'ordonnée à l'origine de la droite qui décrit la relation calculée entre les teneurs en deutérium et en oxygène 18 lors de la formation des précipitations, ne dépendent que des paramètres qui gouvernent l'évaporation de l'océan (Merlivat et Jouzel, 1979, Jouzel, 1986).

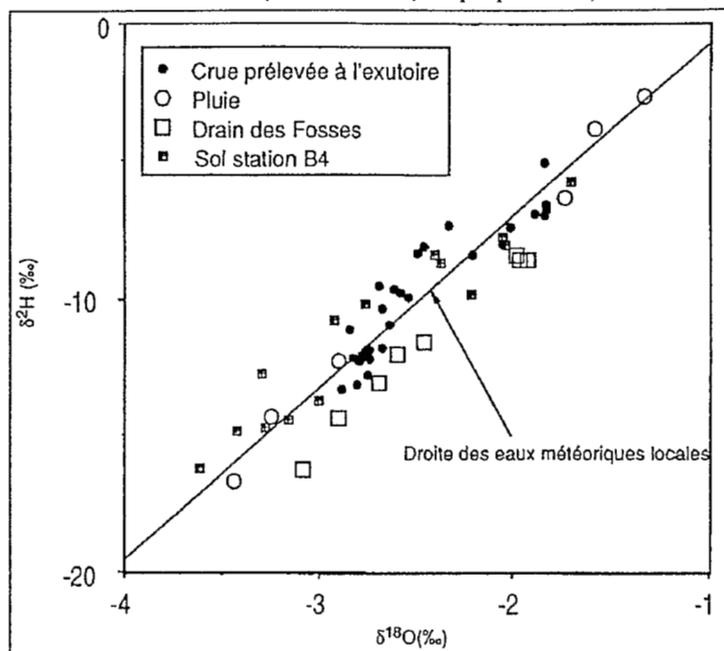
Les lois qui régissent l'évaporation produisent un effet identique sur les deux isotopes intrinsèques de la molécule d'eau. Cet effet tend à enrichir en oxygène 18 et en deutérium l'eau d'un réservoir quelconque (eau libre, sol, feuille...). De nombreuses études (Craig, 1961, Craig et Gordon, 1965, Fontes et Gonfiantini, 1967, Gat, 1971, Fontes, 1976, Yurtsever et Gat, 1981) montrent que les points qui représentent l'évolution de la composition isotopique d'une eau soumise à l'évaporation sont tous situés sous la droite des eaux météoriques mondiales dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  (figure 12).

Lors de l'expérimentation réalisée le 24 mai 1992, la représentation de la composition isotopique de l'eau des différents compartiments (pluie, sol et exutoire) dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  met en évidence l'absence (figure 13) :

- de droite d'évaporation dans le cas du sol,
- de droite de mélange entre les différents pôles qui alimentent la crue.

L'ensemble de ces points se répartit suivant une droite locale des eaux météoriques [ $\delta^2\text{H} = 6,3 (\pm 0,3) \delta^{18}\text{O} + 5,7 (\pm 0,7)$ ;  $r = 0,993$  avec  $n = 7$ ]. Ceci démontre que l'eau prélevée à l'exutoire, ne présente qu'un marquage isotopique lié au processus de condensation dans les nuages. La pluie de l'événement étudié ne fait que déplacer dans le sol des eaux de pluie issue d'épisodes

plus anciens. L'absence d'évaporation de l'eau dans le sol est confirmée par des mesures bioclimatiques réalisées en saison sèche (Brunet *et al.*, en préparation).



**Figure n° 13**  
 Dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ , représentation de la droite locale des eaux météoriques et des échantillons prélevés dans la crue et les drains des fosses pédologiques du bassin versant "B". L'état initial isotopique (sol B4) est également représenté.

#### 4.2.3) La composition isotopique initiale de l'eau dans le sol.

Sur le bassin versant A (figure 14), on constate que les différents profils isotopiques réalisés dans les parties supérieure moyenne et basse du versant présentent une évolution similaire, avec un gradient négatif des teneurs en oxygène 18 jusqu'à 60 cm de profondeur (niveau d'argile rouge). Au-delà, ce gradient s'inverse.

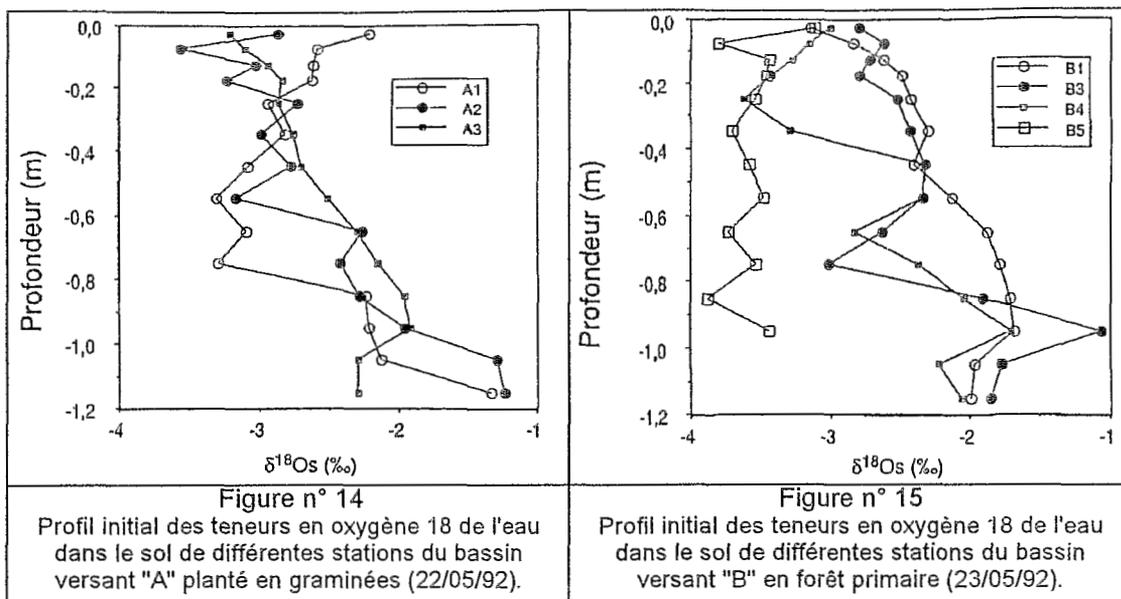
L'absorption racinaire et les remontées capillaires n'induisent pas de discrimination isotopique, contrairement à ce que l'on peut observer lors de l'évaporation. En l'absence d'évaporation du sol, on doit donc considérer ces résultats comme représentatifs d'une succession d'épisodes de précipitation infiltrées dans le sol. Les compositions isotopiques de ces pluies sont différentes et plus ou moins réhomogénéisées par le processus de transfert dans le sol (infiltration rapide de l'eau dans les horizons supérieurs, infiltration plus lente dans les horizons profonds).

Sur le bassin versant B (figure 15), les profils isotopiques réalisés dans les parties basse, moyenne et élevée du versant présentent une évolution similaire, comparable à celle des profils déterminés sur le bassin A. Ces profils peuvent donc être interprétés d'une manière analogue (infiltration plus ou moins rapide accompagnée d'un mélange plus ou moins complet). Le profil réalisé dans la partie la plus en amont du bassin B présente une bonne homogénéisation des teneurs en oxygène 18. Cela est dû à sa situation dans une zone de sol caractérisée par un drainage vertical libre.

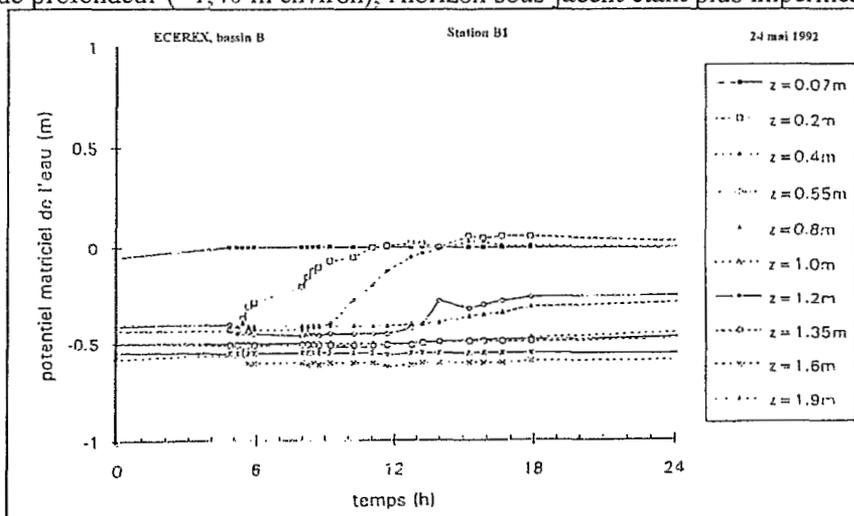
#### 4.2.4) Analyse qualitative de l'évolution des potentiels matriciels de l'eau dans le sol au cours de la crue. (exemple du bassin versant forestier).

Les 3 stations retenues sur le bassin versant forestier manifestent un comportement hydrodynamique différent au cours de l'averse (figures 16, 17, 18).

Au niveau de la station la plus en aval (B1), le sol réagit très superficiellement à l'averse (figure 16). Seul l'horizon supérieur atteint la saturation en eau sur toute son épaisseur jusqu'à - 0,40 m une heure après le pic principal de crue. De - 0,50 m à - 0,80 m, les variations de potentiel restent faibles ( $\Delta \Psi^2$  0,20 m) et lentes après le pic de crue. A partir de - 1,00 m, les variations de potentiel sont très faibles ou inexistantes.



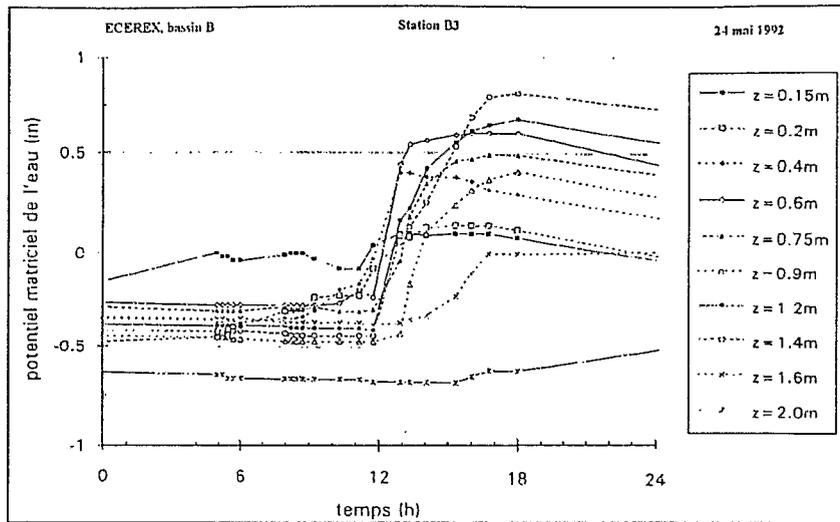
Avec un profil pédologique comparable, la station B3 réagit très différemment de la station B1 (figure 17). Au cours des 3 premiers épisodes de l'averse, le potentiel de l'eau augmente seulement dans l'horizon supérieur jusqu'à - 0,40 m. Au cours du quatrième épisode, la saturation en eau est atteinte très rapidement et simultanément entre - 0,20 et - 1,40 m de profondeur. L'augmentation rapide du potentiel de l'eau coïncide avec le pic principal de crue et se poursuit jusqu'à 17h00 (saturation jusqu'à - 1,60 m). Dans ce cas, il apparaît un écoulement qui semble rapide sur une assez grande profondeur (- 1,40 m environ), l'horizon sous-jacent étant plus imperméable.



**Figure n° 16**  
*Evolution spatio-temporelle du potentiel matriciel mesuré à la station B1 lors de la crue du 24/05/1992.*

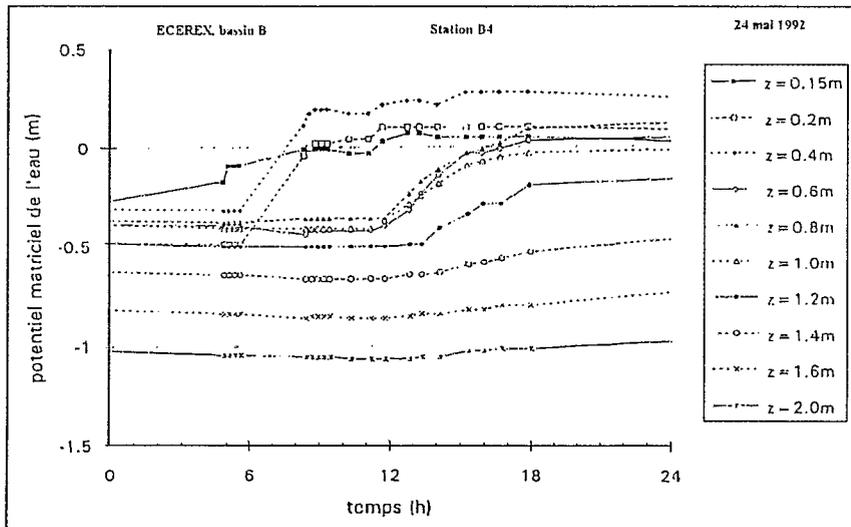
Avant 08h00, c'est-à-dire pendant la première crue à très faible débit, le sol de la station B4 est déjà saturé en eau jusqu'à - 0,40 m (figure 18). En conséquence, le quatrième épisode pluvieux provoque une faible augmentation du potentiel de l'eau des horizons superficiels. L'augmentation est plus forte, mais différée et progressive en profondeur (- 0,60 à - 1,00 m). A 17h00, le sol est saturé jusqu'à 1 m de profondeur environ. Entre - 1,00 et - 2,00 m, les variations de potentiel sont progressivement atténuées. Le sol de la station B4 peut être décomposé de la façon suivante :

- un horizon à écoulement rapide (- 0,40 m),
- un horizon intermédiaire moins conducteur,
- un horizon profond imperméable (au-delà de - 1,20 m).



**Figure n° 17**

*Evolution spatio-temporelle du potentiel matriciel mesuré à la station B3 lors de la crue du 24/05/1992.*



**Figure n° 18**

*Evolution spatio-temporelle du potentiel matriciel mesuré à la station B4 lors de la crue du 24/05/1992.*

#### 4.2.5) Relation entre la composition isotopique de l'eau du thalweg et le débit de la rivière.

La compartimentation de l'eau au sein de l'hydrogramme de crue influence l'évolution isotopique de la crue (Herrmann et Stichler, 1981). Cette compartimentation peut être abordée à travers l'analyse des relations entre la teneur en isotopes lourds de l'eau du ruisseau et le débit de ce ruisseau. Dans l'exemple proposé figure 19, on peut observer plusieurs processus (Sklash et Farvolden, 1979) :

(1) à l'étiage, la rivière présente une composition isotopique identique à celle de la nappe souterraine.

(2) La montée de la crue s'accompagne d'un fort enrichissement isotopique de l'eau, en raison du mélange entre l'eau de la rivière à l'étiage et une pluie, dont la composition isotopique est supposée être supérieure à celle de la rivière.

(3) La courbe de décrue voit une légère diminution de sa composition isotopique du fait de la participation de la zone non saturée qui est plus appauvrie en isotopes lourds.

(4) Une chute brutale de la composition isotopique liée à la disparition de l'alimentation par les précipitations est associée à la courbe de tarissement de l'hydrogramme. L'état isotopique initial est de nouveau atteint.

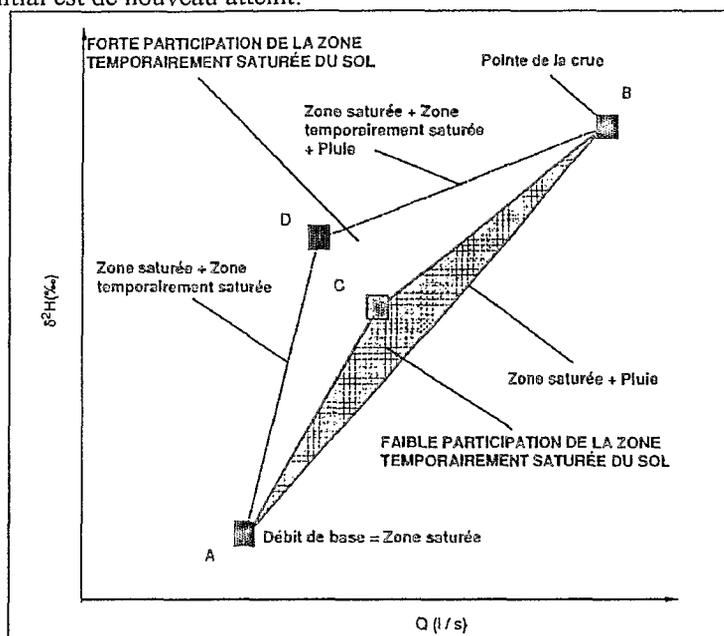


Figure n° 19

Evolution théorique de la teneur en oxygène 18 de l'eau de la crue par rapport au débit de la rivière et mise en évidence d'une relation d'hystérésis entre ces deux variables dans le cas d'un mélange à 3 pôles à l'exutoire du bassin versant (Sklash et Farvolden, 1979).

L'évolution générale de la relation composition isotopique de l'eau - débit de la rivière dépend donc étroitement de la quantité d'eau issue de la zone temporairement saturée du sol qui alimente la crue. En l'absence de participation, la totalité des points qui caractérisent la relation entre le traceur isotopique et le débit de la rivière se déplace suivant le segment de droite "AB" (hypothèse d'un mélange à 2 pôles). Une faible participation de la zone non saturée provoque le déplacement de ces points suivant le triangle "ABC" et une forte participation suivant le triangle "ABD" (hypothèse d'un mélange à 3 pôles).

L'expérimentation réalisée le 24 mai 1992 confirme l'existence de ces relations d'hystérésis entre la composition isotopique de l'eau et le débit du ruisseau (figure 20). Cependant, en raison de l'évolution de la composition isotopique de l'un des pôles (pluie), cette relation d'hystérésis ne suffit pas à démontrer l'existence d'un troisième réservoir qui participerait à la crue (mélange à 3 pôles). En effet, cette hystérésis peut également apparaître lors de l'évolution de la teneur en isotopes lourds d'au moins l'un des pôles dans le cas d'une situation d'un simple mélange à 2 pôles.

#### 4.2.6) Relation entre les traceurs isotopiques et hydrochimiques.

L'étude du couple traceur chimique - traceur isotopique permet d'identifier les différents sous-réservoirs qui participent à l'hydrogramme de crue (Maule et Stein, 1990).

La géochimie isotopique de l'eau permet de distinguer les eaux nouvelles des eaux anciennes dans le cas d'une spécificité des teneurs en isotopes lourds des différents réservoirs. Elle permet également de caractériser des eaux dans le sol qui subissent un mélange (eaux anciennes ayant subi une "contamination" par des eaux nouvelles lors de l'infiltration de la pluie dans le sol) et dont la composition isotopique est intermédiaire entre celles des eaux actuelles et anciennes.

L'hydrochimie permet de distinguer les eaux qui ont conservé un caractère d'eau de pluie (absence de marquage chimique) de celles qui ont perdu ce caractère (marquage chimique imposé par un horizon minéral qui sépare les eaux infiltrées de celles qui ne le sont pas). Cette dernière hypothèse doit être adaptée en fonction du couvert végétal et de l'existence de pluviollessivats sur le bassin versant forestier.

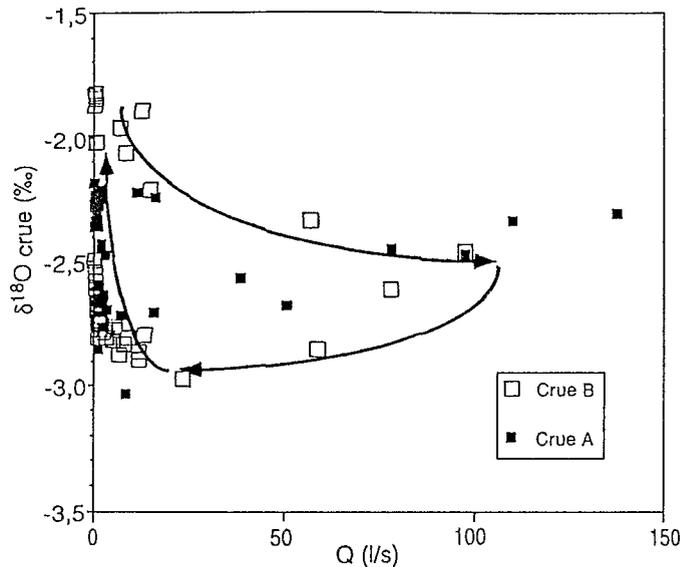


Figure n° 20

Mise en évidence d'une relation d'hystérésis entre la teneur en oxygène 18 de l'eau de la crue et le débit du ruisseau des bassins versants "A" et "B" (24/05/1992).

Différents sous-réservoirs peuvent être ainsi distingués (figure 21) :

(1) les eaux récentes *sensu stricto*, situées au-dessus de l'interface sol-atmosphère, dont la composition isotopique est imposée par la précipitation et qui ne sont pas ou peu marquées par un traceur chimique. En dehors des parois du thalweg, aucun ruissellement superficiel n'a pu être observé sur les bassins.

(2) Les eaux récentes *sensu lato*, (écoulement hypodermique), situées sous l'interface sol-atmosphère, qui présentent la composition isotopique de la précipitation et qui sont marquées par un traceur chimique. En raison de l'absence d'échange isotopique entre les différents réservoirs hydriques, on peut supposer que ces eaux circulent rapidement dans les zones temporairement saturées du sol.

(3) Les eaux de mélange ("eaux intermédiaires"), qui présentent une composition isotopique intermédiaire entre celle de la pluie et des eaux profondes et qui sont marquées par un traceur chimique. Du fait des échanges isotopiques entre les réservoirs hydriques, on peut supposer que ces eaux circulent plus lentement dans le sol.

(4) Les eaux anciennes *sensu stricto*, qui présentent la composition isotopique de la zone saturée et qui sont marquées par un traceur chimique.

Cette description doit être adaptée à la nature des traceurs chimiques. Par exemple, sur les bassins étudiés, le potassium ne marque que les eaux de surface et le chlorure caractérise des eaux profondes (Grimaldi, 1988). Cependant, le principal problème réside encore dans la détermination d'un traceur chimique qui reste conservatif après le marquage de l'eau.

Le diagramme "traceur chimique profond (Cl) - traceur isotopique" démontre l'existence d'une relation d'hystérésis entre ces deux familles de traceurs (figure 22) :

- la branche descendante de cette relation (montée de crue) est imposée par l'appauvrissement isotopique lié aux précipitations et aux eaux de surface du sol (figures 10 et 15).

- la branche ascendante (décrue et tarissement) est créée par l'arrêt de la pluie et l'arrivée à l'exutoire d'eaux profondes concentrées en Cl et plus enrichies en isotopes lourds (figure 15).

Cette hystérésis disparaît dans le cas de diagramme "traceur chimique de surface (K) - traceur isotopique" (figure 23) : la relation observée est imposée par l'appauvrissement isotopique lié à l'effet de masse dans les précipitations. L'arrivée, à l'exutoire d'eaux profondes peu concentrées en K, ne modifie plus cette relation.

A partir des équations de conservation de l'eau et des traceurs chimiques conservatifs et isotopiques, il devient possible de décomposer l'hydrogramme total de la crue en différents sous -

hydrogrammes de participation des différents réservoirs à la crue. Le couplage géochimie isotopique - hydrochimie permet donc de déterminer qualitativement l'origine de l'eau et quantitativement la participation des différents réservoirs à partir d'une analyse compartimentale emboîtée et l'utilisation d'informations redondantes entre la chimie isotopique et l'hydrochimie.

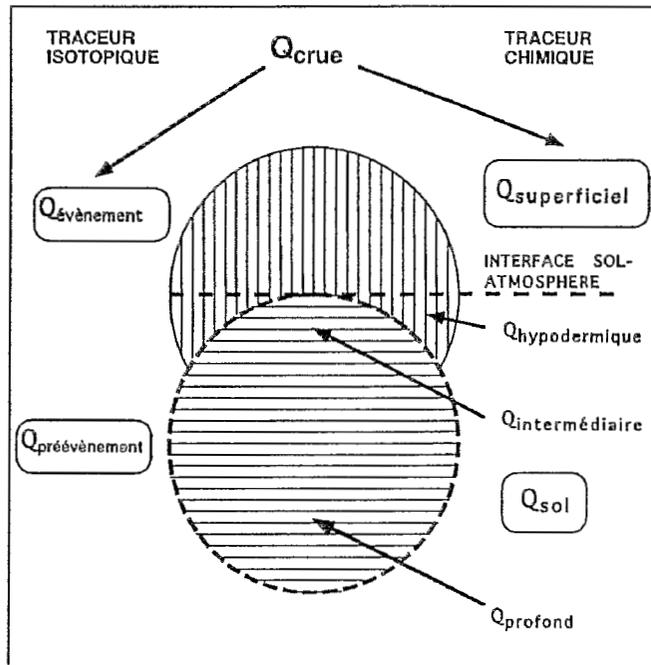


Figure n° 21

Compartimentation de l'hydrogramme de crue à partir des traceurs isotopiques et hydrochimiques (d'après Maule et Stein, 1990).

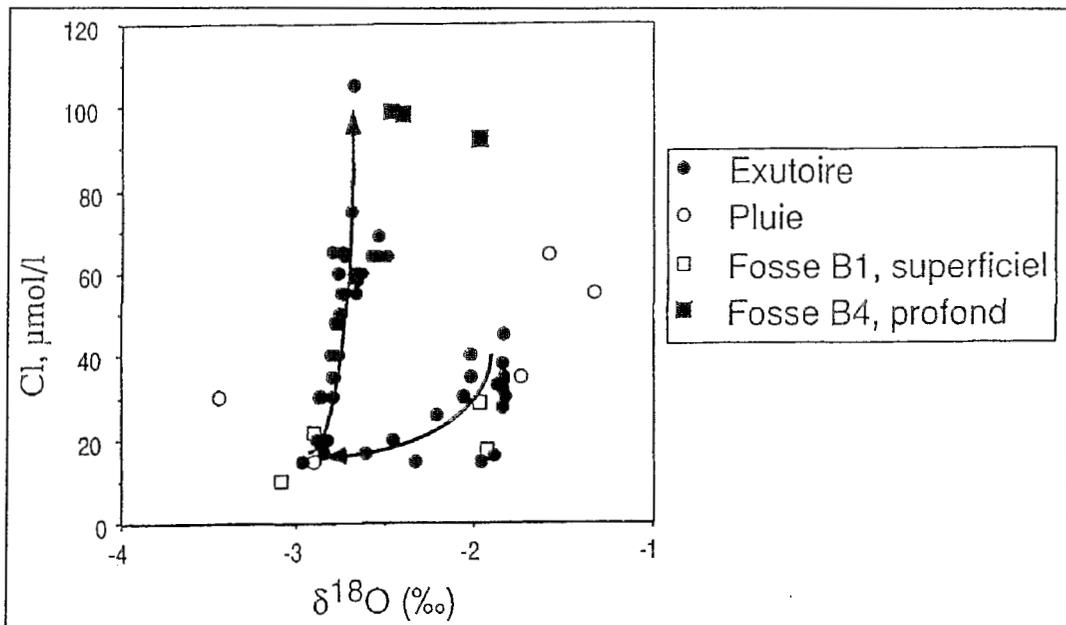


Figure n° 22

Evolution de la concentration en chlorure par rapport à la teneur en oxygène 18 de la crue prélevée à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992). Les pluivolessivats et les échantillons d'eau prélevés dans les drains des fosses pédologiques sont également représentés.

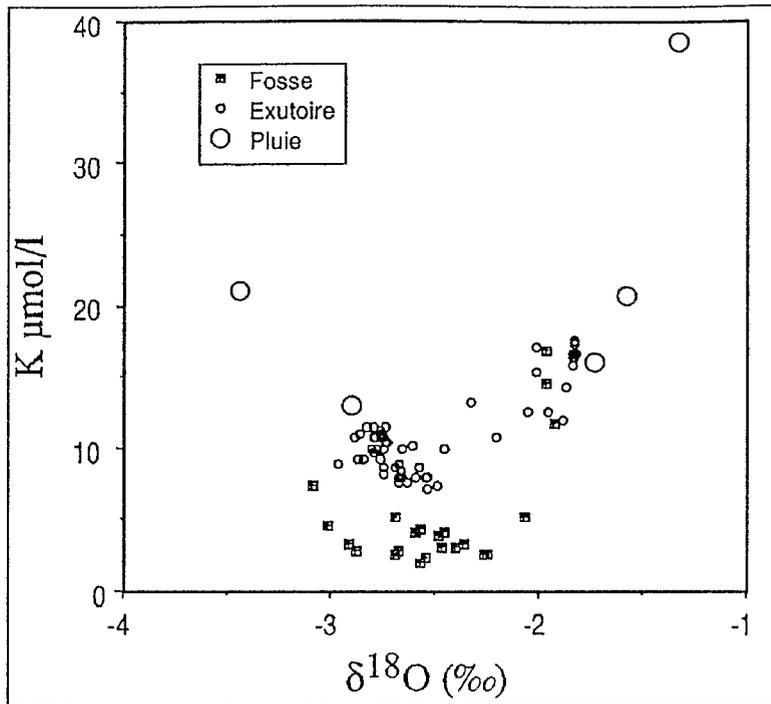


Figure n° 23

Evolution de la concentration en potassium par rapport à la teneur en oxygène 18 de la crue prélevée à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992). Les pluviollessivats et les échantillons d'eau prélevés dans les fosses pédologiques sont également représentés.

Afin de pouvoir déterminer la contribution respective des compartiments du sol (écoulement hypodermique, zones intermédiaires du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge, zone profonde du sol) susceptibles d'alimenter la crue, nous avons utilisé :

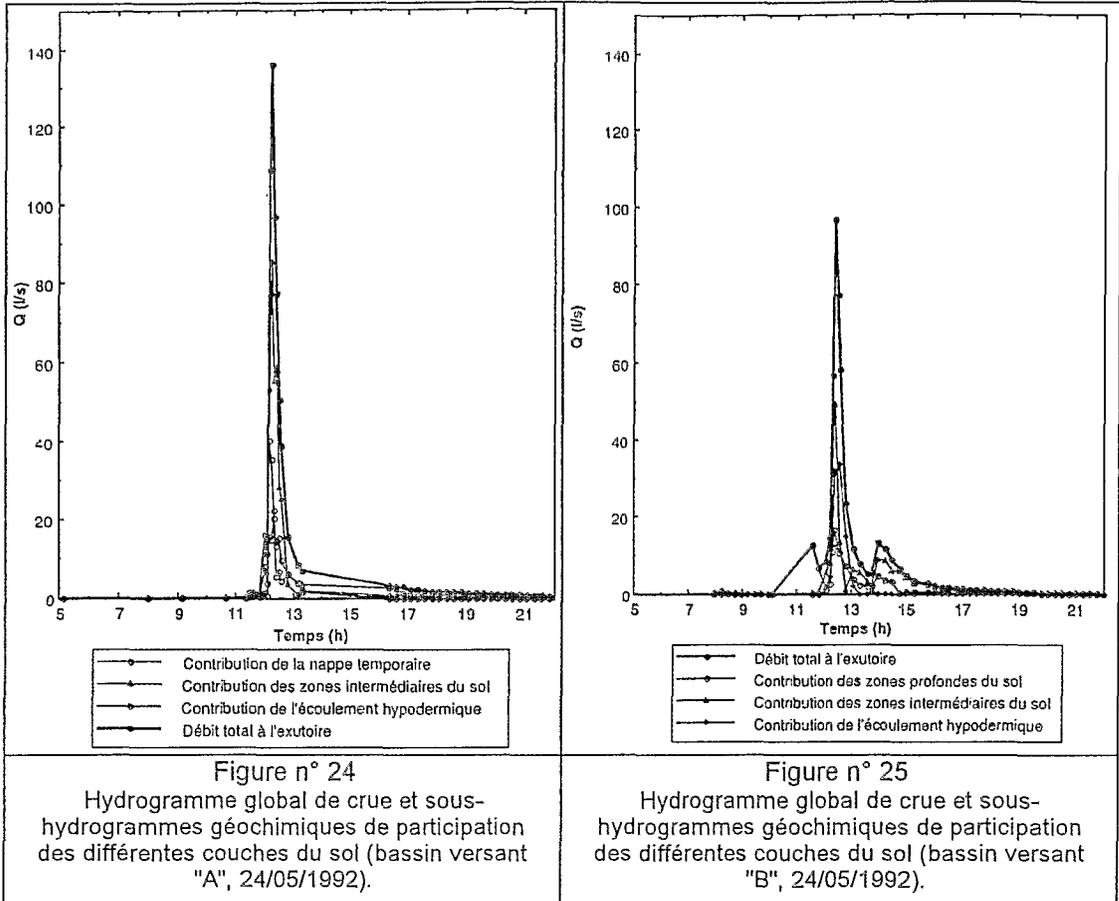
- les teneurs moyennes en oxygène 18 des précipitations, après avoir regroupé les épisodes successifs de faible intensité;
- les teneurs moyennes initiales en oxygène 18 de l'eau dans le sol, après avoir regroupé les horizons successifs à teneurs isotopiques voisines;
- les teneurs en oxygène 18 de l'eau des drains installés au sein des fosses pédologiques;
- les concentrations chimiques (K, Cl) associées.

La combinaison de ces deux décompositions permet également d'identifier les contributions des différentes couches du sol (figures 24 et 25). Cette décomposition met en évidence le rôle joué par les zones intermédiaires du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge, dans l'alimentation en eau de la crue.

Sur le bassin en forêt primaire, la participation de l'écoulement hypodermique au pic de crue est importante (À70%). Pendant la décrue et lors du tarissement, la participation de l'eau profonde augmente progressivement pour atteindre 93% à 22h00 (figure 25).

Sur le bassin planté en graminées, la pointe de crue est principalement assurée par de l'eau issue des couches superficielles du sol (65%), la participation de la pluie étant peu importante (À10%). Au cours du tarissement, la participation de la nappe temporaire ne cesse d'augmenter et finit par atteindre des valeurs semblables à celles calculées lors du début de la crue (figure 24).

Le pourcentage du volume d'eau écoulé à l'exutoire par rapport aux précipitations est de 41% sur le bassin planté en graminées contre 28% dans le cas du bassin sous forêt. Cette différence ne peut pas être entièrement imputable aux pertes dues à l'interception, puisque d'après nos calculs elle est de 5%. Ces différences de comportements hydrologiques sont probablement à attribuer à la nature du couvert végétal et à l'action de la végétation sur la porosité du sol. En effet, du fait de la suppression des pertes dues à l'interception, la déforestation a pour conséquence d'augmenter le volume de pluie arrivée au sol et d'accroître le volume d'eau contenu dans le sol (Sklash et al., 1986).



## CONCLUSION

Cette étude a mis en évidence l'intérêt de l'utilisation conjointe des informations chimiques, isotopiques et tensiométriques pour la séparation des hydrogrammes de crue.

L'analyse des crues par la méthodologie isotopique met en évidence l'existence à l'exutoire, d'un mélange d'eaux issues de la pluie et des différentes couches de sol. Cependant, l'outil isotopique seul, est insuffisant pour apprécier la profondeur de l'eau mobilisée dans le sol. En effet, sur les bassins étudiés, la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie est très semblable à la variabilité spatiale du signal isotopique de l'eau dans le sol. Les bassins ne subissent pas d'évaporation : la composition isotopique de l'eau du sol qui arrive à l'exutoire pendant les crues est imposée par les successions de pluies infiltrées au cours d'épisodes antérieurs.

L'utilisation de traceurs chimiques est donc indispensable à la caractérisation de l'eau du réservoir sol. Ainsi, l'utilisation combinée des informations chimiques et isotopiques rend possible l'identification et la quantification de la participation des différents réservoirs d'eau à l'écoulement de crue. Il nous a été alors possible de séparer les hydrogrammes de crue en ses composantes simples (écoulement hypodermique, eaux superficielles et profondes).

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et en  $^2\text{H}$  des pluies évoluent fortement dans le temps, mais peu dans l'espace, en raison de la faible superficie des bassins versants étudiés. Cette variabilité temporelle impose de ne pas utiliser une teneur isotopique moyenne lors du calcul de la contribution du pôle "eau nouvelle" à l'exutoire du bassin versant.

L'étude des crues met en évidence le comportement différent des deux bassins :

- un volume d'eau écoulé à l'exutoire et un pic de crue plus important sur le bassin planté en graminées. Le rapport du volume écoulé au volume de précipitation est supérieur (41 % pour le bassin en graminées contre 28 % pour le bassin en forêt primaire).

- la participation de l'eau issue de la zone intermédiaire, au pic de la crue, est nettement plus forte sur le bassin en graminées que sur le bassin en forêt primaire.

Ces différences peuvent s'expliquer par l'action de la végétation. En effet, le défrichement augmente le stock d'eau dans le sol et le volume des précipitations reçu sur le bassin s'accroît en raison de la suppression des pertes dues à l'interception du feuillage.

Au cours de nouvelles expérimentations, l'étude du compartiment sol sera renforcée afin de mieux identifier l'origine de l'eau au sein des différentes couches de sol susceptibles d'alimenter la crue.

## BIBLIOGRAPHIE

- Ambroise, B. (à paraître).- Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré - Processus et Modèles - "Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leurs Limites : Approches à l'Échelle Spatiale du Bassin Versant". Séminaire du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA, Dijon, 26-27 mars 1991.
- Baertschi, P. (1976).- Absolute  $^{18}\text{O}$  content of standard mean ocean water. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, **31**, 341.
- Barnes, B. S. (1939).- The structure of discharge recession curves. *Trans. Am. Geophys. Un.*, **20**, 721.
- Beven, K. (1987).- Toward a new paradigm in hydrology. In "Water for the future: Hydrology in Perspective", Proceed. of the Rome Symposium, Avril 1987, IAHS Pub. **164**, 393.
- Blavoux, B., Dray, M., Mérot, Ph. (1976).- Comparaison des écoulements sur deux bassins versants élémentaires "bocager et ouvert" à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18. Cah. Table Ronde du CNRS. "Écosystèmes bocagers. Rennes, 153.
- Blavoux, B. (1978).- Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de Doct. d'Etat, U.P.M.C., Paris. 333 pp.
- Bigeleisen, J., Perlman, M.L. and Prosser, H.C. (1952).- Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. *Anal. Chem.*, **24**, 1356.
- Crouzet, E., Hubert, P., Olive, Ph., Siewertz, E., Marcé, A. (1970). Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.*, **11**, 217.
- Craig H. (1957).- Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 133.
- Craig, H. (1961).- Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702.
- Craig, H. and Gordon, L. (1965).- Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In "Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures", C.N.R., Laboratorio di Geologia nucleare, E. Tongiorgi (ed.), Pisa, 9.
- Dansgaard, W. (1964).- Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **XVI**, 435.
- Epstein, S. and Mayeda, T. (1953).- Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 213
- Fontes, J.Ch. et Gonfiantini R. (1967).- Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, **3**, 258.
- Fontes, J. Ch. (1976).- Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille blanche*, **3 - 4**, 205
- Fritsch, J. M. (1990).- Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants. Opération ECEREX en Guyane française. Thèse de Doct. Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc. 391 pp.

- Gat, J. R. and Tzur, Y. (1967).- Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In "*Proc. 2<sup>nd</sup> IAEA Symposium on Isotopes in Hydrology*", IAEA, Vienna, 49
- Gat, J.R. (1971).- Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigation. *Water Resour. Res.*, 7, 980.
- Gonfiantini, R. (1978).- Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271, 534.
- Gonfiantini R. (1981).-  $\delta$ -notation and mass-spectrometric techniques. In "*Stable Isotope Hydrology : Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*", J.R. Gat et R. Gonfiantini (eds), Techn. Rep. Ser., 210, I.A.E.A., Vienna, 35.
- Grimaldi, C. (1988).- Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane française. *Sci. Géol. Bull.*, 41, 3-4, 247.
- Grimaldi, M. et Boulet, R. (1989).- Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle en Guyane française. *Cah. ORSTOM Sér. Pédol.* XXV, 3, 263.
- Grimaldi, C., Grimaldi, M., Boulet, R. (1990). Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. Séminaire ORSTOM 90 : "*Organisation et fonctionnement des altérites et des sols*". ORSTOM, J. C. Wackermann (ed.), 81.
- Hagemann, R., Nief, G. and Roth, E. (1970).- Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*, 22, 712.
- Herrmann, A. and Stichler, W. (1981).- Groundwater-Runoff relationships. *Catena*, 7, 241.
- Hubert, P. (1989).- La séparation de l'hydrogramme. Apports des méthodes isotopiques. *Hydrogéol.*, 3, 143
- Joussaume, S., Jouzel, J., Sadourny, R. (1984).- A general circulation model of water isotopes cycles in the atmosphere. *Nature*, 311, 24.
- Jouzel, J. (1986).- Isotopes in cloud physics : multiphase and multistage condensation process. In "*Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*", Vol. II : "*The Terrestrial Environment*". P. Fritz and J. Ch. Fontes (eds), Elsevier, 61.
- Jouzel, J., Russell, G.L., Suozzo, R.J., Koster, R.D., White, J.W.C. et Broecker, W.S. (1987).- Simulations of the HDO and H<sub>2</sub><sup>18</sup>O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model : The seasonal cycle for present-day conditions. *J. Geophys. Res.*, 92, D9, 14739.
- Kendall, C., and McDonnell, J. J. (1993).- Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil Water and groundwater on runoff modeling. In : *Tracers in Hydrology (Proceedings of the Yokohama Symposium)*, IAHS Publ., 1993, 215, 41.
- Kennedy, V. C., Kendall, C., Zellweger, G. W., Wyerman, T. A. and Avanzino, R. J. (1986).- Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River Basin, California. *J. Hydrol.*, 84, 107.
- Maule, P. S., and Stein, J. (1990).- Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Water Resour. Res.*, 26, 2959.
- McDonnell, J. J., Bonnel, M., Stewart, M. K., Pearce, A.J. (1990).- Deuterium variations in storm rainfall : implications for stream hydrograph separation. *Water Resour. Res.*, 26, 455.
- McDonnell, J. J., and Kendall, C. (1992).- Stable isotopes in catchment hydrology. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 73, 260
- Merlivat, L. et Coantic, M. (1975).- Study of mass transfert at the air-water interface by an isotopic method. *J. Geophys. Res.*, 80, 3455.

- Merlivat, L. (1978a).- Molecular diffusivities of  $H_2^{16}O$ ,  $HD^{16}O$ , and  $H_2^{18}O$  in gases, *J. Chem. Phys.*, **69**, 2864.
- Merlivat, L. (1978b).- The dependence of bulk evaporation coefficients on air-water interfacial conditions as determined by the isotopic method. *J. Geophys. Res.*, **83**, 2977.
- Merlivat, L. and Jouzel, J. (1979).- Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, **84**, 5029.
- Mérot, Ph., Bourguet, M. et Le Leuch, M. (1981).- Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol, le ruisseau. *Catena*, **8**, 69.
- Mook, W.G. and Grootes, P. (1973).- The measuring procedure and corrections for the high-precision mass-spectrometric analysis of isotopic abundance ratios, especially referring to carbon, oxygen and nitrogen. *Int. J. Mass Spectr. Ion Phys.*, **12**, 273.
- Rhode, A. (1987).- The origin of stream water traced by oxygen 18. Ph. D. Thesis, Uppsala University, Dpt. Phys. Geog., Div. Hydrol. Rep. Ser. A., Sweden, 260 pp.
- Roche, M. A. (1982).- Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECEREX en Guyane. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, **29/2**, 81.
- Sarrailh, J.M. (1990).- Mise en valeur de l'écosystème guyanais : opération ECEREX. INRA-CTFT (eds), 293 pp.
- Sklash, M.G. and Farvolden, R. N. (1979).- The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, **43**, 45.
- Sklash, M.G. and Farvolden, R. N. (1982).- The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. In E. C. Perry Jr and C. W., Montgomery (eds), *Isotope Studies of Hydrologic Processes*, Northern Illinois University Press, DeKalb, Illinois, 65.
- Sklash, M.G., Stewart, M.K., and Pearce, A.J. (1986).- Storm runoff generation in humid headwater catchments. (2) A case study of hillslope and low-order stream responses. *Water Resour. Res.*, **22**, 1273.
- Wels, C., Cornett, R. J., Lazerte, B. D. (1990).- Groundwater and wetland contribution to stream acidification : an isotopic analysis. *Water Resour. Res.*, **26**, 2993.
- Wels, C., Cornett, R. J., Lazerte, B. D. (1991).- Hydrograph separation : a comparison of geochemical and isotopic tracers. *Journal of Hydrology*, **122**, 253.
- Yurtsever, Y. and Gat, J.R. (1981). Atmospheric Waters. In "*Stable Isotope Hydrology : Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*". Techn. Reports Series n° 210, IAEA, 103.