

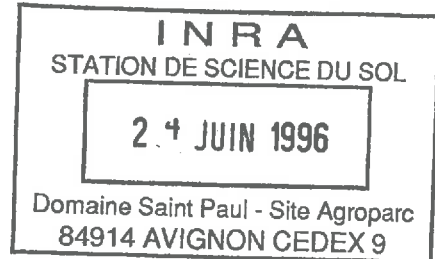
THESE DE DOCTORAT

UNIVERSITE DE DROIT DES SCIENCES ET D'ECONOMIE D'AIX-MARSEILLE III
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE SAINT JEROME

(arrêté du 30 mars 1992)

Discipline: Sciences de la Terre
Spécialité: Hydrogéochimie

Présentée par Olivier RIBOLZI



pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Droit des Sciences et d'Economie d'Aix-Marseille III

**ETUDE DES MECANISMES DE GENESE DES CRUES
 PAR LE TRAÇAGE NATUREL (CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE)
 SUR UN BASSIN VERSANT MEDITERRANEEN
 CULTIVE
 _____ (Roujan, Hérault, France) _____**

Soutenue le 15 Mai 1996 devant la commission d'examen:

MM.	T. BARIAC	Chargé de recherche, CNRS	Examineur
	B. BLAVOUX	Professeur, Université d'Avignon	Rapporteur
	B. FRITZ	Directeur de recherche, CNRS	Rapporteur
	D. NAHON	Professeur, Université d'Aix-Marseille III	Président
	V. VALLES	Chargé de recherche, INRA	Directeur de Thèse

**Ce travail a été effectué a
 l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon.**

A mon papy.

AVANT-PROPOS

Ce travail a été effectué au sein de la **station de Science du Sol de l'INRA d'Avignon** dans le cadre du programme de recherche **ALLEGRO-Roujan de l'INRA** (Institut National de la Recherche Agronomique), en collaboration avec la **Station de Science du Sol de l'INRA de Montpellier**, le **Laboratoire de Biogéochimie Isotopique de l'Université de Paris VI**, et la société **GEOAPPLICATION**. Il a bénéficié du soutien financier de l'**INRA** et de la **Région Provence-Alpes-Côte d'Azur**.

Avant de présenter les résultats de ce travail de thèse, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux ou celles qui l'on rendu possible par leur collaboration scientifique ou technique.

Je remercie Pierre STENGEL, Directeur du département de Science du Sol de l'INRA pour sa confiance et son soutien depuis mon DEA en 1992.

Toute ma reconnaissance va à Paul Gérard SCHOCH, Président du centre INRA d'Avignon, pour ses encouragements et son soutien.

Je suis également très reconnaissant envers Laurent BRUCKLER, Directeur de l'unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon, qui m'a accueilli au sein de son laboratoire depuis 1992. Je le remercie très chaleureusement pour ses qualités humaines et ses encouragements. J'ai été très impressionné par la rigueur de ses raisonnements et la justesse de ses critiques toujours très constructives. Merci pour la confiance qu'il m'a accordé tout au long de ce travail.

Je ne saurais trop remercier Vincent VALLES, mon directeur de recherche durant ces quatre années de thèse. Je lui serai toujours redevable pour les connaissances en géochimie qu'il m'a transmises. Il a été un professeur et un conseiller précieux depuis les investigations sur le terrain jusqu'à la phase finale de la rédaction de ce mémoire. Je le garde en référence pour son souci de toujours approfondir l'analyse des processus, de tester la cohérence des phénomènes par une approche multidisciplinaire et à plusieurs échelles. Merci Vincent pour ta confiance, ta considération et surtout pour ton amitié, qui m'est très chère.

Je souhaite également exprimer ma reconnaissance aux membres de mon comité de pilotage qui se sont réunis à plusieurs reprises pour faire le point sur l'état d'avancement des travaux et m'aider à orienter mes recherches. Je remercie en particulier Laurent BRUCKLER, Thierry BARIAC, Yves TRAVI et Roger MOUSSA pour leurs nombreuses interventions et leurs remarques constructives au cours des réunions du comité ou lors de la relecture du manuscrit. Ma gratitude va également à Yves GLARD et Georges TRUC, Ingénieurs de la société GEOAPPLICATION, pour leurs soutien et leur conseils techniques. Enfin, je remercie Claude PARRON d'avoir accepté de me parrainer, pour ses encouragements et ses remarques de fond sur les processus de contrôle de la chimie des solutions.

Je remercie les membres de mon jury de thèse pour l'évaluation de ce travail. J'ai été très honoré que Daniel NAHON accepte de présider le jury, et je suis particulièrement reconnaissant envers Bernard BLAVOUX et Bertrand FRITZ qui ont bien voulu jouer les rôles de rapporteurs malgré leurs nombreuses responsabilités. Enfin, je remercie Thierry BARIAC, qui s'est beaucoup investi dans ce travail, pour les connaissances en géochimie isotopique qu'il m'a transmises et pour avoir accepté de participer au jury.

La recherche est un travail d'équipe. Aussi, pour mener à bien ce travail, j'ai eu la chance de bénéficier de l'environnement scientifique et technique du projet ALLEGRO-Roujan, un programme d'étude des flux d'eau et de polluants en zone cultivée viticole méditerranéenne. Un merci tout particulier à Patrick ANDRIEUX et Marc VOLTZ, coordinateurs et responsables de ce programme qui regroupe de nombreuses équipes de recherche avec de multiples compétences.

Ce projet de recherche a débuté par une étude approfondie des caractéristiques physiques du bassin versant de Roujan (couverture pédologique, occupation des sols, identification des réservoirs souterrains, suivi des variables hydro-météorologiques...). Ce travail a constitué une étape incontournable avant toute analyse de processus. Un grand merci à l'équipe de scientifiques et techniciens de la Station de Science du sol de l'INRA de Montpellier pour l'investissement considérable qu'ils ont fourni afin de mener à bien ce projet dont ils m'ont fait bénéficier sans réserve.

Je suis particulièrement reconnaissant envers Patrick ANDRIEUX, Roger MOUSSA, Marc VOLTZ et Robert BOUZIGUES, qui m'ont régulièrement fait part de l'état d'avancement de leurs travaux sur le bassin versant de Roujan (étude des processus à l'échelle parcellaire, analyse de la variabilité interne et du fonctionnement global, modélisation hydrologique et paramétrisation...). Nos discussions, parfois passionnées, ont toujours été fructueuses et m'ont largement aidé à progresser dans la compréhension du milieu et l'analyse de la genèse des crues à l'échelle du bassin versant. Merci également à tous les quatre pour les données hydro-météo qu'ils m'ont fournies sans réserve.

Un grand merci à Lucien ROGER pour les analyses aux rayons X, ses conseils avisés au cours de la préparation des échantillons de sédiment et lors de l'interprétation des diffractogrammes.

Je suis très reconnaissant à André MARIOTTI, directeur du Laboratoire de Biogéochimie Isotopique de l'Université de Paris VI, d'avoir accepté de collaborer à ce travail.

Un peu nostalgiques, mes pensées vont à l'équipe de parisiens Thierry BARIAC, Sylvain HUON, Antoine MILLET et Bernard LADOUCHE pour les bons moments passés ensemble dans le vignoble languedocien à pomper comme des chadocs l'eau des nappes, à attendre la pluie sous un parasol ou encore à rechercher les puits et *Ostrea Crassissima* sur les récifs calcaires de Roujan.

Mercis et bravos à Patricia RICHARD et à Micheline GRABELY pour la qualité des analyses isotopiques (oxygène 18 et azote 15) qu'elles m'ont fait parvenir dans des délais remarquablement courts.

Ma gratitude va également à nos voisins ("*il suffit de passer le pont...*") de l'unité d'Agronomie de l'INRA d'Avignon pour m'avoir accueillis si chaleureusement pendant plusieurs semaines dans leur laboratoire. Ma reconnaissance va à Robert HABIB, directeur du laboratoire, ainsi qu'à Magali AUGÉ et à Laurent GOMEZ qui m'ont beaucoup aidé lors de l'extraction et de l'analyse de métaux dans les sédiments.

Un petit clin d'oeil à Mireille FAUROBERT de l'unité d'Arboriculture d'Avignon qui m'a rendu un grand service en mettant à ma disposition sa centrifugeuse.

Je remercie toute l'équipe de l'unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon pour son chaleureux accueil, sa bonne humeur persistante malgré les pointes de température estivale.

Tout d'abord, un grand merci à Maurice MONJUSIAU et Bernard BES, dits Momo et Nanar, les hommes qui tombent à pic, toujours prêts à enfilez leurs bottes (excepté la nuit du 24 au 25 décembre), y compris pour aller pêcher des échantillons d'eau la nuit sous le déluge de grêle.

Merci à Michel BOURLET, sa poigne de fer (mains délicates s'abstenir) et son coup de tarière redoutables nous ont permis d'atteindre des profondeurs records dans les sols de Roujan. Merci également pour les connaissances sur la couverture pédologique et la mesure des ses propriétés hydrodynamiques qu'il m'a transmises.

Toute ma reconnaissance va également à Anne Marie de COCKBORNE pour sa coopération lors des campagnes d'échantillonnage des nappes et pour tous les précieux conseils sur l'analyse chimique des solutions qu'elle m'a donné depuis mon DEA en 1992.

C'est avec beaucoup de plaisir que j'ai travaillé avec Jean-Claude GAUDU pour installer un système de suivi continu de la conductivité électrique. Je le remercie de m'avoir fait bénéficier de son savoir faire sur le terrain et au laboratoire, pour sa disponibilité et pour sa grande gentillesse.

Un grand merci à Claude DOUSSAN (le grand Doudou) pour son soutien "en temps réel" lors de la rédaction du manuscrit, pour tous les conseils qu'il m'a donnés après avoir minutieusement lu le premier jet de ce mémoire et pour nos mémorables escapades sur les falaises d'Orgon.

Je remercie également Christine FORCERI, stagiaire du DEA de Géosciences de l'Environnement, discrète mais dont la contribution méthodique et efficace lors de l'analyse chimique des solutions puis le traitement et l'analyse des données m'ont permis de progresser de façon très significative dans la compréhension des processus d'érosion. Je salue également l'apport méthodologique du très sympathique Philippe SERIGNAN, stagiaire de l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie de Montpellier, qui nous a permis d'améliorer la précision de la technique de dosage des alcalinités.

Je tire ma révérence à ceux qui ont eu l'occasion de m'accompagner pour prendre une petite douche à Roujan; Vincent VALLES, Messaouda REZAGUI, Jean Claude GAUDU, Momo et Nanar. Aussi, je n'oublie pas les malheureux qui avaient caressés l'espoir d'assister à une crue centenaire en ma compagnie, et qui n'ont pas reçu une goutte de pluie sur leur ciré, un grand merci à Robert BOUZIGUES, Anne Marie de COCKBORNE, Serge CONVENTI, Claude DOUSSAN, Béatrice GARCIA, Jacques HOROYAN et Dalila MOHRATH.

Merci à François LAFOLIE, Jean-Claude FIES et André CHANZI pour les moments qu'ils ont consacrés à discuter de mes résultats scientifiques, à Pierre RENAULT pour son précieux concours lors de l'analyse des erreurs et à Patrick BERTUZZI, Dalila MOHRATH et Ghislain SEVENIER pour les nombreux "dépannages" en informatique.

Je remercie aussi Alain ORIOL, responsable de l'atelier de la station de Science du Sol, pour son coup de main lors de la construction de mes divers dispositifs et pour tout l'outillage qu'il a mis à ma disposition.

Merci à Janine BONNAUD et Chantale GARS, responsables du secrétariat de la Science du Sol, pour tous les services administratifs rendus

Enfin, je remercie très chaleureusement la joyeuse équipe de stagiaires et thésards; Adel, Anne, Béatrice, Georges, Joanne, Laurent, Stephane, Claude, Mirla, et Stéphanie pour leur solidarité leur soutien et leurs applaudissements à l'arrivée.

Agnès PICHON et Vincent MARC: des antidépresseurs inaltérables montés sur pattes (de souris et d'ourson). Merci mille fois pour votre grand coup de pouce lors de la préparation de la soutenance.

Tendres remerciements à Anne pour son soutien moral qui m'a été indispensable, ainsi qu'à Philippe et Rodolphe dont les éclats de rire sont pour moi les plus jolis ruisseaux. Elle et les enfants ont fait preuve de beaucoup de compréhension à mon égard. C'est à eux, ainsi qu'à mes parents et à toute ma famille, que je dédie ce mémoire.

RESUME

L'analyse des flux hydriques est une étape incontournable dans de nombreuses problématiques environnementales. Il s'agit d'analyser et de quantifier la contribution des principaux processus responsables de la genèse des crues en condition méditerranéenne et cultivée. Le site d'étude (programme de recherche ALLEGRO-Roujan de l'INRA) est un bassin versant élémentaire de 0,9 km² typique du paysage viticole de la moyenne vallée du fleuve Hérault. La décomposition des hydrogrammes par traceurs naturels chimiques (chlorure, sulfate, nitrate et alcalinité résiduelle calcite+dolomite) et isotopique (oxygène 18) est utilisée pour appréhender et quantifier les contributions des principales composantes de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant lors des crues. Le ruissellement de surface est toujours prépondérant, composé de l'eau des précipitation, il est la seule composante de l'écoulement en période sèche, alors qu'en période humide sa contribution est en moyenne de $72 \pm 10\%$. Durant cette période, l'onde de ruissellement chasse l'eau "préexistante" dans les collecteurs principaux du bas fond, ce qui explique l'apparition d'un pic de contribution de la nappe lors de la montée des eaux. Puis, l'élévation rapide du niveau dans ces collecteurs entraîne une mise en charge de la nappe, expliquant une diminution de son débit d'alimentation au ruisseau.

Mots clefs: hydrologie, crue, ruissellement de surface, nappe d'eau souterraine, bassin versant cultivé, traceurs, géochimie, alcalinité résiduelle, érosion.

ABSTRACT

STORMFLOW PROCESSES INVESTIGATION USING NATURAL ISOTOPIC AND CHEMICAL TRACERS ON A MEDITERRANEAN CULTIVATED CATCHMENT (Roujan, Hérault, France)

Water flow investigation is essential for environmental purpose. The aim of this work is to analyse storm flow processes in Mediterranean cultivated conditions. The area studied (ALLEGRO-Roujan INRA's research programme) is a 0.90 km² catchment. It is representative of the vineyard middle valley of the main river Hérault. Hydrograph deconvolutions using chloride, sulphate, residual calcite+dolomite alkalinity and oxygen 18 as tracers were used to access contribution of water flow major components at the catchment's out let during storm events. Event water overland flow was always shown dominant. It is the sole contributor to outlet discharge during dry season, whereas its contribution is about $72 \pm 10\%$ during wet season. For this latter, runoff wave flushed downstream the pre-event water in the main catch water ditches leading to a discharge groundwater peak during rising stage. Consequently, water level of the ditches raised above water table level provoking reverse and decrease of groundwater flow during flood.

Key-words: hydrology, flood, overland-flow, groundwater, cultivated catchment, tracers, geochemistry, residual alkalinity, erosion.

SOMMAIRE

RESUME.....	2
SOMMAIRE	3
INTRODUCTION.....	4
Chapitre I	
THEORIES, CONCEPTS ET METHODES POUR L'ANALYSE DE LA GENESE DES CRUES	
I - Processus mis en jeu dans la genèse des crues.....	8
II - La séparation des écoulements sur l'hydrogramme de crue.....	15
III - Méthodes d'identification des traceurs chimiques naturels.....	25
Chapitre II	
MATERIELS ET METHODES	
I - Présentation de la zone d'étude	28
II - Instrumentation, prélèvements et analyses	45
Chapitre III	
TYPOLOGIE DES SOLUTES ET TRAÇAGE QUALITATIF DES FLUX HYDRIQUES	
I - Généralités sur la chimie des eaux du bassin versant.....	54
II - Analyse des processus de contrôle de la qualité des eaux	59
III - Analyse des variations du ruisseau à partir des marqueurs spécifiques.....	77
IV - Synthèse générale.....	90
Chapitre IV	
DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE CRUES EN TERME DE PROCESSUS D'ÉCOULEMENT	
I - Etude de crues particulières.....	92
II - Le problème de la généralisation, vers un suivi continu d'une variable indicative	135
III - Synthèse	140
CONCLUSION.....	142
BIBLIOGRAPHIE	148
ANNEXES.....	158
LISTE DES TABLEAUX.....	178
LISTE DES FIGURES.....	180
TABLE DES MATIERES	188

INTRODUCTION

INTRODUCTION

La zone méditerranéenne est connue pour ses orages diluviens responsables de crues soudaines et dévastatrices. Ces événements peuvent être préjudiciables pour l'homme, à court terme en raison des dégâts matériels qu'ils occasionnent, et à long terme du fait par exemple de l'érosion des terres cultivables. Par nature, les crues constituent des phases de "crise" au cours desquelles la rivière et les écosystèmes riverains sont soumis à une évolution de leurs caractéristiques hydrodynamiques, physico-chimiques, trophiques... Dans le cas de zone anthropique, elles représentent en outre des phases privilégiées de transport de polluants vers les fleuves puis les milieux marins côtiers.

L'eau étant à la fois agent de l'érosion (mécanique et chimique) et du transport, l'étude des transferts des polluants en période de crues ne saurait se passer d'une bonne connaissance des processus hydrologiques. *L'objectif général de cette étude est de contribuer par traçage chimique et isotopique répondre à la connaissances des cheminements de l'eau et des mécanismes responsables de la genèse des crues en condition méditerranéenne et cultivée.*

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un projet scientifique pluridisciplinaire ALLEGRO-Roujan ("AnaLyses Locales Et intéGrées de la RessOurce en eau"), initié et coordonné par l'Unité de Science du Sol de l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) de Montpellier depuis 1992 et qui a bénéficié de l'appui financier de l'AIP-Eau de 1992 à 1994 (Voltz et Andrieux, 1993, 1995). Ce programme est principalement axé sur:

- ↳ l'analyse des processus hydrologiques (pendant et hors période de crue) en zone méditerranéenne cultivée,
- ↳ l'étude de la contamination des sols et des eaux par les produits phytosanitaires de la vigne.

Le site d'étude est typique du paysage viticole de la moyenne vallée de l'Hérault. Il s'agit d'un bassin versant¹ élémentaire situé sur la commune de Roujan, dans la partie aval de la Peyne. Cette échelle spatiale s'impose comme unité fondamentale pour l'analyse des flux couplés d'eau et de polluants car elle offre la possibilité d'établir des bilans.

L'originalité de ce milieu résulte de trois traits essentiels:-une forte anthropisation, un substratum sédimentaire carbonaté et sa localisation en zone méditerranéenne. Ces caractéristiques le différencient de la plupart des sites expérimentaux français ou étranger qui sont en majorité des zones forestières peu marquées par l'influence de l'homme.

¹Surface drainée par un cours d'eau en amont d'un point définissant son exutoire.

On peut citer par exemple les bassins versants vosgiens du Ringelbach (Ambroise, 1990) et du Strengbach (Probst *et al.*, 1987, 1990 et 1991), ceux du Mont Lozère (Lelong *et al.*, 1990 et 1991; Durand *et al.*, 1992), ceux de Prades et de Montseny en Espagne (Pinol et Avila, 1992), celui du Réal Collobrier dans le massif des Maures (Marc, 1994; Travi *et al.*, 1994), ou encore ceux de la piste Saint-Elie en Guyane (Millet, 1992, Bariac *et al.*, 1993; Ladouche, 1993). Quelques travaux récents portent sur des zones cultivées mais dont le climat et le type de culture sont très différentes du contexte de Roujan. Signalons le cas du bassin versant breton du Coët Dan (Morisson, 1994; Mérot, 1994) ou encore celui de Pennsylvanie centrale (Pionke et DeWalle, 1994; DeWalle et Pionke, 1994).

Depuis le début des années 60, des études de terrain ont apporté des réponses aux deux questions fondamentales qui se posent en hydrologie: "*Que devient l'eau des pluies ?*" (Penman, 1963), "*D'où provient l'eau du ruisseau ?*" (Hewlett, 1961). Cependant, la complexité des processus mis en jeu et la grande diversité de situations rencontrées dans les milieux naturels ont engendré plusieurs courants de pensée et nourri de nombreuses polémiques. Ce qui explique que les mécanismes élémentaires de genèse des débits soient encore mal connus aujourd'hui.

Les processus connus ont été, pour la plupart d'entre eux, identifiés grâce à des observations et des mesures locales faites dans les zones de production des écoulements (Atkinson, 1978). Cependant, ces mesures directes se heurtent au problème de l'extrapolation des données lors du changement d'échelle spatiale. C'est pourquoi s'agissant de la quantification des phénomènes à l'échelle du bassin versant, de nombreux auteurs ont opté pour des méthodes indirectes basées sur le suivi de variables indicatives à l'exutoire, endroit d'intégration et de convergence des flux d'origine et de caractéristiques différentes. Mais dans ce deuxième type d'approche, le problème est de pouvoir interpréter les variations à l'exutoire en terme de processus d'écoulement (Ambroise, 1991). Ces deux approches apparaissent comme étant complémentaires; l'une permet d'identifier les processus, l'autre de les quantifier.

Dans le programme ALLEGRO-Roujan, ces deux approches sont menées en parallèle afin de contraindre les interprétations par des observations faites à plusieurs échelles spatiales. Le travail de thèse, relaté dans ce mémoire, contribue au programme en envisageant une démarche indirecte fondée sur l'utilisation de modèles de mélanges. Cette démarche consiste à décomposer les hydrogrammes² de crues en différentes composantes (écoulements contributifs) à partir de traceurs conservatifs isotopique et chimiques naturels.

Les variables utilisées comme traceurs ne doivent pas interagir avec leur environnement. Or, bien que les composés chimiques naturels soient nombreux, la plupart d'entre eux sont impliqués dans des processus complexes de types géochimiques, physico-chimiques ou biologique, ce qui s'oppose à leur utilisation pour le traçage quantitatif des

² Graphique de variation des débits en fonction du temps



Cliché 1. Vue d'ensemble du bassin versant de Roujan.

écoulements. C'est pourquoi, un des objectifs méthodologiques de ce travail sera d'identifier de nouvelles variables et de nouveaux concepts utilisables pour le traçage des flux hydriques.

Cette étude est structurée en quatre chapitres:

↳ Une première partie dans laquelle nous présenterons les principales théories et concepts permettant l'analyse de la genèse sur les petits bassins versant ruraux.

↳ Une deuxième partie qui sera tout d'abord consacrée à la présentation du site expérimental de Roujan (localisation dans son contexte régional, caractéristiques morpho-pédologiques, hydrologie et hydrogéologie descriptives), basée sur des travaux menés essentiellement par la station de Science du Sol de l'INRA de Montpellier. Nous aborderons ensuite les aspects méthodologiques et la description des campagnes de prélèvements.

↳ Dans une troisième partie, il sera question de l'étude des mécanismes de contrôle de la chimie des eaux souterraines et de surface. Cette première étape permettra de caractériser les différents compartiments hydrogéochimiques et de dresser une typologie de substances chimiques (dissoutes et particulaires). Dans une seconde étape, ces composés seront utilisés pour le traçage qualitatif des écoulements.

↳ Enfin, la dernière partie portera sur la quantification et l'analyse des mécanismes responsables de la genèse des crues sur le bassin versant de Roujan. Il s'agira tout d'abord d'étudier cinq épisodes de façon très détaillée, en utilisant l'oxygène 18 et les traceurs chimiques (conservatifs dans le contexte de ce bassin versant) qui auront été au préalable identifiés dans la troisième partie. Puis, un plus grand nombre d'événements seront analysés grâce à une variable indicative, ceci afin d'aborder le problème de la généralisation des résultats.

*THEORIES, CONCEPTS ET
METHODES POUR L'ANALYSE DE
LA GENESE DES CRUES*

THEORIES, CONCEPTS ET METHODES POUR L'ANALYSE DE LA GENESE DES CRUES

Ce chapitre est divisé en trois parties. La première est une description des principaux mécanismes hydrologiques susceptibles d'intervenir dans la genèse des crues sur les petits bassins versants ruraux. Elle s'appuie essentiellement sur les revues bibliographiques très complètes d'Ambroise (1991), Fritsch (1992) et Bonell (1993). La deuxième est une synthèse sur les méthodes de décomposition des hydrogrammes de crues. La troisième partie, sera consacrée aux méthodes d'identification de traceurs chimiques.

I - PROCESSUS MIS EN JEU DANS LA GENESE DES CRUES

Ce paragraphe traite des principaux mécanismes pouvant être responsables de la genèse des crues sur les petits bassins versants ruraux. En effet, il est universellement admis que les eaux courantes proviennent des précipitations, mais bien des indéterminations subsistent sur les modalités de leur cheminement vers les rivières. Ainsi, des travaux récents publiés par Pearce *et al.* (1986) portaient comme sous-titre en exergue:

"Where Does the Water Come From ?" (d'où vient l'eau).

1. Le ruissellement de surface selon Horton

Durant la première moitié du ^{XX}^{ème} siècle, la représentation hydrologique en usage expliquait les crues comme la conséquence d'une alimentation du ruisseau par le ruissellement d'une fraction des précipitations à la surface des sols. La genèse et la modélisation de ce ruissellement ont été systématisées par Horton (1933). Dès que l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, il y a saturation de la surface "par le haut". Après avoir rempli les dépressions, l'eau est évacuée par ruissellement de surface (*infiltration-excess overland flow* ou *Hortonian overland flow*) pour former l'écoulement rapide de crue. Quant à l'eau d'infiltration, elle contribue à la recharge des nappes et au débit de base par un écoulement beaucoup plus lent dans les sols et les formations superficielles. Selon la formulation (1.1) de

Horton (1933), il existe deux paramètres contrôlant l'infiltrabilité des sols sont la capacité initiale d'infiltration qui dépend de la pluviométrie antérieure, et la capacité d'infiltration à saturation (*final constant infiltration rate*), caractéristique du profil pédologique sur un site donné.

$$i(t) = i_f + (i_o - i_f) e^{-\gamma t} \quad (1.1)$$

$i(t)$: infiltrabilité au temps t $[LT]^{-1}$
 i_o : infiltrabilité initiale $[LT]^{-1}$
 i_f : infiltrabilité $[LT]^{-1}$
 γ : constante de décroissance $[T]^{-1}$

Cette capacité d'infiltration, appelée aussi capacité d'absorption, permet de déterminer la pluie excédentaire (ou pluie nette) à partir du hyétogramme, c'est-à-dire la pluie qui dépasse à chaque instant la capacité d'absorption du sol. Celle-ci est quantitativement égale au volume d'eau qui s'écoule rapidement en surface vers l'exutoire du bassin versant.

Le ruissellement hortonien existe dans des situations morpho-climatiques particulières (Dunne, 1978; Ambroise, 1991). Il concerne généralement des sols dont la faible capacité d'infiltration s'explique par une mauvaise stabilité structurale de surface et l'absence de couvert végétal fermé. C'est pourquoi il se rencontre en zone cultivée sur des sols limoneux favorables à la formation d'une croûte de battance (Monnier, 1984; Boiffin, 1985) laquelle explique leur grande sensibilité au ruissellement de surface (Boiffin et Monnier, 1985). De même il s'observe sur toutes les surfaces imperméables telles que routes et chemins. Ce processus n'existe que sur une surface souvent limitée du bassin versant, et selon sa localisation, l'eau ruisselée pourra effectivement contribuer au débit de crue ou au contraire s'infiltrer plus en aval sur le versant (*partial area concept*; Betson, 1964).

2. Les processus de transferts souterrains

A - LES ECOULEMENTS DE SUB-SURFACE

Malgré son apparent réalisme, le concept hortonien n'est pas généralisable. Il ne s'applique pas par exemple aux régions forestières, où des crues sont observées en l'absence de ruissellement de surface, et pour des intensités de pluie bien inférieures à l'infiltrabilité des sols à chaque instant. C'est pourquoi, dès le début des années 1960, certains hydrologues forestiers proposent des processus alternatifs pour expliquer la genèse des débits (Hewlett, 1961). Ils découvrent, en particulier, l'existence d'écoulements latéraux dans les horizons pédologiques proches de la surface rendus perméables par la colonisation des racines et l'activité de la mésofaune. Ces écoulements de sub-surface (*subsurface flow* ou *translatory flow*), que l'on peut observer en conditions saturées (Whipkey, 1965) ou non saturées (Hewlett et Hibbert, 1967), résultent d'un ralentissement, voire d'un blocage, des percolations verticales à un niveau sous-jacent moins perméable (diminution de la porosité et de la conductivité hydraulique,

discontinuité structurale ou texturale). C'est à ce niveau qu'un écoulement latéral le long du versant est favorisé par l'augmentation des gradients latéraux de potentiel hydraulique.

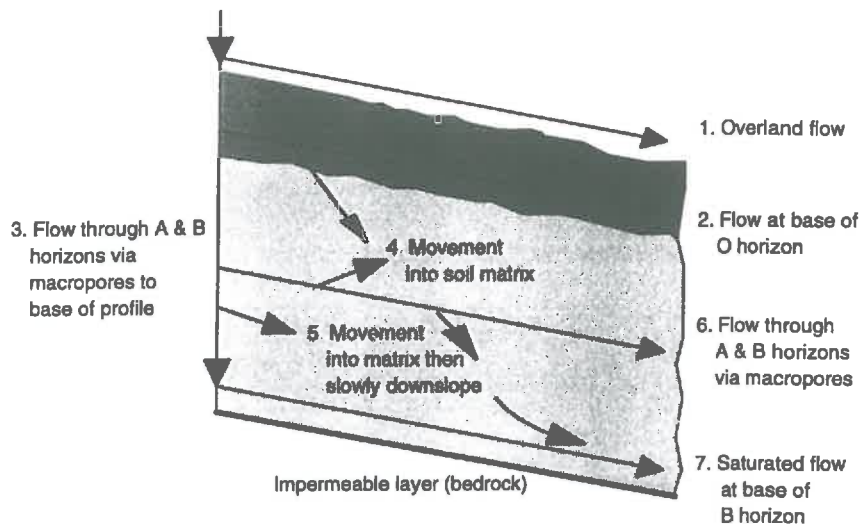


Figure 1.1. Cheminement possibles pour les mouvements de l'eau dans un sol forestier peu profond avec présence de macropores (d'après Mosley, 1982).

Cependant, ce type de transfert est généralement trop lent pour permettre aux parties supérieures des versants de contribuer à l'écoulement rapide de crue (Dunne, 1978), la vidange de ces écoulements permet un soutien du débit de base à long terme (Hewlett, et Hibbert, 1963). Par contre, aux pieds des versants, les écoulements hypodermiques peuvent participer au débit de crue directement ou indirectement en accélérant la recharge de la nappe lorsqu'elle est peu profonde. Dans les deux cas, la macroporosité des sols (galeries d'animaux, fentes de dessiccation) joue un rôle déterminant dans les vitesses de transfert, car elle constitue des chemins préférentiels qui permettent une circulation rapide des écoulements sous forme gravitaire. Selon son déploiement, vertical ou latéral, elle favorise la réalimentation de la nappe, et induit un court-circuit de la matrice non saturée en reliant entre elles différentes zones de saturation (cours d'eau, surfaces ruisselantes, nappes perchées...) (Mosley, 1979; Beven et Germann, 1982) (fig. 1.1). L'extension de la macroporosité afférente à l'activité biologique peut être très importante; à titre d'exemple, de récentes études sur le campagnol terrestre (*Arvicola terrestris L.*) ont montré que ce petit mammifère creuse des réseaux allant jusqu'à 200 mètres de galeries (54 ± 40 m en moyenne) (Airoldi et Werra, 1993) (fig. 1.2).

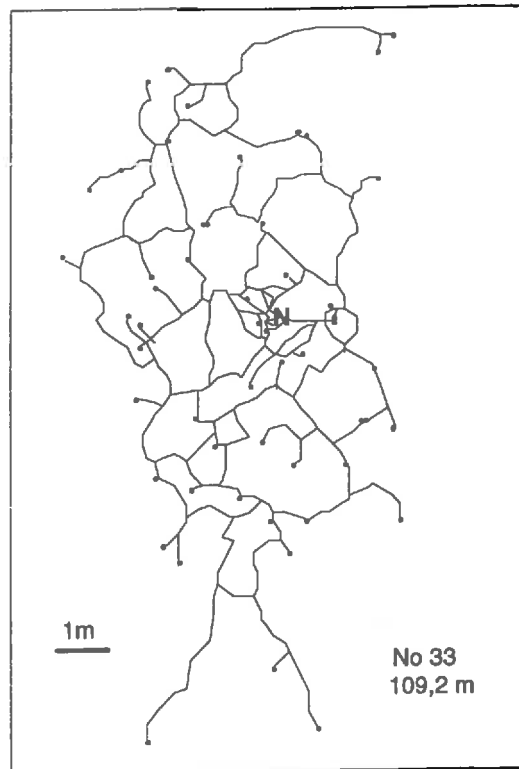


Figure 1.2. Exemple de terrier de la forme fouisseuse chez le campagnol terrestre (Arvicola terrestris L.). — Segment de terrier, N: Nid, • cul-de-sac (d'après Airoidi et Werra, 1993).

B - L'EFFET DE FRANGE CAPILLAIRE

En l'absence d'une macroporosité importante, l'intensité de la réponse des nappes libres sub-affleurantes est souvent très supérieure à celle prédite à partir de la porosité drainage (porosité dynamique) du milieu et de la quantité de pluie infiltrée (Meyboom, 1967). Gillham (1984) explique que ces réponses, disproportionnées en apparence, sont liées à un effet au niveau de la frange capillaire (zone de saturation sous tension qui surmonte la nappe) (fig. 1.3). Selon ces expérimentations, un petit apport d'eau à la frange capillaire, suffit à la convertir en eau libre (zone de quasi-saturation sous pression) et à élever rapidement le niveau de la nappe (Sklash et Farvolden, 1979; Gillham, 1984; Abdul et Gillham, 1989). L'onde de pression liée à cet apport est alors transmise vers l'aval jusqu'au ruisseau qui draine la nappe, à une vitesse supérieure à celle du déplacement de l'eau (Beven, 1989b). Ce mécanisme peut agir en synergie avec les processus d'écoulement précédemment évoqués, il est particulièrement important lorsqu'il se produit à proximité immédiate du cours d'eau. L'intumescence de la nappe (*groundwater ridging*) qu'il y provoque peut augmenter localement les gradients hydrauliques de façon considérable et donc la contribution de la nappe au cours d'eau.

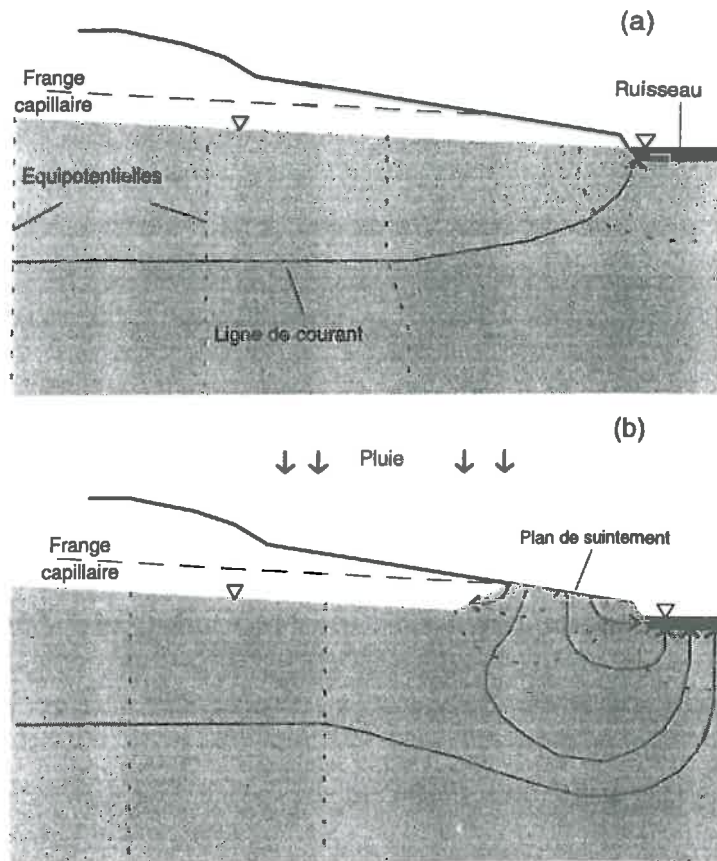


Figure 1.3. Représentation schématique de l'effet de frange capillaire sur la contribution de la nappe à l'alimentation du ruisseau: (a) avant la pluie et (b) immédiatement après le début de l'averse (d'après Gillham, 1984).

C - L'EFFET PISTON

Dès 1967, pour expliquer la participation des flux souterrains à l'écoulement rapide de crue, Hewlett et Hibbert évoquent la possibilité d'un effet piston par lequel l'eau "préexistante" dans le profil de sol serait chassée en début d'événement par l'eau "nouvelle" de l'averse. Ils justifient l'existence de ce processus par les résultats d'une expérimentation menée au laboratoire par Horton et Hawkins (1965), puis reproduite en plein champ par Zimmerman *et al.* (1966). Ces derniers concluent en ces termes: "une averse contenant un traceur isotopique forme un niveau d'eau marqué, qui malgré les effets de diffusion, descend dans le profil comme une quantité reconnaissable entre l'eau de pluie ancienne et l'eau de pluie nouvelle". Ce phénomène sera d'autant plus efficace que l'apport en surface et la distribution de la porosité seront homogènes, ces facteurs étant déterminant pour la formation d'un front d'infiltration régulier (Ambroise, 1991).

3. Les zones contributives à surface variable

Dès 1960, Cappus avait proposé, selon ses propres termes "une nouvelle théorie pour le ruissellement", dans laquelle l'ensemble des processus décrits précédemment trouvent une

étonnante cohésion. Sa représentation, déjà suggérée par Hursh et Brater (1941), consiste à subdiviser la surface totale A du bassin versant en une zone de ruissellement d'extension Ar et une zone d'infiltration d'extension Ai. Il considère que le coefficient de ruissellement Lr/P (lame ruisselée/lame précipitée) d'une pluie élémentaire représente en fait le rapport des surface Ar/A , et que la zone d'extension du ruissellement (*saturation excess surface runoff*, Cappus, 1960) se confond avec l'aire d'affleurement de la nappe phréatique. Pendant les fortes pluies, susceptibles de faire varier l'étendue de la nappe pendant la crue, le coefficient de ruissellement s'accroît entre le début et la fin de l'événement. Cependant, contrairement au ruissellement hortonien, l'infiltrabilité des sols n'est plus le facteur limitant. Dosseur (1964) confirme la validité de ce formalisme sur un petit bassin de recherches d'Aldrance en Aveyron où il distingue:

- ↳ des zones de ruissellement hortonien sur les sols et les surfaces peu ou pas perméables,
- ↳ des zones de ruissellement avec saturation "par le bas" dans les fonds hydromorphes,
- ↳ des zones d'infiltration sur les versants.

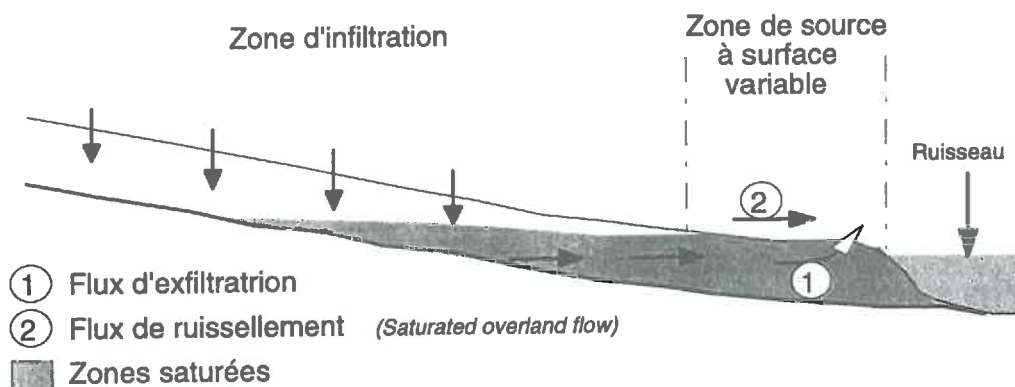


Figure 1.4. Concept de source à surface variable (d'après Gascuel-Odoux et al., 1983).

Par la suite, cette conception d'un bassin versant différencié a eu de nombreux échos dans la communauté scientifique internationale (Dunne et al., 1975; Gascuel-Odoux et al., 1983; Ambroise, 1986; Mérot, 1988). Dunne insiste sur la dynamique des processus, "le niveau de la nappe phréatique remonte en surface sur une zone de plus en plus étendue au pied des versants, ce qui détermine un plan de suintement le long duquel l'eau s'écoule..." (return flow; Dunne et Black, 1970), "l'extension de cette surface variable pendant l'averse détermine à chaque instant la zone saturée sur laquelle la pluie directe alimente l'écoulement..." (direct precipitation on to saturated area). Ces deux écoulements, produits l'un par exfiltration et l'autre par ruissellement de la pluie sur les aires saturées constituent l'écoulement superficiel par saturation (fig. 1.4).

Ces zones contributives à surface variable s'observent aussi plus en amont sur les versants, dans des zones humides (sourcins...). La pluie tombant sur ces surfaces saturées "par

le bas" ne peut que ruisseler ou libérer par effet piston un volume équivalent d'eau préexistante (Ambroise, 1991).

4. Synthèse

Dunne (1978) a établi les bases d'une synthèse et d'une harmonisation entre les approches "latéralistes" de l'école Hewlettienne et l'approche "verticaliste" de Horton. Dans un schéma de synthèse (fig. 1.5), il représente des extrêmes morpho-climatiques selon plusieurs axes: les milieux arides, domaine du ruissellement hortonien dans lequel les états de surface sont déterminants, s'opposent aux milieux humides dans lesquels la dynamique interne est dominante et où le concept des aires participantes à surface variable est applicable.

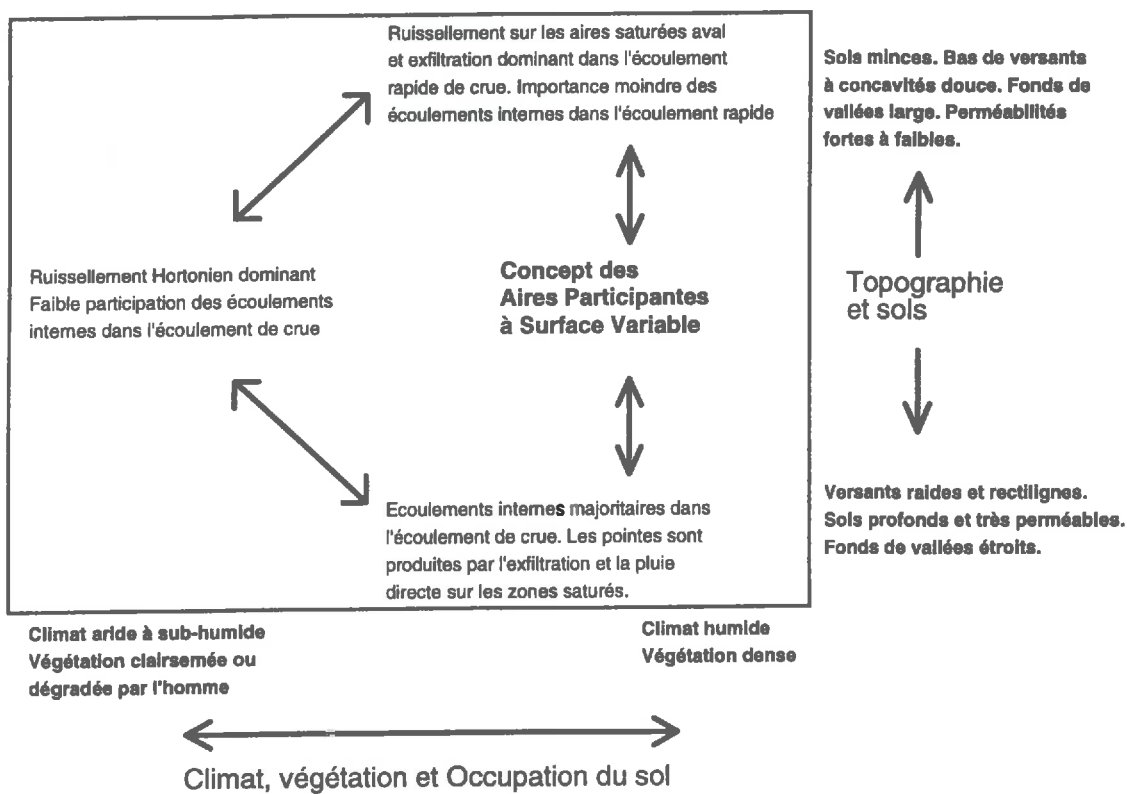


Figure 1.5. Fonctionnement des systèmes hydrologiques en relation avec le modelé et les conditions morpho-climatiques (d'après Dunne, 1978).

De fait, cette schématisation implique l'existence de situations intermédiaires où les deux processus peuvent coexister. Comme le souligne Ambroise (1991) "loin de fournir des explications contradictoires, ces processus - qui se produisent à des vitesses très différentes, et qui peuvent mobiliser des eaux d'âges, d'origines et de cheminements différents - permettent d'expliquer tout un continuum de situations rencontrées sur le terrain, depuis des crues de ruissellement pur jusqu'à une contribution essentiellement hypodermique ou phréatique...".

II - LA SEPARATION DES ECOULEMENTS SUR L'HYDROGRAMME DE CRUE

Après avoir identifié et localisé les principaux processus d'écoulement sur un bassin versant, il reste à estimer leur contribution aux débits du ruisseau en crue. Cet aspect analytique de l'hydrologie commence généralement par une discrétisation de la chronique temporelle des débits en événements élémentaires ("événements averse-crue" ou "crues"). Une attention particulière est prêtée aux crues pour lesquelles il est possible d'établir une relation évidente entre la quantité de pluie et l'écoulement à l'exutoire. La deuxième étape consiste à analyser, sur chaque hydrogramme unitaire, la participation qualitative et quantitative des écoulements suivant leur mécanisme de production, leur origine sur le bassin versant, leur cheminement et leur vitesse de propagation. L'individualisation d'une crue et sa décomposition en écoulements dépendent de la taille du bassin versant, de la zone climatique, des objectifs de l'étude et de l'école hydrologique de l'opérateur (Fritsch, 1992). Parmi les méthodes de décomposition du débit du ruisseau, deux approches très différentes se distinguent :

- (1) les méthodes directes se basant sur des mesures locales dans une zone d'occurrence des processus,
- (2) les méthodes indirectes se basant sur les mesures faites à l'exutoire.

Les premières permettent de mettre en évidence les mécanismes *in situ* (Atkinson, 1978) mais nécessitent des dispositifs souvent lourds et donnent des mesures difficiles à étendre à tout le bassin, tandis que les secondes donnent des estimations globales mais plus difficiles à interpréter en terme de processus d'écoulement. L'objectif de cette partie est de présenter les principales méthodes indirectes de séparation des écoulements, parmi lesquelles figurent les approches graphiques (approches analytiques), et les décompositions à partir de traceurs.

1. Les approches analytiques ou graphiques

Il existe de nombreuses approches graphiques ou analytiques pour décomposer les hydrogrammes de crue. La plupart d'entre elles ont été rappelées par Fritsch dans sa thèse (1992). Ces méthodes ne requièrent que la chronique des débits instantanés, et reposent sur une analyse en deux étapes de la morphologie des hydrogrammes. La première étape consiste à déterminer l'instant de la décrue où l'écoulement de base contrôle à nouveau le débit. Dans la deuxième, il s'agit de représenter, au moyen d'une fonction linéaire ou curviligne, la variation de cet écoulement de base entre les points de début et de fin de crue. Parmi ces méthodes, celle de Barnes (1939) a été reprise par de nombreux auteurs (Roche, 1963; Lambert, 1975; Probst et Bazerbachi, 1986...), et consiste à rechercher les ruptures de pente dans une figuration de la courbe de décrue en coordonnées semi-logarithmiques (fig. 1.6).

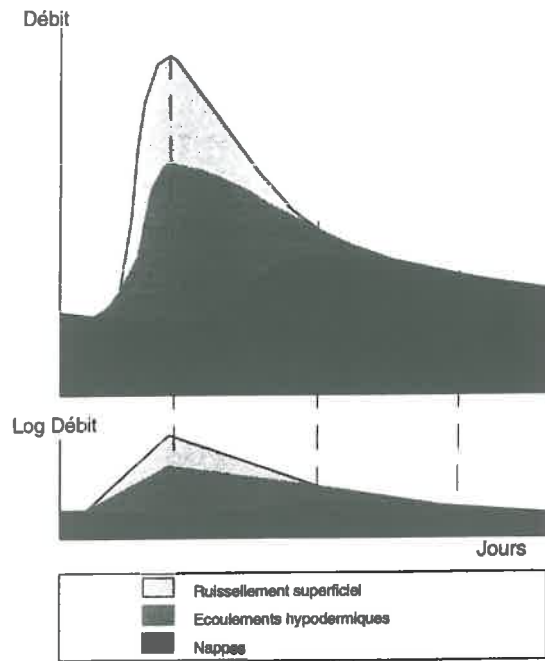


Figure 1.6. Découpage horizontal d'un hydrogramme de crue en trois composantes (modèle HYDEC, Probst, 1983) d'après le schéma de Probst et Bazerbachi (1986).

Dans certains cas, trois segments de droite individualisés peuvent être interprétés comme correspondant respectivement aux périodes de contribution du ruissellement, des écoulements hypodermiques et du débit de base. Ce modèle est fondé sur la loi de tarissement de Maillet (1905) (2), où la décrue d'un réservoir souterrain est exprimée par une fonction exponentielle décroissante:

$$q(t) = q_0 e^{-\alpha t} \quad (1.2)$$

$q(t)$: débit du réservoir souterrain à l'instant t $[LT]^{-1}$
 q_0 : débit initial $[LT]^{-1}$
 α : coefficient de vidange ou de tarissement $[T]^{-1}$

En connaissant les lois de vidange des réservoirs souterrains, il est possible d'estimer la contribution de ces trois formes d'écoulement par construction graphique. Cependant, comme l'ont souligné de nombreux auteurs, les méthodes de décomposition graphiques sont délicates et approximatives (Crouzet *et al.*, 1970, Sklash et Farvolden, 1979; Hubert 1989), et suscitent des propos désabusés de la part de ceux qui les utilisent "il est douteux qu'une technique graphique quelconque puisse permettre d'isoler les composantes de l'écoulement ainsi défini..." (Hewlett et Hibbert, 1967). De plus, elles sont souvent fondées sur des critères empiriques et arbitraires tel que l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de chaque composante (Ambroise, 1991).

2. Les décompositions d'hydrogrammes de crues par traceurs

Les traceurs sont couramment utilisés pour observer ou mesurer les phénomènes dynamiques dont les deux variables fondamentales sont l'espace et le temps. Plusieurs conceptualisations sont possibles (Alquier *et al.*, 1970): l'observateur peut déterminer les caractéristiques spatiales du phénomène en fonction du temps et des paramètres initiaux (modèle lagrangien) ou au contraire il peut suivre un phénomène en un lieu donné (modèle eulérien). Ainsi, en hydraulique, il est fréquent d'estimer les débits dans une section fixe par analyse des concentrations du traceur dans le temps (méthode de dilution ponctuelle, de dilution continue...). En hydrologie, les décompositions d'hydrogrammes à partir de traceurs naturels ou artificiels conduisent à une réelle étude des processus, et ont permis d'approfondir, voire de remettre en cause, certaines représentations classiques sur les mécanismes de genèse des crues dans les rivières. Après avoir rappelé la définition d'un traceur parfait et le principe des décompositions par traceurs, une critique de ces méthodes sera faite afin d'en déterminer les limites et de hiérarchiser leurs conditions d'utilisation.

A - PRINCIPES ET METHODES DE DECOMPOSITION PAR TRACEURS

a) Définition d'un traceur parfait et du "bon mélange"

A l'occasion d'une étude critique sur la notion de "bon mélange" dans l'emploi des traceurs (par injection ponctuelle dans un écoulement) Alquier *et al.* (1970) définissent un traceur parfait: *"On dira qu'un traceur est parfait si chaque particule du traceur obéit aux mêmes lois de mouvement que les particules étudiées, qu'il s'agisse de particules fluides, de particules en suspension ou de particules solides constituant un fond mobile."* Ainsi, *"du point de vue cinématique, une particule d'un traceur parfait devra être indiscernable d'une particule du mouvement étudié"*. Cette définition implique que si l'absence d'interactions entre le traceur et les phases environnantes est une condition nécessaire, elle n'est pas suffisante. Outre le fait que la caractéristique prise comme traceur devra être inerte, elle devra suivre parfaitement le cheminement de l'eau en obéissant aux mêmes lois de mouvement.

Dans la plupart des phénomènes physiques, on est amené à considérer un régime transitoire et un régime permanent. Lors du régime transitoire, les caractéristiques du phénomène dépendent des conditions initiales. Dans le cas d'une estimation du débit par traceur, on a généralement une relation de la forme:

$$Q=f(T,H,I) \tag{1.3}$$

Q: le débit

T: l'ensemble des paramètres caractéristiques du déplacement du traceur

H: l'ensemble des paramètres caractéristiques du mouvement étudié (excepté *Q*)

I: l'ensemble des paramètres caractéristiques des conditions initiales.

Le régime permanent (stable ou instable) est atteint lorsque les conditions initiales (d'injection d'un traceur par exemple) n'interviennent plus dans la relation définissant le débit qui devient:

$$Q=h(T,H) \quad (1.4)$$

Dans ces conditions, le bon mélange est réalisé, "*la condition de bon mélange apparaissant comme l'ensemble des conditions nécessaires et suffisantes pour que les mesures faites soient indépendantes des conditions initiales*" (Alquier *et al.*, 1970). Ces conditions concernent plus particulièrement les mesures de débit par injection ponctuelle d'un traceur, nous verrons néanmoins dans le paragraphe suivant qu'elles sont proches de certaines conditions d'applications des méthodes de décomposition. D'une manière générale, les estimations quantitatives mettant en oeuvre des traceurs doivent satisfaire à la condition de **représentativité cinématique du traceur**.

b) Principe général des décompositions par traceurs

La méthode de décomposition des hydrogrammes par traceurs est utilisée depuis la fin des années 60 (Pinder et Jones, 1969; Crouzet *et al.*, 1970). Dans une synthèse sur l'hydrologie des petits bassins versants ruraux, Ambroise (1991) rappelle le principe de cette approche: "*Si le débit à l'exutoire peut-être considéré comme un mélange d'eaux de qualités différentes, décrites par certaines caractéristiques (physiques, chimiques, isotopiques...) mesurables, la connaissance de la qualité du mélange et de ses composantes permet d'en déduire une estimation de leurs proportions dans le mélange, pourvu que ces caractéristiques prises comme traceurs soient conservatives...*". Cinq conditions d'application émergent de cet énoncé: (1) conservation de la masse d'eau,

(2) traceur(s) parfait(s),

(3) différenciation des composantes du mélange,

(4) stabilité des traceurs,

(5) connaissance de la qualité du mélange et de ses composantes.

La **première condition** impose que le volume d'eau instantané (ou le débit instantané) à l'exutoire correspond à la somme des contributions des processus préalablement identifiés (absence d'évaporation pendant la crue). Si elle est satisfaite, l'équation (1.5) de bilan du flux d'eau peut être posée.

La **seconde condition** renvoie à la définition d'un traceur parfait, basée sur la représentativité cinématique des caractéristiques prise pour le traçage. Quant à la **troisième condition**, elle établit que les signatures des composantes doivent être significativement différentes pour pouvoir être différenciées dans le mélange.

La **quatrième condition** entend que les signatures des composantes du mélange soient constantes dans le temps et homogènes dans l'espace. En pratique, cette condition est rarement satisfaite, ce qui a conduit certains auteurs à utiliser des estimateurs (par exemple

moyenne et écart type pour une loi de distribution normale) prenant en compte les variations dans la limite imposée par la troisième condition (par exemple Bazemore *et al.*, 1994; Ribolzi *et al.*, 1996). Lorsque les variations temporelles sont importantes au cours de l'averse, il devient périlleux, voire impossible d'effectuer la décomposition puisque les conditions dites de "bon mélange" ne seront jamais réalisées. En effet, si la signature de l'une des composantes (la pluie par exemple) varie au cours de la crue, les conditions initiales "d'injection du traceur" sur le bassin versant interviendront toujours dans la relation qui définit le débit. Autrement dit, l'intégration de ces variations dans le calcul de la décomposition nécessiterait l'utilisation d'une fonction de transfert du traceur, aussi complexe à déterminer que celles qui régissent les transferts d'eau au niveau du bassin versant (les traceurs obéissant aux mêmes lois de mouvements que les particules étudiées). Malgré ces problèmes de fonds, certains auteurs tentent d'intégrer les variations temporelles par des méthodes séquentielles (moyenne pondérée incrémentée, mobile...) dans le calcul de décomposition de l'hydrogramme (par exemple McDonnell *et al.*, 1990; Marc, 1994). Ces dernières permettent parfois de reproduire la caractéristique du mélange à l'exutoire mais cela ne prouve pas la validité de la séparation (problème d'unicité de la solution trouvée).

Enfin, la connaissance de la qualité du mélange, évoquée dans la **cinquième condition**, implique que l'écoulement à l'exutoire satisfait aux conditions de "bon mélange" évoquées dans le paragraphe précédent. En effet, l'échantillonnage temporel de l'écoulement en un point (fixe ou aléatoire) dans la section de l'exutoire (protocole le plus courant) est valable si le prélèvement est représentatif. Cette condition est remplie lorsque la concentration instantanée du traceur est homogène (sous réserve que les 2^{ème} et 4^{ème} points sont satisfaits), ce qui implique un mélange total des composantes de l'écoulement. Cette hypothèse est parfois mise en défaut dans les cours d'eau importants ou lorsque l'exutoire se situe en aval d'une confluence (Gimeno-Serrano, 1991; Cornieles, 1997), en particulier lorsque les flux laminaires dominant dans l'écoulement moyen.

c) Résolution des systèmes d'équations

Selon le principe décrit précédemment et sous réserve des conditions d'application de la méthode, la décomposition d'un hydrogramme par traceur(s) consiste à résoudre, à chaque prélèvement à l'exutoire, un système de n équations de mélange à n inconnues (contributions des différentes composantes de la crue). Soit le cas simple d'un système où l'on considère deux écoulements; la nappe (indice n) et le ruissellement de surface (indice r):

$$Q'_e = Q'_r + Q'_n \quad (1.5)$$

$$Q'_e C'_e = Q'_r C'_r + Q'_n C'_n \quad (1.6)$$

Q'_e : débit de l'exutoire à l'instant t,

C'_e : concentration du traceur à l'exutoire à l'instant t,

Q'_n : débit de la nappe à l'instant t,

C'_n : concentration du traceur dans la nappe,

Q'_r : débit du ruissellement de surface à l'instant t,

C'_r : concentration du traceur dans le ruissellement.

La résolution de ce système d'équations conduit aux contributions instantanées des deux termes de l'écoulement à l'exutoire:

$$Q'_n = Q'_e \left(\frac{C'_e - C_r}{C'_n - C_r} \right) \quad (1.7)$$

$$Q'_r = Q'_e \left(1 - \frac{Q'_n}{Q'_e} \right) \quad (1.8)$$

Lorsque trois composantes sont prises en compte dans la décomposition, deux traceurs sont nécessaires. Les solutions exactes du système sont encore faciles à déterminer (voir par exemple Ogunkoya et Jenkins, 1993). Au delà de trois composantes, conceptualisation peu fréquente pour des raisons de paramétrisation et d'imprécision du résultat, une résolution matricielle pourra être envisagée (Forceri, 1994).

Il est important de rappeler que les contributions de n+1 réservoirs peuvent être estimées à partir de n traceurs à condition que ces traceurs aient des signatures significativement différentes dans chaque pôle. Dans le cas contraire, le système d'équations de mélange perd des degrés de liberté.

B - LES PRINCIPAUX TYPES DE TRACEURS ET LEURS APPLICATIONS

a) Les traceurs isotopiques

Les principaux résultats ont été obtenus grâce aux **traceurs isotopiques** naturels de l'eau (^{18}O ou ^2H) (par exemple: Blavoux, 1978; Sklash et Farvolden, 1979; Bottomly *et al.*, 1984; Hooper et Shoemaker, 1986; Pearce *et al.*, 1986, Hubert, 1989) ou encore artificiels (^3H) (Fritz et Fontes, 1980; Maloszewski *et al.*, 1983). Ces isotopes, marqueurs intrinsèques de la molécule d'eau, répondent parfaitement à la condition de représentativité cinématique. Ils permettent une différenciation entre l'eau "nouvelle" de l'averse (*event water*) et les eaux souterraines préexistantes (*pre-event water*) dans les nappes ou les sols. Ainsi, ces traceurs ont permis de montrer que les crues comportaient souvent une contribution importante de l'eau préexistante (Crouzet *et al.*, 1970; Blavoux, 1978; Sklash et Farvolden, 1979; Mérot *et al.*, 1981; Hooper et Shoemaker, 1986; Pearce *et al.*, 1986; Herrmann *et al.*, 1990; Maule et Stein, 1990; McDonnell *et al.*, 1991).

Cependant, bien que les isotopes lourds de l'eau soient des traceurs parfaits, les décompositions isotopiques rencontrent parfois des difficultés d'application. Celles-ci sont généralement liées à une mauvaise différenciation entre la pluie et l'eau "préexistante" et dans certains cas à une variabilité temporelle importante du signal de la pluie (Blavoux, 1978; McDonnell *et al.*, 1990; Bazemore *et al.*, 1994) (fig. 1.7).

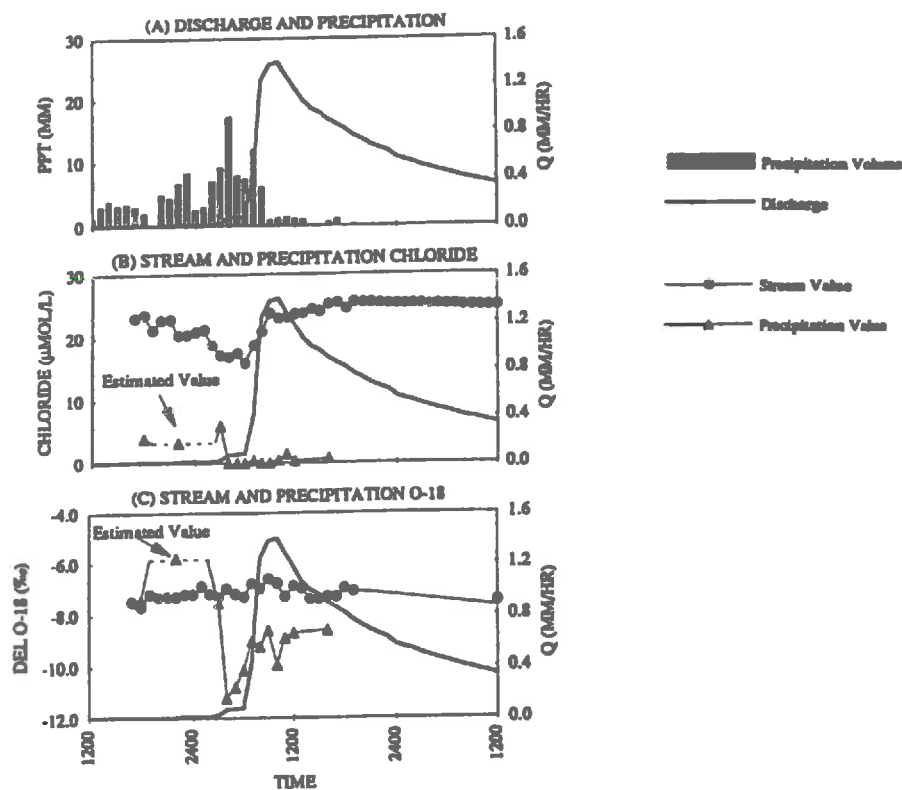


Figure 1.7. Evolutions temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ et de la concentration en chlorure des précipitations et du ruisseau sur un petit bassin versant forestier (d'après Bazemore et al., 1994)

Les résultats de ces décompositions informent sur l'origine temporelle des eaux, mais sont difficiles à interpréter en terme de processus d'écoulement et/ou d'origine spatiale (Rodhe, 1987; Barnes et Allison, 1988).

b) Les traceurs chimiques

Les caractéristiques chimiques des solutions ont été utilisées dès les premières décomposition d'hydrogrammes de crues par traceur(s) (Pinder et Jones, 1969; Pilgrim *et al.*, 1979; Eshleman *et al.*, 1993). Elles permettent de différencier les composantes du point de vue de leur origine spatiale, et sont donc souvent utilisées en complément des isotopes (Crouzet *et al.*, 1970; Sklash and Farvolden, 1979; Pearce *et al.*, 1986; Hubert, 1989; Jeffrey *et al.*, 1990; Wels *et al.*, 1991; Neal *et al.*, 1992; Ogunkoya et Jenkins, 1993; Travi *et al.*, 1994...). Malgré la grande diversité des composés chimiques, les composés non réactifs sont rares, la plupart d'entre eux étant impliqués dans des processus complexes de type géochimiques ou biologiques. Ce constat a conduit certains auteurs à combiner des solutés contrôlés pour obtenir un paramètre conservatif (Giusti et Neal, 1993; Ribolzi *et al.*, 1996). L'exposé de cette démarche nécessite un long développement qui sera détaillée dans la troisième partie de ce chapitre (concept d'alcalinité résiduelle) et en annexe 1.3.

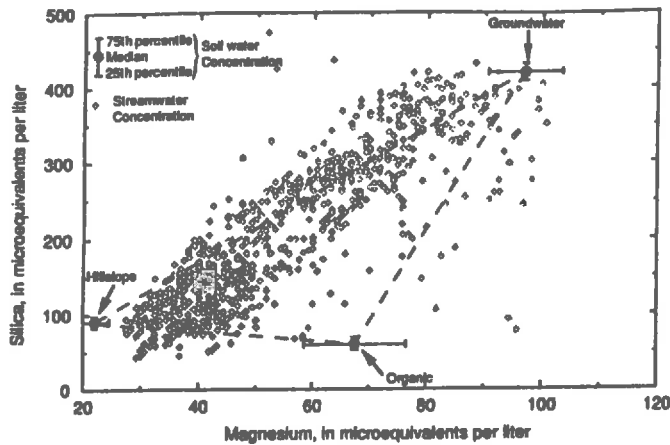


Figure 1.8. Diagramme de mélange (End-Members Mixing Analysis) de la silice et du magnésium sur un petit bassin versant de montagne (d'après Hooper et al., 1990).

L'emploi des traceurs chimiques connaît un récent regain d'intérêt avec l'approche EMMA (End Member Mixing Analyse) (Christophersen et al., 1990; Hooper et al., 1990; Robson et Neal, 1990; Ogunkoya et Jenkins, 1993; Bazemore et al., 1994). Celle-ci est basée sur l'identification *in situ* de "bornes hydrochimiques" (End Members) constantes et conservatives (trois le plus souvent), dont le mélange explique le comportement du ruisseau à l'exutoire final. Cette méthodologie repose sur l'analyse de diagrammes de mélange (mixing diagrams), qui sont construits à partir des échantillons du ruisseau et des pôles moyens moyennes et quantiles) en croisant deux à deux les espèces chimiques considérées (fig. 1.8).

Si les bornes (j) sont bien identifiées, différentes et constantes, et sous réserve que les solutés sont conservatifs, les prélèvements à l'exutoire se trouveront dans le triangle de mélange formé par les 3 pôles. L'estimation des contributions (x_j) de chacun d'eux, sous la contrainte $x_j \geq 0$, peut être effectuée par une méthode des moindres carrés (Christophersen et al., 1990) ou par résolution directe du système de trois équation à trois inconnues (Ogunkoya et Jenkins, 1993). Il est important de noter que la position des points dans le triangle est une condition nécessaire mais non suffisante pour valider le mélange à partir des pôles sélectionnés. Cependant, elle peut permettre de réfuter une hypothèse de composition du mélange à l'exutoire. Ainsi, si certains points sont en dehors du triangle formé par les pôles, plusieurs explications pourront être avancées:

- ↳ un des pôles est mal caractérisé,
- ↳ un des pôles est manquant,
- ↳ le mélange n'est pas conservatif.

Par ailleurs, si les traceurs chimiques présentent souvent une meilleure stabilité temporelle que les isotopes naturels de l'eau, comme c'est souvent le cas dans la pluie (fig. 1.7), ils sont généralement sujets à de fortes variations spatiales dans les sols (fig. 1.8). Enfin, concernant les traceurs chimiques, il est important de préciser que leur intérêt tient souvent au fait qu'ils ne sont pas tout à fait conservatifs. En effet, leur spécificité spatiale vis-à-vis d'un horizon pédologique ou d'un ensemble lithologique résulte habituellement d'interactions eau-

roche ou de processus biologiques localisés. Cependant, lorsque la cinétique de ces processus est négligeable pendant la durée d'une crue, le caractère conservatif de ces solutés peut être supposé.

c) Les marqueurs spécifiques

Certaines caractéristiques non conservatives telle que la température (Shanley et Peters, 1988; Travi *et al.*, 1994) (fig. 1.9), bien qu'elles ne puissent être utilisées dans une optique quantitative, présentent un intérêt lorsqu'elles marquent spécifiquement un processus d'écoulement. Si la durée du marquage (liée à la cinétique du contrôle) est supérieure au temps de transfert vers l'exutoire et que le marqueur non conservatif suit étroitement le cheminement de l'eau, celui-ci permettra de détecter l'occurrence du processus à l'exutoire durant la crue.

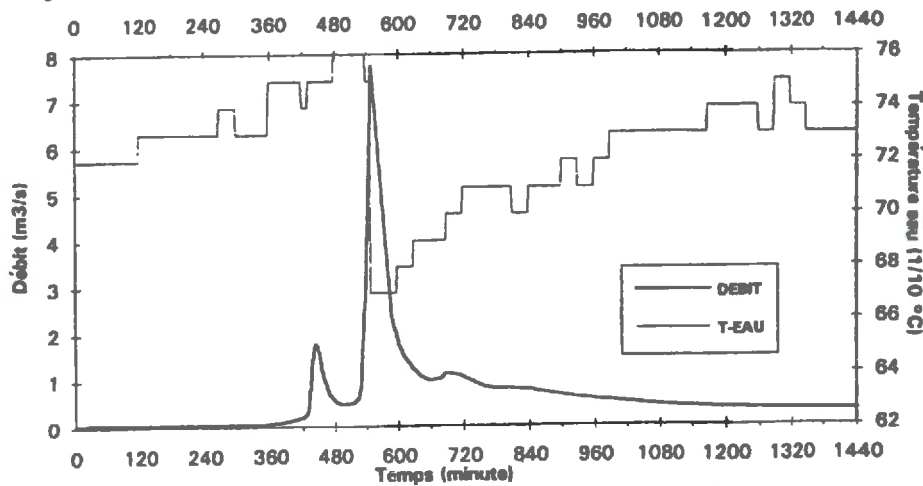


Figure 1.9. Evolution temporelle de la température et du débit du ruisseau sur un petit bassin versant méditerranéen (d'après Travi *et al.*, 1994).

C - LES INCERTITUDES A PRENDRE EN COMPTE

Dans les décompositions d'hydrogrammes de crue par traceur, comme pour toute modélisation faisant intervenir plusieurs paramètres entachés d'une imprécision, il paraît nécessaire d'estimer l'incertitude sur le(s) résultat(s). La différentielle logarithmique de l'équation (1.5) permet de séparer les termes de l'incertitude absolue sur l'estimation du débit de la nappe (indice n) du mélange (Marc, 1994):

$$\Delta Q_n^i = Q_n^i \left(\frac{\Delta Q_e^i}{Q_e^i} + \frac{\Delta C_e}{|C_e - C_r|} + \Delta C_r \left| \frac{C_e - C_n}{(C_n - C_r) \cdot (C_e - C_r)} \right| + \frac{\Delta C_n}{|C_n - C_r|} \right) \quad (1.9)$$

Cette relation révèle que l'erreur absolue est d'autant plus forte que les différences $(C_e - C_n)$ et $(C_r - C_n)$ sont réduites et que la différence $(C_e - C_r)$ est grande. Les erreurs absolues des diverses composantes dépendent des facteurs suivants:

- ↳ la précision de la mesure,
- ↳ la variation temporelle des traceurs au sein des pôles,

↳ la variation spatiale des traceurs au sein des pôles.

L'application directe de la formule (1.9) conduit à maximiser l'incertitude du débit estimé. Afin de mieux approcher l'incertitude du calcul, il est possible d'appliquer une procédure de type Monte Carlo (Bazemore *et al.*, 1994; Ribolzi *et al.*, 1994; Ribolzi *et al.*, 1996). Cette procédure implique de connaître les lois de distribution des concentrations au sein des pôles ou de faire des hypothèses sur la nature de ces lois. Chaque paramètre connu des équations de mélange est assorti d'une espérance et d'un écart-type estimé. Quel que soit le traceur utilisé, l'espérance de C_e correspond à la teneur instantanée mesurée, associée à son imprécision analytique. Pour chacun de ces paramètres, à chaque prélèvement, on réalise n tirages aléatoires suivant une loi (normale ou log-normale) correspondant à l'espérance et l'écart-type estimé. A tous les tirages, les débits des deux composantes sont calculés selon les équations de mélange (1.5) et (1.6). Les n valeurs obtenues pour les deux écoulements conduisent au calcul d'une moyenne instantanée assortie de sa variance.

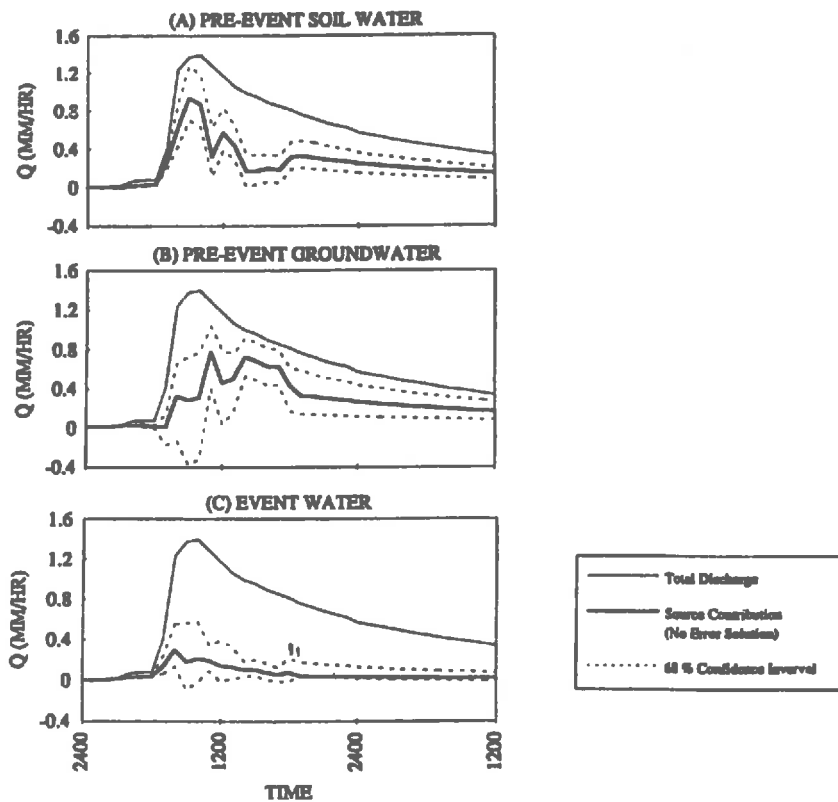


Figure 1.10. Décomposition géochimique (à partir du chlorure et de l'oxygène 18) d'un hydrogramme de crue sur un petit bassin versant forestier (d'après Bazemore *et al.*, 1994). Estimation des imprécisions par une analyse de Monte Carlo et hypothèse d'un mélange à trois pôles; eaux "préexistantes" du sol (A), de la nappe (B) et eau "nouvelle" des précipitations.

Comme l'a souligné Marc (1994), l'appréciation de l'incertitude de la décomposition amène à relativiser les résultats de décomposition par traceurs. En particulier lorsqu'il s'agit de décomposition à trois pôles, l'importance des erreurs devenant tout à fait remarquable (fig. 1.10).

3. Synthèse

Passer en revue les différents modes de décompositions géochimiques fait ressortir les difficultés et contraintes de leur application. Comme l'a souligné Ambroise (1991), il arrive que ces méthodes se heurtent à deux difficultés majeures:

↳ une réalité hydrologique souvent complexe où un même processus peut concerner des eaux d'âge et de qualité différentes, et un même type d'eau peut suivre des cheminements différents,

↳ des solutions numériques difficiles à valider sur le terrain.

Néanmoins, lorsque les conditions naturelles (disponibilité et stabilité des traceurs, contraste des signatures, pertinence des pôles hydrochimiques...) et matérielles (moyens humains et analytiques, accès aux points de prélèvement...) se prêtent à leur mise en oeuvre, elles peuvent constituer des outils exploratoires, voire de suivi en continu des processus d'écoulement lors des crues. En outre, dans une optique de modélisation mathématique des flux au niveau du bassin versant, elles permettent une identification et une hiérarchisation préalable des processus d'écoulements à prendre en compte. Concernant le problème de validation des résultats numériques de ces modèles, des solutions peuvent être apportées par:

↳ une vérification, pour chaque nouvelle situation expérimentale, des conditions d'application de la méthode (caractère conservatif, stabilité des traceurs...). Ainsi, lorsque les moyens expérimentaux sont limitants, l'étude intensive de quelques crues sera préférable à l'étude extensive des crues sur plusieurs cycles hydrologiques (incertitude d'autant plus large que l'échantillonnage est réduit).

↳ la répétition des décompositions à partir de différents traceurs.

III - METHODES D'IDENTIFICATION DES TRACEURS CHIMIQUES NATURELS

Le caractère conservatif des solutés est une des principales conditions d'application de la méthode de décomposition par traceur(s) chimique(s). Malgré la grande diversité des composés chimiques, ceux non réactifs sont rares, la plupart d'entre eux étant impliqués dans des processus complexes de type géochimiques, physico-chimiques ou biologiques. De plus, suivant les caractéristiques du milieu (lithologie, climat...) et de la solution (force ionique, pH...), un même composé dissous sera réactif dans certains cas et inerte dans d'autres. Ce constat d'ordre général implique d'étudier le comportement des paramètres chimiques dans leur contexte avant de les utiliser comme traceurs. Il existe de nombreuses approches géochimiques

pour rechercher et modéliser les processus de contrôle de la qualité des solutions naturelles. L'objectif de cette partie est de présenter brièvement trois d'entre elles.

1. L'analyse des équilibres thermodynamiques

La première consiste à analyser les interactions eaux-roches par le biais des équilibres thermodynamiques. La plupart des solutions naturelles contiennent un grand nombre d'espèces chimiques réparties dans différentes phases (liquide, solide et gaz) et susceptibles d'interagir entre elles. C'est pourquoi l'étude des équilibres entre solutions et minéraux conduit forcément à estimer les activités des espèces chimiques dissoutes à partir des concentrations totales en solutés. Connaissant les activités il est alors possible de calculer l'état de saturation des solutions par rapport aux minéraux présents dans le milieu, et dont on connaît le produit de solubilité (généralement fournis par les bases de données thermodynamiques). Pour plus de détails concernant les fondements thermodynamiques de ces approches, le lecteur pourra se référer aux nombreuses références spécialisées sur ces questions (Prigogine et Defay, 1950; Garrels et Christ, 1965; Fritz, 1975; Stumm et Morgan, 1981; Michard, 1989). Un rappel sur les connaissances de base et sur les types de modèle existants figure en annexe 1.1.

2. L'analyse des diagrammes de concentration

La deuxième approche consiste à analyser l'évolution des concentrations en solutés lors de processus de concentration des solutions (Al-Droubi, 1976; Gac, 1980; Fritz, 1981, Vallès, 1987, Ribolzi *et al.*, 1993). Cette méthode repose sur l'examen de diagrammes de concentration et est surtout adaptée aux milieux où les solutions souterraines se concentrent par évaporation et/ou transpiration en dehors des périodes de crues (climats méditerranéens, arides...). L'élaboration de ces diagrammes nécessite la mesure (Al-Droubi, 1976; Gac, 1980; Vallès, 1987; Barbiéro, 1994) ou l'estimation du facteur de concentration des solutions grâce à un traceur de référence (Gac, 1980, Gonzalez-Barrios, 1992; Ribolzi *et al.*, 1993; Barbiéro, 1994) (annexe 1.2). Lorsqu'il s'agit d'une analyse de prélèvements spatiaux, les variations de concentration aux différents points sont considérées comme négligeables pendant la durée des prélèvements et sont supposées retracer l'évolution temporelle de la composition des eaux. Dans ce type de représentations, les concentrations apparaissent souvent plus dispersées que dans le cas de l'évolution temporelle d'une solution soumise à évaporation (Ribolzi *et al.*, 1993). Cette dispersion est généralement liée à la variabilité spatiale des processus ou des faciès chimiques. Ainsi, lorsque la concentration d'un élément sera partiellement déterminée par la distribution spatiale de fonctions puits ou source plutôt que par des processus de concentration, le nuage correspondant sera fortement dispersé. Le comportement sera très différent de celui du traceur de référence même si l'élément ne subit aucun processus de contrôle à court terme.

3. L'alcalinité résiduelle généralisée

L'alcalinité résiduelle (Van Beek et Van Breemen, 1973), issue du concept de carbonate résiduel (Eaton, 1950), est obtenue (dans sa formulation initiale) par différence entre l'alcalinité carbonatée (Alc_C) et les concentrations totales des cations divalents en solution ($AR = Alc_C - 2[Ca^{2+}]_T - 2[Mg^{2+}]_T$) (annexe 1.3). Elle est exprimée en équivalents par litre de solution. Le sens d'évolution des concentrations d'une solution soumise à évaporation peut être prédit en fonction du signe de l'alcalinité résiduelle.

Ce concept a été généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux tels que la séquence calcite puis gypse (Al-Droubi, 1976; Vallès, 1987; Vallès *et al.*, 1989; Vallès *et al.*, 1991). Il s'agit d'un argument de bilan ionique qui permet de diagnostiquer les contrôles géochimiques principaux.

Jusqu'à une période récente, il n'était utilisé que pour prévoir le sens d'évolution des concentrations ou préciser la famille chimique des solutions. Depuis peu, le caractère conservatif de l'alcalinité résiduelle a été prédit en théorie (Vallès *et al.*, 1991) puis montré sur le terrain (Ribolzi *et al.*, 1993). Dès lors ce concept peut être utilisé dans des applications à finalité quantitatives telles que la décomposition d'hydrogramme de crue (Giusti et Neal, 1993; Ribolzi *et al.*, 1996).

MATERIELS ET METHODES

MATERIELS ET METHODES

Les processus mis en jeu lors des crues dépendent étroitement des spécificités géomorphologiques, lithologiques, et climatiques du milieu (Dunne, 1978). Une première partie de ce chapitre est donc consacrée à la présentation du site d'étude. Elle s'appuie pour l'essentiel sur le rapport de présentation du bassin versant de Roujan (Andrieux *et al.*, 1993) et sur les analyses hydrologiques synthétisées dans Voltz et Andrieux (1995). Après avoir localisé et décrit le milieu physique (climat, géologie, géomorphologie, pédologie), les aspects hydrogéologiques et hydrologiques du bassin versant sont abordés sous un angle descriptif. Une deuxième partie concerne les mesures effectuées (hydro-météorologiques, chimiques et isotopiques) avec leur localisation sur le bassin versant. Les méthodes de prélèvement, d'analyse des solutions ainsi que la méthode de traitement thermodynamique des données brutes seront également décrites.

I - PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

1. Le bassin versant dans le cadre régional

Le bassin versant de Roujan, d'une superficie de 0,9 km², se localise dans le département de l'Hérault. Il se trouve à une quarantaine de kilomètres au nord-est de Béziers et une dizaine de kilomètres à l'ouest de Pézenas (fig.2.1). Il fait partie du Bas-Languedoc et plus précisément du piémont bittérois, contrefort oriental de la Montagne Noire. Les coordonnées géographiques sont 43°30' de latitude nord et 3°19' de longitude est, soit (679-680, 132-133) en coordonnées Lambert zone III.

Il constitue un des sous-secteurs de référence représentatifs de la région naturelle de la Vallée de l'Hérault (Favrot *et al.*, 1992). Cette dernière est par ailleurs l'une des 80 petites régions naturelles du languedoc-Roussillon définies à partir de la carte des paysages pédologiques au 1/250 000 (Bornand *et al.*, 1991). Le bassin versant de Roujan est représentatif du contexte languedocien au point de vue des sols, des mutations agricoles en cours et de la diversité agronomique.

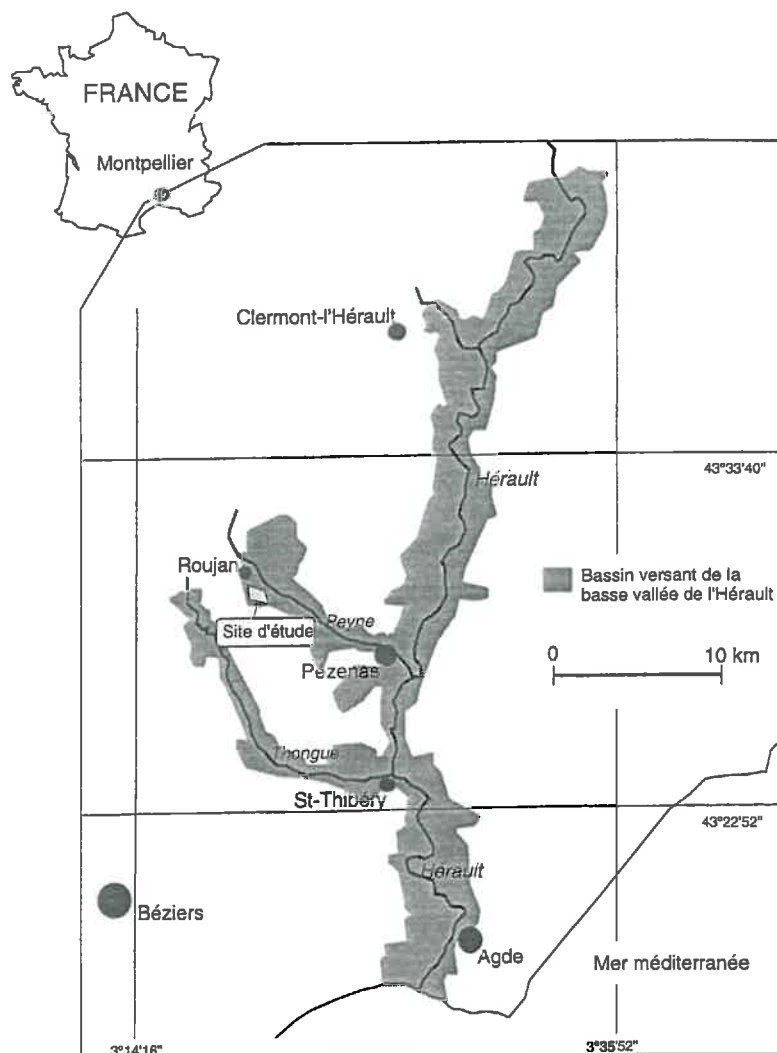


Figure 2.1. Bassin versant de la basse vallée de l'Hérault. (D'après le catalogue des domaines hydrogéologiques Languedoc Roussillon - Midi Pyrénées. Agence de bassins Rhône - Méditerranée - Corse, 1983).

Le site expérimental de Roujan (cliché 1) est situé dans le bassin versant de la Peyne dont la superficie est 125 km². Ce dernier peut être divisé en deux ensembles géographiques; celui de *la haute vallée de la Peyne* caractérisé par un relief accidenté et une végétation de type garrigue avec chêne vert dominant, et celui de *la basse vallée de la Peyne* où l'on rencontre, au sein d'un relief plus adouci, le paysage viticole typique de la moyenne vallée de l'Hérault.

Le bassin versant de Roujan, par l'intermédiaire de celui de la Peyne, se trouve dans le périmètre du bassin versant de la basse vallée du fleuve Hérault (fig. 2.1). Celui-ci dispose d'un lit majeur de plus de 1 km de large, dans une région où la basse vallée est creusée essentiellement dans les formations tendres à dominante marneuse datées du miocène (fig. 2.2). Les alluvions récentes de ce lit majeur reposent directement sur ces formations par l'intermédiaire d'anciennes surfaces de creusement. Sur les affluents d'ordre 1 comme par

exemple la Peyne, il y a une réduction considérable des lits majeurs dont la largeur dépasse rarement 100 m. Corrélativement, il y a réduction de l'épaisseur des alluvions, qui deviennent également plus fines et plus argileuses. Au niveau des affluents de deuxième et troisième ordre il n'y a pratiquement plus d'alluvions. C'est le cas du ruisseau Boudic, constituant l'exutoire du bassin versant de Roujan où, comme nous l'avons vu précédemment, les fonds de thalweg sont remplis par des formations essentiellement colluviales à matrice limono-argileuse.

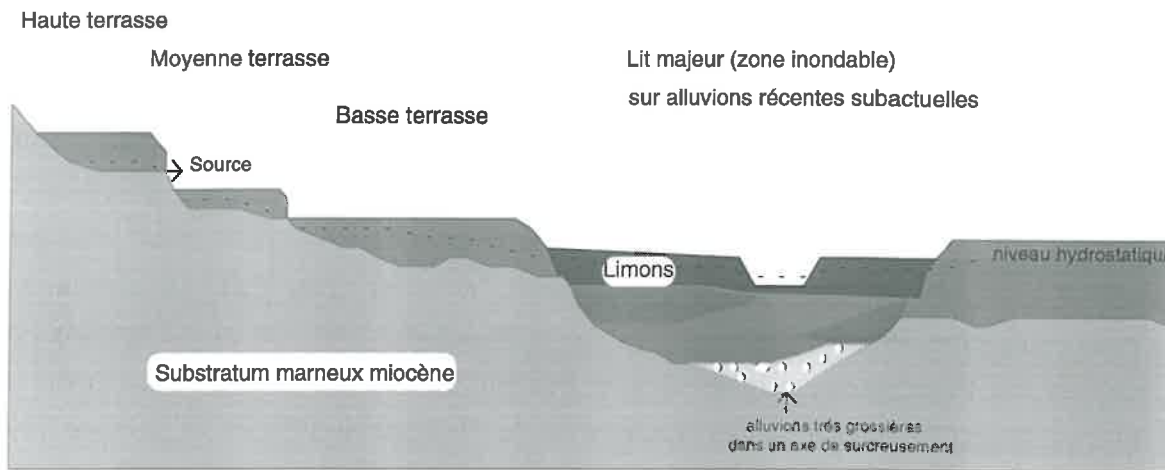


Figure 2.2. Coupe hydrogéologique type en travers de la vallée de l'Hérault .

2. Contexte climatique actuel

En hydrologie de bassin versant, les précipitations constituent le "signal d'entrée" dans le système. Leur répartition temporelle contrôle partiellement la vitesse et la nature des processus de transfert d'eau vers la rivière. Sur le bassin versant de Roujan, le climat est de type "*méditerranéen subhumide*" à saison sèche prolongée.

A - PLUVIOMETRIE ET TEMPERATURE

La pluviométrie annuelle moyenne enregistrée sur les stations les plus proches est de 650 mm, avec un maximum en octobre et en février (tab. 2.1). Contrairement à d'autres régions méditerranéennes, la recrudescence des pluies de printemps est relativement faible. Mais les moyennes sont peu représentatives face à la grande variabilité inter-annuelle et intra-annuelle des précipitations. Des orages diluviens et des crues parfois dévastatrices peuvent suivre de longues périodes de sécheresse, comme par exemple à Pézenas où le 19 janvier 1979 il tomba 210 mm en 24 heures (Ascencio, 1984). Enfin, le nombre annuel moyen de jours pluvieux pour la région de Roujan entre 1951 et 1975, est compris entre 70 et 80 jours.

Tableau 2.1. Pluviométrie (en mm, de 6 à 6 heure T.U.) moyennes mensuelles et annuelles des stations de Gabian, Servian, Pézenas, St Geniès-le-bas et Gignac (Météo France, 1992).

Station	Période	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Gabian	1961-90	69,4	77,2	62,1	59,2	55,2	32,4	21,4	38,1	63,5	120,1	69,5	59,2	727,5
Servian	1973-91	60,1	74,2	46,8	45	48,2	29,0	14,9	30,9	37,6	101,9	59,0	50,5	602,8
Pézenas	1961-90	68,9	76,7	62,2	57,7	50,7	28,2	17,5	38,2	55,8	109,2	63,8	56,0	673,2
St Geniès	1961-90	60,0	61,7	47,7	59,0	49,6	27,9	20,1	39,3	55,2	104,9	57,4	50,6	634,2
Gignac	1891-79	68,0	63,0	76,0	54,0	61,0	42,0	27,0	44,0	71,0	116,0	64,0	70,0	758,0

Concernant le régime des précipitations sur Roujan, les deux années de mesures effectuées confirment la variabilité inter annuelle et intra annuelle des précipitations enregistrées sur les cinq stations les plus proches (Molenat, 1994). Les deux principales périodes à forte pluviométrie sont le printemps et l'automne (tab. 2.2). La pluviométrie maximale enregistrée sur une journée est 134 mm le 19 octobre 1994. Le mois d'octobre 1993 a connu les plus importantes précipitations avec 248 mm mesurés au pluviographe à l'exutoire. Par ailleurs, le nombre annuel de jour pluvieux est de 71 jours en 1993 et 73 jours en 1994. Les intensités maximales calculées sur 5 minutes ont été enregistrées en été, avec 108 mm/h le 14-08-1993 et 115 mm/h le 31-09-94.

Tableau 2.2. Pluviométrie printanière et automnale par rapport à la pluviométrie annuelle (Molenat, 1994).

Année	1993	1994
Hauteur cumulée (mm)	1006	753
Printemps (%)	34	17
Automne (%)	48	58

Les moyennes annuelles des températures quotidiennes oscillent entre 10 et 20 °C (tab. 2.3). Le mois le plus froid est janvier (3 à 11°C) et le plus chaud juillet (18 à 30°C).

Tableau 2.3. Moyennes mensuelles des températures (en °C, de 6 à 6 heure T.U.) minimales et maximales quotidiennes de la station de Servian (Météo France, 1992).

Station	Température	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
	(°C)													
Servian	mini.	2,9	3,2	5,8	7,8	10,9	14,5	17,7	17,4	15,1	11,4	7,3	4,0	9,9
1980 à 1991	maxi.	10,9	11,8	14,6	17,4	21,0	26,1	30,0	29,6	26,7	20,8	14,7	12,0	19,8

B - LES VENTS ET L'EVAPOTRANSPIRATION

Quatre vents principaux peuvent être distingués en fonction de leur direction et de leur fréquence d'occurrence: la "tramontane" d'orientation NW (300 à 340°) avec 33,7% des relevés (période 1976 à 1990), le "mistral" d'orientation NE (40 à 80°) avec 16,4% des relevés, le "grec" d'orientation SE (100 à 140°) avec 11,6% des relevés et le "marin" de direction S (160 à 220°) qui concerne 10,6% des relevés. Les vitesses sont supérieures à 6 m/s pour plus de 60% des relevés (période de janvier 1976 à décembre 1990) enregistrés à Sète (Météo France, 1992).

Tableau 2.4. Evapotranspiration Penman (mm). Moyennes mensuelles et écarts types (σ) calculés à partir des données de la station Météo France de Montpellier-Fréjorgues pour la période 1966-1990.

Station	Paramètre	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
	(mm)													
Fréjorgues	moyenne	27,8	35,9	71,7	101,5	130,4	163,1	188,2	158,9	100,5	55,3	31,2	29,9	1094,4
1966-90	σ	7,9	5,6	11,9	15,4	11,6	12,0	13,1	10,0	11,1	6,4	5,5	21,8	

Enfin, l'évapotranspiration, accentuée par la fréquence des vents, peu dépasser 1000 mm par an, avec un maximum en juillet (tab. 2.4). D'où un déficit climatique important qui conduit à une concentration des eaux.

Sur le bassin versant de Roujan, l'ETP Penman calculée à partir des données de la station météo à l'exutoire est de 939 mm pour 1993 et 935 mm pour 1994. Les maxima mensuels s'observent en juillet avec 165 mm.

3. Géologie, géomorphologie et pédologie

Les caractéristiques morfo-pédologiques du milieu ont une incidence majeure sur les vitesses et les processus de transfert d'eau. La morphologie du bassin de Roujan a été façonnée depuis la mise en place des sédiments par les phases d'érosion et d'altération paléoclimatiques. Nous verrons dans ce paragraphe, que le paysage du bassin versant a également été remodelé par l'homme.

A - GEOLOGIE

Le bassin versant étant proche des anciennes lignes de rivage de la mer miocène, les faciès de bordure y sont par conséquent bien représentés. Sur le bassin versant, au dessus des terrains miocènes, l'histoire des dépôts est exclusivement continentale. Elle se résume à de courtes périodes d'apports, au pliocène et au villafranchien, qui ont entrecoupé la grande période d'altération et d'érosion post-miocène (12 Ma).

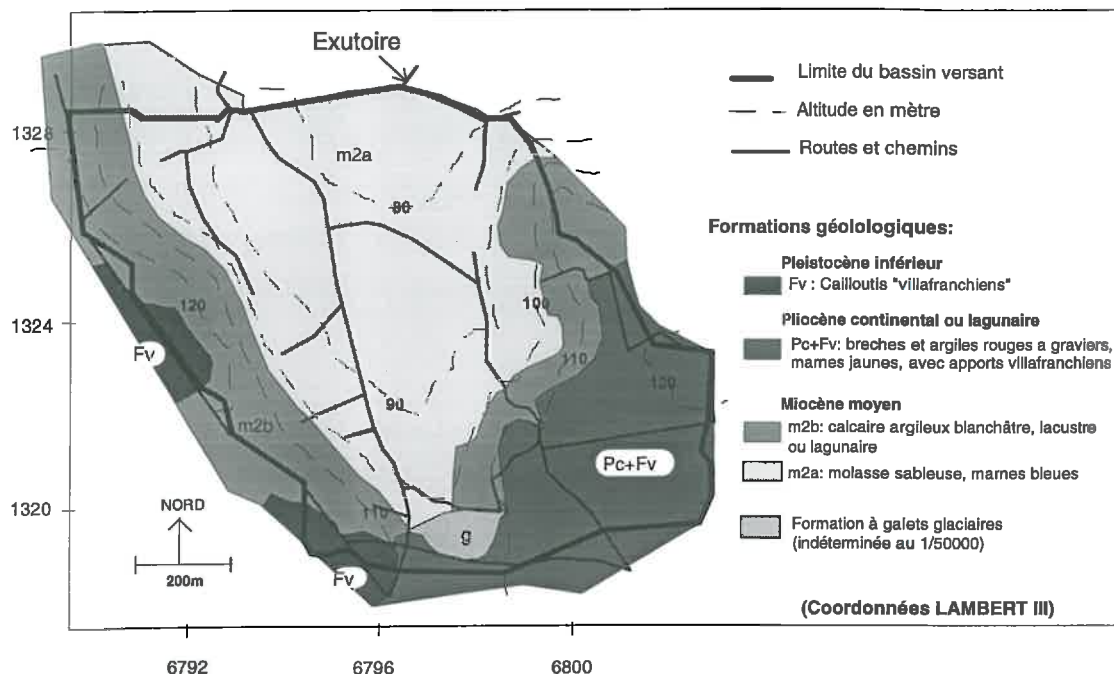


Figure 2.3. Carte des formations géologiques du bassin versant de Roujan (d'après la carte géologique du BRGM, feuille de Pézenas au 1/5000, limites adaptées par C. Joseph, LHM, Université Montpellier II) (INRA, Science du Sol, Montpellier).

Une dissymétrie dans la répartition des principaux corps sédimentaires constitue un des faits remarquable sur le bassin versant. Le versant ouest présente des faciès très divers, tandis que le versant est, à l'emplacement du Puech Moule, est caractérisé par une structure massive formée par une série exclusivement calcaire.

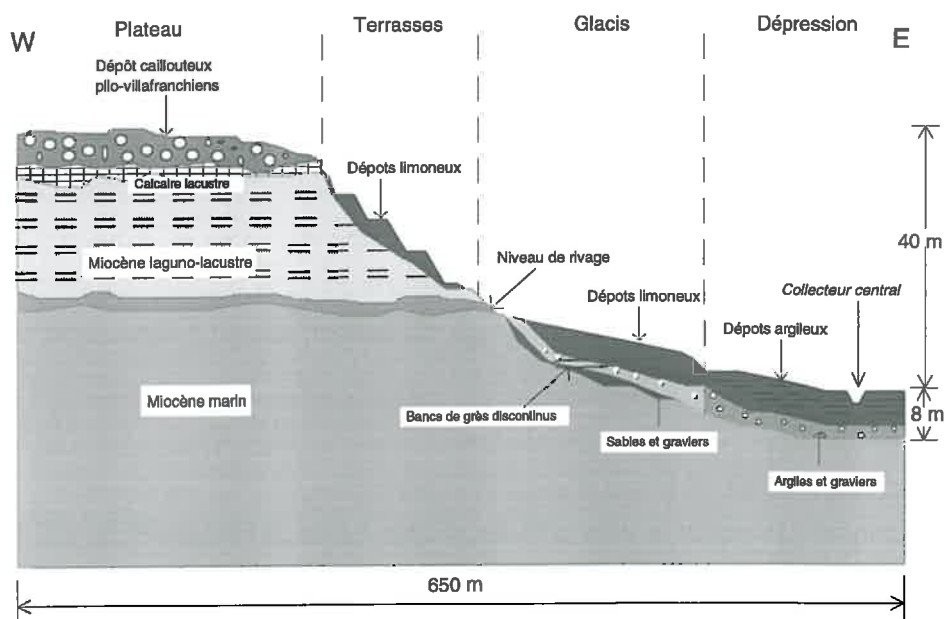


Figure 2.4. Coupe schématique montrant la répartition des principales formations géologiques présentes sur le bassin versant de Roujan (INRA, Science du Sol, Montpellier).

a) Les formations miocènes

La partie basse du bassin versant, jusque vers la cote 90 m (NGF) est formée de niveaux sommitaux d'une sédimentation marine grés-argileuse de couleur grise (fig. 2.3). Ces niveaux constituent le substratum imperméable. Au dessus des sédiments marins, une séquence laguno-lacustre débute par des bancs de calcaire à dragées de quartz blancs non altérés, associés à des faciès remaniés contenant de nombreux débris d'*Ostrea crassissima*. Ce premier niveau est suivis par des bancs de calcaire alternant avec des grès grossiers à Turritelles. Enfin, cette série se termine par une alternance de plusieurs faciès peu épais, parmi lesquels figurent des calcaires dolomitiques karstifiés. A noter également, vers le sommet, la présence d'une paléosurface d'altération post-miocène marquée par l'accumulation d'argilites rouges sombres, riches en fer.

b) Les formations post-miocènes

En position sommitale, au dessus de la série miocène, des formations continentales se présentent sous forme d'épandages, colluvions et cailloutis (fig. 2.4). A l'ouest, ils sont essentiellement représentés par des dépôts villafranchiens (pléistocène inférieur) de 1 à 3 m d'épaisseur. Ils subsistent en lambeaux disséqués par l'érosion et sont constitués de galets roulés de quartz, quartzites, schistes et phyllades associés à des argiles et des limons rubéfiés. Au sud-est, s'individualise une paléosurface constituée par une séquence caillouteuses irrégulière de 4 à 5 m d'épaisseur au maximum, est attribuable au pliocène continental. Elle est constituée d'éléments calcaires et de quartz assemblés dans une matrice formée d'argiles et de limons rubéfiés.

c) Les formations de versant

Récents sur le bassin versant, ces formations essentiellement colluviales, ont une épaisseur de 0,5 m au niveau des pentes et de 3 à 6 m dans les parties basses. Elles sont constituées de limons emballant des galets ou des éclats de quartz issus des niveaux géologiques affleurant sur les bordures.

B - GEOMORPHOLOGIE ET OCCUPATION DES SOLS

Le bassin versant de Roujan s'organise en quatre ensembles géomorphologiques principaux (fig. 2.5):

(1) *Le plateau*, qui culmine à 125 m et présente une superficie de 0,25 km² (27 % de la surface totale), est plus ou moins disséqué par l'érosion. L'essentiel de sa surface se trouve au sud-est (environ 20 % de la surface totale), où il se développe en constituant un vaste *impluvium*.

(2) *Les versants*, aménagés en terrasses, ont une superficie est de 0,30 km² (33 % de la surface totale). Ils se caractérisent par de fortes pentes (10 à 20 %) et un relief qui présente une succession de formes convexes, lorsque les bancs et éboulis calcaires sont présents, et concaves lorsqu'ils sont absents.

(3) *Le glacis* colluvial, à pente douce (2 à 7 %), présente une superficie de 0,24 km² (26 % de la surface totale).

(4) *La dépression* centrale, d'une superficie de 0,12 km² (14 % de la surface totale), est très évasée avec de faibles pentes (<2%). Elle est située à 75 m d'altitude et comporte 6 à 8 m de dépôts alluvio-colluviaux.

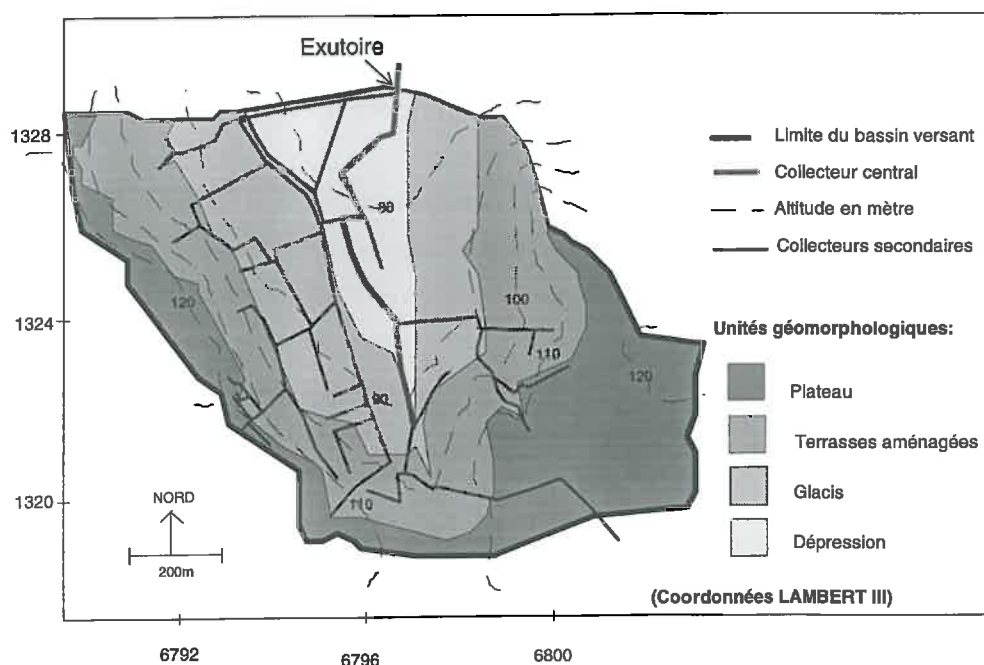


Figure 2.5. Unités géomorphologiques du bassin versant de Roujan (INRA, Montpellier, Science du Sol).

Le bassin versant est composé de 244 parcelles agricoles (fig. 2.6) soit une S.A.U. (Surface Agricole Utile) de 86 ha dont 81% est occupée par de la vigne (tab. 2.5). Quelques parcelles sont réservées à la culture de l'asperge (2,4% de la S.A.U. en juillet 1993), d'autres aux céréales (3,4% de la S.A.U. en juillet 1993).

Tableau 2.5. Occupation des sols sur le bassin versant de Roujan en juillet 1993 (Andrieux et al., 1993).

	Vigne	Vigne	céréale	asperge	friche-	lagunes	routes,	Total
		arrachée			garrigue		bâtiments...	
surface (km ²)	0,66	0,11	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,90
% surface totale	75	12	3	2	3	1	3	
% Surface Agricole Utile	81	13	3	2				

Toutefois, par suite de la réorganisation des exploitations agricoles, certaines parcelles d'accès difficile sont laissées à l'abandon. Ainsi, en juillet 1993, 3,2% de la surface totale était occupée par des friches ou de la garrigue .

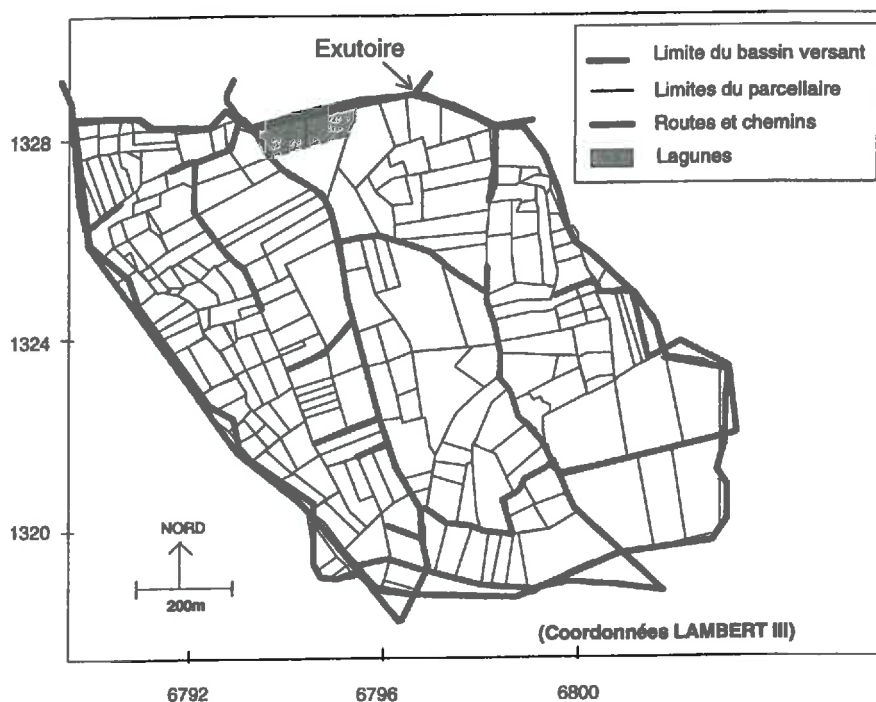


Figure 2.6. Parcellaire, routes et chemins sur le bassin versant de Roujan (INRA, Montpellier, Science du Sol).

C - PEDOLOGIE DU BASSIN VERSANT

a) Les grands ensembles pédologiques

Les principales unités de sols sont réparties en fonction des quatre ensembles géomorphologiques: Le *plateau* comporte deux sous-ensembles. A l'ouest, les sols se développent sur les dépôts villafranchiens. Ils sont acides, à cailloutis quartzeux enrobés dans des matériaux argilo-sableux rubéfiés. A l'est, des sols rouges caillouteux mais recarbonatés couvrent la surface la plus étendue et aplanie du plateau. Sur les *terrasses*, les sols sont majoritairement calcaires à texture limono-sableuse ce qui explique en partie leur faible stabilité structurale de surface. En outre, ils présentent une hydromorphie marquée (tâches d'oxydo-réduction...) (gleysols calci-régosoliques) en amont des versants concaves où la nappe du plateau s'exfiltre sous forme de plans de suintement (mouillères) de tailles variables. Les sols du *glacis*, développés sur les formations de versant, sont limoneux et calcaires, ils présentent des profils peu différenciés (calcisols). Enfin, les sols de la *dépression* centrale ont une texture plus fine et sont nettement affectés par une hydromorphie pouvant apparaître dès la surface (gleysols fluviqes).

b) Caractéristiques physiques et minéralogiques

La minéralogie fait ressortir quelques analogies, mais aussi des différences en fonction des situations géomorphologiques (tab. 2.6). Ainsi, les smectites sont présentes dans tous les horizons de sols; elles dominent nettement. Les argiles micacées (illite), sont abondantes dans les dépôts villafranchiens. Dans ces dépôts, l'existence de goethite, vermiculite et de kaolinite est relativement spécifique. A l'opposé, la chlorite y est absente alors qu'elle est généralement présente ailleurs.

Tableau 2.6. Analyses minéralogiques (diffractométrie de rayons X) réalisées sur les profils de sol 5 (glacis, substratum sablo-gréseux), 7 (terrasses) et 46 (plateau, dépôts villafranchiens). [a.m.: argile micacée; +: minéral peu abondant; ++: minéral abondant; +++: minéral très abondant; g: minéral interstratifié gonflant; ?: présence possible; t: traces] (Andrieux et al., 1993).

Profil	Horizon (cm)	Interstratifiés	Smectite	Vermiculite	Chlorite	Illite (a.m.)	Kaolinite	Quartz	Goethite	Feldspath
5 (glacis)	0-35	g+	++	?	+	++	?	t	t	-
	35-95	+	+++	?	?	+	?	-	-	-
	95-200	+	++	?	+	++	?	-	t?	-
7 (terrasses)	0-45	+	+++	?	+	+	?	t	t?	t?
	45-110	+	+++	?	+	+	?	t	-	t
	110-130	+	+++	?	+	+	?	t	-	t
46 (plateau)	0-20	+	++	++	-	++	+	-	+	-
	20-65	-	++	+	-	+	+	-	+	t?
	65-115	g+	++	++	-	++	+	-	+	-

En ce qui concerne les propriétés physiques des sols, une première analyse faisant intervenir la porosité structurale permet de dire que les sols du glacis sont les moins perméables. Dans la dépression, les sols sont également peu perméables, à l'exception cependant du matériau argilo-limoneux prélevé en aval à 1,15 m de profondeur (profil 17 de la série 19.1 et 18 de la série 19). En effet, celui-ci reste particulièrement fissuré à l'état saturé avec une structure prismato-polyédrique très affirmée. Les sols des versants, sur substratum miocène, sont très peu perméables lorsqu'ils ont une structure litée. Dans les autres cas, ils ont une bonne perméabilité à saturation.

L'infiltrabilité des sols, mesurée à l'aide d'un simulateur de pluie sur une surface de 1m², est comprise entre 1 et 40 mm/h (moyenne 12,9 mm/h) (Léonard, 1994). Cette variabilité s'explique par les différents types d'organisations structurales superficielles (43% de la variance totale), la variabilité inter-parcellaire (34%) et les variations d'enherbement (8%) (Léonard et Andrieux, 1996). En outre, l'importance des croûtes superficielles dans le processus d'infiltration et la genèse du ruissellement de surface a été mis en évidence.

4 . Hydrologie et Hydrogéologie descriptives

A - DONNEES HYDROLOGIQUES GENERALES

a) Réseau hydrographique

Le système hydrographique du bassin versant de Roujan se compose d'un collecteur central d'écoulement de 0,6 à 1,5 m de profondeur et de 1,5 à 2 m de largeur (cliché 2.2.a), localisé dans la partie la plus déprimée, auquel est rattaché un réseau de fossés secondaires (fig.2.6) (cliché 2.2.b). La longueur totale de ce système est de 11069 mètres avec une pente moyenne des drains du réseau de 6 % (Molénat, 1994). Il aboutit à la Peyne par l'intermédiaire du ruisseau Boudic.

Le rôle de ces fossés est différent selon l'ensemble géomorphologique où ils se situent et également selon la cote de la nappe. Sur le plateau (en particulier au sud-est), ils interceptent le ruissellement, rabattent la nappe et collectent les eaux de certains drains enterrés. Sur les versants, ils ceinturent les terrassettes et interceptent exclusivement les eaux de ruissellement.

Les fossés du glacis et de la dépression, et surtout le collecteur central, jouent un double rôle selon leur niveau d'eau, la cote de la nappe et l'état hydrique des sols. Ils peuvent être dans certaines structures drainants ou au contraire infiltrant comme nous le verrons dans le chapitre IV. Par ailleurs, des pertes ont été observées en amont et aval du collecteur central, celles-ci alimentent directement la nappe de la dépression.

b) Ecoulement à l'exutoire

A l'exutoire, les lames écoulées ont été de 368 mm pour 253 jours d'écoulement en 1993 et de 310 mm pour 263 jours en 1994. Au cours de ces deux années l'écoulement a été quasi permanent de la fin du mois d'octobre à la fin du mois de juin (fig. 2.7), la lame écoulee à l'exutoire a été de 36,5 % en 1993 et de 41,2 % en 1994 (tab. 2.7). Le traitement des données correspondant au suivi de 1995 est en cours, une première analyse permet néanmoins de dire qu'il s'agit d'une année nettement plus sèche, caractérisée par de plus faibles volumes écoulés à l'exutoire (fig. 2.7).

Tableau 2.7. Récapitulatifs des contributions annuelles de la pluie, de la lame écoulee à l'exutoire (LE) et de l'ETP concernant les cycles hydrologiques 1992-1993 et 1993-1994 (1 octobre au 30 septembre) (Molénat, 1994).

Année	Pluie (mm)	LE (mm)	LE/Pluie (%)	ETP (mm)
1993	1006	368	36,5	939
1994	753	310	41,2	955

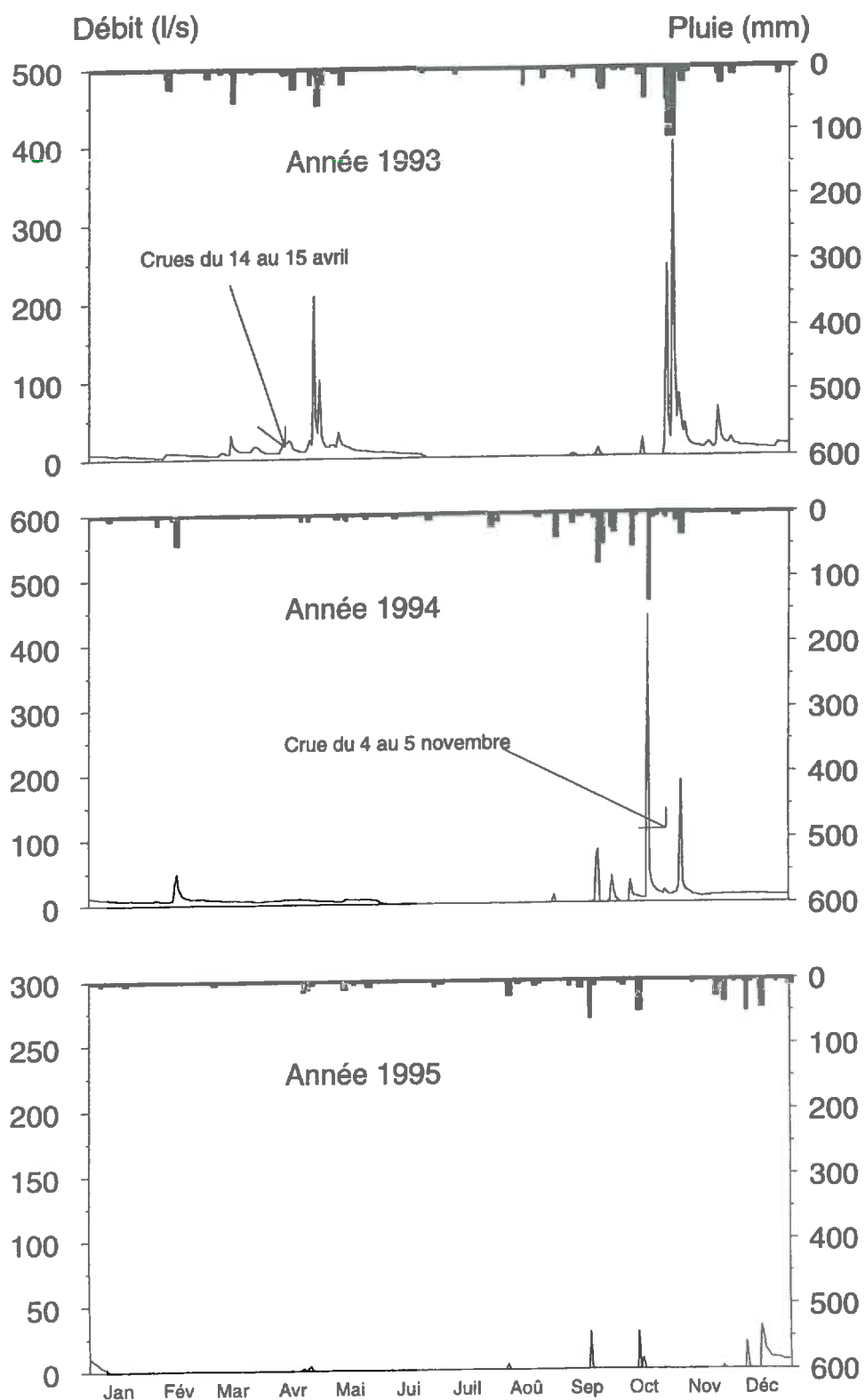


Figure 2.7. Pluie et débit journaliers à l'exutoire du bassin versant de Roujan de 1993 à 1995.

Le temps de réponse moyen du bassin versant se situe entre 30 et 60 minutes, les crues durent moins de 6 heures à l'exception de quelques épisodes. Quelques événements remarquables ont été enregistrés depuis le début de la période de suivi; le 01-11-93 une lame de 49,5 mm s'est écoulée en 24 heures (13,5 % de l'écoulement annuel), le 19-10-94 une lame

a



b



c



Clichés 2.1. Collecteur central en aval de la dépression (a) et collecteur secondaire sur le versant ouest (10 avril 1993) (b). Plan de suintement ("mouillère") de la nappe du plateau en tête du thalweg principal (16 avril 1993) (c).

de 42,2 mm (13,6 % de l'écoulement annuel) s'est écoulée en 24 heures. Le débit maximum enregistré à l'exutoire est de 1196 l/s lors de la crue du 01-11-1994.

Sur les deux années 1993 et 1994, 18 événements peuvent être considérés comme importants avec un débit de pointe supérieur à 200 l/s (tab. 2.8). La liste de ces crues et de leurs caractéristiques figure en annexe 2.1. Enfin, le comportement estival du bassin versant se caractérise par des événements pluvieux brefs et violents qui provoquent un écoulement faible voire nul à l'exutoire (Molenat, 1994).

Tableau 2.8. Classification des crues en fonction de leur débit maximum (Molenat, 1994).

Classe de la crue	Nombre de crues
$Q_{max} < 200 \text{ l/s}$	15
$200 < Q_{max} < 400 \text{ l/s}$	5
$400 < Q_{max} < 600 \text{ l/s}$	4
$600 < Q_{max} < 800 \text{ l/s}$	4
$800 \text{ l/s} < Q_{max}$	5
Mesure de débit non disponible	3
Total	36

B - HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE ROUJAN

a) Réservoirs hydrogéologiques

Les suivis piézométriques ont permis d'identifier les compartiments géomorphologiques affectés par une nappe d'eau souterraine et de préciser leur cinétique, notamment en fonction des conditions climatiques (fig. 2.8). Ainsi, deux réservoirs hydrogéologiques se distinguent: le plateau et l'ensemble glacis-dépression.

Le plateau

Des nappes ont été identifiées dans le couronnement villafranchien sommital ainsi que dans le pliocène continental. Le mur imperméable se situe entre 2 et 3 m de profondeur dans le premier cas, et vers 4 à 6 m dans le second. Ces irrégularités de profondeur expliquent certainement la pluralité des nappes sur le plateau. Celles-ci s'installent lors des fortes précipitations d'automne, les remontés pouvant atteindre 1,5 à 2 m/jour. En période de crue, elles atteignent la surface du sol, mais leur rabattement est néanmoins assez rapide. Elles disparaissent vers le mois de juin et présentent donc un caractère temporaire. La vidange de ces réservoirs s'opère par des écoulements latéraux en bordure de plateau comme en témoigne quelques plans de suintement notamment en tête du thalweg principal (cliché 2.2.c). Le

ressuyage de ces eaux souterraines est facilité par quelques fossés et réseaux de drains enterrés.

Ces écoulements se réinfiltrent en partie au niveau de collecteur central (cf pertes) et participent ainsi à la recharge du système glacis dépression.

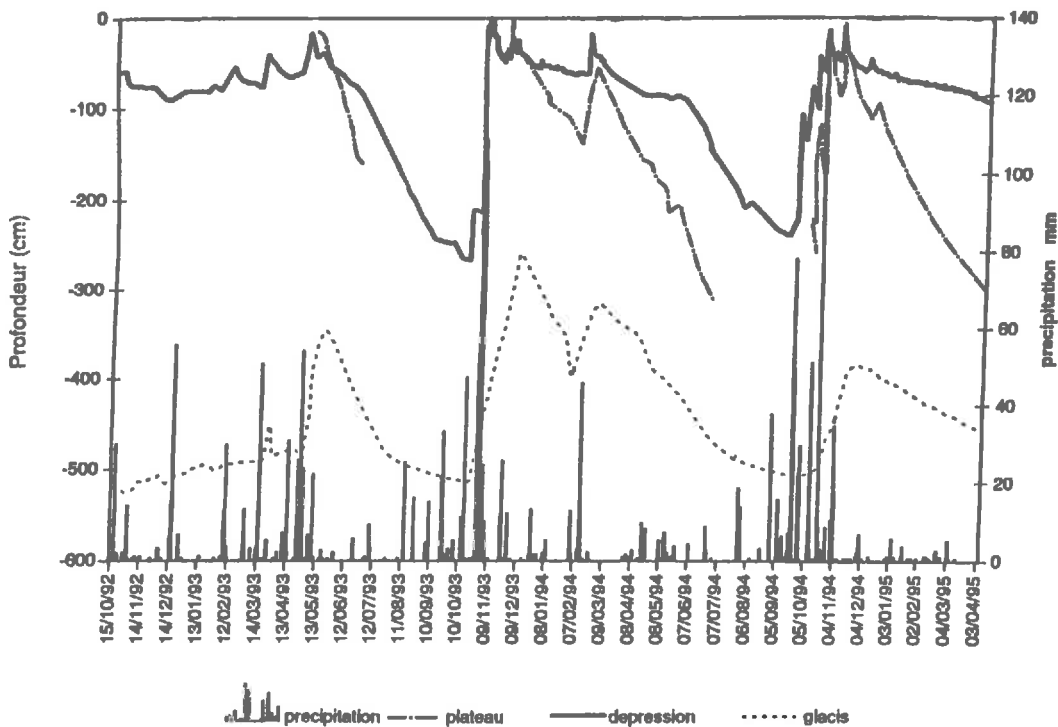


Figure 2.8. Suivi des niveaux piézométriques sur le plateau, le glacis et la dépression du 15 octobre 1992 au 3 avril 1995.

Le système glacis-dépression

Les différents matériaux du glacis et de la dépression contiennent la même nappe permanente dont la couche porteuse se situe entre 6 et 8 m de profondeur. L'amplitude des variations de profondeur piézométrique avoisine les 2,5 m entre l'époque des précipitations les plus abondantes et la fin des longues périodes sèches estivales. Elle oscille entre la surface du sol et environ 1 m de profondeur d'octobre à juin en liaison avec le régime des précipitations. En outre, cette nappe se caractérise par des remontés extrêmement brutaux qui peuvent atteindre 2 m/jour (Voltz *et al.*, 1994).

Durant la période estivale, le tarissement s'opère très lentement, selon un profil piézométrique bien caractéristique. Passé cette date le niveau s'abaisse bien plus rapidement. Cette dynamique rapide concorde avec la disparition des nappes du plateau.

Sur le glaciaire, cette nappe a un comportement tout à fait comparable mais en raison de la topographie, elle évolue à des profondeurs nettement plus importantes. Le rabattement de cette nappe est assuré par le réseau de fossés dont les débits sont mesurés à l'exutoire.

b) Estimation de la perméabilité et du débit à proximité de l'exutoire

La transmissivité de la nappe de la dépression en aval du bassin versant a été estimée par des essais de pompage dans des puits après une longue période sèche. Connaissant la transmissivité, la perméabilité moyenne des terrains a pu être déduite grâce à la relation:

$$K = \frac{T}{e} \quad (2.1.)$$

T: transmissivité (m².s⁻¹)

K: perméabilité (m.s⁻¹)

e: épaisseur (m)

Par suite, le débit de la nappe s'écoulant au travers d'une section de tube de courant pour un gradient de charge, est donné par la relation de Darcy:

$$Q = Ksi \quad (2.2.)$$

Q: débit (m³.s⁻¹)

s: section de tube de courant (m²)

i: gradient de charge

Le calcul a été effectué en considérant 2 épaisseurs extrêmes de l'aquifère et deux gradients de charge (tab.2.9). L'ordre de grandeur des débits s'écoulant par la nappe à l'exutoire du bassin versant est compris entre 400 et 1500 m³/an selon l'épaisseur de l'aquifère et le gradient de charge considérés (tab. 2.9).

Tableau 2.9. Transmissivité, perméabilité et débit estimés de la nappe à l'exutoire du bassin versant.

	puits U		puits B	
Transmissivité (10 ⁻⁶ m ² /s)	31		26	
	<i>e = 4m i = 10⁻³</i>	<i>e = 8m i = 3.10⁻³</i>	<i>e = 4m i = 10⁻³</i>	<i>e = 8m i = 3.10⁻³</i>
Perméabilité (10 ⁻⁶ m/s)	7,8	3,9	6,5	3,3
Débit (m ³ /an)	492	1476	410	1249

5. Synthèse

L'originalité de ce site expérimental réside dans une combinaison de spécificités; situé en zone méditerranéenne, il présente un substratum carbonaté et une anthropisation marquée par la viticulture. L'histoire géologique et climatique du bassin versant sont à l'origine de ses grands traits morphopédologiques. L'intervention récente de l'homme permet néanmoins d'expliquer le paysage actuel qui se caractérise par:

- ↳ un découpage de la surface en petites parcelles cultivées en vigne et ceinturées de fossés,
- ↳ un aménagement des versants en terrasses,
- ↳ un réseau hydrographique anthropisé, alimenté par de nombreux drains secondaires,
- ↳ des surfaces imperméabilisées par les chemins et les routes.

Les sols, en particulier sur les versants, présentent une mauvaise stabilité structurale de surface, ce qui leur confère une grande sensibilité au ruissellement de surface et à l'érosion. Ce fait est accentué par la faible densité végétale et en particulier l'absence de couverture herbacée sur la plupart des sols cultivés. En outre, ce petit bassin versant est soumis à un climat méditerranéen dont le régime des précipitations se distingue par des averses ponctuelles de fortes intensité. *A priori*, dans le schéma général proposé par Dunne (1978) (fig. 1.5), le bassin versant de Roujan se situerait plutôt dans le domaine des milieux dégradés par l'homme, avec un ruissellement hortonien dominant et une faible participation des écoulements internes dans l'écoulement de crue. Paradoxalement, les premiers résultats hydrogéologiques nous informent que les nappes (du plateau et de l'ensemble glacis-dépression) ont une cinétique de recharge rapide et sont proches de la surface des sols pendant une grande partie de l'année. La question de la participation de ces eaux souterraines aux écoulements rapides des crues reste donc posée, répondre à cette interrogation figure parmi les principaux objectifs de cette étude.

II - INSTRUMENTATION, PRELEVEMENTS ET ANALYSES

1. Instrumentation générale du site

La mise en place des dispositifs de mesures hydro-météorologiques et leur suivi sont effectués par l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier. Le suivi physico-chimique est assuré par l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon. L'essentiel des équipements se situe à l'exutoire du bassin versant et sur deux parcelles expérimentales l'une travaillée jusqu'à une profondeur d'environ 20 cm (aw54) l'autre non (aw6), le reste étant réparti dans les différentes unités morpho-pédologiques (fig. 2.9).

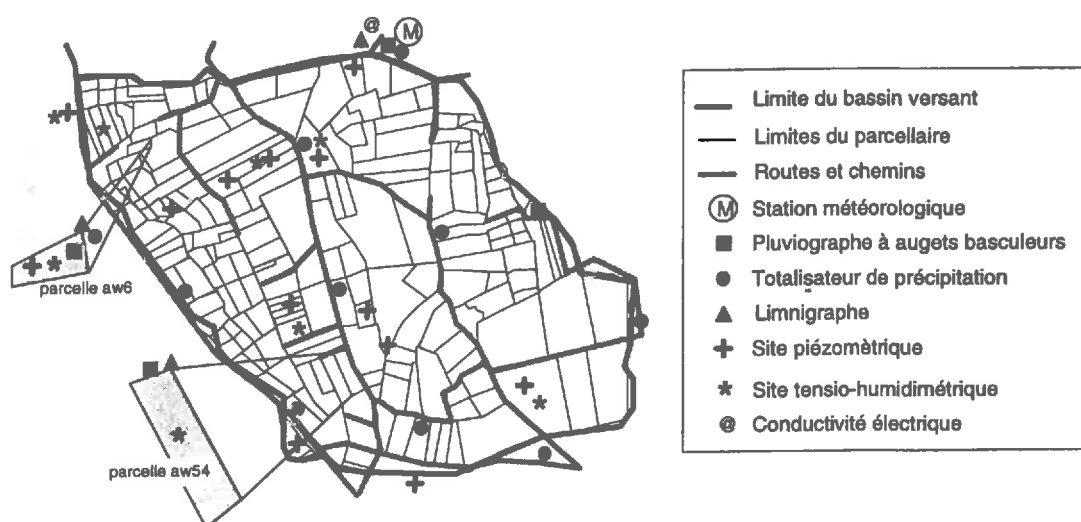


Figure 2.9. Localisation des équipements hydrométéorologiques et du dispositif de suivi de la conductivité électrique.

A - METEOROLOGIE

Le site de Roujan est équipé de quatre pluviographes à augets basculeurs dont deux ont été installés le 1 juin 1992, et les suivants le 24 et le 3 mars 1993. Chaque basculement, provoqué par 0,5 mm de pluie, est enregistré et répertorié dans un fichier. Bien que ces pluviographes soient espacés de quelques centaines de mètres, des écarts significatifs allant jusqu'à 25% ont pu être constatés (Molenat, 1994). Le dispositif de mesure de la pluie comprend également neuf totalisateurs. Les données d'ETP, le rayonnement global, les températures minimales et maximales, le taux d'humidité de l'air et la vitesse moyenne du vent sont suivis par une station météorologique située à l'exutoire.

B - LIMNIMETRIE

Le site expérimental compte trois stations limnigraphiques composées d'un canal jaugeur de type Venturi, d'un capteur de pression (Capteur capacitif immergé CCI) et d'une centrale d'acquisition (Elsyde, Chloed) qui permet un échantillonnage toutes les minutes. Le dispositif principal se situe à l'exutoire du bassin versant, les deux autres se trouvent sur les

parcelles expérimentales aw54 et aw6 situées sur les versants. A l'exutoire, l'incertitude sur la mesure du débit (Q), en prenant en compte les erreurs liées au capteur de pression et à la relation hauteur-débit, s'élève à 10% lorsque $Q < 22$ l/s, 5% lorsque $22 < Q < 59$ l/s et 1% lorsque $Q > 59$ l/s. A noter cependant, qu'environ 10 % des écoulements ne transite pas par le canal jaugé lors des crues exceptionnelles ($Q > 1000$ l/s).

C - PIEZOMETRIE ET HUMIDIMETRIE

Les nappes ont été suivies à partir de 14 sites piézométriques composés de trois à quatre piézomètres (tubage PVC de 2,5 cm de diamètre interne) disposés entre 1 et 5 m de profondeur. Parmi ces sites, 5 munis d'une acquisition automatique et d'un capteur à ultrasons (précision de 0,5 à 1 cm). Afin d'éviter des infiltrations préférentielles le long du tube, la partie non crépinée est entourée d'un manchon argileux imperméable. La campagne de mesures piézométriques a commencé en 1992 dans la dépression et en août 1993 sur le plateau. Des mesures d'humidité sont effectuées à l'aide d'une sonde à neutrons sur 7 parcelles jusque 2,4 m de profondeur. Les quatre unités morpho-pédologiques sont représentées par au moins un site de mesure.

D - CONDUCTIMETRIE ET TEMPERATURE A L'EXUTOIRE

Un dispositif de suivi automatique de la conductivité électrique et de la température de l'écoulement à l'exutoire du bassin versant a été installé le 10 août 1995. Il est composé d'un conductimètre (WTW LF323/SET) et d'une centrale d'acquisition (CR10) placée à l'abri dans un boîtier étanche. Les valeurs de conductivité électrique mesurées sont ramenées automatiquement à la température de référence (298°K) par une fonction non linéaire.

2 Description des campagnes de prélèvements

Des résultats d'analyse figurent à titre d'exemple dans les annexes 2.2 (prélèvements dans les nappes) et 2.3 (prélèvements à l'exutoire lors d'une crue). L'ensemble des données physico-chimiques seront par ailleurs disponibles sur la base de données GEDOBAS (Gestion des DONnées de BASsins versant) en cours de développement au sein du département de Science du Sol de l'INRA

A - ECHANTILLONNAGE HORS PERIODE DE CRUE

Afin de caractériser l'eau souterraine au niveau du bassin versant, 30 prélèvements répartis dans 14 puits et 1 piézomètre (fig. 2.10.) ont été effectués en mars et en avril 1992 (annexe 2.2). Parmi ces prélèvements, certains ont été volontairement effectués en aval de la limite du bassin versant des eaux superficielles. Lors de ces premières campagnes exploratoires, des prélèvements de ruissellement de surface ont également été effectués (fig. 2.10.) à l'occasion d'une averse.

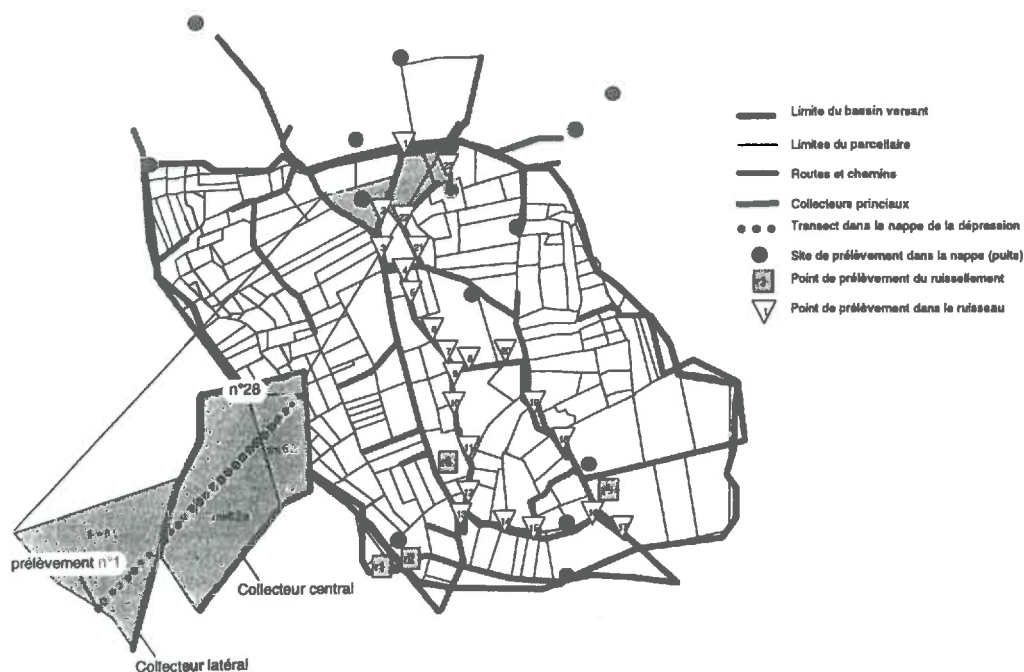


Figure 2.10. Localisation des points de prélèvement dans les nappes et le ruissellement de surface lors des campagnes de 1992 et 1993.

En mars 1993, afin d'apprécier la variabilité spatiale au sein de la nappe de l'ensemble glacis-dépression, 28 prélèvements espacés de 10 m ont été effectués suivant un transect (fig. 2.10.).

Le 15 avril 1993, suite à deux crues successives, afin d'étudier l'évolution amont-aval du ruisseau, 23 prélèvements (espacés d'environ 50 m) ont été effectués sur l'ensemble du réseau hydrographique de surface (fig. 2.10.).

B - ECHANTILLONNAGE EN PERIODE DE CRUE

Afin d'identifier et d'étudier les processus d'écoulement en période de crue par le traçage naturel, 5 évènements "averse-crue" ont fait l'objet d'un échantillonnage intensif. Dans tous les cas, l'essentiel des prélèvements a été effectué à l'exutoire du bassin versant avec un pas de temps de 5 minutes environ. En outre, chaque campagne a fait l'objet d'une étude particulière permettant de tester la validité de la méthode de traçage (homogénéité au sein des processus d'écoulement, variabilité temporelle des traceurs...).

a) Les crues du 14 au 15 avril 1993

Il s'agit de deux crues successives, la première est composée d'un pic unitaire tandis que la deuxième comporte deux pics de débit. Dans la typologie des crues de Molenat (1994), elles appartiennent au groupe des petits événements dont le débit de pointe est inférieur à 200 l/s.

L'échantillonnage a été effectué en plusieurs points du bassin versant (fig. 2.11), 33 prélèvements ont été faits à l'exutoire lors du premier événement et 61 lors du second (annexe

2.3). L'estimation de la variabilité spatiale des caractéristiques chimiques du ruissellement de surface était un des objectifs particulier de cette campagne. Dans ce but, 10 échantillons ont été prélevés sur les quatre unités géomorphologiques lors du deuxième événement. Un suivi de la surface des nappes a également été effectué à partir de 4 exutoires de réseau de drainage enterré. Un fractionnement dans le temps de la pluie a été effectué afin de suivre l'évolution de son signal isotopique. 4 échantillons ont été collectés à la première crue et 19 à la seconde.

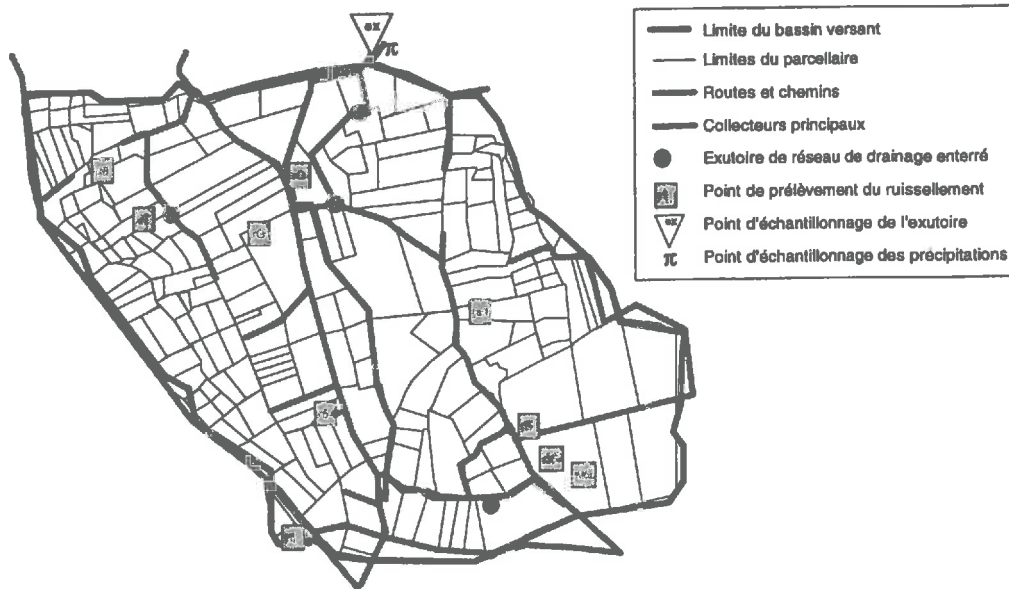


Figure 2.11. Localisation des points de prélèvements des écoulements dans le réseau hydrographique et des zones d'exfiltration avant les averses. Crue du 14 au 15 avril 1993.

b) - La crue du 2 au 3 novembre 1994

Dans la typologie des crues (Molenat, 1994) du bassin versant, celle du 2 au 3 novembre 1994 appartient au groupe des petits événements dont le débit maximum est inférieur à 200 l/s.

L'échantillonnage a été effectué en plusieurs points du bassin versant. Lors de cette crue, un effort particulier a porté sur le suivi temporel des écoulements de surface. 48 prélèvements ont été faits à l'exutoire du bassin (ex). Afin de vérifier la "qualité du mélange à l'exutoire", des prélèvements simultanés ont été effectués à l'exutoire et dans les collecteurs central (r10) et latéral (r32) en amont (fig. 2.12). Pour appréhender la variabilité spatiale et temporelle de la signature du ruissellement de surface, un suivi a été effectué sur les terrasses au niveau de la parcelle aw54 (r54), sur un chemin en bordure du plateau (r5) et sur cailloutis villafranchien (r1) (fig. 2.12). Par ailleurs, des prélèvements en surface dans la nappe du plateau ont été obtenus à partir d'un exutoire de réseau de drainage enterré (d2). Un prélèvement hypodermique cumulé a été effectué sur la parcelle aw54 (h1). Parallèlement à ces prélèvements dans les zones de production des écoulements, un suivi a également été fait en bordure de plateau dans le réseau hydrographique (r8). Enfin, la pluie (p) a été échantillonnée au niveau de l'exutoire du bassin en 5 fractions.

c) - La crue du 4 au 5 novembre 1994

La crue du 3 au 4 novembre 1994 figure parmi les plus importantes dans la typologie de Molenat (1994). Elle appartient au groupe des événements dont le débit de pointe dépasse 800 l/s (annexe 2.1).

L'échantillonnage a été effectué en plusieurs points du bassin versant (fig. 2.12). Lors de cette crue, 77 échantillons ont été collectés à l'exutoire du bassin versant (ex) dont 6 prélevés simultanément à différents niveaux afin de vérifier l'homogénéité instantanée des caractéristiques de l'écoulement dans la section du canal. Un suivi du ruissellement de surface a été effectué sur un chemin dans la dépression (r). Ce suivi a été complété par un prélèvement sur le plateau (r5) et sur les terrasses (r54). La gouttière enterrée de la parcelle aw54 a permis de collecter un volume cumulé de 100 ml d'écoulement de sub-surface produit par l'orage. Lors de cette crue, une attention particulière a été portée sur l'évolution temporelle des nappes. Ainsi, en bordure de plateau, la nappe a été suivie en plusieurs points d'exfiltration; au niveau d'un exutoire de réseau de drainage (d2), dans une gouttière enterrée (h3) sur un talus à la limite d'une zone de dépôts villafranchiens (h5), en tête d'un talweg au SE (18) et sur le versant E (h4). Un suivi a également été effectué en tête du talweg principal (r8).

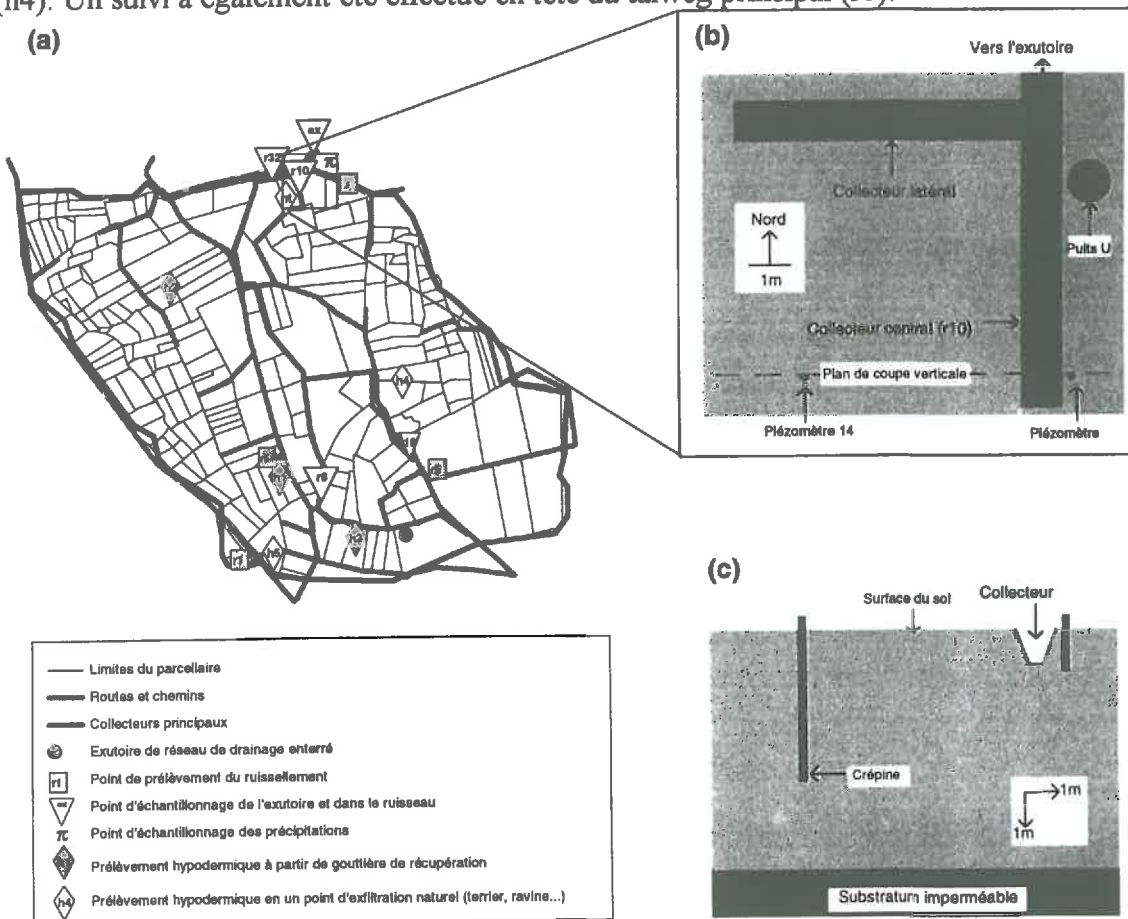


Figure 2.12. Localisation des points de prélèvements lors des crues du 2 au 5 novembre 1994 (a). Schéma du dispositif de mesure piézométrique et d'échantillonnage de la nappe de la dépression: vue de dessus (a) et vue en coupe verticale (b).

La nappe de la dépression a été suivie en plusieurs points à proximité du collecteur central en amont de l'exutoire (fig. 2.11.a et b). Ainsi, des prélèvements ont été effectués: dans le collecteur central (r10), dans un piézomètre court à 30 cm, dans un piézomètre à 4 m de profondeur (p14) et dans un puits (U). En phase de ressuyage des sols, la vidange d'une terrier de mammifère a également permis d'effectuer un prélèvement hypodermique (ht). Enfin, la pluie (p) a été collectée à l'exutoire du bassin en 21 fractions réparties dans le temps.

d) La crue de reprise du 18 septembre 1995

Dans la typologie des crues (Molénat, 1994) du bassin versant, celle du 18 septembre 1995 est typique des événements d'été importants. Il s'agit d'une crue de reprise de cycle hydrologique et présente à ce titre une importance particulière.

Les prélèvements de surface ont été effectués grâce aux préleveurs automatiques. 18 échantillons ont été collectés en montée de crue à l'exutoire et 16 sur la parcelle aw54. Les réservoirs des pluviographes ont permis d'obtenir des échantillons de pluie cumulée correspondant à cet événement.

Les nappes ont été échantillonnées au niveau du puits U pour la dépression et du puits H pour le plateau, avant (13 septembre 95) et après (21 septembre 1995) la crue. Enfin, 2 prélèvements de sub-surface ont été obtenues à partir des gouttières enterrées sur la parcelle aw54 (h1) et en bordure de plateau (h3). La gouttière sur le glacis (h2) n'a pu être échantillonnée en raison de la destruction du système de collecte lors du travail du sol.

3 Techniques de prélèvements et d'analyses

A - TECHNIQUES DE PRELEVEMENTS

Les décompositions d'hydrogrammes par traceurs naturels, chimiques ou isotopiques, nécessitent de connaître les signatures des différents écoulements susceptibles de participer aux crues. A la lumière des précédentes études utilisant ce type de méthodologie, plusieurs types d'eaux ont été collectées lors des campagnes de prélèvements:

- ↳ la pluie,
- ↳ le ruissellement de surface,
- ↳ les écoulements hypodermiques,
- ↳ les nappes.

La pluie a été collectée à partir de deux pluviomètres à proximité de l'exutoire. L'un a permis d'obtenir les précipitations cumulées, tandis que le contenu de l'autre a été fractionné dans le temps pour l'analyse des variations chimiques et isotopiques.

Le ruissellement de surface a été prélevé sur des parcelles cultivées isolées par une ceinture de fossés et/ou sur des chemins en situation topographique de sommet. Ces

précautions ont été prises afin d'éviter les mélanges d'écoulements de nature (sub-surface) ou d'origine (unité géomorphologique amont) différentes.

Les écoulements hypodermiques ont été captés grâce à des gouttières de récupération enterrées sous la semelle de labour (actuelle ou ancienne). Des précautions ont été prises afin de collecter des flux latéraux et de limiter les apports par percolations verticales. Sur les versants, quelques prélèvements ont été effectués dans des zones d'exfiltration sur les talus en bordure de terrasse aménagées, soit directement par le biais d'une galerie d'animal, soit par l'intermédiaire d'un ancien exutoire de réseau de drainage enterré.

Les nappes ont été échantillonnées à partir des puits, piézomètres, sourcins et exutoire de réseau de drainage enterré. Dans les puits, les prélèvements ont été faits en profondeur à l'aide d'un flacon à ouverture contrôlée afin de s'affranchir de la réoxygénation des eaux de puits en surface (Mariotti, 1982). De même, dans les piézomètres, les solutions ont été prélevées après renouvellement. Contrairement aux piézomètres courts, les solutions collectées aux exutoires de drains intègrent une plus grande variabilité spatiale en surface des nappes. Enfin, quelques prélèvements au niveau du toit de la nappe ont été effectués à partir de trous faits à la tarière à main.

B - TECHNIQUES D'ANALYSE

L'identification de traceurs par la modélisation thermodynamique nécessite de connaître la concentration totale de l'ensemble des composés chimiques dissous. C'est pourquoi, l'ensemble des éléments majeurs intervenant dans la balance électrique des solutions ont été analysés.

Etant donné la diversité des sols, leur répartition géographique et leur grande sensibilité à l'érosion mécanique, la recherche de variables indicatives de l'origine spatiale des flux hydriques a été étendue aux matières en suspension. Parmi les critères mesurés figurent la minéralogie et les teneurs en fer (élément d'origine lithologique) et en cuivre (élément d'origine anthropique) particulière.

L'oxygène 18, isotope naturel de l'eau et traceur de la pluie a été analysé en raison de sa complémentarité par rapport au traçage chimique dissous et particulière.

a) Mesures sur le terrains

pH, Eh (potentiel redox) et température ont été mesurés sur le terrain. La lenteur des cinétiques d'équilibration des réactions d'oxydoréduction (Stumm et Morgan, 1981) a conduit à attendre la stabilisation des mesures de Eh (Gimeno-Serrano, 1991; Norrstrom, 1994). Les échantillons d'eau ont été stockés dans des flacons en polyéthylène à l'obscurité et à 4°C, après microfiltration à 0,45 µm. Certains échantillons très turbides ont été filtrés (filtres qualitatifs WATTMAN) avant la microfiltration.

b) Dosage des éléments majeurs dissous

Les éléments majeurs ont été dosés aux laboratoires des *Unité de Science du Sol et d'Agronomie de l'INRA d'Avignon*. Cl^- , Na^+ et NO_3^- ont été dosés par électrode spécifique (ORION 84-11, 94-17B et 93-07), en présence d'ajusteur de force ionique et supresseur d'interférences. A partir de 1993, les dosages de Cl^- et $\text{SO}_4^{=}$ ont été faits par électrophorèse capillaire (WATERS, Capillary Ion Analyser). Le dosage des ions NO_3^- a été effectué dans un délai de 24 heures. Les concentrations totales en K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} ont été déterminées par spectrométrie d'absorption atomique (PERKIN-ELMER, 2100), tandis que le soufre et la silice ont été analysés par émission plasma (JOBIN-YVON, JY24). L'alcalinité carbonatée a été obtenue par la méthode de Gran (Gran, 1952) avec titration en retour par de la soude (Vorob'yeva et Zamana, 1984 ; Keller, 1987). Enfin, la conductivité électrique a été mesurée (CRISON 522) dans une pièce thermostatée à 298°K.

c) Dosage des formes particulières du cuivre et du fer

L'extraction et le dosage des formes particulières du cuivre et du fer ont été effectués avec la collaboration des *Unités d'Agronomie et d'Arboriculture de l'INRA d'Avignon*. Sur les matières particulières, les extractions du cuivre échangeable, lié aux carbonates, lié aux oxydes, lié à la matière organique et du cuivre résiduel ont été faites par extraction séquentielle (Tessier *et al.*, 1979). Dans le cas du fer, seules les teneurs totales et la fraction liée aux oxydes ont été déterminées.

d) Mesures quantitatives et minéralogiques des matières en suspension

La teneur en Matières En Suspension (MES) a été déterminée par pesée après séchage à l'étuve (48h00 à 105°C) du microfiltrat de 250 ml d'eau. L'analyse de la composition minéralogique des MES a été faite au *laboratoire de l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier*. Elle a été faite par diffractométrie de rayons X après broyage de la fraction totale au mortier en agate.

e) Analyses isotopiques

Les analyses isotopiques de l'oxygène 18 (^{18}O) et de l'azote 15 (^{15}N) ont été faites par spectrométrie de masse au *Laboratoire de Biogéochimie Isotopique de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris VI*. La méthode de préparation des échantillons pour l'analyse de ^{18}O est décrite par Epstein et Mayeda (1953), celle du ^{15}N est détaillée par Mariotti (1982). Ces isotopes font l'objet de mesures différentielles car leur variations relatives sont suffisamment indicatives. C'est pourquoi les résultats d'analyses sont exprimés en unité "δ" (‰) par rapport à un étalon sous la forme:

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{étalon}}}{R_{\text{étalon}}} \right) \cdot 1000 \quad (2.3)$$

où R est le rapport entre la teneur en isotopes lourds à la teneur en isotopes légers soit $R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}$ dans le cas de ${}^{18}\text{O}$ et $R = \frac{{}^{15}\text{N}}{{}^{14}\text{N}}$ dans le cas de ${}^{15}\text{N}$. L'étalon est le V-SMOW (Vienna-Standard Mean Oceanic Water) pour ${}^{18}\text{O}$. Pour le ${}^{15}\text{N}$, il s'agit de l'azote atmosphérique.

4 Traitement Thermodynamique

Les activités des espèces dissoutes ont été calculées grâce au modèle "d'association ionique" du logiciel "AQUA" (Vallès et De Cockborne, 1992), à partir des concentrations totales dissoutes (annexe 2.4). Ce modèle dérive du programme informatique "GYPSOL" (Vallès, 1987; Vallès and Bourgeat, 1988), fondé sur la loi de Debye-Hückel (Debye et Hückel, 1923) et étendu à la fonction de déviation de Scatchard (1936) (annexe 1.1).

La connaissance des activités permet de tester l'état de saturation des solutions par rapport aux phases solides. Les équilibres théoriques représentés dans les diagrammes (chapitre III) sont basés sur les constantes à 285°K, température moyenne des échantillons souterrains, et 273°K la température de la grêle lors de la crue. Les constantes thermodynamiques à 285°K ont été calculées à partir des valeurs à 273 et 298°K (Helgeson, 1969; Helgeson et al., 1971). La liste des minéraux testés est basée sur l'analyse minéralogique de la roche mère et des sols, ainsi que sur celle des matières en suspension (Ribolzi et al., 1994).

Les fugacités équilibrantes du CO_2 et du O_2 ont été estimées. Celle du CO_2 a été calculée à partir de la mesure du pH sur le terrain et de l'alcalinité carbonatée (Bourrié, 1976; Keller et al., 1987), tandis que celle de O_2 a été estimée à partir de la mesure du pH et du Eh (Fritz, 1981; Garcia et al., 1994). En effet, la stabilité du Eh est préférable à la mesure de l'oxygène dissous car cette dernière est susceptible d'être influencée par une contamination atmosphérique lors du prélèvement. En revanche, la pression partielle en oxygène, estimée à partir de la mesure du pH et du Eh, est plus stable à l'échelle du temps de la mesure (Garcia et al., 1995). Toutefois, cette pression estimée n'est quasiment jamais en équilibre avec la teneur instantanée en oxygène du sol, elle est plutôt caractéristique d'une ambiance moyenne sur plusieurs jours (Garcia et al., 1994).

*TYPOLOGIE DES SOLUTES ET
TRAÇAGE QUALITATIF DES FLUX
HYDRIQUES*

TYPOLOGIE DES SOLUTES ET TRAÇAGE QUALITATIF DES FLUX HYDRIQUES

Les méthodes de traçage naturel sont applicables dans une optique quantitative sous réserve que les variables prises comme traceurs soient conservatives. Cette condition étant fortement liée aux caractéristiques du milieu (lithologie, climat...), elle mérite donc d'être vérifiée dans chaque nouvelle situation.

La recherche de traceurs chimiques utilisables dans le contexte du bassin versant de Roujan, constituera le but premier de ce chapitre. La démarche consistera à déterminer les processus majeurs de contrôle de la qualité des eaux, afin d'établir une typologie des composés chimiques, dissous et particuliers, en fonction de leurs potentialités pour le traçage des écoulements. Ainsi, les solutés conservatifs (traceurs *sensus stricto*) seront distingués des composés réactifs. Ces derniers seront néanmoins spécifiques d'une unité géographique (marqueurs d'origine) ou d'un type d'écoulement. Les processus de contrôle seront étudiés à partir de deux types d'observations:

↳ échantillonnage spatial (campagnes de 1992) de solutions souterraines entre les crues (phase de régulation où les processus biogéochimiques demeurent au voisinage de l'équilibre).

↳ prélèvements temporels (crues du 14 et 15 avril 1993) dans le ruisseau en crue.

En second lieu, il s'agira de déterminer les principaux contrôles géochimiques et d'analyser les variations temporelles des marqueurs dans le ruisseau en crue. En outre, on s'attachera à détecter l'occurrence d'écoulements d'origines géographiques différentes et à estimer leur temps de réponse.

I - GENERALITES SUR LA CHIMIE DES EAUX DU BASSIN VERSANT

Cette première partie est essentiellement descriptive, il s'agit de montrer les contrastes en terme de concentration, d'aération et de composition chimique des solutions suivant leur localisation spatiale dans un sens vertical (opposition surface-profondeur) ou géographique (opposition amont-aval).

A - CONCENTRATION GENERALE DES ECOULEMENTS

La mesure de la conductivité électrique (CE) d'une solution naturelle permet d'apprécier sa charge globale en ions. Généralement, pour des eaux appartenant à la même famille chimique, il existe une relation linéaire entre cette grandeur physique et la Charge Totale Dissoute (CTD).

Globalement, les écoulements prélevés sur le bassin versant de Roujan présentent une bonne corrélation entre la CE et la CTD jusqu'à environ 2 g/l (fig. 3.1). Si l'on regarde dans le détails, les échantillons du plateau apparaissent légèrement décalés par rapport à ceux de l'ensemble glacis-dépression, ce qui suggère qu'ils appartiennent à une famille chimique sensiblement différente. La relation entre CE et CTD devient moins bonne aux fortes concentrations lorsque l'on considère les prélèvements effectués en aval de la zone d'étude.

Par ailleurs, cette relation montre une large gamme de CE, qui s'étend du ruissellement de surface peu minéralisé, à la nappe de la dépression environ 10 fois plus concentrée. Notez également que les échantillons de nappe du plateau sont sensiblement moins concentrés que ceux de l'ensemble glacis-dépression.

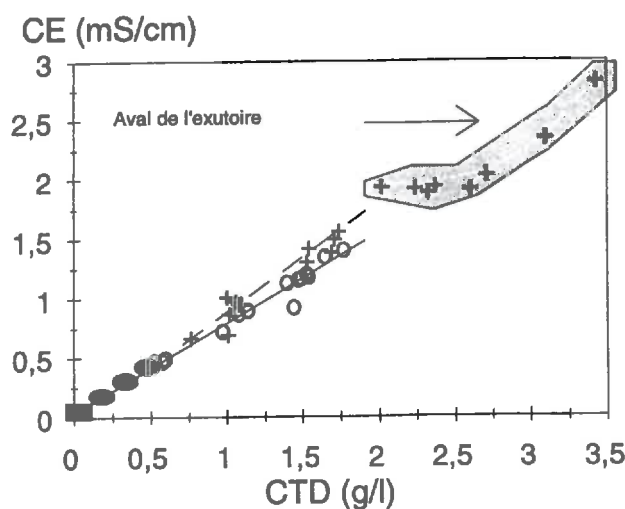


Figure 3.1. Relation entre la conductivité électrique (CE) à 25°C et la charge totale dissoute (CTD) mesurées dans la pluie (■), le ruissellement de surface (●), la nappe du plateau (○) et la nappe de l'ensemble glacis-dépression (+).

Cette distribution spatiale des concentrations se fait en deux grandes étapes. La première concerne les processus de minéralisation de la pluie (eau nouvelle) lors du ruissellement et de la percolation vers les nappes. Ils conduisent à des eaux de ruissellement peu concentrées (0,06 mS/cm) sur les sols des dépôts acides du villafranchiens, minoritaires au niveau du bassin versant (2,6% de la surface totale). Par contre, sur les autres types de sols qui sont en majorité composés de minéraux carbonatés solubles, elles sont d'avantage minéralisées (0,29±0,05 mS/cm).

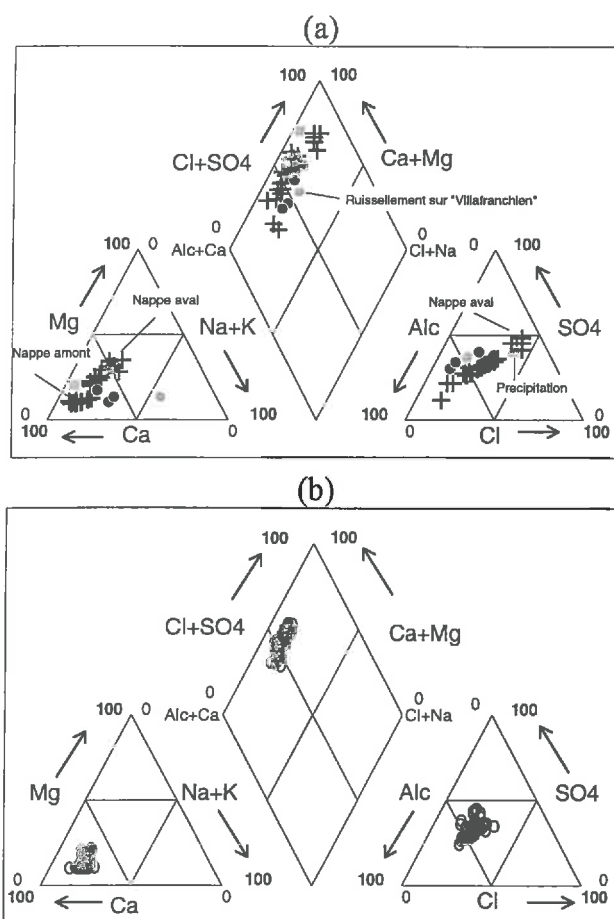
La deuxième étape de concentration se joue au niveau des eaux souterraines, et engendre des solutions plus concentrées en aval de l'exutoire (2,1±0,3 mS/cm au niveau des

puits B, T et R). Cette seconde phase est partiellement liée au contexte méditerranéen favorable à une forte évapotranspiration, accentuée par la fréquence des vents. Nous verrons ultérieurement que des processus géochimiques liés notamment à la production de CO₂ dans les sols peuvent également conduire à la minéralisation des eaux.

En résumé, les solutions prélevées sur le bassin versant de Roujan présentent une large gamme de concentrations qui justifie l'emploi des diagrammes de concentration. Les eaux des nappes et du ruissellement de surface présentent sont significativement différentes, ce qui laisse présager de bonnes conditions pour le traçage de leurs écoulements.

B - DISTRIBUTION DES IONS MAJEURS DANS LA BALANCE IONIQUE

Réparties sur un diagramme de Piper, les solutions prélevées dans les nappes apparaissent en grande majorité de type mixtes pour les anions et calciques pour les cations (fig. 3.2.a). Le magnésium devient proportionnellement plus important dans les prélèvements de la dépression (fig. 3.3), en particulier en aval de l'exutoire où le faciès devient mixte pour les cations (fig. 3.2.a).



Figures 3.2. Diagrammes de Piper (a) de la pluie (■), du ruissellement de surface (●) et des nappes (+), (b) ainsi que dans le ruisseau (○) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Le faciès des eaux du ruissellement de surface est bicarbonaté-calcique sur sols calcaires, tandis que sur les dépôts villafranchiens acides le pôle cationique est potassique-sodique (fig. 3.2.a).

Enfin, tous les prélèvements effectués à l'exutoire (lieu d'intégration de la variabilité spatiale) en période de crue se localisent dans les secteurs du diagramme Piper (fig. 3.2.b) définis à partir de l'échantillonnage spatial (fig. 3.2.a). En première approximation, il semble que les prélèvements spatiaux soient représentatifs de la variabilité sur le bassin versant.

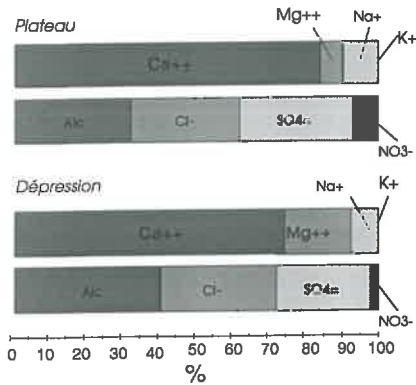
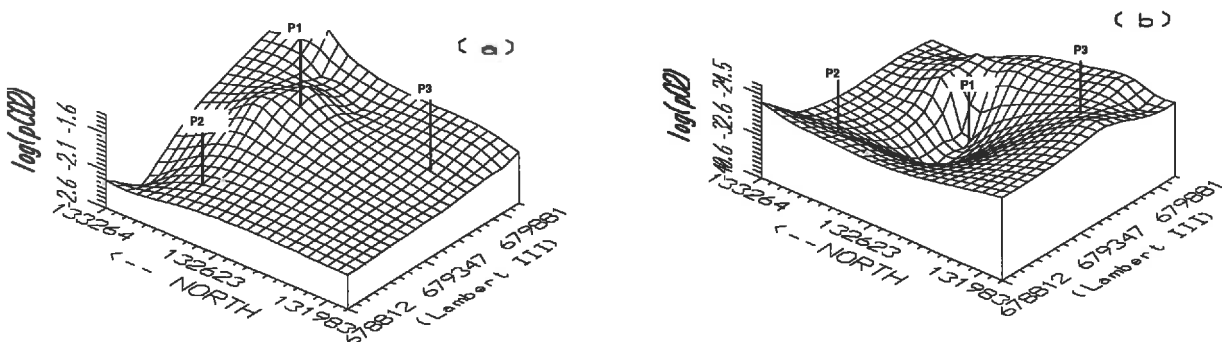


Figure 3.3. Diagrammes de Stabler: distribution des ions majeurs dans la balance ionique. Exemples de deux solutions prélevées dans les nappes du plateau et de la dépression.

Bien que les eaux étudiées couvrent à une large gamme de concentration, l'analyse descriptive de leur composition chimique permet de dire qu'elles appartiennent sensiblement à la même famille chimique. Cependant, les distributions différentes des ions dans la balance ionique de certaines solutions semblent traduire une évolution de leur faciès chimique lors de leur cheminement amont-aval sur le bassin versant.

C - ETAT D'AERATION DES EAUX SOUTERRAINES

Les distributions spatiales des fugacités estimées du dioxyde de carbone (pCO_2) et de l'oxygène (pO_2) sont opposées (fig. 3.4.a et 3.4.b). Dans la dépression, la pCO_2 équilibrante est élevée (jusqu'à 100 fois celle de l'atmosphère) alors qu'elle est généralement plus faible sur le plateau (Ribolzi *et al.*, 1993).



Figures 3.4. Distributions spatiales (22 Avril 1992) de $\log(pCO_2)$ (a) (Ribolzi *et al.*, 1993) et de $\log(pO_2)$ (b) estimées. Sont inclus la localisation de trois profils pédologiques représentatifs dans la dépression (P1), sur les terrasses (P2) et sur le plateau (P3).

Bien que variables dans le temps (tab. 3.1), les différences plateau-dépression semblent toujours significatives. Cet état des solutions résulte de l'activité microbiologique et biologique, de la topographie et du contraste lithologique entre le plateau et la partie aval de la zone d'étude. En effet, la présence d'eau dans les horizons pédologiques, sièges d'une activité biologique importante, conduit à un appauvrissement en O₂ et un enrichissement en CO₂. Ce phénomène est bien marqué dans la dépression centrale, où la faible pente limite les écoulements et provoque la stagnation de l'eau, peu propice à l'aération. Les sols du plateau, contrairement au bas-fond, sont caillouteux et filtrants, la proximité des versants permet une circulation rapide et une ouverture de la porosité, favorable aux échanges gazeux.

Tableau 3.1. Variation temporelles de log(pCO₂) (Ribolzi et al., 1993) et de log(pO₂) estimées en deux points représentatifs des conditions du plateau et de la dépression

Date	Plateau (P3)		Dépression (P1)	
	log(pO ₂)	log(pCO ₂)	log(pO ₂)	log(pCO ₂)
24-3-92	-19,51	-1,67	-25,85	-1,45
22-4-92	-21,86	-1,78	-28,24	-1,62
5-5-92	-25,85	-1,86	-24,05	-1,53
15-6-92	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-28,92	-1,33
12-1-93	-27,48	-1,96	-28,20	-1,45
27-1-93	-25,96	-2,17	-34,86	-1,48
2-3-93	-23,29	-1,99	-35,62	-1,46

n.a.: non analysé.

La pO₂ équilibrante dans la nappe de la dépression est faible en tous points du transect (fig. 3.5), deux points vers 200 m présentent une asphyxie plus marquée.

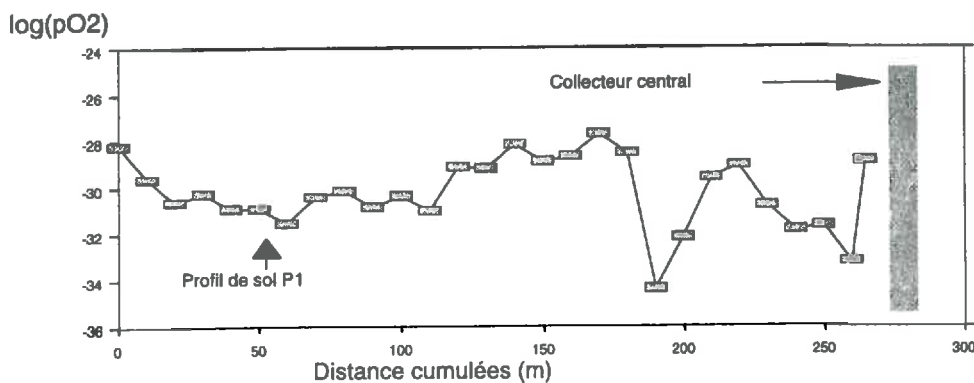


Figure 3.5. Distribution spatiale de log(pO₂) estimés suivant un transect dans la nappe de la dépression (7 mars 1993).

Les conditions les plus asphyxiantes sur le bassin versant ont été observées localement, dans une zone de source sur les versants (fig. 3.6). A ce niveau, la pO_2 équilibrante présente une grande amplitude de variation; elle est faible vers la surface sous l'horizon remanié ($\log pO_2 \approx -40$), sans doute en raison de l'activité des racines (la densité de racine est forte à cette profondeur), tandis qu'elle est plus élevée en profondeur ($-32 < \log pO_2 < -22$).

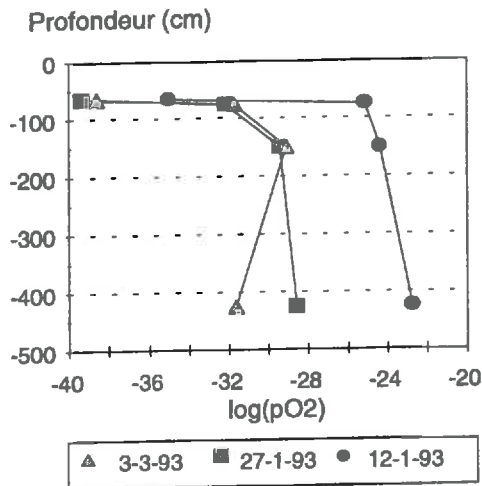


Figure 3.6. Profils de $\log(pO_2)$ équilibrante dans une zone de mouillère (P2) sur les terrasses (parcelle aw16b, profil pédologique55).

II - ANALYSE DES PROCESSUS DE CONTROLE DE LA QUALITE DES EAUX

Le traçage des écoulements en hydrologie quantitative impose que les variables prises comme traceurs soient conservatives c'est-à-dire qu'elles n'interagissent pas avec les phases environnantes et qu'elles répondent à la condition de représentativité cinématique (voir chapitre I, II, 3).

Cette partie est consacrée à l'identification de composés chimiques suffisamment "inertes" dans le contexte hydrogéochimique du bassin versant pour être utilisés dans les décompositions d'hydrogrammes de crues. Des méthodes basées sur des concepts thermodynamiques sont utilisées pour identifier ces composés parmi les ions majeurs. Un accent particulier est mis sur l'analyse du concept d'alcalinité résiduelle en raison de son double intérêt en tant que moyen d'étude des contrôles géochimiques et en tant que traceur.

La question de la représentativité cinématique des traceurs chimiques sera abordée ultérieurement (chapitre I, I, 1, D).

1. Choix d'un traceur de référence

Comme nous l'avons vu précédemment, un traceur de référence est nécessaire pour construire les diagrammes de concentration (annexe 1.2). Le chlorure est fréquemment utilisé comme traceur dans les expérimentations en colonne (monolithe) (White et al., 1986;) ou en milieu naturel carbonaté (Webb et Sasowsky, 1994). Sa concentration maximale, mesurée dans l'eau souterraine la plus en aval du bassin versant, est de 10 meq/l. Dans ces conditions, aucun

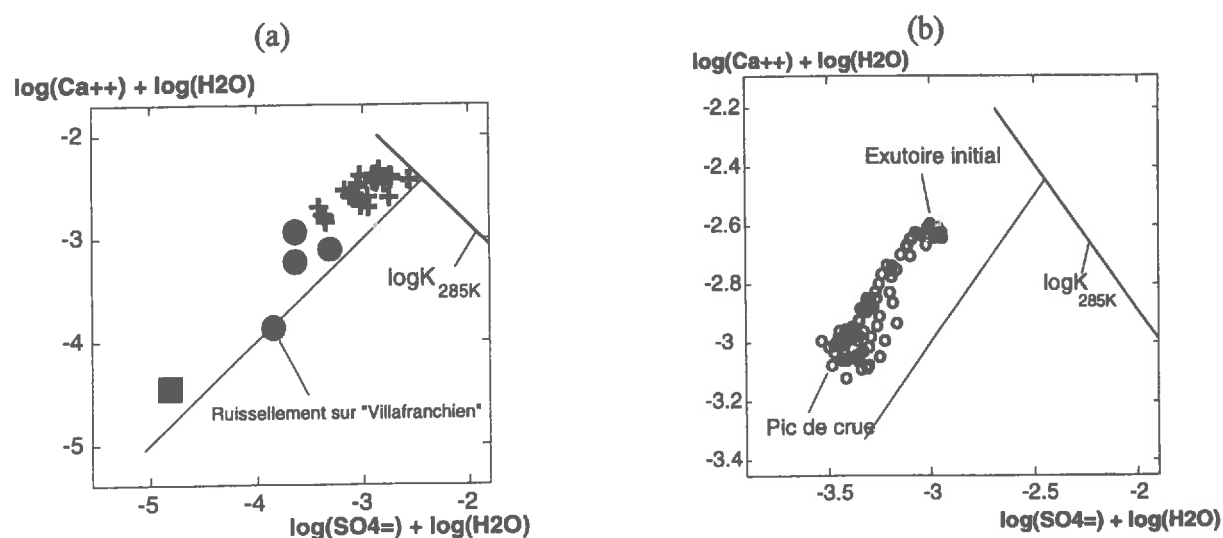
minéral chloruré mettant en balance des cations majeurs ne peut précipiter, les échanges anioniques avec des minéraux argileux peuvent être négligés. Il est néanmoins probable qu'une proportion du chlorure présente dans les eaux souterraines résulte d'une dissolution de traces de halite au contact de la zone d'altération dans le sédiment marin. Cependant, à l'échelle de temps qui nous intéresse, cet apport de chlorure d'origine pédogénétique doit être négligeable. En conséquence, nous considérerons que le chlorure peut constituer un critère d'estimation du facteur de concentration (FC).

2. Contrôles géochimiques des ions majeurs

A - COMPORTEMENT DES IONS $\text{SO}_4^{=}$

a) Etat de saturation par rapport au gypse

Les solutions prélevées dans les différentes unités spatiales progressent vers l'équilibre théorique solution-gypse (fig. 3.7.a), ce qui montre le caractère relativement concentré des eaux du bassin versant de Roujan. Les eaux les plus concentrées, en aval de l'exutoire, demeurent légèrement sous saturées par rapport à ce minéral. Le mélange du ruisseau en crue est également sous-saturé, l'indice de saturation est maximum à l'état initial (alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression) et évolue progressivement vers un minimum au pic de crue (fig. 3.7.b). Ce comportement évoque une dilution du ruisseau initial par la pluie moins concentrée en calcium et en sulfate. Cette question sera développée dans le chapitre IV. Dans les deux situations expérimentales, prélèvements spatiaux ou temporels, une précipitation de gypse semble peu probable.



Figures 3.7. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec le gypse (a et b). Pluie (■), ruissellement de surface (●) nappes (+) et ruisseau (○) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Par ailleurs, l'évolution de la teneur en sulfate dans le diagramme de concentration est parallèle au facteur de concentration estimé à partir en chlorure (fig. 3.8.). Le sulfate et le calcium ne peuvent être contrôlés par la formation de gypse, minéral non détecté à analyse aux rayons X (Andrieux *et al.*, 1993). Le sulfate peut être considéré comme inerte, et donc, utilisable pour le traçage des eaux.

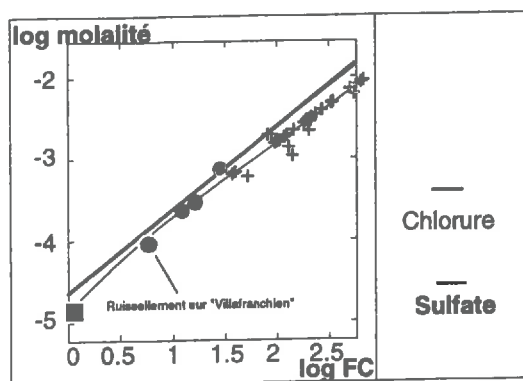
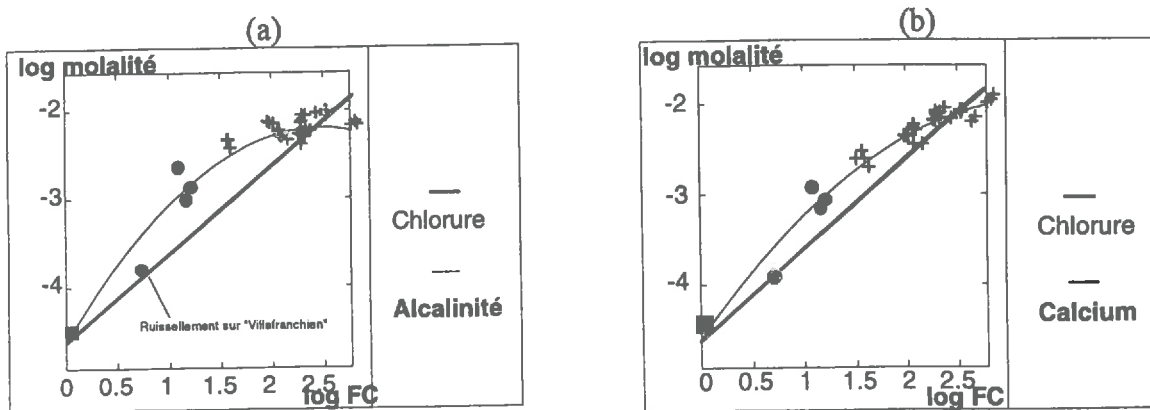


Figure 3.8. Diagramme de concentration du sulfate. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

B - CONTROLE DE L'ALCALINITE, Ca^{2+} ET Mg^{2+}

a) Interactions avec la calcite

Les évolutions du calcium et de l'alcalinité carbonatée (Alc_C) suivent deux phases en fonction du facteur de concentration (fig. 3.9.a et 3.9.b) (Ribolzi *et al.*, 1993). Une première étape d'enrichissement rapide (augmentation des rapports $[Ca^{2+}]/[Cl^-]$ et $Alc_C/[Cl^-]$) est principalement liée à la dissolution de la calcite dans l'eau de pluie lors du ruissellement sur sols calcaires.



Figures 3.9. Diagrammes de concentration de l'alcalinité carbonatée (a) et du calcium (b). Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+)

Puis, dès que la saturation avec la calcite est atteinte (fig. 3.10), l'alcalinité carbonatée diminue progressivement tandis que la concentration du calcium continue d'augmenter mais moins rapidement que le facteur de concentration. Ces évolutions traduisent la précipitation de calcite lors d'un processus évaporatoire avec $Alc_c < [Ca^{2+}]$ (Hardie et Eugster, 1970). Elles sont conformes à la règle de l'alcalinité résiduelle calcite (Van Beeck et Van Breemen, 1973; Gac *et al.*, 1977; Dosso, 1980; Vallès *et al.*, 1989) issu du concept de carbonate résiduel (Eaton, 1950). L'état de saturation du ruisseau vis-à-vis de la calcite sera étudié dans la partie suivante.

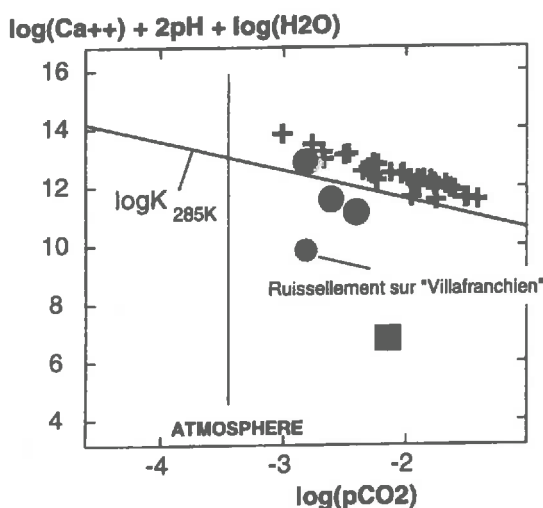


Figure 2.10. Diagramme de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la calcite. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

b) Interactions avec la dolomite

La relation entre le magnésium et le facteur de concentration révèle trois groupes principaux selon la nature et la localisation géographique des flux (fig. 3.11): Le ruissellement de surface ($0,3 \pm 0,3$ meq/l), la nappe du plateau ($0,8 \pm 0,2$ meq/l), et celle de l'ensemble glacis-dépression ($2,9 \pm 0,7$ meq/l). Le rapport des concentrations $[Mg^{2+}]/[Cl^-]$ de la pluie ($[Mg^{2+}]/[Cl^-]=0,33$) augmente lors du ruissellement. Cette variation résulte d'un enrichissement relatif en magnésium, elle est particulièrement marquée pour l'échantillon de ruissellement prélevé le plus en aval sur les versants ($[Mg^{2+}]/[Cl^-]=1,93$) qui atteint l'équilibre avec la dolomite (fig. 3.12.a).

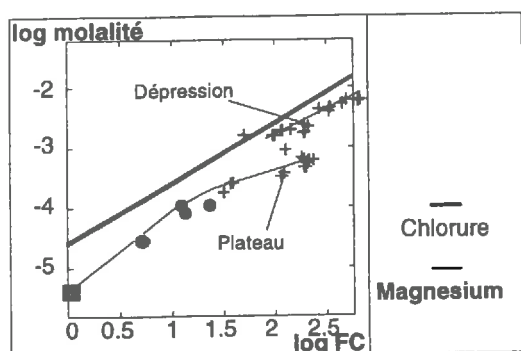
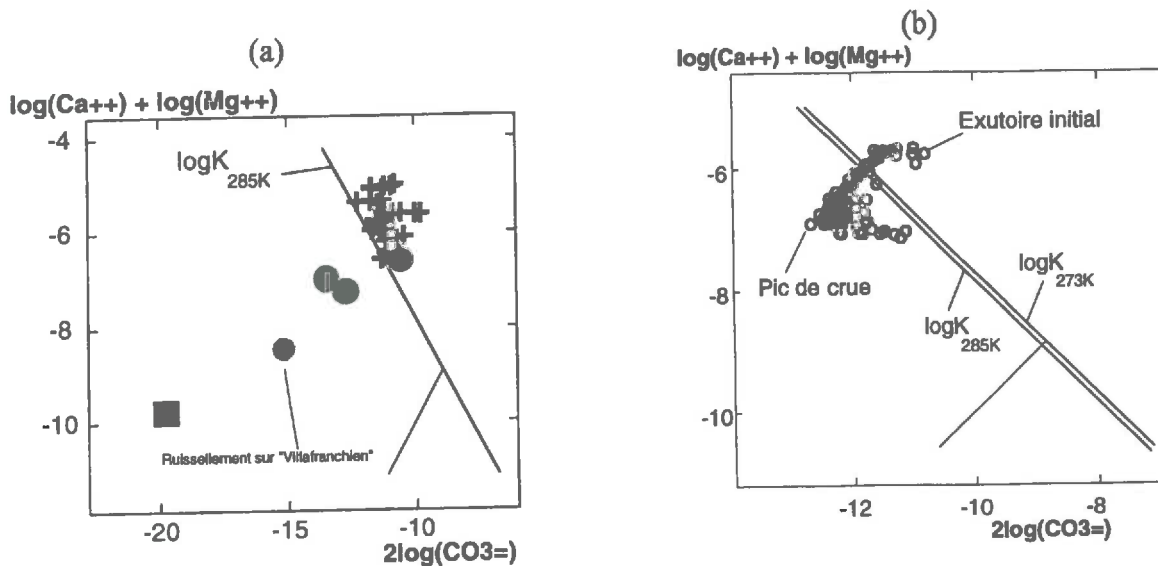


Figure 3.11. Diagramme de concentration du magnésium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+)

Dans les eaux souterraines, l'évolution des teneurs en magnésium montre également une rupture de pente entre le plateau et l'ensemble glacis-dépression (fig. 3.11). Ce dernier est significativement plus riche en magnésium à facteur de concentration égal ($1,5 < FC < 2,25$). Cette interruption dans l'évolution du faciès chimique est liée à la dissolution de dolomite au niveau des versants. En effet, ce minéral est absent au niveau du plateau (Ribolzi *et al.*, 1994) alors qu'il a été identifié sur les terrasses, le glacis et la dépression. Par ailleurs, dans les deux ensembles souterrains, les concentrations du magnésium progressent avec une pente inférieure à 1 (fig. 3.11). Bien que l'ensemble des prélèvements souterrains soient sursaturés par rapport à la dolomite (fig. 3.12.a), une dolomitisation est peu probable dans le contexte du bassin versant de Roujan. Cette évolution des concentrations en magnésium résulte probablement des échanges cationiques avec le complexe argilo-humique.

La grande majorité des échantillons du ruisseau en crue sont sous-saturés ou proche de l'équilibre avec la dolomite (fig. 3.12.b). De plus, étant donné les teneurs en magnésium mesurées dans certains prélèvements de ruissellement de surface, la cinétique rapide de dissolution de ce minéral entraîne des variations de concentration perceptibles à l'échelle de la crue.



Figures 3.12. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la dolomite (a et b). Pluie (■), ruissellement de surface (●) nappes (□) et ruisseau (○) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

L'ensemble de ces observations en période de crue montrent que la calcite et la dolomite exercent un double contrôle sur l'alcalinité et les concentrations du calcium, dans le sens de la dissolution tout comme dans le sens de la précipitation. Les teneurs en magnésium sont soumises et à la dissolution de dolomite au niveau des versants, et aux échanges

cationiques avec le complexe argilo-humique. L'alcalinité carbonatée, le calcium et le magnésium n'étant pas conservatifs, ils ne pourront donc pas être utilisés pour le traçage des écoulements.

C - CONTROLE DE K^+ , Na^+ ET $H_4SiO_4^0$

Dans le diagramme de concentration (fig. 3.13), les teneurs en potassium augmentent brutalement entre la pluie et le ruissellement de surface, puis diminuent dans la nappe. La première étape correspond probablement à un enrichissement de la pluie lors du lessivage de la végétation puis du ruissellement sur des sols amendés en potassium. Les teneurs en potassium sont plus élevées dans le ruissellement de surface que dans les eaux souterraines. Les argiles, réputées pour leur affinité pour le potassium, sont probablement à l'origine de son blocage dans les horizons superficiels des sols.

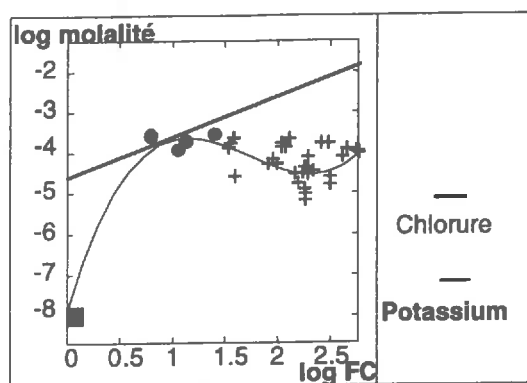


Figure 3.13. Diagramme de concentration du potassium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Dans les nappes, la distribution spatiale de cet élément présente une dissymétrie entre les versants est et ouest. A l'ouest, la concentration moyenne est de $0,11 \pm 0,03$ meq/l, tandis qu'elle est de $0,02 \pm 0,01$ meq/l à l'est. Les fortes teneurs sont associées aux dépôts du Villafranchien composés d'illites (Andrieux *et al.*, 1993) riches en potassium. Les concentrations les plus faibles se situent dans la nappe de la dépression. Etant donné les processus qui affectent la teneur en potassium, l'utilisation de cet élément ne sera pas envisagé pour le traçage quantitatif des écoulements.

La progression des teneurs en sodium dans le diagramme de concentration est monotone. Elle augmente rapidement en suivant le facteur de concentration lors du ruissellement, continue d'augmenter au niveau des eaux souterraines, mais moins rapidement que le facteur de concentration (fig. 3.14). Un contrôle par le complexe argilo-humique est sans doute la cause de cette évolution dans les eaux souterraines.

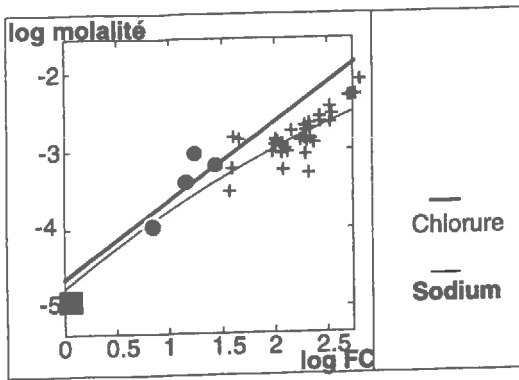


Figure 3.14. Diagramme de concentration du sodium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Le diagramme de concentration de la silice totale dissoute montre une stabilité des teneurs de ce soluté, ce qui suggère l'existence d'un contrôle actif (fig. 3.15). Les échantillons d'eaux souterraines se maintiennent sursaturés par rapport à l'équilibre théorique avec le quartz (fig. 3.15), ce minéral n'est probablement pas à l'origine du contrôle des concentrations. Il s'agit vraisemblablement d'une formation de minéraux argileux.

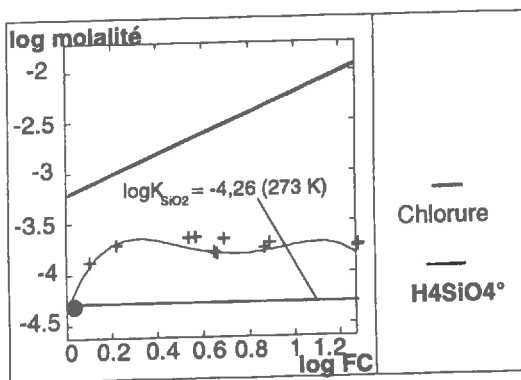


Figure 3.15 Diagramme de concentration de la silice dissoute. Ruissellement de surface (●) et nappe d'eau souterraine (+).

3. Détermination d'une alcalinité résiduelle généralisée adaptée au site d'étude

L'étude géochimique des solutions montre que les concentrations en calcium, magnésium et l'alcalinité carbonatée sont contrôlées. Les mécanismes impliqués sont la dissolution et la précipitation de calcite, la dissolution de dolomite et les échanges cationiques avec le complexe argilo-humique.

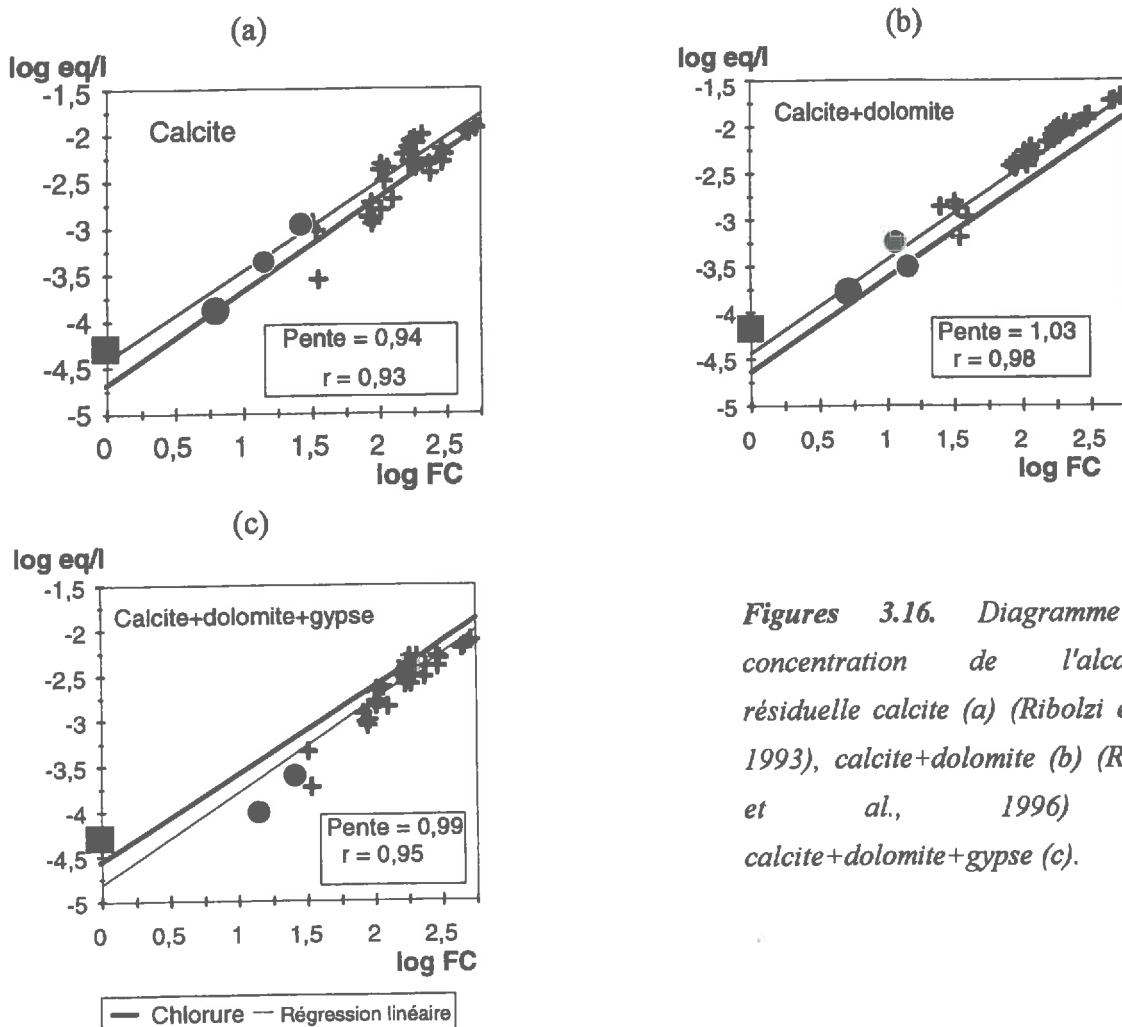
Dans un diagramme de concentration, contrairement à l'alcalinité ou au calcium, l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) évolue parallèlement à celle du chlorure (pente proche de 1) (fig. 3.16.a) (voir annexe 1.3 pour plus de détails sur l'alcalinité résiduelle). Ce comportement de l'ARC montre que les équivalents en ions calcium et l'alcalinité carbonatée s'équilibrent, soulignant de nouveau l'intervention de la calcite dans le contrôle de ce soluté. Néanmoins, le nuage de points est légèrement dispersé, ce qui suggère l'existence d'autres processus de contrôle en relation avec l'hétérogénéité spatiale de la lithologie.

L'extension du concept à la dolomite (ARC+D), minéral détecté uniquement à partir des versants, entraîne une diminution de la dispersion des points (fig. 3.16.b) et rapproche sensiblement la pente de la valeur de 1. Ces observations viennent là encore conforter les

hypothèses sur le contrôle des cations Mg^{2+} par dissolution de dolomite et fixation sur le complexe (en l'absence de précipitation de dolomite). En outre, le parallélisme entre la droite du chlorure et l'évolution de l'ARC+D dans le diagramme de concentration confirme que cette grandeur est conservative. Les principaux échanges cationiques s'opèrent entre le calcium et le magnésium dans cette gamme de concentration. Le taux de sodium échangeable étant faible, l'incidence des échanges entre le calcium et le sodium peuvent être négligés.

Aucune amélioration n'est apportée si l'alcalinité résiduelle est étendue au gypse (ARC+D+G) (fig. 3.16.c). Au contraire, le nuage de point apparaît plus dispersé que dans le cas de l'ARC seule. Ces observations montrent que la composition chimique de la solution n'est probablement pas contrôlée par ce minéral (non détecté par l'analyse aux rayons X), résultat déjà suggéré par l'analyse des états de saturation. A ce niveau d'extension de l'alcalinité résiduelle, il convient aussi de souligner que l'interprétation des résultats devient de plus en plus délicate en raison du cumul des erreurs (analytiques en particulier).

Ces résultats soulignent le double intérêt du concept d'alcalinité résiduelle, comme argument de bilan ionique en complément des diagrammes de saturation, et en tant que traceur conservatif.



Figures 3.16. Diagramme de concentration de l'alcalinité résiduelle calcite (a) (Ribolzi et al., 1993), calcite+dolomite (b) (Ribolzi et al., 1996) et calcite+dolomite+gypse (c).

4. Contrôles biogéochimiques du nitrate

Dans les agrosystèmes, les concentrations en nitrate des eaux souterraines sont généralement contrôlées par les apports anthropiques (sous forme d'engrais azotés), les processus physiques de transfert et les processus d'origine biologiques qui interviennent comme fonction puits (métabolisation, respiration nitrate...) ou source (minéralisation). Face à cette mosaïque complexe de phénomènes (impossibles à traiter dans le cadre de ce travail), l'approche choisie consiste à analyser le comportement de variables indicatives (Eh, pH, pCO₂ et pO₂ équilibrantes, δ¹⁵N) afin de déterminer si les conditions du milieu sont propices à un contrôle du nitrate.

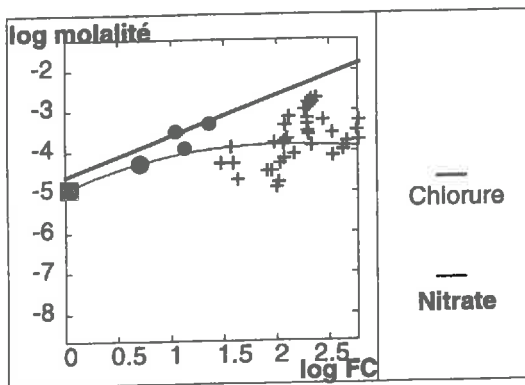


Figure 3.17. Diagramme de concentration du nitrate. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes d'eaux souterraines (+).

D'après le diagramme de concentration du nitrate, on s'aperçoit que les teneurs de ce soluté ne suivent pas la concentration des eaux estimée par le chlorure (fig. 3.17) et qu'elles sont fortement dispersées au niveau des nappes d'eau souterraine. Selon le principe d'interprétation de ces diagrammes, le nitrate apparaît donc comme contrôlé. Cependant, les concentrations de ce soluté sont soumises à la variabilité spatiale et temporelle des apports pour la culture de la vigne, l'analyse habituelle de ces diagrammes (en terme de processus de contrôle) devient donc sujette à caution. En ce qui concerne la dispersion des concentrations au niveau des solutions de nappe, celle-ci s'explique en grande partie par une opposition entre la dépression et le plateau. Les teneurs se répartissent entre un maximum au sud-est du plateau ($0,97 \pm 0,33$ meq/l) et un minimum dans la dépression ($0,22 \pm 0,14$ meq/l).

Cette distribution spatiale du nitrate coïncide avec celles de la pCO₂ et de la pO₂ équilibrantes, décrites dans la première partie de ce chapitre, ainsi qu'avec celle du potentiel d'oxydoréduction (Eh) (fig. 3.18). Ces trois critères, révélateurs de l'asphyxie (Garcia *et al.*, 1994) et du niveau de réduction du milieu (Stumm et Morgan, 1981), opposent également l'amont à l'aval du bassin versant. La dépression aval, domaine des faibles teneurs en nitrate, est le siège d'une asphyxie plus marquée. Au contraire, les mesures faites dans les solutions du plateau révèlent des conditions plus oxydantes, en accord avec la dynamique plus rapide de la nappe et sa situation topographique en position de sommet. Cette opposition mise en évidence à partir de caractéristiques discriminantes mais variables à moyen terme a en outre été

confirmée par l'analyse de critères morphologiques révélateurs de l'hydromorphie dans les sols (Ama, 1992) et intégrateurs de la variabilité des conditions sur le long terme.

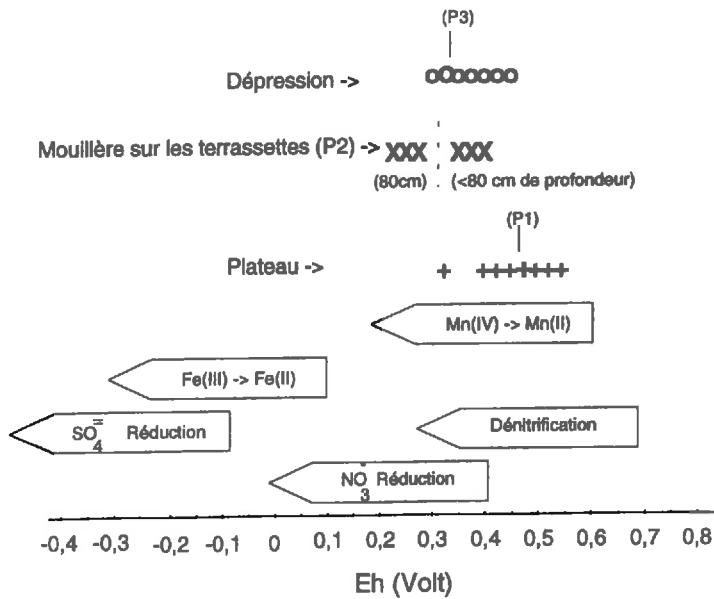


Figure 3.18. Séquence des principaux processus redox à pH 7 dans les système naturels (d'après Stumm et Morgan, 1981), et potentiels d'oxydoréduction des nappes de la dépression, sur les pentes et sur le plateau.

La position des points dans le diagramme Eh-pH de l'azote sans N_2 (fig. 3.19) permet de distinguer plusieurs groupes géographiques: les eaux oxydantes du plateau dont les couples Eh-pH sont situés dans le domaine de stabilité chimique du nitrate(1), les solutions moins oxydantes du glacis et de la dépression amont avec une majorité de points autour de l'équilibre théorique nitrate/nitrite (2), la dépression aval dans le domaine du nitrite (3) et quelques points particuliers au voisinage de l'équilibre nitrite/ammonium correspondants à des mesures faites dans une zone de mouillère sur le versant ouest (4).

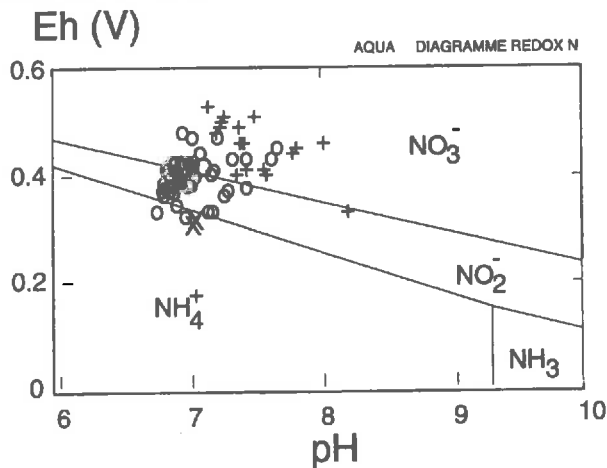


Figure 3.19. Diagramme Eh-pH de l'azote sans N_2 des prélèvements dans la nappe du plateau (+), la nappe de l'ensemble glacis-dépression (o) et une mouillère en amont de versant (X)

Les faibles teneurs en nitrates dans la dépression ne peuvent s'expliquer par un mélange avec des eaux moins concentrées (Howard, 1985), les solutions les moins concentrées se trouvant précisément dans cette unité que constitue la zone de convergence des flux nitrates de l'amont. Par ailleurs, la surface agricole utile étant presque exclusivement occupée par la vigne (hiver 1992), il est peu probable que l'hétérogénéité des apports anthropiques et des prélèvements par les plantes soient les seules causes du contraste amont-aval. En aval de la dépression, la dénitrification est très probablement à l'origine des faibles concentrations observées. Quelques mesures de $\delta^{15}\text{N}$ effectuées dans la dépression indiquent un enrichissement (fig. 3.20), il s'agit probablement du fractionnement de l'isotope lourd lié à la dénitrification (Mariotti, 1986). Cependant, le faible nombre de données $\delta^{15}\text{N}$ ne permet pas d'en avoir la certitude.

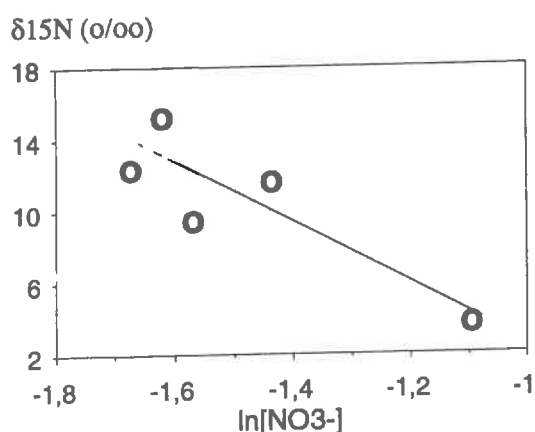


Figure 3.20. Relation entre la composition isotopique du nitrate et le logarithme de leur concentration (meq/l) en nitrate dans des échantillons de la nappe de la dépression (prélèvements du 27 janvier 1994).

Les processus rédox *sensus stricto*, contrairement aux réactions acide-base, sont connus pour leur cinétique lente (Stumm et Morgan, 1981). Néanmoins, dans les milieux naturels, ils sont souvent catalysés par les micro-organismes. Dans le cas de la dénitrification, des mesures effectuées en conditions favorables (saturation en eau, présence d'une source de carbone et faible pression partielle en oxygène) ont permis d'estimer des vitesses moyennes de disparition du nitrate, soit par exemple 0,1 meq/l/jour dans le cas d'une étude en conditions méditerranéennes (Ouar, 1994). Sur le bassin versant de Roujan, un contrôle du nitrate par dénitrification n'est pas à exclure. Dans cette hypothèse, il paraît néanmoins peu probable que les teneurs de ce soluté soient affectées significativement à l'échelle temporelle des crues.

5. Processus de contrôle des teneurs du fer et du cuivre

Les processus potentiels de contrôle des métaux sont nombreux et présentent en général une composante biologique non négligeable et complexe à étudier. L'objectif de cette partie n'est pas de détecter et de modéliser finement ces processus, mais de déterminer si les conditions du milieu sont propices à la mobilité du fer et du cuivre. Ces deux métaux ont été choisis en raison de leurs origines différentes; l'origine du fer est lithologique tandis que celle

du cuivre est anthropique. La démarche consiste à analyser la distribution de variables indicatives (Eh et pH), à tester l'état de saturation des solutions par rapport à des minéraux modèles (non nécessairement détectés sur le bassin versant) et à estimer analytiquement les espèces solides de ces métaux (Tessier *et al.*, 1979).

A - MECANISMES DE CONTROLE DU FER

La stabilité des teneurs en fer dissous dans le diagramme de concentration montre que cet élément est contrôlé (fig. 3.21.).

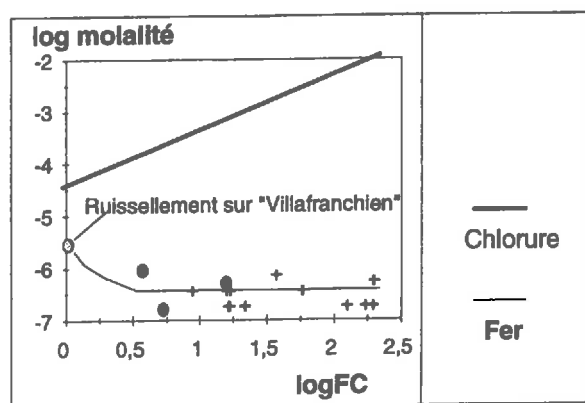


Figure 3.21. Diagramme de concentration du fer. Ruissellement de surface (•) nappes (+).

Dans le diagramme Eh-pH des espèces dissoutes du fer (fig. 3.22), les solutions prélevées sur le plateau se situent dans le domaine de stabilité du fer ferrique, celles de la dépression présentent une certaine diversité de situations, quelque points s'approchent de l'équilibre entre le fer ferreux et le fer ferrique.

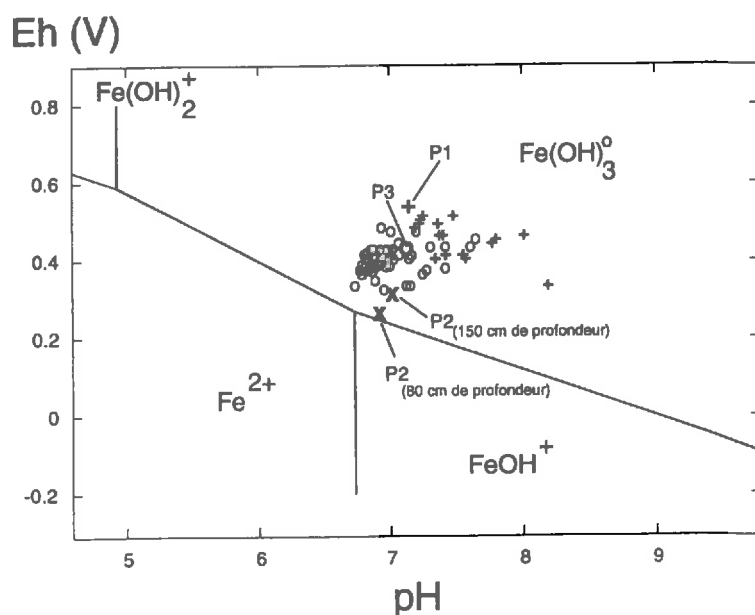
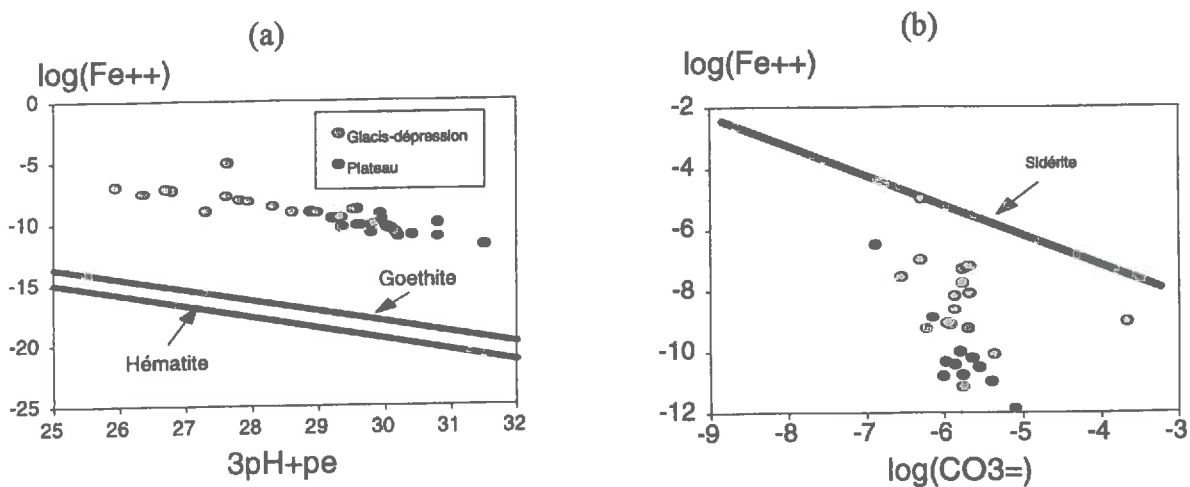


Figure 3.22. Diagramme Eh-pH des espèces dissoutes du fer. Nappe de l'ensemble glacis-dépression (o), versants aménagés en terrasses (X) et nappe du plateau (+).

Les points s'alignent parallèlement aux droites théoriques d'équilibre avec la goéthite et l'hématite, mais dans les domaines de sursaturation (fig. 3.23.a). Ce décalage peut difficilement s'expliquer par une complexation du fer par des anions organiques (non pris en compte dans la modélisation) puisque le taux de matière organique des sols est relativement faible (1% en moyenne dans l'horizon cultivé, <1% sous cet horizon). Ils s'agit plus probablement d'un contrôle par des d'oxyhydroxydes de fer amorphes beaucoup plus solubles (grande surface spécifique) que les minéraux cristallisés, ce qui permettrait d'expliquer le décalage apparent entre la droite expérimentale de(s) amorphe(s) et celle des minéraux purs. L'existence des amorphes dans les sols a été confirmée par des analyses à la microsonde (Tamia, 1992; Bouzigues *et al.*, 1996). La goéthite a néanmoins été identifiée dans les sols fersialitiques du plateau, elle constitue probablement une part minoritaire dans les phases solides à l'origine du contrôle des concentrations en fer dissous.



Figures 3.23. Diagramme de saturation par rapport aux équilibres théoriques avec l'hématite et la goéthite (a) et la sidérite (b). Prélèvements dans les nappes lors des campagnes de 1992.

A l'exception d'un échantillon de la dépression, les solutions sont sous-saturées par rapport à l'équilibre théorique avec la sidérite (fig. 3.23.b), ce qui implique que les concentrations en fer ne sont pas contrôlées par la précipitation de ce carbonate à l'état pur. Cependant, les échantillons les plus concentrés s'orientent parallèlement à l'équilibre théorique, il n'est donc pas exclu qu'une fraction minoritaire du fer soit incluse à l'état de trace dans un carbonate de calcium.

Les teneurs en fer dissous sont élevées au niveau du plateau, en particulier dans le ruissellement sur villafranchien, et s'expliquent probablement par la présence de goéthite, d'hématite et d'argiles illitiques ferrallitisées à la surface des sols. Cependant, il est également possible que la microfiltration (effectuée à 0,45µm) n'ait pas éliminé tout le fer colloïdal, ce qui

expliquerait les fortes concentrations en fer total. En outre, dans cette unité, les teneurs en fer lié aux oxydes et oxyhydroxydes dans les matières en suspension du ruissellement sont supérieures à celles mesurées dans la dépression (tab. 3.2.).

Tableau 3.2. Teneur en fer liée aux oxydes et oxyhydroxydes des matières en suspensions à l'exutoire lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994 (moyenne à partir de 11 échantillons), dans un échantillons de ruissellement de la dépression et sur le plateau.

Teneur en fer liée aux oxyhydroxydes (ppm)		
Exutoire (n=11)	Dépression	Plateau
1998±875	2673	3525

B - MECANISMES DE CONTROLE DU CUIVRE

Les teneurs du cuivre sont constantes dans les diagrammes de concentration (fig. 3.24), ce métal polluant semble donc contrôlé dans le contexte de ce bassin versant. Ce métal présente des teneurs assez dispersées quelque soit le facteur de concentration des eaux. Cette distribution est probablement liée à l'hétérogénéité des apports anthropiques et à la variabilité des conditions du milieu. Les teneurs du cuivre dans le ruissellement sont assez élevées.

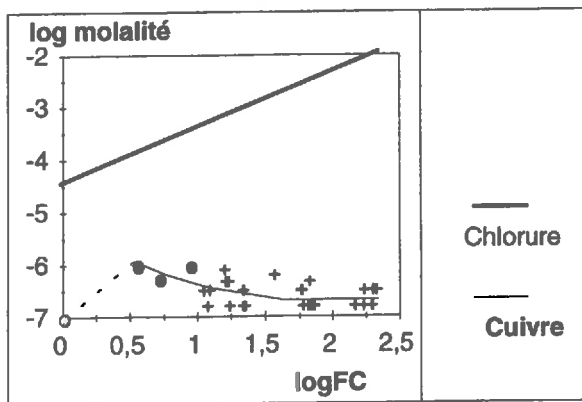
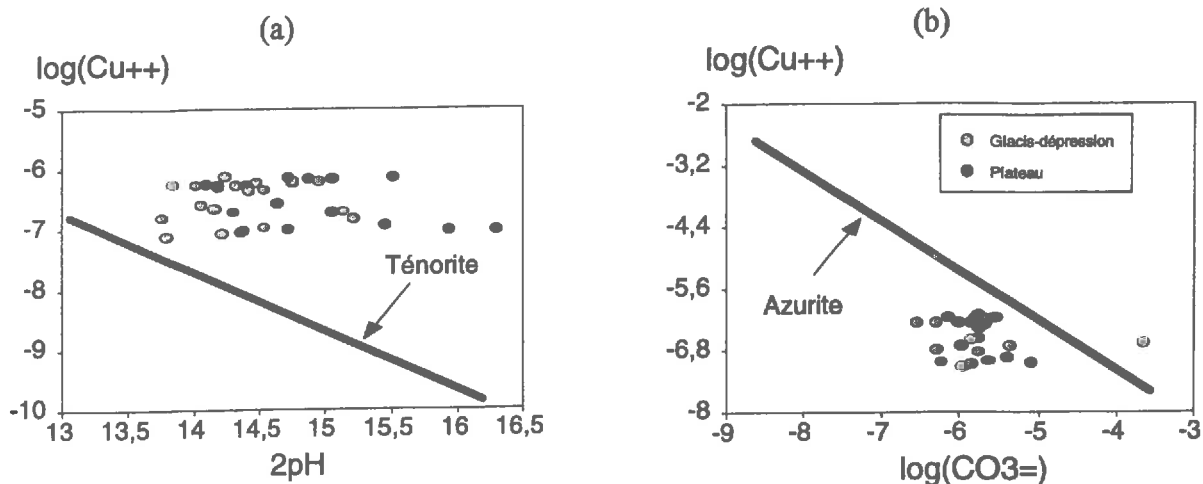


Figure 3.24. Diagramme de concentration du cuivre. Ruissellement de surface (•) et nappes (+).

Des minéraux modèles ont été sélectionnés afin d'appréhender les interactions avec les solides. Les solutions se répartissent autour de la droite d'équilibre par rapport à la ténorite (fig. 3.25.a) et atteignent la saturation avec l'azurite (fig. 3.25.b). Les eaux les moins acides (pH=7,7) sont dans le domaine de précipitation de CuO. Un contrôle des teneurs du cuivre par un oxyde et/ou un minéral carbonaté semble assez probable.



Figures 3.25. Diagrammes de saturation par rapport aux équilibres théoriques avec la ténorite (a). et l'azurite (b). Prélèvements dans les nappes lors des campagnes de 1992.

L'étude des formes solides du cuivre sur les matières en suspension par extraction séquentielle (Tessier *et al.*, 1979), bien que critiquable sur le plan analytique (Bermond, 1989), concorde relativement bien avec ces conclusions. Il semble qu'une fraction de ce métal soit effectivement liée aux carbonates et aux oxydes et oxyhydroxydes de fer et de manganèse (tab. 3.3). Mais, la part la plus importante revient à la fraction résiduelle, c'est-à-dire celle du cuivre fortement lié aux minéraux primaires et/ou secondaires par intégration dans la structure cristalline. Par ailleurs, des spécificités apparaissent en fonction de la localisation spatiale des prélèvements; la part du cuivre liée à la matière organique est élevée dans la partie aval du bassin versant tandis que celle liée aux oxydes est plus élevée sur le plateau (tab. 3.3).

Tableau 3.3. Spéciation du cuivre particulaire dans les matières en suspension prélevées à l'exutoire du ruisseau et dans le ruissellement de surface dans la dépression et sur le plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Fraction	Teneur en cuivre particulaire					
	Exutoire (n=11)		Dépression		Plateau	
	ppm	%	ppm	%	ppm	%
Echangeable	1,7±0,5	0,7	3,6	1,4	6,4	2,8
Liée aux carbonates	6±2	2,5	9	3,4	14	6,1
Liée aux oxydes	41±11	17,3	28	10,7	60	26,3
Liée à la matière organique	30±7	12,7	50	19,1	16	7,0
Résiduelle	158±32	66,8	171	65,3	131	57,5
Total:	236,7	100	262	100	228	100

Ces quelques résultats sont assez classiques et en accord avec les observations faites par d'autres auteurs (Salomons et Forstner, 1980; Serpaud, 1994).

6. Synthèse: vers une typologie des solutés

L'objectif de ce paragraphe est de synthétiser des résultats décrits dans ce chapitre à partir d'une analyse statistique des données spatiales. La première approche repose sur la description de la matrice des corrélations entre les différents ions majeurs, l'alcalinité résiduelle calcite + dolomite (ARC+D) et la conductivité électrique. La seconde consiste à interpréter l'analyse factorielle des correspondances de ces données spatiales sur la base des principaux mécanismes identifiés précédemment.

A - ANALYSE DES CORRELATIONS SPATIALES

Le chlorure, le sulfate et l'ARC+D sont très fortement corrélés spatialement (tab. 3.4). Ce résultat concorde avec le fait que ces trois paramètres sont des traceurs et que par conséquent ils obéissent aux mêmes lois de mouvement que les flux hydriques: mélange et concentration des solutions (annexe 1.2). Lors des crues, la concentration des eaux par évapotranspiration sera considérée comme négligeable. Entre les crues, ce phénomène participe à la différenciation chimique entre les nappes et les pluies.

Le sodium, calcium, le magnésium et plus particulièrement l'alcalinité sont moins bien corrélés au chlorure que le sulfate ou l'ARC+D (tab. 3.4). Contrairement aux traceurs, les concentrations de ces composés sont contrôlées par des processus géochimiques différents suivant la localisation spatiale des solutions.

Tableau 3.4. Matrice des corrélations entre les concentrations totales des ions majeurs dissous, l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC-D) et la conductivité électrique (CE). Prélèvements dans la pluie, le ruissellement de surface et les nappes.

	Alcalinité	[K ⁺]	[Na ⁺]	[Ca ²⁺]	[Mg ²⁺]	[Cl ⁻]	[SO ₄ ²⁻]	ARC+D	CE
Alcalinité	1,00								
[K ⁺]	-0,51	1,00							
[Na ⁺]	0,28	-0,02	1,00						
[Ca ²⁺]	0,59	-0,54	0,65	1,00					
[Mg ²⁺]	0,44	-0,01	0,88	0,58	1,00				
[Cl ⁻]	0,35	-0,18	0,92	0,84	0,87	1,00			
[SO ₄ ²⁻]	0,35	-0,20	0,92	0,84	0,88	0,99	1,00		
ARC+D	0,36	-0,26	0,86	0,89	0,82	0,99	0,99	1,00	
CE	0,60	-0,31	0,84	0,89	0,86	0,94	0,95	0,94	1,00
[NO ₃ ⁻]	-0,07	-0,40	-0,15	0,41	-0,30	0,08	0,08	0,20	0,10

Le potassium, par opposition à ces solutés d'origine "profonde", est bloqué à la surface des sols, ce qui explique qu'il soit anticorrélé au chlorure (tab. 3.4). Quant au nitrate, il se trouve mal corrélé au chlorure sans doute du fait de la dénitrification dans la dépression et de la variabilité spatiale des apports pour la culture (tab. 3.4). Ce soluté marque les solutions

du plateau (nappe et ruissellement) contrairement au magnésium qui est plus spécifique des solutions de la partie aval du bassin versant, c'est pourquoi ces deux composés sont anticorrélés.

La conductivité électrique est très bien corrélée au chlorure, au sulfate et à l'ARC+D. Ce résultat paraît surprenant au premier abord puisque cette mesure physique intègre l'ensemble des processus de contrôle qui s'exercent sur les ions réactifs, mais ce paramètre est peu affecté par ces processus en raison du poids important des traceurs dans la balance ionique. De plus, il est probable que les phénomènes de dissolution d'un minéral sont compensés électriquement par la précipitation d'un autre minéral. C'est le cas par exemple de la dolomite dont la dissolution entraîne un enrichissement de la solution en magnésium, calcium et alcalinité tandis que parallèlement, la précipitation de calcite entraîne un appauvrissement en calcium et en bicarbonate. La conductivité électrique, dont la mesure est facile à mettre en oeuvre sur le terrain, présente un intérêt pour le suivi continu *in situ*, ce que nous verrons dans la deuxième partie du chapitre 4.

B - ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES

Le premier plan de l'analyse factorielle des correspondances explique 85 % de la variance totale (fig. 3.26). Le premier axe (55 % de la variance) souligne l'opposition entre les solutions de nappe les plus concentrées prélevées en aval du bassin versant et les eaux à plus faible concentration du plateau et du ruissellement. Ces dernières sont représentées par le potassium, contrairement à celles de la dépression aval qui sont caractérisées par les traceurs (chlorure, sulfate et ARC+D) et le sodium. Le deuxième axe (30 % de la variance) oppose la nappe et le ruissellement en bordure de plateau, marqués par des teneurs élevées en nitrate, à l'aval du bassin versant caractérisé par la présence du magnésium.

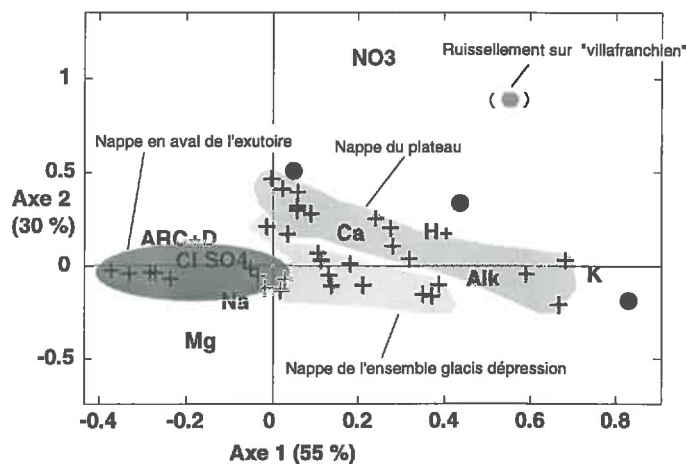


Figure 3.26. Premier plan de l'analyse factorielle des correspondances appliquée à quelques prélèvements de ruissellement de surface (●) et aux prélèvements dans les nappes (+). Le ruissellement sur Villafranchien n'a pas été pris en compte dans le calcul de l'analyse.

III - ANALYSE DES VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DU RUISSEAU A PARTIR DES MARQUEURS SPECIFIQUES

La typologie des solutés, décrite dans le paragraphe précédent, distingue les traceurs chimiques conservatifs (Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{ARC}+\text{D}$) des marqueurs spécifiques d'unité géographique (NO_3^- et Mg^{2+}) ou de processus d'écoulement (minéralogie des MES, pCO_2 , K^+). Bien qu'il ne soient pas conservatifs, ces marqueurs doivent permettre d'effectuer une analyse préliminaire qualitative sur l'origine géographique et la nature des processus mis en jeu dans le mélange du ruisseau en crue. La question est de savoir si ces contrastes, révélés essentiellement à partir d'observations locales (puits, piézomètres...), sont également perceptibles au niveau du réseau hydrographique de surface. Pour répondre à cette question, une analyse qualitative est effectuée à partir de prélèvements:

- ↳ spatiaux dans le réseau hydrographique principal,
- ↳ temporels à l'exutoire terminal du ruisseau en crue.

En plus des marqueurs dissous, quelques caractéristiques minéralogiques et chimiques des matières particulaires sont également étudiées. On notera également que les crues utilisées dans ce chapitre, à titre d'illustration, seront décrites en détails dans le chapitre suivant.

1. Variabilité spatiale dans le réseau hydrographique

Les résultats décrits dans ce paragraphes concernent des prélèvements effectués dans le réseau hydrographique en fin de décrue le 15 avril 1993. Les solutions ont été collectées l'une après l'autre en moins d'une heure. Les faibles variations à l'exutoire pendant l'échantillonnage amènent à considérer que les variations temporelles sont négligeables.

Les teneurs les plus fortes en potassium s'observent en amont, dans un des collecteurs du plateau (C2), tandis que les plus faibles s'observent en aval au niveau du collecteur central de la dépression (C1) (fig. 3.27). Le seul mélange de ces deux composantes géographiques (C2 et C1) ne permet pas d'expliquer l'évolution des concentrations du ruisseau. En effet, au niveau du cheminement le plus long (C3+C), elles augmentent paradoxalement d'amont en aval. S'il ne s'agissait que du mélange entre les nappes du plateau et de la dépression, les teneurs diminueraient forcément vers l'aval avec la participation des eaux peu concentrées de la dépression. De plus, cette distribution spatiale des concentrations ne concorde que partiellement avec celle des prélèvements faits à partir des puits; les plus faibles concentrations s'observent bien en aval, cependant, contrairement aux prélèvements direct dans les nappes, les plus fortes teneurs apparaissent à l'est du plateau et non pas à l'ouest. L'explication à ces résultats, apparemment divergents, réside dans la nature des prélèvements et leur position verticale par rapport aux réservoirs souterrains. A l'inverse des prélèvements profonds à partir des puits, l'échantillonnage dans le ruisseau concerne la partie superficielle des nappes, *a priori* influencée par les apports météoriques. Or, comme il a été observé dans la typologie des solutés, le potassium est un marqueur des eaux de surface en raison d'un enrichissement de la

pluie dès son contact avec la surface du sol (lors du ruissellement ou de l'infiltration). Il est important de rappeler que cette campagne a été effectuée à la suite de deux crues au cours desquelles une partie des précipitations s'est infiltrée dans les sols. Ainsi, des apports liés au ressuyage de l'eau nouvelle (enrichie en potassium) permettraient d'expliquer l'augmentation des teneurs du potassium vers l'aval du ruisseau. Etant donné le caractère réactif du potassium, cette hypothèse demande à être confirmée à partir des distributions du chlorure et du $\delta^{18}\text{O}$.

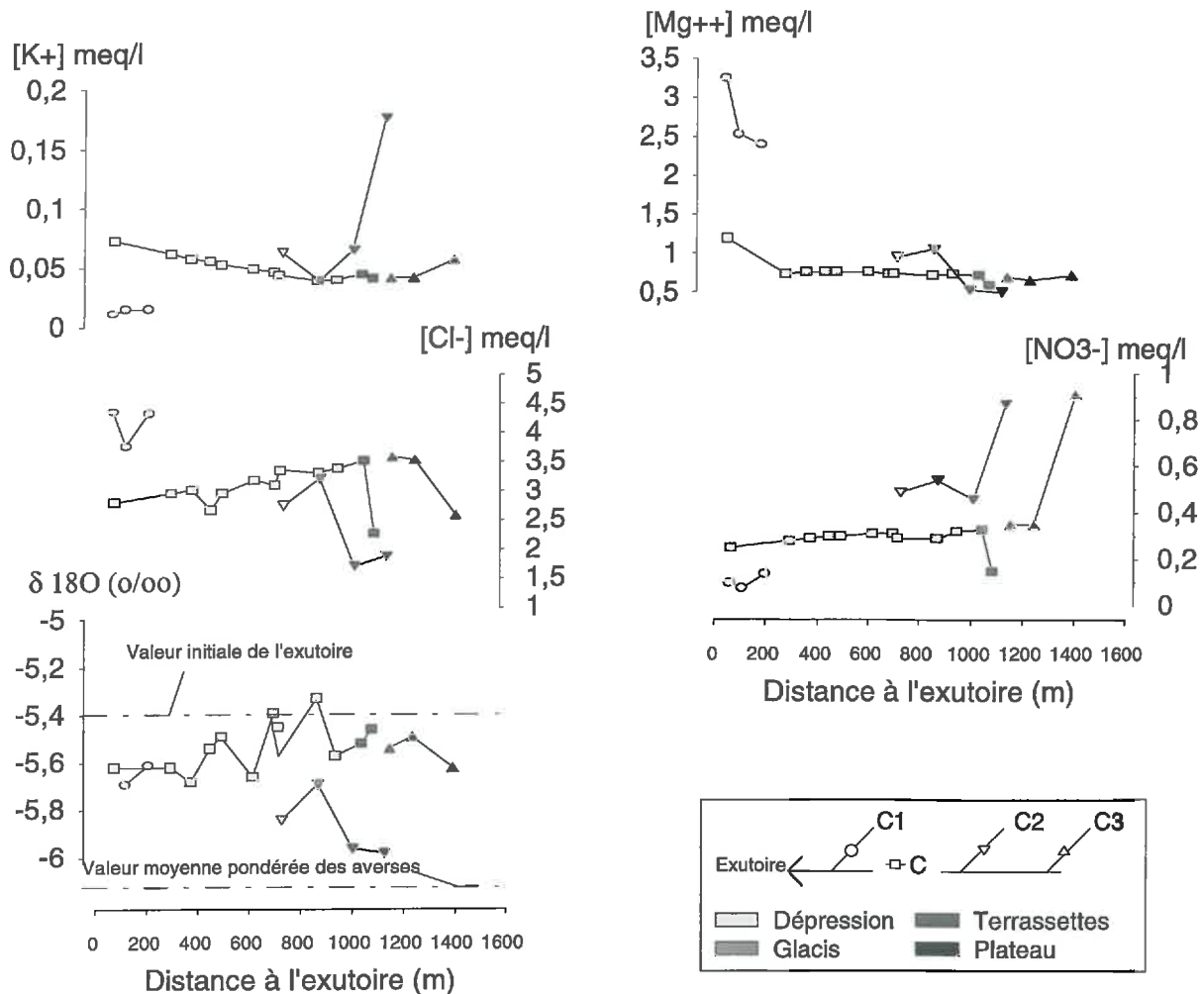


Figure 3.27. Distribution spatiale des caractéristiques chimiques et isotopique du ruisseau au niveau de ses collecteurs principaux (C, C1, C2 et C3) lors de la décrue du 15 avril 1993 (voir la figure 2.10 pour la localisation des collecteurs).

La distribution spatiale du chlorure dans le ruisseau est en accord avec les mesures faites sur les échantillons de nappes; les teneurs les plus faibles se trouvent en amont sur le plateau, tandis que les plus fortes se situent en aval. En revanche, comme dans le cas du potassium, l'évolution des concentrations d'amont en aval dans le ruisseau paraît contradictoire avec l'hypothèse du seul mélange entre les nappes du plateau et de la dépression; la teneur en

chlorure du ruisseau diminue progressivement lors de son cheminement vers le pôle le plus concentré.

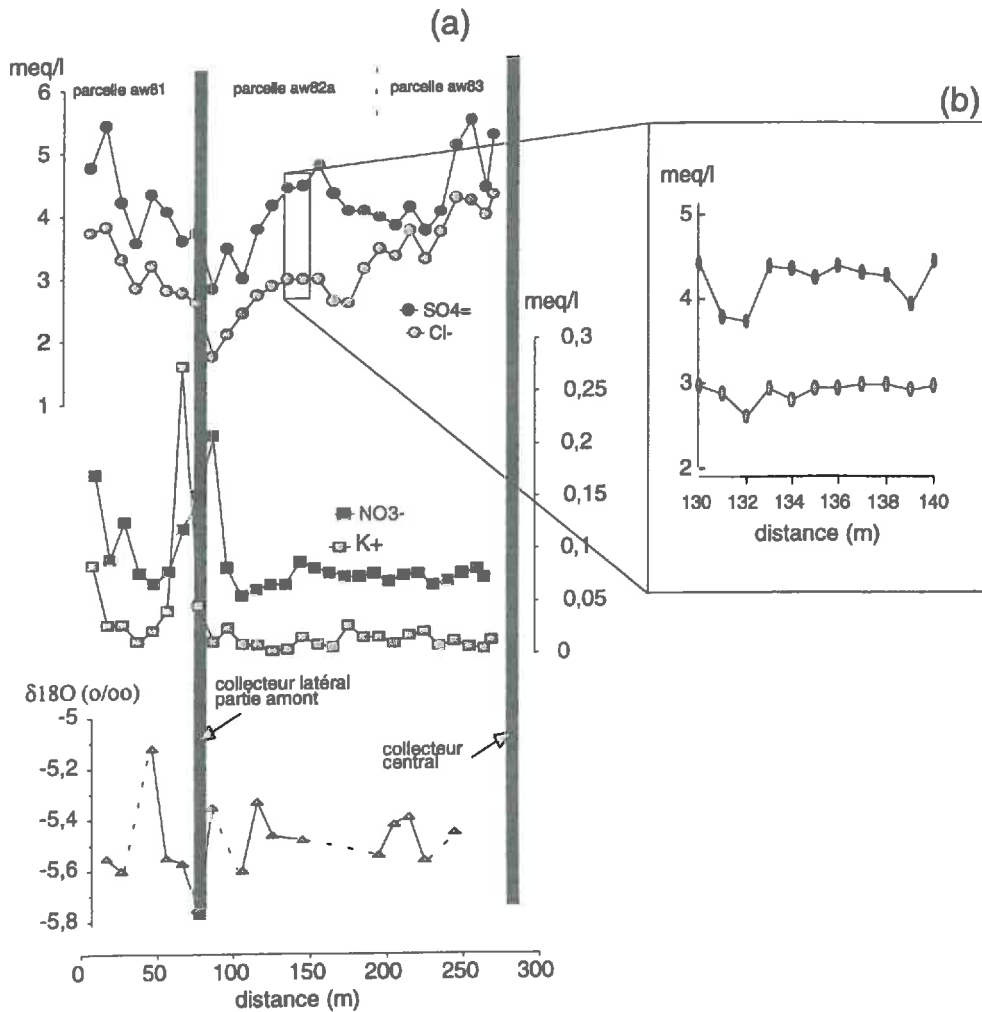
La valeur moyenne (pondérée par les hauteurs précipitées) du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie correspondant aux averses du 14 au 15 avril 1993 avoisine les $-6,1 \text{ ‰}$, tandis que celle de la nappe était proche de $-5,4 \text{ ‰}$ (valeur initiale à l'exutoire terminal du ruisseau). La distribution spatiale des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du ruisseau vient conforter les hypothèses qui ont été formulées à partir du potassium: les plus faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (proches de la pluie moyenne) ont été mesurées sur le plateau au niveau du collecteur dont les teneurs en potassium sont les plus fortes (C3), le $\delta^{18}\text{O}$ du collecteur le plus long se maintient inférieur à la valeur initiale de l'exutoire et diminue sensiblement vers l'aval. Ces résultats prouvent l'existence d'une légère dilution des eaux souterraines préexistantes par l'eau nouvelle de la pluie. Ce processus influe sur la composition du ruisseau, il intervient au niveau du plateau et de manière diffuse dans la dépression.

La teneur en magnésium reste relativement stable (très légère augmentation vers l'aval) d'amont en aval dans le réseau hydrographique (C+C3), excepté dans le dernier prélèvement dans la dépression où elle augmente significativement. De même, une légère augmentation apparaît en aval de la branche C2, lorsque le ruisseau parvient dans la dépression. Les concentrations les plus fortes en magnésium ont été mesurées dans le collecteur central (C1) en relation avec la nappe en aval de la dépression, elles sont au moins deux fois plus importantes que celles mesurées par ailleurs. L'opposition amont-aval, déjà détectée à partir des prélèvements directs dans les nappes, s'observe également dans les prélèvements du ruisseau le long de son cheminement amont-aval. Contrairement au magnésium, les teneurs les plus élevées en nitrate s'observent dans des prélèvements du plateau, aux extrémités des branches sud-est (C2 et C3). Ces teneurs chutent brutalement vers la transition plateau-terrassettes, puis diminuent très légèrement lors de leur cheminement vers l'exutoire. Les teneurs les plus faibles ont été mesurées dans la branche qui draine la nappe en aval de la dépression (C1). Cette distribution spatiale du nitrate concorde bien avec les mesures faites localement dans les nappes. A noter que, dans le cas de ces deux solutés, les concentrations du ruisseau évoluent dans le sens suggéré par les pôles géographiques. A ce stade d'avancement dans la décrue du ruisseau, le marquage spécifique des unités géographiques semble donc prévaloir sur l'effet de dilution par la pluie.

2. Variabilité dans la nappe au voisinage des collecteurs

Ce paragraphe a pour objet l'étude de la variabilité des caractéristiques chimiques et isotopiques de la nappe de la dépression. L'objectif initial était de vérifier l'hypothèse de stabilité spatiale des traceurs au sein du réservoir souterrain de plus grande extension (condition d'application de la méthode de décomposition).

Les concentrations en chlorure et en sulfate présentent une forte variabilité (fig.3.28.a). Dans l'exemple du chlorure, environ 80% des prélèvements ont des teneurs qui se situent entre 2,5 et 4,0 meq/l, 10% sont compris entre 1,5 et 2,5 meq/l, et 10% entre 4,0 et 4,5 meq/l (fig. 3.29).



Figures 3.28. Distributions spatiales du $\delta^{18}O$ et des concentrations en chlorure, sulfate, nitrate et potassium dans la nappe de la dépression suivant un transect réalisé le 7 mars 1993 (voir la figure 2.10 pour la localisation du transect). Prélèvements effectués tous les 10 m (a) et tous les mètres (b).

Les concentrations les plus élevées s'observent aux extrémités du transect, tandis que les concentrations les plus faibles apparaissent de part et d'autre du collecteur latéral jusqu'à une distance d'environ 20 mètres (fig. 3.28.a). Au cœur des parcelles, les fortes concentrations en chlorure et en sulfate concordent avec de faibles teneurs en nitrate et potassium, l'inverse s'observe aux abords du collecteur latéral. Le transect recoupe des sols hétérogènes (séries 17 et 18) qui présentent des variations de texture en surface et en profondeur (en particulier dans la charge caillouteuse) et des variations de perméabilité (20 m/jour à moins de 2 m/jours). Les transferts d'eau étant essentiellement contrôlés par les propriétés physiques du milieu, il est

donc probable que ces dernières soient à l'origine de la variabilité spatiale des traceurs. Les fossés peuvent être en particulier le siège de voies préférentielles d'infiltration des eaux de surface, généralement riches en nitrate et potassium et pauvres en chlorure et sulfate. L'augmentation de la teneur en nitrate témoigne de l'infiltration des eaux nitratées issues du plateau, tandis que celle du potassium atteste de la recharge par les eaux de surface en général. Contrairement au collecteur latéral dont le fonctionnement se limite aux phases de crue, le collecteur central draine l'eau de la nappe de la nappe de la dépression centrale de façon quasi permanente de la fin du mois d'octobre à la fin du mois de juin; et était actif lors de cette campagne de prélèvement. Cette observation explique l'absence de dilution de l'eau de nappe dans l'environnement de ce collecteur principal.

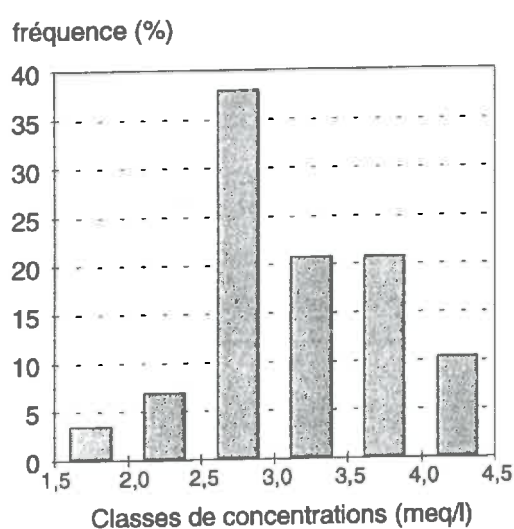


Figure 3.29. Histogramme des fréquences des teneurs en chlorure dans la nappe de la dépression. Prélèvements effectués suivant un transect lors de la campagne du 7 mars 1993.

3. Variations temporelles à l'exutoire

L'objectif de ce paragraphe consiste à mettre en relation les variations temporelles des caractéristiques du ruisseau avec les signatures propres aux différentes unités hydrogéochimiques du bassin versant. La démarche revient à analyser les comportements de plusieurs marqueurs supposés indépendants (température, solutés...) afin de voir s'ils conduisent à des conclusions convergentes. Dans les paragraphes qui suivent, les exemples de marqueurs dissous concernent les crues du 14 et 15 avril 1993 ceux des matières particulières se rapportent à la crue du 4 au 5 novembre 1994.

A - VARIATIONS TEMPORELLES DE LA TEMPERATURE DU RUISSEAU

Avant les crues du 14 et 15 avril 1993, la température du ruisseau était de 12°C, valeur légèrement supérieure à la moyenne des nappes en cette période (environ 10°C). Lors de la première montée des eaux, la température du ruisseau chute brutalement pour atteindre la valeur minimale de 2,8°C vers le maximum de débit (fig. 3.30). Les précipitations à l'origine de cette première crue sont essentiellement composées de grêle dont la température est

nécessairement $\leq 0^{\circ}\text{C}$. Aucune eau préexistante sur le bassin versant n'ayant une température aussi basse que celle de l'exutoire, la température du mélange du ruisseau en crue ne peut donc s'expliquer que par une contribution de l'eau nouvelle des précipitations. Etant donné les faibles valeurs de température, cette participation des pluies semble être prépondérante.

Température ($^{\circ}\text{C}$)

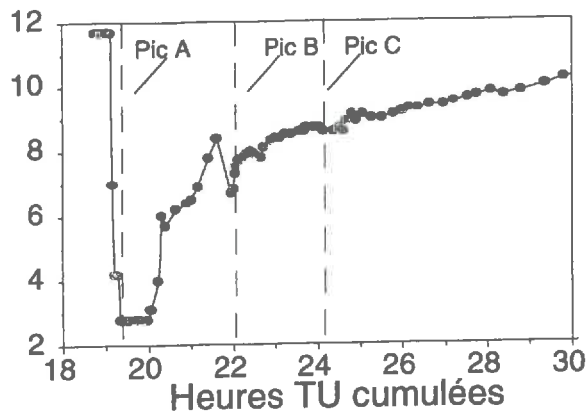


Figure 3.30. Evolution temporelle de la température du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Après le premier pic de crue, la température du ruisseau augmente progressivement, les variations de température correspondant aux deux pics de la crue suivante sont nettement plus faibles. Un stock de grêlons s'est accumulé en surface suite à la première averse. Leur fonte progressive lors des pluies suivantes explique probablement cette évolution des températures, difficile à interpréter en terme de processus d'écoulement.

B - VARIATIONS DE LA pCO_2 ESTIMÉE DU RUISSEAU

Les solutions prélevées dans le ruisseau en crue présentent un surplus de CO_2 par rapport à l'atmosphère (jusqu'à 10 fois supérieur). Cet excès qui apparaît en début et fin de crue est lié à l'alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression, dont la pCO_2 estimée peut atteindre $10^{-1,5}$ atm (fig. 3.10). Ce phénomène a déjà été observé dans des ruisseaux de montagne (Durand *et al.*, 1991; Pinol et Avila, 1992). Dans le cas présent, la pCO_2 du ruisseau diminue progressivement en montée de crue, atteint celle de l'atmosphère au débit de pointe (fig. 3.31), et revient progressivement à l'état initial lors de la décrue.

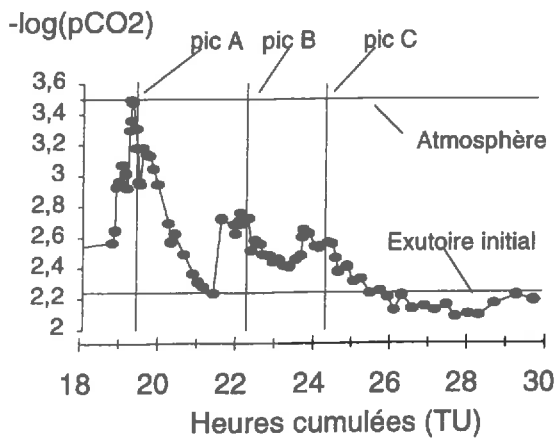


Figure 3.31. Evolution temporelle de la pCO_2 estimée du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Ces évolutions s'expliquent essentiellement par le mélange du ruisseau initial (nappe de la dépression) avec l'eau de pluie ($pCO_2 \approx 10^{-3,5}$ atm) dont la contribution peut atteindre 80% au pic de crue (Ribolzi *et al.*, 1996). De plus, les variations de débit du ruisseau entraînent des vitesses de dégazage plus au moins importantes (Durand *et al.*, 1991), permettant d'expliquer en partie les changements de pCO_2 . Par ailleurs, le ruisseau est sursaturé par rapport à l'équilibre théorique avec la calcite en début et en fin de crue (fig. 3.32). Cet état est probablement lié à une différence entre la vitesse de dégazage du CO_2 lors du drainage de la nappe par le collecteur central, et celle des processus qui conduisent à la précipitation de calcite. Le dégazage est rapide, il est favorisé par l'agitation de l'eau lors de son cheminement vers l'exutoire. Cet écart cinétique a déjà été observé en milieu karstique (Lastennet, 1994).

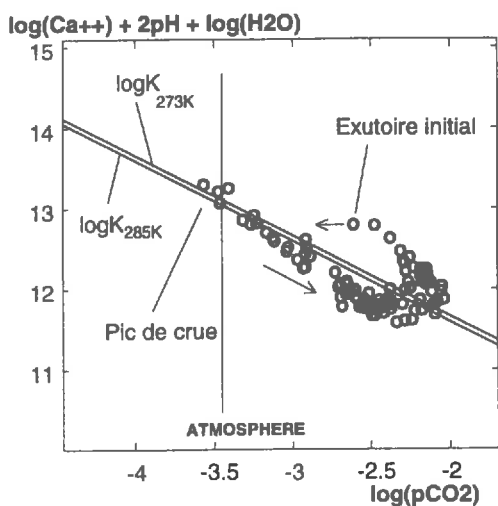


Figure 3.32. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la calcite. Prélèvements dans le ruisseau durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

C - VARIATIONS TEMPORELLES DES MARQUEURS DISSOUS

Les évolutions des teneurs du magnésium et du nitrate sont opposées (fig.3.33); celle du magnésium diminue lorsque le débit augmente, tandis que celle du nitrate augmente lorsque le débit augmente. Ces variations vont dans le sens des conclusions apportées par la

température et la pCO_2 estimée, à savoir que l'eau des précipitations intervient dans l'écoulement rapide de crue.

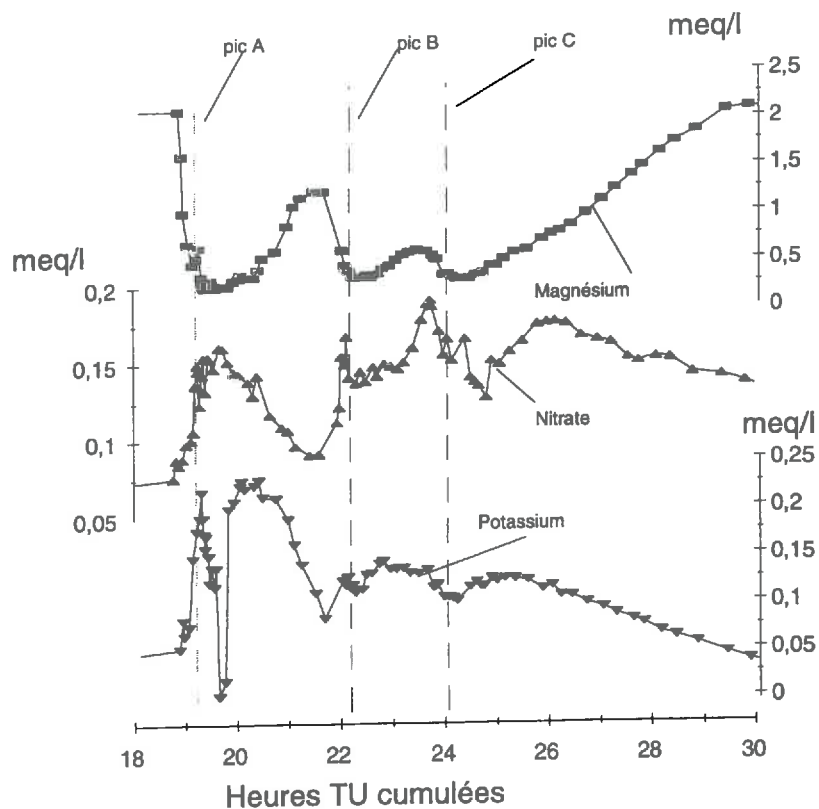


Figure 3.33. Evolution temporelle des teneurs en magnésium, nitrate et potassium du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Le maximum de concentration du nitrate survient vers la décrue, tandis que le minimum de concentration du magnésium concorde avec le pic de débit (fig. 3.33), ces évolutions sont à l'origine d'une relation débit-concentration croissante dans le cas du nitrate et décroissante pour le magnésium (fig. 3.34). Une hystérésis apparaît dans le cas de ces deux composés; elle est importante dans le cas du nitrate avec des concentrations plus élevées en décrue et moins prononcée dans celui du magnésium où des concentrations sensiblement plus élevées surviennent lors de la montée des eaux. Ce décalage suggère que les écoulements proches, marqués par des teneurs supérieures en magnésium, interviennent en montée de crue, tandis que les écoulements éloignés du plateau, riches en nitrate, contribuent plus tardivement vers la décrue.

Les variations des teneurs en potassium sont plus complexes; elles présentent deux maxima particulièrement bien individualisés à la première crue (fig. 3.33). Deux origines spatiales de surface, l'une concentrée l'autre moins, sont probablement à l'origine de ce double pic de concentration. Il est probable que l'est du plateau correspond au réservoir peu concentré en potassium. Cependant, l'échantillonnage spatial effectué lors de cette crue est insuffisant pour étayer cette hypothèse.

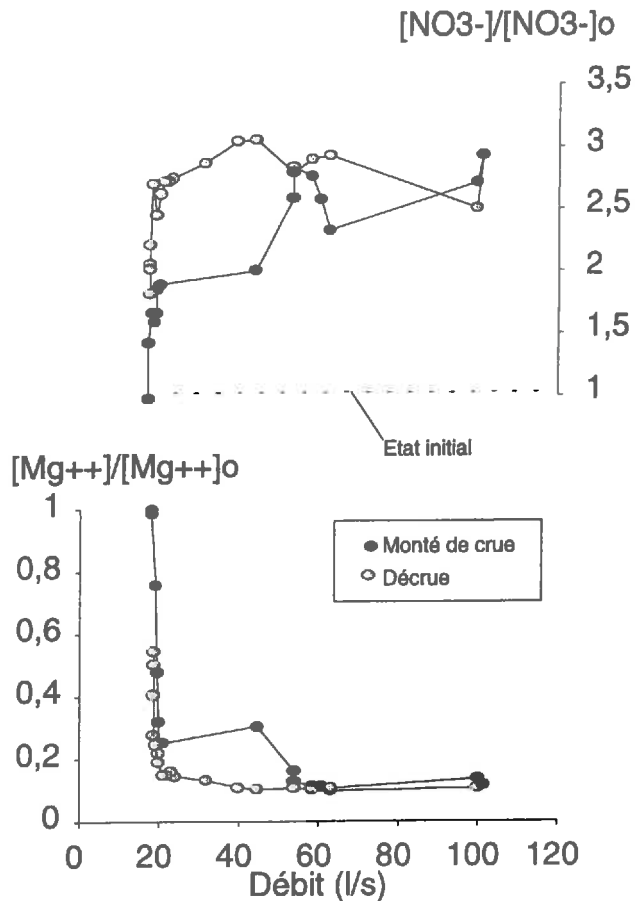


Figure 3.34. Relation débit-concentration du magnésium et du nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 14 avril 1993. Les concentrations sont rapportées à la valeur de l'exutoire avant la crue (indice o).

La crue du 15 avril 1993 est double (pics B et C), les effets des deux averses se superposent, ce qui rend l'interprétation des variations hydrochimiques plus complexe. Globalement, les tendances décrites précédemment se retrouvent lors de cette crue, à l'exception du maximum de nitrate qui est atteint de plus en plus tardivement en décrue. Ce décalage va dans le sens d'une participation croissante d'un écoulement souterrain retardé, déjà évoquée précédemment lors de l'analyse des variations de pCO_2 estimée. Il s'agit vraisemblablement d'une contribution grandissante des eaux souterraines du plateau, initialement concentrées en nitrate, et auxquelles viennent s'ajouter les eaux d'infiltration également riches en nitrate. En outre, l'augmentation des teneurs du magnésium est plus lente lors de la troisième décrue que dans la première, ce qui va bien dans le sens d'une participation croissante du plateau, peu concentré en cet élément.

D - VARIATIONS DE QUELQUES CARACTERISTIQUES DES MATIERES PARTICULAIRES

Le bassin versant de Roujan présente des contrastes lithologiques entre ses unités du paysage; le plateau est caractérisé par la présence de dépôts continentaux généralement caillouteux et de couleur rouge, tandis que la roche mère calcaire d'origine laguno-lacustre ou marine affleure au niveau des versants à fortes pentes.

L'objectif de ce paragraphe est de déterminer si l'information constituée par ces oppositions spatiales est véhiculée par le ruissellement sous forme de MES (Matières En Suspension) lors des crues. Ces oppositions permettent-elles d'expliquer les variations mesurées à l'exutoire du bassin versant en terme d'origine géographique du ruissellement ? Les critères étudiés sont:

- ↳ la couleur des MES,
- ↳ le rapport dolomite/quartz,
- ↳ la teneur en fer lié aux oxydes et oxy-hydroxydes,
- ↳ la teneur du cuivre lié à la matière organique d'une part et oxydes et oxy-hydroxydes d'autre part,

La couleur des MES a pu être observée à partir des dépôts sur lamelles de verre destinés à l'analyse minéralogique (Ribolzi *et al.*, 1994). D'après le système Munsell, les MES extraites du ruissellement de surface ont une couleur très différente suivant l'unité dans laquelle elles ont été prélevées. Elle tend vers le rouge-jaune (HUE 7.5YR 6/6 \pm 1 chroma) au niveau du plateau, vers le jaune (formation sablo-gréseuse litée) à brun-jaune (HUE 2.5Y 7/6; 10YR 6/6) sur les terrasses et vers le brun-jaune (HUE 10YR 6/6) dans le glacis et la dépression. L'analyse des lamelles correspondant aux prélèvements à l'exutoire lors des crues du 14 et 15 avril 1993 fait systématiquement ressortir une opposition de couleur des MES entre la montée des eaux et la décrue. Cette différence, particulièrement marquée au troisième pic de crue (cliché 3.1), s'interprète en termes d'origine géographique du flux particulière; celui-ci semble provenir des versants (terrasses et glacis) lors de la montée des eaux, alors qu'il semble plutôt résulter du plateau lors de la décrue du ruisseau.

L'étude des caractéristiques minéralogiques des sols (tab. 2.5) et des MES dans le ruissellement de surface (tab. 3.5) a révélé des différences plus ou moins importantes entre les unités morpho-pédologiques du bassin versant. Parmi les minéraux identifiés, seuls la dolomite et les oxydes de fer permettent une différenciation entre le plateau et le reste du bassin versant. En effet, la dolomite est absente sur le plateau ou en trace (rapport D/Q très faible) alors qu'elle est très bien représentée sur les terrasses où elle est issue de niveaux de calcaire dolomitique. L'abondance de ce minéral carbonaté permet une bonne détection par diffractométrie X (fig. 3.35), contrairement aux oxydes et oxy-hydroxydes de fer dont l'intensité des pics sur les diffractogrammes est parfois trop faible pour une bonne identification. Pour cette raison, la mesure de la teneur en fer lié aux oxydes (cristallisés et amorphes) (tab. 3.2) a été préférée à celle des rapports Goethite/Quartz et Hématite/Quartz.

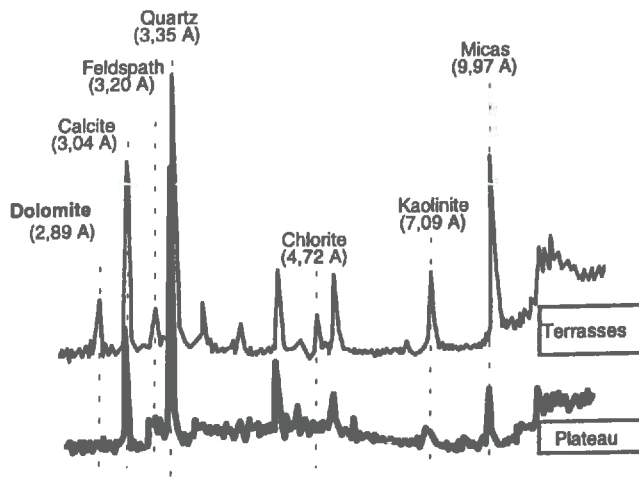


Figure 3.35. Exemples de diffractogrammes de rayons X (poudre sur fraction totale) obtenus à partir des matières en suspension extraites d'échantillons de ruissellement de surface sur les terrasses et le plateau (prélèvements lors de la crue du 15 avril 1993) (d'après Ribolzi et al, 1994).

L'analyse des prélèvements à l'exutoire lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994 montre que la dolomite apparaît uniquement lors de la montée des eaux, tandis que la teneur en fer lié aux oxydes augmente progressivement vers le pic de crue puis diminue à nouveau (fig. 3.36). Ces résultats témoignent, là encore, d'arrivée d'eau d'origine géographique proche en phase de montée des eaux, tandis que le pic de contribution du plateau semble survenir vers le pic de crue.

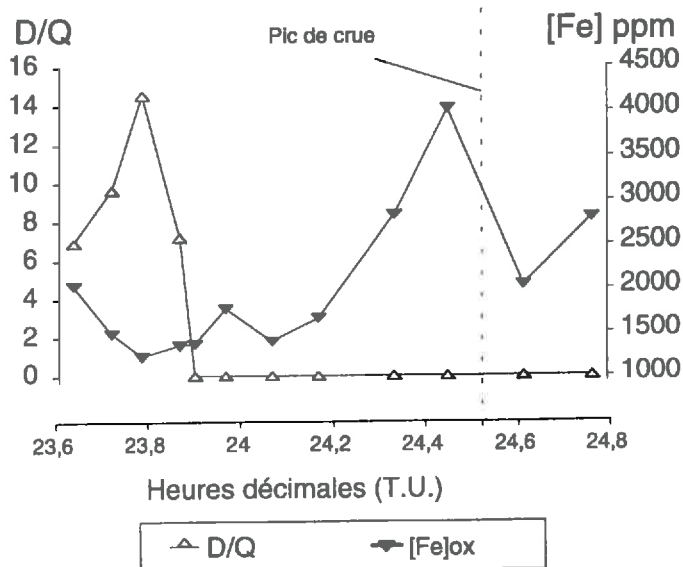
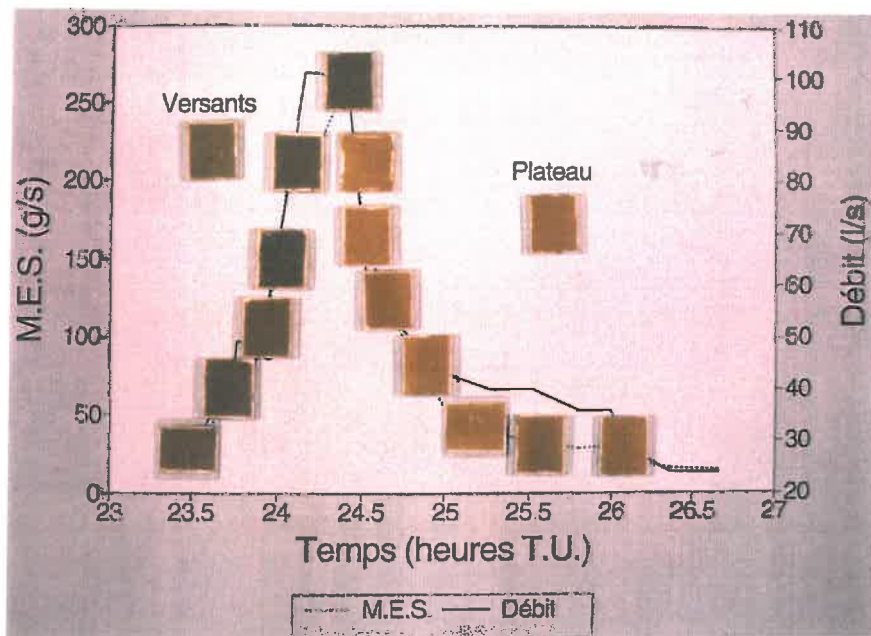


Figure 3.36. Evolutions du rapport Dolomite/Quartz (D/Q) et de la teneur en fer lié aux oxydes et oxy-hydroxydes (amorphes et cristallisés) ($[Fe]_{ox}$) dans les matières en suspension à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.



Cliché 3.1. Evolutions de la couleur des Matières En Suspension (MES), du débit (—) et du flux de MES (---) à l'exutoire lors du premier pic de la crue du 15 avril 1993 (Ribolzi et al., 1994). Les rectangles correspondent aux MES déposées sur lamelles de verre. La couleur du sédiment laisse entendre une contribution du ruissellement des versants lors de la montée des eaux, et du ruissellement du plateau lors de la décrue.

Tableau 3.5. Principales caractéristiques minéralogiques (diffractométrie X des poudres sur fraction totale) des matières en suspension dans le ruissellement de surface du plateau, des terrasses et de l'ensemble glacis-dépression (Forceri, 1994). Les résultats semi-quantitatifs de ce tableau ont été déduits des abondances relatives des minéraux par rapport au quartz (bien représenté sur tout le bassin versant).

Minéral/Quartz	Carbonates		Oxydes				Silicates			
	D/Q	Ca/Q	G/D	H/Q	A/Q	F/Q	Ar/Q	M/Q	K/Q	Cl/Q
Plateau	t	+	++	++	?	++	+	+	+	+
Terrasses	+++	++	t	t	-	t	++	++	++	+++
Glacis-dépression	+	+	+	+	-	-	++	++	++	++

+++ minéral très bien représenté; ++ bien représenté; + moyennement à peu représenté; t traces; ? présence probable; - absence. Q: quartz; D: dolomite; Ca: calcite; F: feldspath; A: anatase; G: goethite; H: hématite; Ar: argiles à 14 Å; M: mica; K: kaolinite; Cl: chlorite.

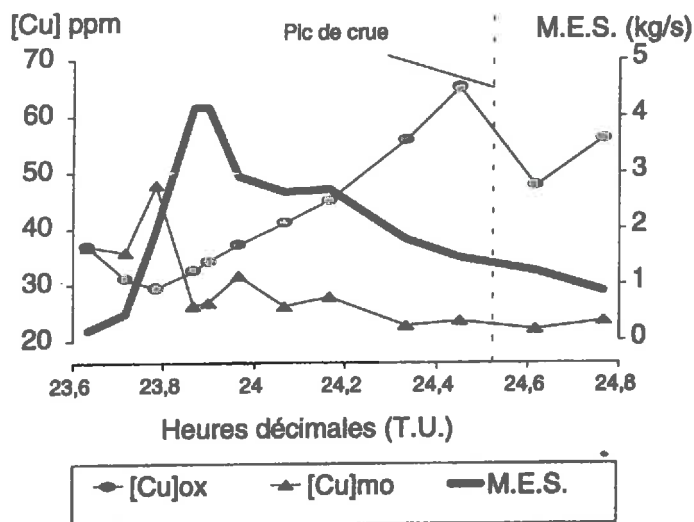


Figure 3.37. Evolution temporelle de flux de matières en suspensions (M.E.S.) des teneurs du cuivre lié aux oxydes ($[Cu]_{ox}$) et du cuivre lié à la matière organique ($[Cu]_{mo}$) lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

L'estimation des teneurs en cuivre dans les différentes fractions solides des MES du ruissellement (tab. 3.3), montre que la part liée aux oxydes est plus élevée sur le plateau alors que la part liée à la matière organique est plus importante dans la dépression. Les évolutions à l'exutoire de ces deux fractions (fig. 3.37) confirment les conclusions précédentes; le pic de cuivre lié à la matière organique concorde avec celui du rapport Dolomite/Quartz (marqueur des versants) tandis que la teneur du cuivre lié aux oxydes suit celle du fer.

3. Synthèse

Les conclusions apportées par l'analyse de la distribution spatiale des marqueurs dans le réseau hydrographique de surface concordent avec celles de l'étude des prélèvements directs dans les nappes et le ruissellement de surface:

- ↳ le magnésium est un bon marqueur de la nappe de la dépression,
- ↳ le nitrate est un bon marqueur du plateau,
- ↳ le potassium caractérise les eaux qui ont transité par la surface des sols,

En outre, l'analyse des caractéristiques du ruisseau a montré la recharge de la nappe du plateau par l'eau nouvelle des précipitations et sa contribution au débit du ruisseau lors de la décrue. Une partie de ces écoulements s'infiltre vraisemblablement au niveau des versants mais cette perte est compensée par la vidange de la nappe dans la dépression.

Les caractéristiques chimiques de la nappe de la dépression sont variables spatialement. Cette variabilité des concentrations n'est pas aléatoire, elle s'explique en partie par la présence de collecteurs d'écoulement favorisant la recharge des nappes par des eaux de surface dont les caractéristiques chimiques sont différentes. En outre, ces observations confirment l'importance des échanges entre le ruisseau et la nappe, échanges déjà suggérés par l'analyse de la variabilité spatiale des marqueurs dans le réseau hydrographique.

Les variations temporelles de ces trois solutés dans le ruisseau sont concordantes, elles amènent aux conclusions suivantes:

- ↳ l'eau nouvelle semble être une composante importante de la crue,
- ↳ la partie aval du bassin versant répond en premier,
- ↳ la réponse du plateau est différée par rapport à celle des versants,
- ↳ la nappe du plateau soutient le débit du ruisseau jusque en fin de décrue.

Ces résultats ont été confortés par l'analyse des variations de température, de pCO_2 estimée et par les variations minéralogiques et chimiques des matières en suspension.

IV - SYNTHÈSE GÉNÉRALE

Bien que la surface de la zone étudiée ne soit que de $0,9 \text{ km}^2$, celle-ci présente des contrastes lithologiques, hydrogéologiques et géochimiques entre ses différentes unités géomorphologiques. Cette hétérogénéité étant structurée dans l'espace, elles constituent un atout pour le traçage du point de vue de l'origine géographique des flux hydriques.

L'étude des interactions eau-roche (analyse des états de saturation) ont permis d'identifier des *paramètres conservatifs* (non affectée par les interactions avec le milieu) utilisables pour le traçage quantitatif dans le contexte du bassin versant de Roujan. Ces paramètres sont le chlorure, le sulfate et l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D). Cette dernière constitue un traceur original en hydrologie puisqu'il s'agit d'une variable calculée à partir des concentrations de solutés contrôlés (calcium, magnésium et alcalinité carbonatée). Chlorure, sulfate et ARC+D seront utilisés pour la décomposition des hydrogrammes de crues dans le chapitre suivant. Cependant, il convient de noter dès à présent que ces trois traceurs ne pourront être utilisés ensemble dans un même calcul de mélange puisqu'ils sont fortement corrélés.

Des *marqueurs plus ou moins spécifiques* d'unités géomorphologiques (opposition plateau-versants), de type d'écoulement (opposition nappe-ruissellement) et "d'âge" de l'eau sur le bassin versant (opposition eau "nouvelle"-eau "préexistante") ont également été identifiés, il s'agit:

- ↳ de caractéristiques propres aux matières en suspension telle que la dolomite (spécifique des versants), la teneur en fer liée aux oxydes (marqueur du plateau) ou la couleur du sédiment,
- ↳ de solutés tel que le magnésium (marqueur de la nappe de la dépression) et le nitrate (marqueur de la nappe du plateau),
- ↳ de la température (marqueur des précipitations), du potassium (marqueur du ruissellement) et de la pCO_2 estimée (marqueur des eaux souterraines).

Ces indicateurs ont été utilisés pour le traçage qualitatif des flux hydriques. Les principales conclusions apportées par le suivi de ces paramètres en période de crue et en phase de régulation des nappes sont que:

- ↳ l'eau "nouvelle" des précipitations semble être prépondérante dans l'écoulement rapide de crue,
- ↳ les versants interviennent dès la montée des eaux tandis que les écoulements lointains du plateau apparaissent à l'exutoire vers le pic de crue et en décrue avec un temps de réponse d'environ 1 heure,
- ↳ une part non négligeable des eaux de surface s'infilte préférentiellement au niveau des fossés au point de marquer les caractéristiques de la nappe à plus ou moins long terme.

*DECOMPOSITIONS
GEOCHIMIQUES DE CRUES EN
TERME DE PROCESSUS
D'ECOULEMENT*

DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE CRUES EN TERME DE PROCESSUS D'ECOULEMENT

L'analyse des résultats présentés dans le chapitre précédent a permis d'identifier trois traceurs chimiques naturels (conservatifs dans le contexte géoclimatique du site de Roujan) et de formuler les premières hypothèses sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant.

Sur la base de ces acquis, le présent chapitre a pour objectifs, la connaissance et la quantification des mécanismes conduisant à la genèse des crues dans le ruisseau. Ce chapitre comprend deux axes principaux:

↳ L'étude détaillée de crues particulières, pour lesquelles un grand nombre de prélèvements et de mesures a été fait à l'exutoire du bassin versant ainsi que dans ses différentes unités hydrochimiques.

↳ Le problème de la représentativité et de la généralisation des résultats obtenus sur des crues particulières. La démarche adoptée consiste à analyser un plus grand nombre de crues à partir du suivi à l'exutoire d'une variable indicative.

L'interprétation des résultats du traçage est renforcée par des mesures locales (limnimétriques et piézométriques) qui ont été fournies par l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier.

I - ETUDE DE CRUES PARTICULIERES

Etant donné les spécificités et l'importance du contexte de chaque crue (états de surface des sols, profondeurs des nappes, historique des pluies...), chacune des parties qui vont suivre regroupe les expérimentations relatives à une même crue. Dans chacune de ces parties des points particuliers seront traités en plus de la décomposition de l'hydrogramme par traceurs. Ainsi, l'étude de la crue multiple du 14 au 15 avril 1993 comprend un volet sur l'incidence des précipitations au niveau des caractéristiques chimiques et isotopiques des nappes, celle du 2 au 3 novembre 1994 aborde la question des variations temporelles au sein des pôles hydrochimiques, celle du 4 au 5 novembre 1994 traite de la dynamique des échanges ruisseau-nappe.

1. Les crues du 14 au 15 avril 1993

Il est important de connaître les principaux mécanismes intervenant lors des crues d'importance moyenne pour être à même par la suite de traiter les mécanismes secondaires dans les cas extrêmes. L'analyse de deux crues printanières (débit de pointe compris entre 50 et 150 l/s) se fera selon cet ordre chronologique: Tout d'abord une description des caractéristiques hydro-météorologiques, suivi d'une étude des variations de composition chimique et isotopique de la partie superficielle des nappes, puis d'un examen des variations à l'exutoire dans le but d'émettre et de vérifier des hypothèses de mélange. Et enfin, la décomposition des hydrogrammes de crues en deux et en trois termes conclura le travail sur cette crue.

A - DESCRIPTION DES EVENEMENTS "AVERSE-CRUE"

Les averses du 14 et 15 avril 1993 (fig. 4.1) sont survenues brutalement après une période assez peu arrosée (fig. 2.7). L'alimentation du collecteur principal par la nappe de la dépression est le seul écoulement visible en surface sur le bassin versant avant les crues. La première averse est due à un orage dont la lame précipitée dépasse les 10,5 mm dès les 15 premières minutes (soit une intensité de 42mm/heure). Elle commence par environ 7 mm de grêle et évolue progressivement vers de la pluie. Le corps de l'averse, 14,5 mm, a engendré une réponse rapide malgré un léger retard lié à la fonte des grêlons. Le débit de pointe a été de 101,5 l/s pour un temps de réponse de 30 minutes (du centre de gravité de l'averse au pic de crue). Il a plu pendant 65 minutes environ, mais 80% de la pluie est tombé au cours des 15 premières minutes. Après la pointe de crue, la décrue complète a duré 47 minutes.

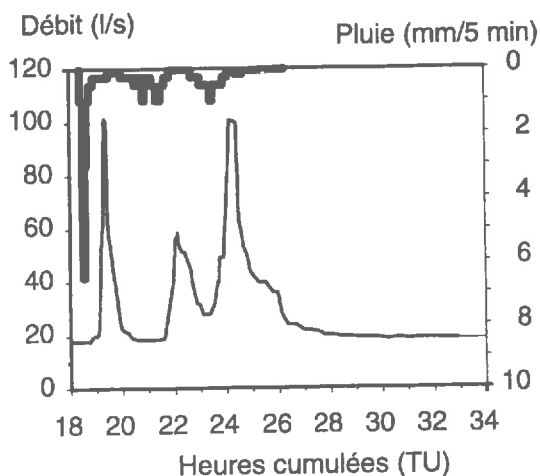


Figure 4.1. Hydrogramme et hyétogramme enregistrés à l'exutoire du bassin versant lors des crues du 14 au 15 avril 1993.

La seconde crue est composée de deux pointes de débit liées à deux averses de 9,5 mm chacune, la première atteignant un débit maximum de 60 l/s et la suivante 100 l/s.

B - EVOLUTION DES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUE DES NAPPES

Afin d'apprécier l'influence des précipitations sur les nappes, des prélèvements ont été effectués avant, pendant et après les crues à quatre exutoires de réseaux de drainage enterrés. Le premier de ces prélèvements se situe en bordure de plateau (d2), le second sur les versants (d4) et les deux derniers au centre (d1) et en aval de la dépression (d3). Rappelons que ce type de prélèvement intègre l'hétérogénéité d'une grande surface (échelle parcellaire) au niveau du toit des nappes, contrairement aux piézomètres qui informent sur les caractéristiques locales et variables à courte distance.

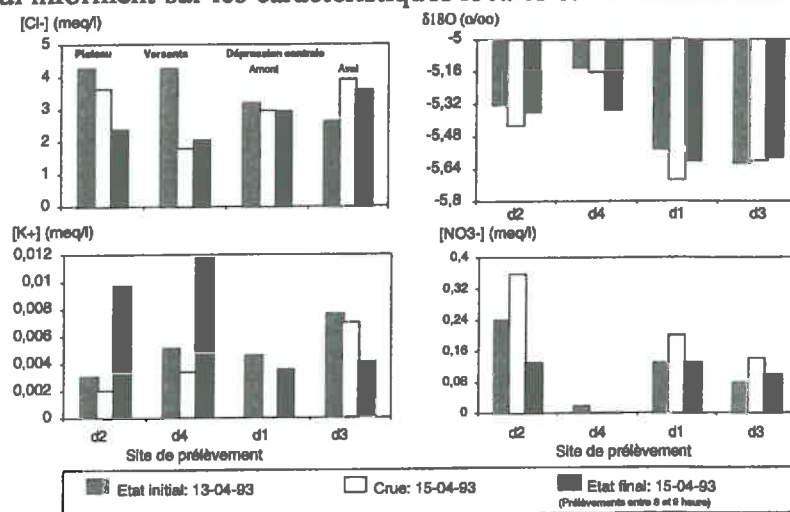


Figure 4.2. Comparaison des concentrations en chlorure, potassium et du $\delta^{18}O$ (valeur moyenne de la pluie = $-6,1$ ‰) avant, pendant et après les crues du 14 et 15 avril 1993, au niveau de quatre exutoires de réseau de drainage enterré: sur le plateau (d2), les versants (d4) et la dépression centrale amont (d1) et aval (d3).

Une évolution de la composition chimique et isotopique est perceptible aux quatre points de mesure dès le second prélèvement (fig. 4.2). Les pluies ont donc une incidence, directe ou indirecte, sur les nappes au cours de ces crues. Au niveau du plateau et des versants, la recharge de la nappe se caractérise par une diminution de la concentration en chlorure, une légère diminution du $\delta^{18}O$, et une augmentation de la teneur du potassium. Ces variations traduisent une dilution en surface par infiltration et percolation de la pluie; ainsi, on peut estimer qu'après la pluie l'écoulement du drain sur le plateau est composé d'environ 50 % d'eau nouvelle. Dans la dépression centrale, l'effet des pluies sur la nappe paraît plus complexe: Le $\delta^{18}O$ et la concentration en chlorure diminuent sensiblement en amont alors qu'ils augmentent en aval. Ces résultats reflètent l'hétérogénéité des processus mis en jeu dans cette unité, mais ne permettent pas de conclure sur leur nature. Ces deux aspects seront abordés dans le détail ultérieurement (crue du 4 au 5 novembre 1994). Néanmoins, à ce stade de l'analyse, la diminution des concentrations en amont peut déjà être interprétée comme une simple dilution de la nappe par la pluie, tandis que l'augmentation des concentrations en aval résulterait d'un apport d'eau "préexistante" plus concentrée.

C - ANALYSE DES VARIATIONS CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES A L'EXUTOIRE

Les résultats décrits dans le chapitre III ont permis d'identifier qualitativement des composantes du mélange à l'exutoire:

- ↳ la nappe de l'ensemble glacis-dépression,
- ↳ le ruissellement de surface "proche" (versants et dépression),
- ↳ la nappe et/ou le ruissellement de surface du plateau.

L'objectif de ce paragraphe est de vérifier que les caractéristiques du ruisseau en crue peuvent être expliquées par ces différentes composantes grâce à des traceurs conservatifs. La démarche repose sur la méthode EMMA (*End Member Mixing Analysis*) à présent classique en hydrochimie (Christophersen *et al.*, 1990; Hooper *et al.*, 1990; Robson et Neal, 1990; Ogunkoya et Jenkins, 1993; Bazemore *et al.*, 1994), qui consiste à mettre en relation les variations chimiques du ruisseau avec les caractéristiques des écoulements échantillonnés dans les différentes unités spatiales du bassin versant.

a) Hypothèse d'un mélange nappe-ruissellement

Avant les crues du 14 et 15 avril 1993, seule la nappe de l'ensemble glacis-dépression peut alimenter l'exutoire (débit d'alimentation de 18 l/s). Au cours des crues, le ruissellement de surface a été observé aussi bien sur le plateau que sur les versants et la dépression. Les 3 pièges à écoulements hypodermiques sont restés vides. Ces observations nous amènent à formuler l'hypothèse d'un mélange bipolaire entre le ruissellement de surface et la nappe.

Tableau 4.1. Concentrations en chlorure, sulfate, alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D) et nitrate dans le ruissellement de surface (prélèvements effectués lors de ces crues) et le ruisseau avant les crues du 14 et 15 avril 1993.

SOLUTE	Ruissellement		NAPPE
	Concentration moyenne ± écart-type (meq/l) n=10		Concentration initiale de ruisseau ± erreur analytique (meq/l)
Chlorure	0,4 ± 0,3		2,57 ± 0,05
Sulfate	0,3 ± 0,2		3,45 ± 0,04
Alcalinité (1)	1,07 ± 0,68		5,11 ± 0,05
Calcium (2)	1,33 ± 0,35		8,6 ± 0,1
Magnésium (3)	0,154 ± 0,033		2,20 ± 0,03
ARC+D = (1) - (2) - (3)	-0,4 ± 0,2		-5,7 ± 0,4
	Plateau n=4	Versants n=6	
Nitrate	0,22 ± 0,06	0,1 ± 0,05	0,05 ± 0,01

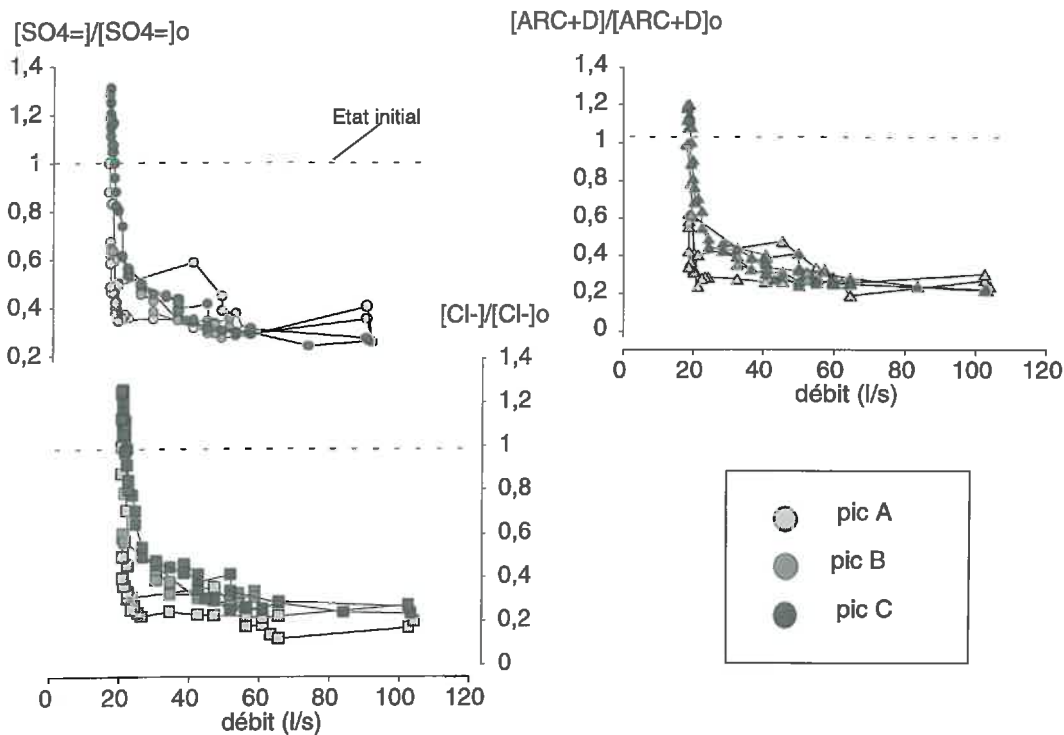


Figure 4.3. Relations débit-concentration de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D), du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors des trois pics (A, B et C) des crues du 14 au 15 avril 1993. Les concentrations ont été rapportées à la valeur initiale du ruisseau avant les crues (indice o) pour faciliter la comparaison des différents diagrammes.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le chlorure, le sulfate et l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D) permettent une bonne différenciation entre la nappe et le ruissellement (sans distinction géographique). Le chlorure et le sulfate ont des concentrations significativement plus fortes dans la nappe, tandis que l'ARC+D est plus élevée dans le ruissellement (tab. 4.1). Les concentrations à l'exutoire de ces trois traceurs varient durant les crues: celles du chlorure et du sulfate diminuent lors de la montée des eaux, atteignent leur minimum vers le pic de crue puis diminuent, alors que l'ARC+D évolue en sens inverse. Ces variations sont à l'origine de relations débit-concentration décroissantes sans hystérésis (fig. 4.3), excepté au premier pic de crue où des concentrations sensiblement plus fortes apparaissent en montée de crue. De telles évolutions suggèrent une dilution de l'écoulement concentré du ruisseau (alimenté à partir de la nappe de la dépression avant l'averse) par l'eau diluée des précipitations. Cette hypothèse, déjà suggérée dans le chapitre III par les mesures de température du ruisseau, est confortée par les trois relations à l'exutoire entre les teneurs: chlorure-sulfate, chlorure-alcalinité résiduelle ainsi que sulfate-alcalinité résiduelle (fig. 4.4). En effet, les prélèvements du ruisseau s'alignent sur les droites de mélange théorique entre l'état initial de l'exutoire et le ruissellement de surface, suggérant qu'ils résultent bien du mélange entre ces deux pôles.

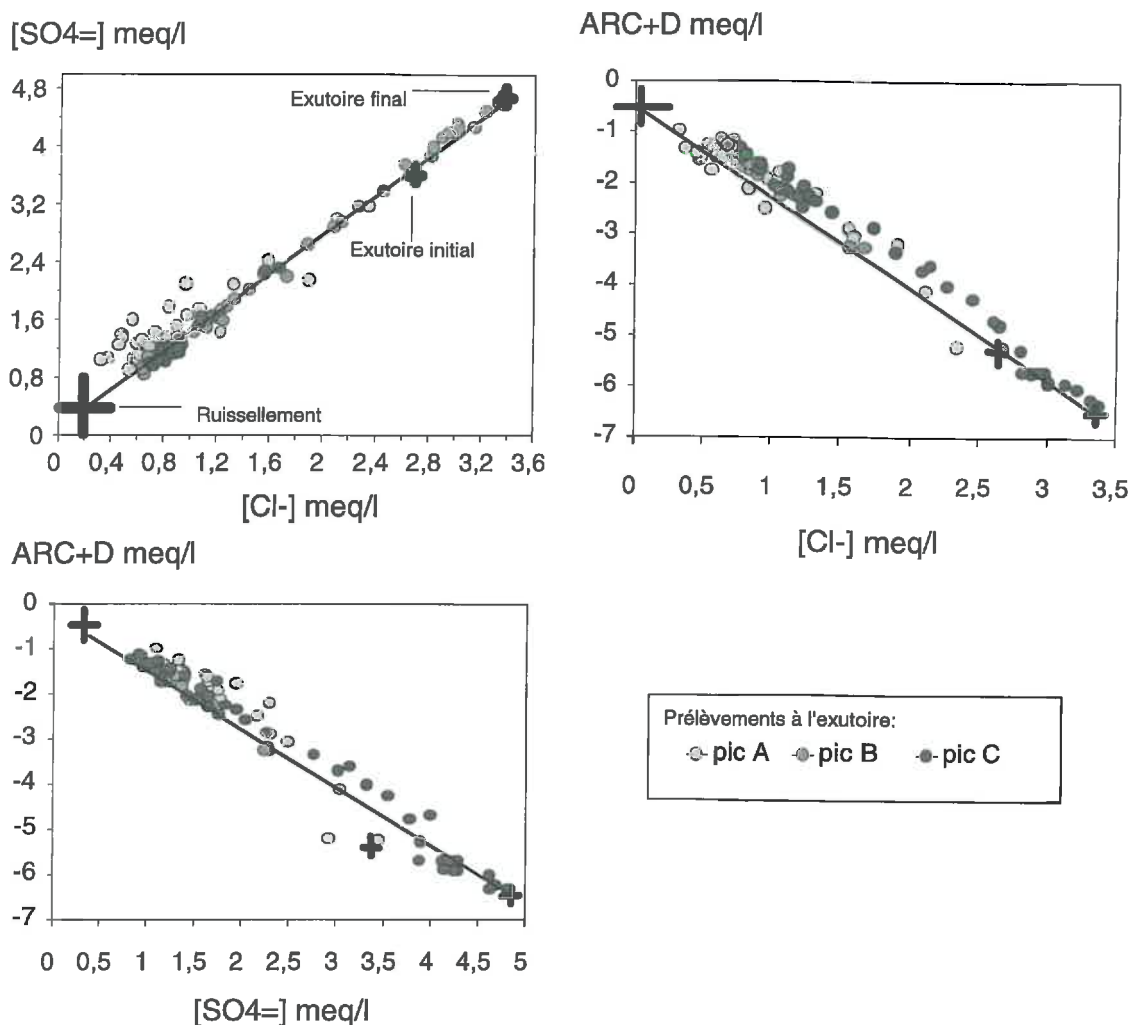


Figure 4.4. Relations entre les traceurs chimiques pris deux à deux à l'exutoire du bassin versant lors des crues du 14 et 15 avril 1993. Droites de mélange (—) entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression (ruisseau avant la crue). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à l'écart-type autour de la moyenne pour le ruissellement.

La concentration du ruisseau tend vers la signature moyenne de la pluie lors des pointes de débit et revient vers celle de l'exutoire en phase de décrue. Cependant, après retour au débit initial, les concentrations en chlorure et en sulfate sont supérieures à celles mesurées avant les crues, la valeur de l'ARC+D est inférieure (fig. 4.4). Ces différences soulignent l'influence des crues sur la nappe de la dépression. Comme nous l'avons déjà vu dans le paragraphe précédent (à partir d'observations locales dans les nappes), elle est contraire à un effet de dilution des eaux préexistantes par l'eau des précipitations.

Les variations chimiques laissent présager une forte participation du ruissellement de surface lors de ces crues. Il convient de s'interroger sur l'origine de cet écoulement: Est-il bien composé de "l'eau nouvelle" des précipitations ? Le $\delta^{18}O$ permet

généralement de répondre à ce type de question. Cependant, dans le cas de ces crues, la forte amplitude des variations temporelles dans la pluie s'oppose à une interprétation évidente des variations isotopiques du ruisseau (fig. 4.5). Pour intégrer cette variabilité, supposons que l'eau des averses contribue au *prorata* des hauteurs précipitées. Les variations de la moyenne pondérée et incrémentée (McDonnell *et al.*, 1990; Marc, 1994) du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie sont alors comparables à celles de l'exutoire. Si l'on admet ce schéma de mélange des fractions de pluie successives, l'écoulement rapide de crue semble donc bien composé de l'eau des précipitations.

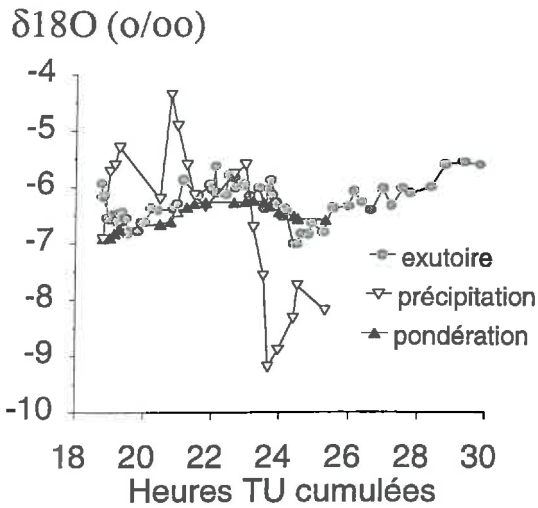


Figure 4.5. Evolutions temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ du ruisseau, de la pluie et du $\delta^{18}\text{O}$ moyen de la pluie cumulé et pondéré par les hauteurs précipitées. Crues du 14 et du 15 avril 1993.

L'ensemble de ces observations soutient l'hypothèse d'un mélange entre la nappe de la dépression et le ruissellement de surface à l'exutoire au cours de ces crues.

b) Hypothèse d'un mélange à trois pôles hydrogéochimiques

Dans le chapitre IV, l'analyse biogéochimique des eaux de nappe suggère un contrôle du nitrate par dénitrification dans la dépression. Ce mécanisme permet une bonne différenciation entre le bas fond, pauvre en nitrate, et le plateau caractérisé par de plus fortes teneurs. Au cours des deux crues, les fortes teneurs en nitrate sur le plateau concernent non seulement la nappe mais également le ruissellement de surface (tab.4.1). Pour des raisons de cinétique de ce processus biogéochimique, avancer que les variations de teneur en nitrate lors de la crue à l'exutoire sont uniquement liées au mélange d'eaux de concentrations différentes paraît raisonnable. Supposons que le mélange à l'exutoire soit composé des pôles:

- (1) nappe de la dépression,
- (2) ruissellement de surface "proche" (versants et dépression),
- (3) le ruissellement du plateau.

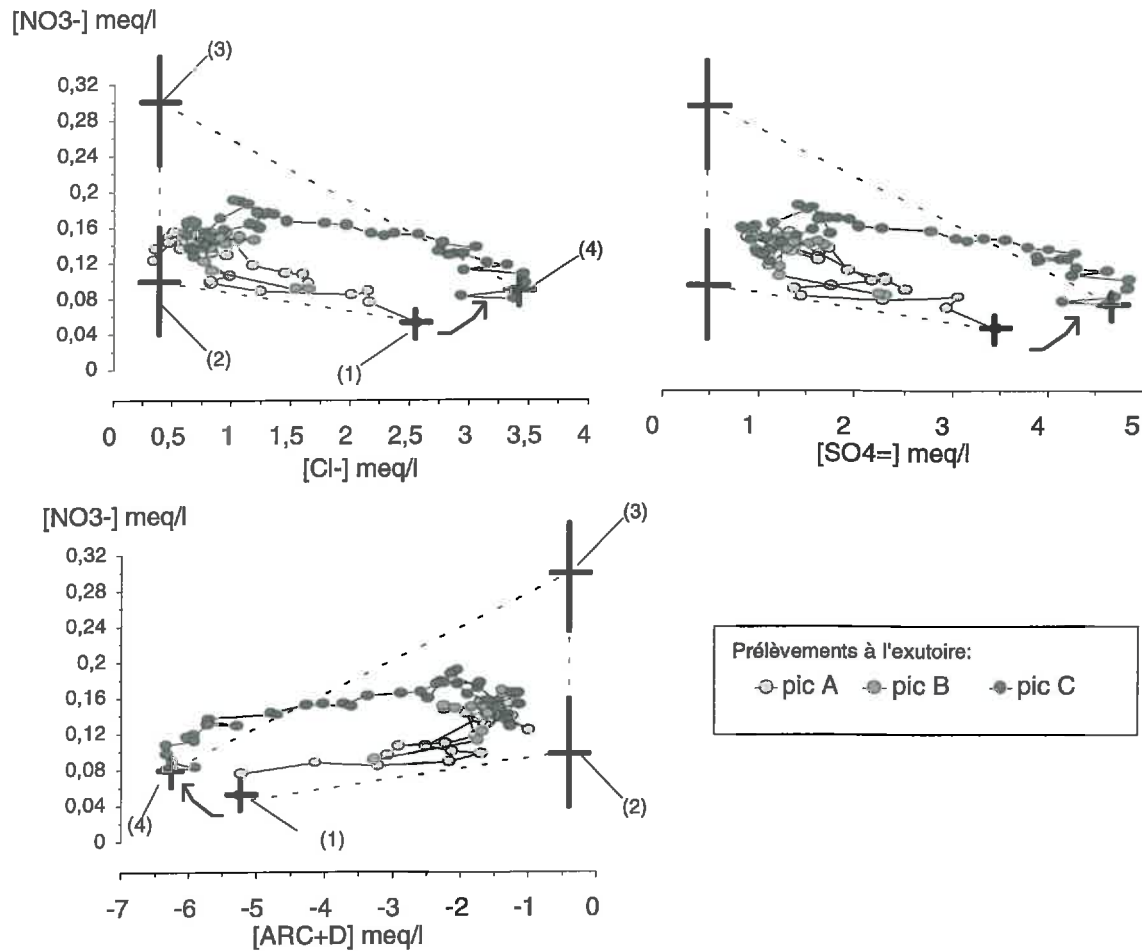


Figure 4.6. Diagrammes de mélange (End-Member Mixing Analysis) des 3 pôles: nappe de la dépression (1 et 4), ruissellement de surface "proche" (versants et dépression) (2) et plateau (3).

Les prélèvements à l'exutoire effectués au cours des deux premiers pics de crue se situent à l'intérieur du triangle de mélange définis par les trois pôles moyens. Par contre, ceux de la dernière décrue sortent du triangle de mélange (fig. 4.6), y compris après que le ruisseau soit revenu à son débit initial. Les deux premiers pics répondent à la condition imposée par le mélange des trois pôles, ce n'est pas le cas pour la décrue du troisième pic. Pour ce dernier, trois hypothèses peuvent être avancées:

- α - le nitrate n'est pas conservatif,
- β - une des composantes du mélange n'a pas été prise en compte,
- γ - la signature d'un des pôles est mal définie ou n'est pas stable dans le temps.

Si le nitrate avait été contrôlé par dénitrification au cours de la crue (hypothèse α), sa concentration aurait probablement diminué dans la dépression (zone potentiellement dénitrifiante). Or, c'est le contraire qui a été mesuré au niveau du drain enterré suivi lors de cette crue (d3), où la concentration est passée de 0,08 à 0,10 meq/l (fig. 4.2).

Dans l'hypothèse d'une quatrième composante (hypothèse β), la nappe du plateau est le seul réservoir dont les concentrations permettraient d'expliquer le mélange (forte teneur en chlorure et en nitrate), son affleurement à la dernière crue (zone de mouillères en tête de thalweg) conduit à penser que cet écoulement lointain contribue effectivement à la décrue (cliché 2.1.c). Cependant, comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, les caractéristiques chimiques de la nappe du plateau évoluent dans le sens de la dilution par les précipitations (diminution des concentrations du chlorure et du nitrate) et deviennent comparables aux caractéristiques initiales de celle de la dépression (fig. 4.2). Suite aux trois crues, après retour au niveau de base, l'évolution des caractéristiques de la nappe dans la dépression (légère augmentation des teneurs en nitrate, augmentation importante de celles du chlorure et du sulfate, et diminution de l'alcalinité résiduelle) permet d'expliquer les différences entre les caractéristiques initiales et finales du ruisseau.

Les écarts observés résultent probablement d'une combinaison de plusieurs phénomènes parmi lesquels l'évolution temporelle de la signature de la nappe de la dépression (hypothèse γ) semble dominante. Les mesures disponibles ne permettent néanmoins pas d'expliquer l'origine de cette variation.

D - DECOMPOSITIONS CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES HYDROGRAMMES DE CRUES

a) Analyse des erreurs de la méthode de décomposition

Une analyse des erreurs de la méthode de décomposition a été effectuée avant d'entreprendre le traitement quantitatif des données (annexe 4.1) et les principales conclusions qui ont été tirées sont les suivantes:

↳ Malgré la variabilité spatiale au sein des pôles (nappe et ruissellement), leur éloignement en terme de signature chimique permet d'obtenir des résultats numériques assez précis. La part de l'erreur la plus importante revient à la variabilité spatiale au sein du ruissellement, elle est maximale vers le pic de crue.

↳ Une comparaison entre plusieurs méthodes de décomposition permet de conclure que les caractéristiques initiales de l'exutoire peuvent être utilisées comme signature de la nappe.

↳ Le point le plus important dans ces aspects méthodologiques est que le chlorure, le sulfate, l'ARC+D et l'oxygène 18 donnent des résultats très comparables (fig. 4.7). Pour $\delta^{18}\text{O}$ l'imprécision est cependant plus importante en raison d'une moins bonne différenciation entre les précipitations et l'eau "préexistante" sur le bassin versant. La similitude des décompositions chimique et isotopique montre que le ruissellement de surface est essentiellement composé de l'eau des précipitation. En outre, un suivi du

ruissellement à l'exutoire d'une parcelle expérimentale a permis de montrer que cet écoulement est composé d'eau "nouvelle" à plus de 90%.

Enfin, le fait que les résultats obtenus à partir des paramètres chimiques soient comparables à ceux de l'oxygène 18 (traceur parfait du point de vue cinématique), permet de dire qu'ils répondent à la **condition de représentativité cinématique** dans la limite imposée par l'incertitudes des calculs.

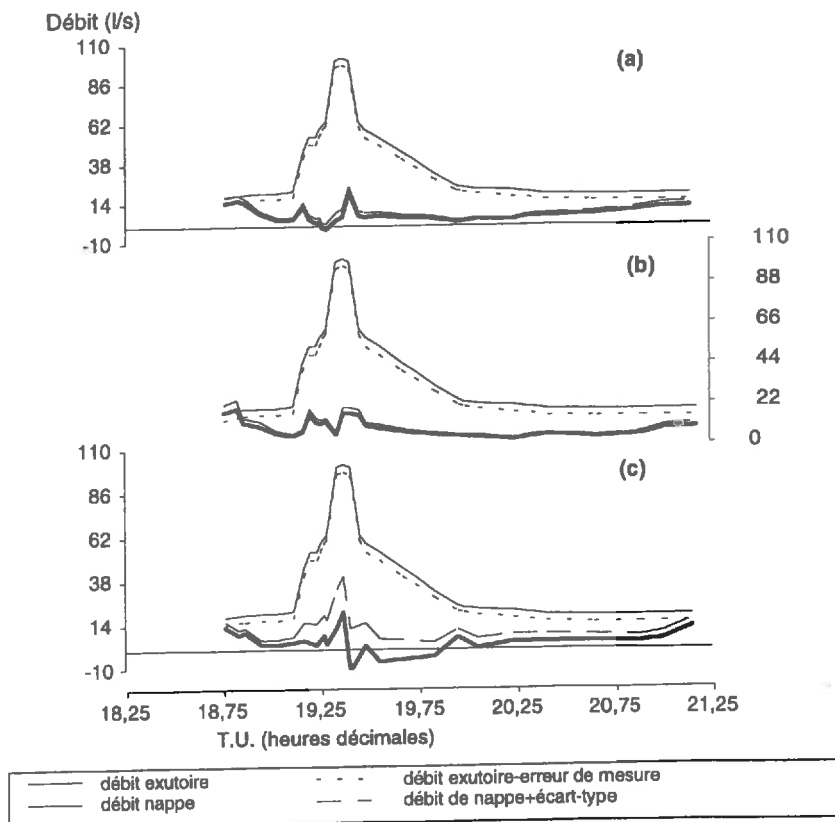


Figure 4.7. Evolution temporelle du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe lors de la crue du 14 avril 1993 (d'après Ribolzi et al., 1996). Hypothèse d'un mélange bipolaire entre la nappe et le ruissellement de surface. Décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure (a), de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (b) et du $\delta^{18}O$ (c).

b) Décomposition nappe-ruissellement

Dans le paragraphe précédent, la similitude des décompositions isotopique et chimique laisse entendre que le ruissellement est composé d'eau "nouvelle" (eau des précipitations). Cette composante de l'écoulement répond très rapidement et domine au cours des trois crues (fig. 4.7), elle avoisine les 80% au pic de la première. Ce résultat est en accord avec les observations faites sur le terrain avant et au cours de ces événements. L'écart de température entre la surface du sol (283 à 288°K), la grêle, et le mélange avec l'eau des pluies suivantes ont entraîné une fonte rapide des grêlons et un ruissellement sur l'ensemble des surfaces imperméables (routes et chemins tassés).

A cette période de l'année (15 avril), la vigne est en début de phase végétative, d'où l'absence d'interception par les feuilles. Par ailleurs, plus de 50% des sols couverts par la vigne ne sont pas travaillés et présentent un encroûtement permanent. Lors des averses orageuses, ils se saturent très rapidement en surface, ce qui favorise le ruissellement des pluies sur les parcelles. La texture de surface des sols au niveau des fortes pentes est limono-sableuse (Andrieux *et al.*, 1993), ce qui explique leur faible stabilité structurale (Monnier, 1984) et leur grande sensibilité au ruissellement (Boiffin *et Monnier*, 1985) par formation d'une croûte de battance (Boiffin, 1985). Ces mécanismes conduisent à une diminution précoce de l'infiltrabilité des sols et favorisent la genèse du ruissellement de surface (*infiltration-excess overland flow*), ce qui est particulièrement vrai au niveau des pentes où le sol est structuré par endroits en plaquettes horizontales à faible perméabilité verticale.

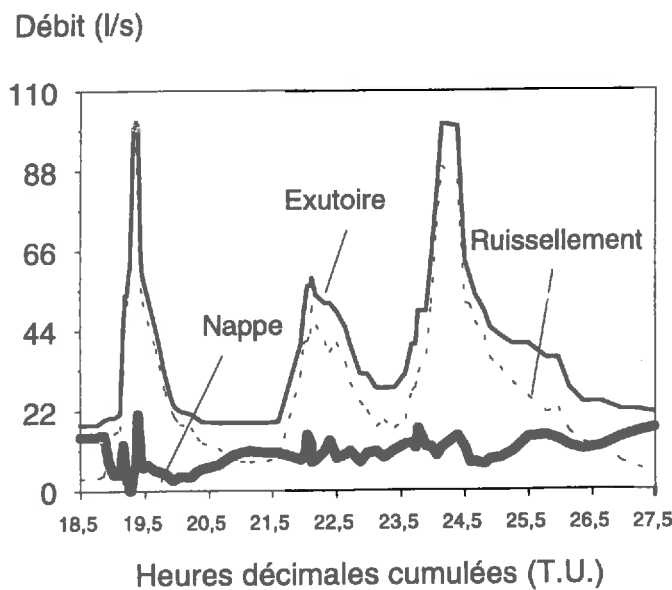


Figure 4.8. Décomposition des hydrogrammes des crues du 14 au 15 avril 1993 à partir des concentrations en chlorure. Hypothèse d'un mélange bipolaire entre le ruissellement et la nappe.

A l'inverse de la plupart des cas présentés dans la littérature, la décomposition de l'hydrogramme révèle une participation minoritaire de la nappe. Le débit estimé de cette eau préexistante diminue sensiblement au cours de la crue (fig. 4.8). Ce résultat numérique, assez surprenant au premier abord, paraît néanmoins significatif au regard des incertitudes estimées en annexe 4.1.

Voici la première explication que l'on peut apporter à ce stade de l'analyse: L'augmentation du débit d'alimentation du ruisseau par le ruissellement s'accompagne d'une élévation de la charge hydraulique dans les collecteurs, ce qui conduit à une mise en charge de la nappe et à une diminution de sa contribution lors de la montée des eaux. Ce schéma de fonctionnement cadre bien avec les conclusions de l'analyse de la

variabilité spatiale des traceurs dans la nappe de la dépression (fig. 3.28) selon lesquelles les fossés seraient fortement impliqués dans les échanges ruisseau-nappe. Les observations faites au cours de cette crue sont insuffisantes pour pouvoir affirmer avec certitude que la diminution du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe résulte d'une mise en charge par le ruisseau. Cette hypothèse sera étayée par un suivi piézométrique lors de l'analyse de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Bien que la tendance globale soit à une diminution de la contribution de la nappe, le débit d'alimentation de la nappe augmente ponctuellement lors de la montée des eaux. Ces variations étant à peine supérieures à l'incertitude de la méthode de décomposition (annexe 4.1), on ne peut affirmer qu'il s'agit d'une réalité hydrologique plutôt que d'un artefact lié à la méthode de traçage. Cette question sera développée lors de l'analyse des crues de novembre 1994.

c) Décomposition en trois pôles

Nous nous intéressons à l'interprétation des résultats de la décomposition des hydrogrammes à partir du chlorure et du nitrate, dans l'hypothèse d'un mélange entre la nappe de la dépression, le ruissellement "proche" (versants et dépression) et le ruissellement "lointain" (plateau).

Le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe évolue comme dans le cas de la décomposition bipolaire (fig. 4.9). La contribution du ruissellement "proche" dépasse celle du plateau, elle augmente dès la montée des eaux pour atteindre son maximum au pic de crue. Cet écoulement présente des cinétiques de crue et de décrue comparables. Le pic de ruissellement du plateau est légèrement différé dans le temps puisqu'il survient légèrement en décrue, sans doute en raison de son origine spatiale plus éloignée. A l'inverse, le ruissellement du plateau présente un débit plus soutenu dans le temps lors de sa diminution. Cette dissymétrie entre crue et décrue s'accroît au fur et à mesure des événements pour que finalement cet écoulement présente deux pointes de débit à la dernière décrue (fig. 4.9). La première pointe, comme pour les deux pics précédents, correspond bien au ruissellement du plateau, elle survient légèrement après le débit maximum du ruisseau. Par contre, la deuxième survient 2 heures après le maximum de la crue, elle concorde avec un "ventre" en décrue de l'hydrogramme du ruisseau. Dans ce cas, il ne s'agit plus du ruissellement de surface mais de la vidange de la recharge en eau "nouvelle" de la nappe du plateau. Cet écoulement retardé, observé en bordure de plateau dans les zones d'exfiltration de la nappe, a persisté plus de 7 heures après le pic de crue. Ses caractéristiques chimiques sont proches de celles du ruissellement du plateau puisque, comme nous l'avons vu précédemment, il résulte de l'infiltration des écoulements de surface. Ce qui explique que ce quatrième processus d'écoulement apparaisse dans la décomposition à trois pôles. La différenciation entre ruissellement au

sens strict et ruissellement par exfiltration de la nappe du plateau étant mauvaise, une décomposition à quatre réservoirs ne peut être envisagée.

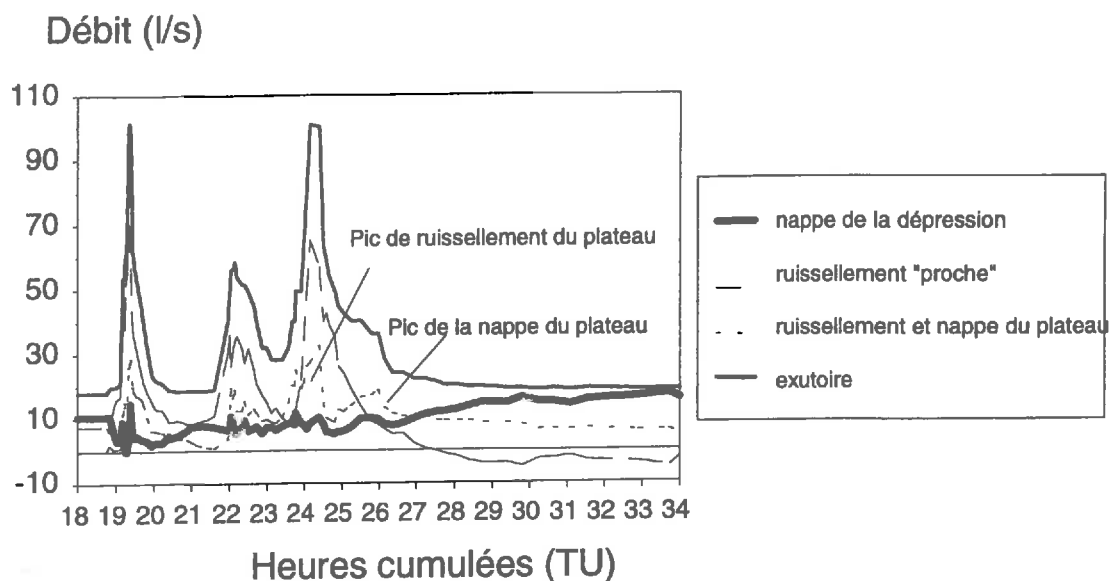


Figure 4.9. Décomposition des hydrogrammes des crues du 14 et 15 avril 1993 à partir du chlorure et du nitrate. Hypothèse d'un mélange tripolaire entre la nappe de la dépression, le ruissellement de surface "proche" (versants et dépression) et le plateau (nappe et ruissellement de surface).

Les précipitations correspondant à la crue du 14 avril 1993 étaient essentiellement composées de grêlons dont l'impact sur le sol a entraîné une déstabilisation de la surface et une érosion mécanique importante. De ce fait, les teneurs en matières en suspension ont été particulièrement élevées, des concentrations allant jusqu'à 20 g/l ayant été mesurées à l'exutoire du bassin versant. Ce contexte particulier, favorable au marquage particulière du ruissellement de surface, donne l'occasion d'effectuer une comparaison entre les résultats de la décomposition par traceur dissous (chlorure et nitrate) et les variations du rapport dolomite/quartz, marqueurs particuliers du ruissellement "proche". Comme dans le cas de la crue du 4 au 5 novembre 1994 décrit dans le chapitre précédent, le rapport dolomite/quartz apparaît nettement plus élevé en montée de crue (fig. 3.37). Les variations temporelles de ce marqueur suivent bien celles de la contribution du ruissellement "proche" (fig. 4.10). Le résultat de cette comparaison est particulièrement intéressant puisqu'il porte sur des critères géochimiques tout à fait indépendants, il confirme l'occurrence du ruissellement des versants en montée de crue et, *a contrario*, celle du plateau vers la décrue (dolomite/quartz \rightarrow 0). Si l'on prend les résultats de la décomposition chimique (à partir des solutés) en référence, il paraît surprenant que les matières particulaires répondent aussi bien à la condition de représentativité cinématique du traceur. Ce fait est probablement lié à la violence de

l'orage et à la concentration des flux turbides dans les collecteurs, qui permettent l'entraînement et le maintien des particules solides en suspension.

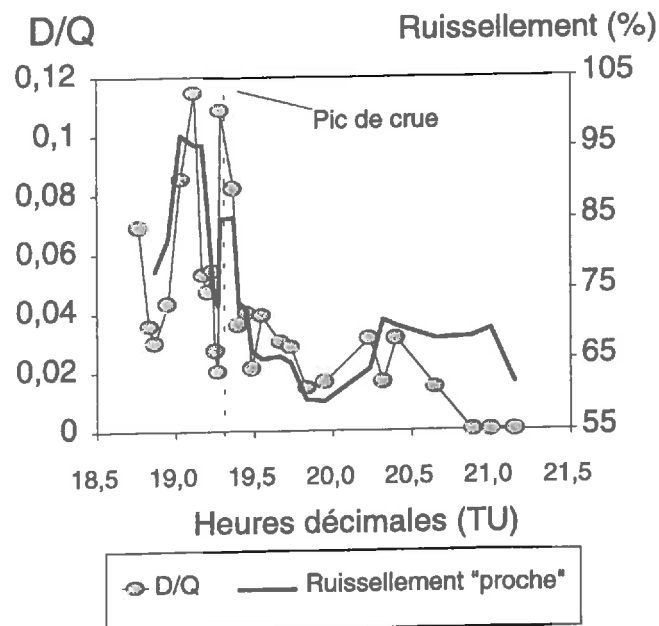


Figure 4.10. Evolution temporelle du rapport dolomite/quartz (D/Q) et de la contribution du ruissellement de surface proche (décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure et du nitrate) lors de la crue du 14 avril 1993.

E - SYNTHÈSE

Concernant la recharge des nappes, les premières observations suggèrent une hétérogénéité des processus au sein de la dépression et entre les nappes du plateau et du système glaciais-dépression. Sur le plateau et la dépression amont, l'alimentation des nappes semble correspondre au schéma classique d'une recharge par la pluie. Au niveau de la dépression aval, la comparaison des caractéristiques (chimique et isotopiques) initiales et finales de la partie superficielle de la nappe semble s'opposer à une alimentation unique par les précipitations.

Des résultats comparables ont été obtenus à partir de l'oxygène 18, du chlorure et de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite. Cette dernière, dont le caractère conservatif avait été prévu théoriquement (Vallès *et al.*, 1991) puis démontré sur le terrain (Ribolzi *et al.*, 1993), a été utilisée avec succès pour la décomposition d'un hydrogramme de crue (Ribolzi *et al.*, 1996). Ce concept permet d'augmenter le nombre de traceurs et d'effectuer ainsi des vérifications de décomposition en utilisant des paramètres qui normalement sont impropres au traçage.

La décomposition des hydrogrammes de crue par traceurs confirme l'importance de la contribution de "l'eau nouvelle" dans l'écoulement rapide de crue (environ 80% à la pointe de la crue du 14 avril). L'essentiel de cette composante

s'achemine vers l'exutoire par voie superficielle, et correspond au refus d'infiltration à la surface des sols (*infiltration-excess overland flow*). Néanmoins, en phase de décrue, une fraction d'eau nouvelle intervient également après avoir transité par le réservoir souterrain du plateau. L'essentiel du ruissellement de surface semble être produit sur les versants, la pointe de débit de cette composante concorde avec celle du ruisseau, tandis que celle du ruissellement issu du plateau est légèrement différée dans le temps. Lors de ces deux crues, l'eau préexistante de la nappe de la dépression est une composante minoritaire du mélange à l'exutoire, son débit estimé diminue sensiblement au cours de la crue, ce qui est contraire à la plupart des cas cités dans la littérature. Pour expliquer ces variations, un premier schéma peut être proposé:

- ↳ avant les précipitations, le collecteur central de la dépression draine la nappe,
- ↳ pendant la crue, le réseau hydrographique concentre les flux de surface,
- ↳ en aval, l'augmentation du niveau d'eau dans le collecteur entraîne une mise en charge de la nappe, ce qui entraîne la diminution de son débit d'alimentation de l'exutoire.

Ce phénomène de recharge de la nappe au niveau des fossés semble être assez fréquent puisque, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il marque la signature chimique et isotopique de la nappe à long terme.

Bien que la tendance globale soit une diminution du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe, celui-ci augmente ponctuellement lors de la montée des eaux. Cependant, ces variations étant à peine supérieures à l'incertitude de la méthode de décomposition, il est impossible d'affirmer qu'il s'agit d'une réalité hydrologique plutôt qu'un artefact lié à la méthode de traçage.

2. La crue du 2 au 3 novembre 1994

L'objectif est d'apprécier la sensibilité du bassin versant à de petites averses et de voir les différences de comportement par rapport aux crues plus importantes d'avril 1993. La variabilité temporelle des caractéristiques du ruissellement de surface sera étudiée après une description détaillée de la petite crue du 2 au 3 novembre 1994 (débit maximum = 25 l/s) traitée dans ce paragraphe. Puis, une analyse des variations chimiques et isotopiques dans le ruisseau sera faite avant la décomposition en deux puis trois composantes hydrochimiques.

A - DESCRIPTION DE L'ÉVÉNEMENT "AVERSE-CRUE"

A l'état initial, le collecteur principal draine la nappe de la dépression qui se trouvent à une profondeur initiale de 50 cm (fig. 4.14). L'affleurement de la nappe en tête du thalweg principal et dans la partie amont de la plupart des versants concaves donne lieu à des exfiltrations sous forme de "mouillères" (plan de suintement) (cliché 2.1.c) et de sourcins. Ces écoulements amont s'infiltrent au niveau de pertes dans les fossés où ils participent à la réalimentation du réservoir glaciais-dépression. Cette crue atteint un débit maximum de 25,1 l/s à 21h00 TU (fig. 4.11), elle résulte de plusieurs petites averses de faibles intensités et dont la hauteur moyenne cumulée 12,5 mm.

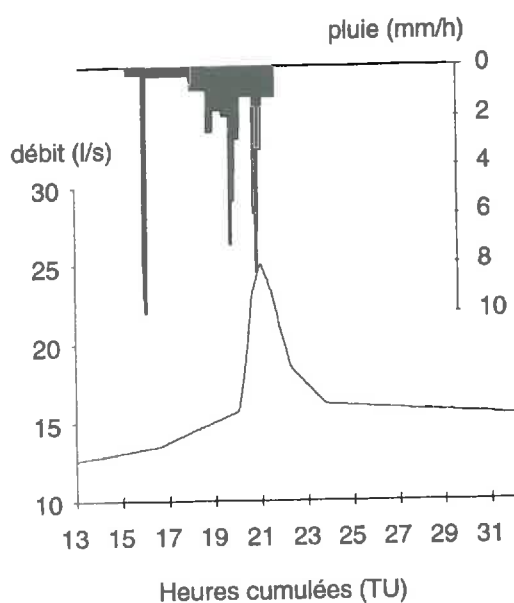


Figure 4.11. Hydrogramme et hyétogramme enregistrés à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994 (intensité des pluies calculées sur pas de temps de 5 minutes).

Cette moyenne masque une forte variabilité spatiale qui peut atteindre jusqu'à 30% de variation au cours de cette crue (fig. 4.12).

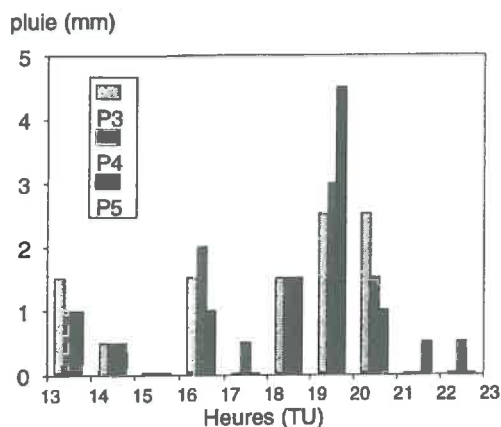


Figure 4.12. Comparaison des mesures obtenues à partir des 3 pluviographes P3, P4 et P5 lors des averses du 2 novembre 1994.

Le temps de réponse du bassin versant pour cet épisode est d'environ 1h50 (différence entre le pic de crue et le centre de gravité de l'averse) pour un temps de montée des eaux de 5h00. De 13h00 à 20h00 TU le débit augmente avec une pente régulière, il passe de 12,5 à 16,0 l/s (léger changement de pente vers 17h00). A partir de 20h00 TU, le débit augmente brutalement jusqu'à son maximum.

Deux hydrogrammes unitaires ont été enregistrés sur les parcelles expérimentales (fig. 4.13). Les débuts d'enregistrement du ruissellement sont simultanés (à 1 minute près) entre les deux parcelles: 19h18 au premier pic, 20h05 au deuxième. Malgré la différence de taille, de travail du sol et de la variabilité spatiale des pluies, elles semblent avoir le même temps de réponse. Par contre, les arrêts du ruissellement sont plus tardifs dans le cas de la parcelle travaillée (aw54): 19h35 contre 19h40 sur la non travaillée (aw6) au premier pic, 20h33 contre 20h44 au deuxième pic. Cette différence est probablement liée à l'existence d'écoulements retardés correspondant à la vidange d'une partie de l'eau emmagasinée dans l'horizon cultivé. Sur la parcelle aw54, entre les deux événements et après le deuxième pic, un écoulement inférieur à la limite de détection du limnigraphe a été observé (des prélèvements de solution ont été effectués). Cet écoulement était produit par exfiltration sur une surface saturée en aval de la parcelle.

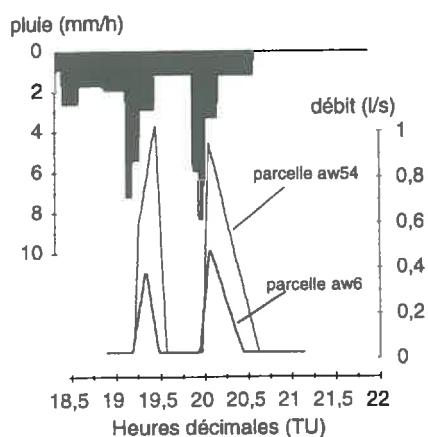


Figure 4.13. Hydrogrammes et hyétogrammes des parcelles expérimentales aw6 (non travaillée) et aw54 (travaillée) enregistrés le 2 novembre 1994 (intensité des pluies calculées sur pas de temps de 5 minutes).

La surface de la nappe de la dépression réagit presque instantanément dès la première averse vers 16h (fig. 4.14) et atteint son niveau maximum vers le pic de la crue à l'exutoire à 21h. La variation de hauteur est de 10 cm pour une averse de 12,5 mm environ. Sur le plateau, la nappe se situe à une profondeur de 83 cm avant les averses. Elle réagit une heure après le pic de crue à l'exutoire, son niveau maximum est atteint au bout de huit heures et correspond à une remonté de 17cm.

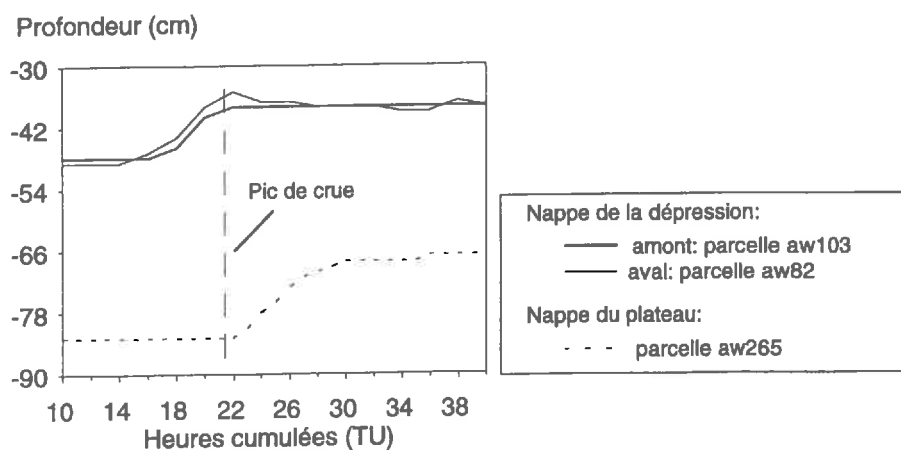


Figure 4.14. Evolution de la profondeur piézométrique des nappes lors de la crue du 2 au 3 novembre 1993.

Ces observations montrent la sensibilité du bassin versant en période humide, de petites averses font réagir les nappes, engendrent du ruissellement de surface et provoquent un écoulement rapide de crue à l'exutoire.

B -VARIABILITE TEMPORELLE DU RUISSellement DE SURFACE

La stabilité spatiale et temporelle des traceurs au sein des pôles hydrogéochimiques est une des conditions d'application de la méthode de décomposition par traceur(s). D'après les résultats des crues d'avril 1993, la variabilité spatiale des traceurs chimiques dans le ruissellement, bien que source d'imprécision, ne s'oppose pas à l'application de cette méthode. L'objectif de ce paragraphe est de vérifier la stabilité temporelle des traceurs chimiques dans le ruissellement de surface.

Dans ce but, un suivi du ruissellement a été effectué à l'exutoire de la parcelle expérimentale aw54. Les résultats montrent que les concentrations en chlorure et en nitrate sont faibles et varient peu (fig. 4.15) et qu'elles sont du même ordre de grandeur que la moyenne des prélèvements spatiaux effectués lors de la crue du 15 avril 1993 (tab. 4.1). La fréquence d'échantillonnage n'est pas assez élevée pour permettre une étude fine des relations débit-concentration on peut néanmoins constater que la teneur du chlorure diminue entre les deux pics de ruissellement tandis que celle du nitrate augmente. Ces

variations chimiques sont compatibles avec les calculs de mélange de la décomposition à l'exutoire.

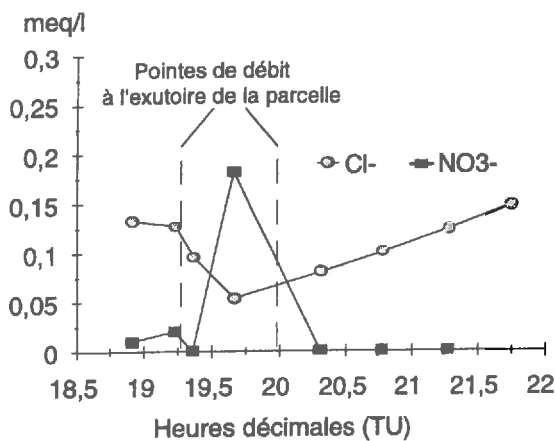


Figure 4.15. Variations temporelles des teneurs du chlorure et du nitrate à l'exutoire de la parcelle expérimentale aw54 le 2 novembre 1994.

Là encore, il convient de s'interroger sur l'origine de ces écoulements de surface, sont-ils uniquement composés de l'eau des précipitations ? Le $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie augmente de 0,8 ‰ durant les averses. Les valeurs du ruissellement sont légèrement supérieures à celles de "l'eau nouvelle" (fig. 4.16) et varient de façon comparables. Ce décalage ne peut pas s'expliquer par le temps de réponse de la parcelle puisque les valeurs à son exutoire sont supérieures à celles de la pluie. Il s'agit donc d'un mélange avec une eau préexistante en sub-surface dans les sols. Suite à cette crue, un prélèvement cumulé de la solution du sol a été effectué à partir d'un dispositif enterré au niveau de la semelle de labour, en aval de la parcelle. Le $\delta^{18}\text{O}$ de cet échantillon, nettement supérieur à celui de la pluie (-3,21 ‰) permet d'estimer une contribution moyenne de l'eau préexistante à 8 ± 4 %. Plus de 90 % de l'écoulement à l'exutoire de la parcelle semble donc composé d'eau nouvelle.

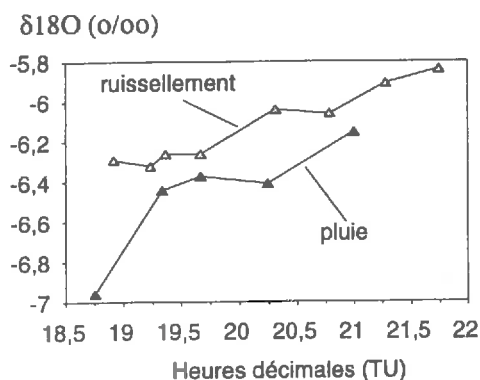


Figure 4.16. Evolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ (erreur analytique = 0,1 ‰) de la pluie et de l'écoulement à l'exutoire de la parcelle expérimentale aw54 le 2 novembre 1994.

C - ANALYSE DES VARIATIONS CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES A L'EXUTOIRE

Ce paragraphe est consacré à l'analyse des variations chimiques et isotopiques dans le ruisseau. Comme pour les crues d'avril 1993 le but principal est de formuler et de

vérifier des hypothèses de mélange. Outre le suivi à l'exutoire terminal du bassin versant, un suivi temporel a également été effectué à un exutoire amont (bordure de plateau) et dans les collecteurs central et latéral de la dépression. Le suivi en amont a pour objectif de rendre compte de la variabilité des écoulement à la sortie du plateau.

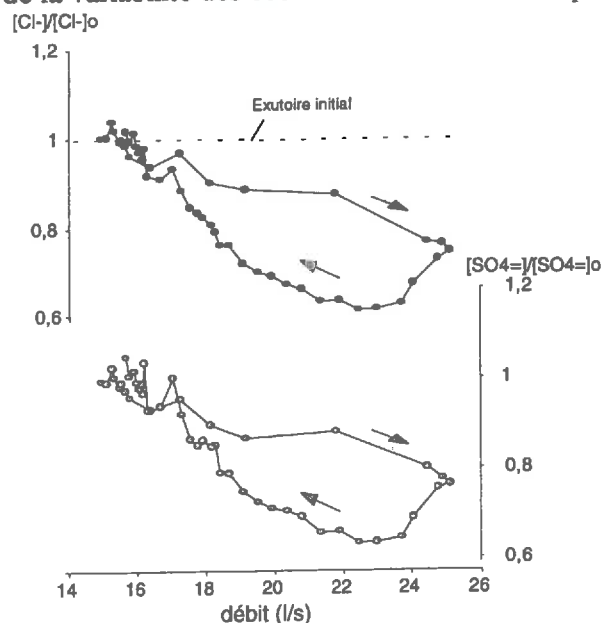


Figure 4.17. Relations débit-concentration du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994. Concentrations rapporter à la valeur initiale (indice o).

Les comportements du chlorure et du sulfate dans le ruisseau sont très comparables, ils présentent une relation débit-concentration caractérisée par un cycle anti-trigonométrique décroissant et une hystérésis fortement marquée (fig. 4.17). De plus, les minima en concentration apparaissent en décrue avec un décalage d'environ 35 minutes par rapport au maximum de débit. Ces variations ressemblent à celles observées lors des crues d'avril 1993, mais dans ce cas la concentration revient à sa valeur initiale, et la différence de concentration entre la montée des eaux et la décrue est plus importante. Elles supposent l'existence d'un mélange entre l'eau drainée à l'état initial par le ruisseau et l'eau des averses. L'alignement des points de prélèvements à l'exutoire sur la droite de mélange définie par la nappe de la dépression (exutoire initial) et la ruissellement (eau "nouvelle") conforte cette hypothèse (fig. 4.18).

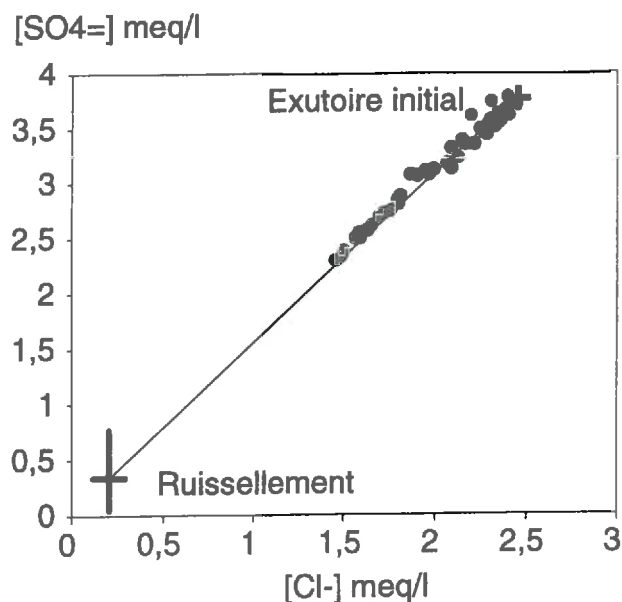


Figure 4.18. Relation entre les teneurs du chlorure et en sulfate à l'exutoire du bassin versant (●) lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994. Droite de mélange (—) entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression (concentration initiale de l'exutoire). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à \pm l'écart type autour de la moyenne pour le ruissellement. La signature moyenne de ces deux pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

Les teneurs en nitrate augmentent vers la décrue, un petit pic de concentration apparaît au maximum de débit à l'exutoire (fig. 4.19). Ces variations ressemblent à celles observées lors des crues d'avril 1993, mais sont moins marquées (fig. 3.33).

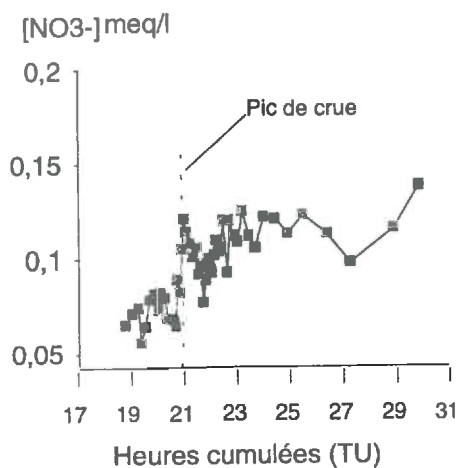


Figure 4.19. Evolution temporelle de la teneur du nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994.

La contribution du plateau est probablement à l'origine de ces variations: Les prélèvements à l'exutoire du bassin versant se situent bien à l'intérieur du triangle de mélange défini par la nappe de la dépression, le ruissellement de surface proche et le plateau (fig. 4.20). Afin de prendre en compte l'ensemble des écoulements (de surface et profonds) issu du plateau, la signature de cette unité a été estimée à partir des moyennes des concentrations des prélèvements à un exutoire amont (bordure de plateau).

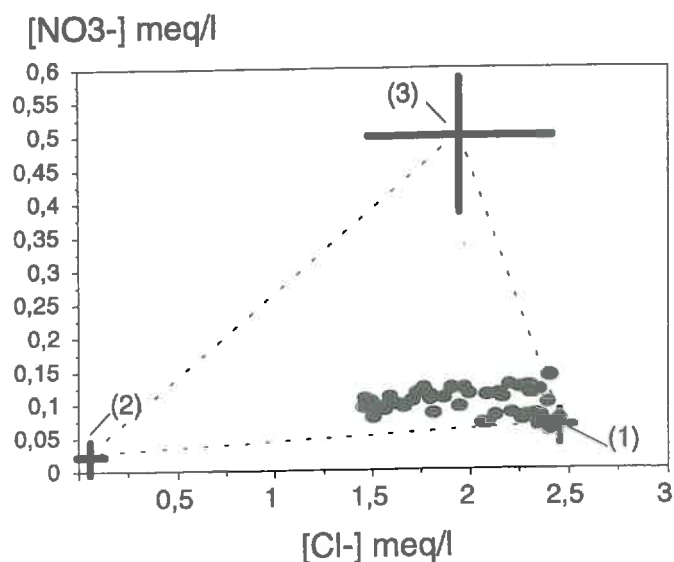


Figure 4.20. Exemple de diagramme de mélange (End Member Mixing Analysis) à partir chlorure et le nitrate (●), entre les trois pôles: nappe de la dépression (1), ruissellement de surface des versants (2) et plateau (3). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à \pm l'écart type autour de la moyenne pour le ruissellement et l'exutoire du plateau. La signature des trois pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

D - DECOMPOSITIONS CHIMIQUES DE L'HYDROGRAMME DE CRUE

La décomposition de l'hydrogramme en deux composantes montre que l'écoulement rapide de crue est essentiellement lié au ruissellement de surface, mais dans ce cas, sa contribution demeure inférieure à celle de la nappe "préexistante" (fig. 4.21). En ce qui concerne le débit d'alimentation par la nappe, celui-ci augmente ponctuellement en montée de crue puis diminue jusqu'à une valeur inférieure à sa valeur initiale. L'augmentation ponctuelle du débit atteint son maximum avant le pic de crue (fig. 4.21).

Ce résultat, déjà observé pour les crues d'avril 1993, semble avoir une explication hydrologique, et plusieurs hypothèses peuvent être avancées:

α - effet piston de la pluie sur les nappes,

- β - une augmentation du gradient de charge, en début de crue, dans le sens de la nappe vers le ruisseau et consécutive à une remontée rapide du niveau piézométrique,
- γ - un effet de chasse de l'eau préexistante dans le collecteur principale par le flux de ruissellement concentré au niveau des fossés en amont,

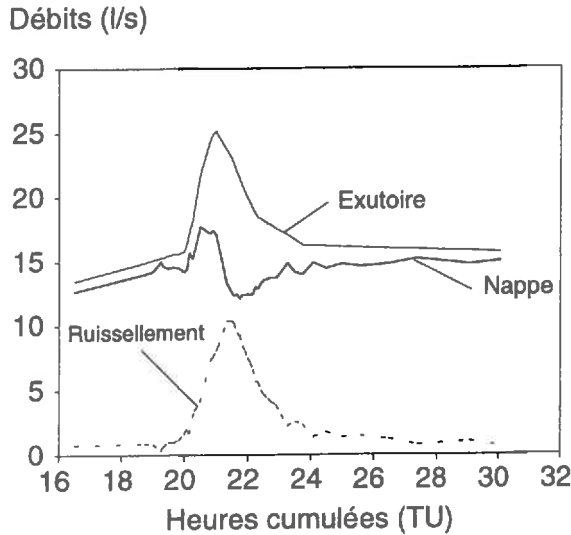


Figure 4.21. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 2 au 3 novembre 1994 à partir des concentrations du chlorure. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression.

L'efficacité d'un effet piston direct, par contact de la lame de pluie sur la nappe, nécessite que l'eau préexistante soit affleurante et que l'apport de pluie à la surface du sol soit homogène. Avant la crue, les seules zones d'affleurement de la nappe se situent en bordure de plateau et représentent de petites surfaces. Pour des raisons de temps de transfert, il paraît peu probable qu'un effet piston sur ces zones éloignées puisse être à l'origine du pic d'eau préexistante dès la montée des eaux. De plus, l'eau de nappe du plateau ayant des teneurs élevées en nitrate, ce pic d'eau préexistante aurait été accompagné d'une élévation de la concentration de ce soluté.

Un effet piston indirect, par l'intermédiaire d'un "matelas d'air" (composante pneumatique du potentiel de l'eau), au niveau de la nappe sub-affleurante de la dépression centrale est également peu probable étant donné le morcellement de cette unité par les fossés, favorables à un échappement latéral de l'atmosphère du sol. Cette première hypothèse ne peut donc être retenue.

La nappe de la dépression réagit dès la première averse, son niveau maximum est atteint vers le pic de la crue (fig. 4.21). Cette réaction permet d'expliquer l'augmentation progressive du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe jusqu'à 13h00. Cependant, il n'apparaît pas d'augmentation brutale du niveau piézométrique qui pourrait expliquer le pic d'eau préexistante dès le début de l'écoulement rapide de crue. De plus, en l'absence de mesures piézométriques dans la zone d'échange ruisseau-nappe,

l'hypothèse d'une augmentation du gradient de charge dans le sens de la nappe vers le ruisseau ne peut être vérifiée pour cette crue.

La troisième hypothèse, concernant l'effet de chasse de l'eau préexistante dans le collecteur central par le flux d'eau "nouvelle" semble être la plus probable. Les hypothèses β et γ seront discutées à la lumière des observations faites lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

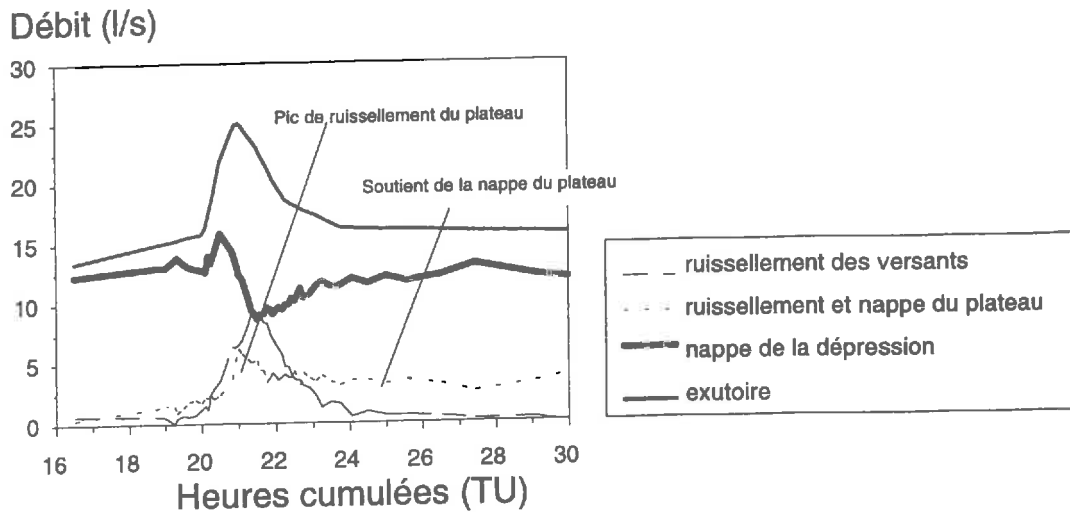


Figure 4.22. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 2 au 3 novembre 1994 à partir du chlorure et du nitrate. Hypothèse d'un mélange entre la nappe de la dépression, le ruissellement de surface sur les versants et le plateau (ruissellement et nappe).

Etant donné l'erreur d'estimation de la signature chimique du plateau (fig. 4.22), les résultats de la décomposition à trois pôles ne peuvent être vus que sous un angle qualitatif. Comme dans les cas des événements d'avril 1993, le plateau participe au soutien du débit lors de la décrue. Une première pointe de contribution, que l'on doit probablement au ruissellement sur cette unité, survient vers le pic de la crue à l'exutoire.

E - SYNTHÈSE

Les observations faites à la suite des petites averses du 2 au 3 novembre 1994 montrent que, en conditions de sols humides et lorsque les nappes sont sub-affleurantes, le bassin versant réagit à de très faibles apports pluvieux. Cette sensibilité se manifeste par une élévation rapide du niveau des nappes, un ruissellement direct sur les parcelles cultivées et une variation des caractéristiques physiques et géochimiques de l'exutoire du bassin versant.

Le suivi temporel des caractéristiques chimiques du ruissellement, à l'échelle de la parcelle expérimentale, a montré que cet écoulement présente de faibles variations, inférieures aux variations spatiales mesurées lors de la crue du 15 avril 1993. En outre, le suivi de sa composition isotopique prouve qu'il est composé, à plus de 90%, de "l'eau nouvelle" des précipitations (condition nécessaire dans le cas d'un ruissellement hortonien). A l'échelle du bassin versant, le ruissellement intervient majoritairement dans l'écoulement rapide de crue.

En ce qui concerne le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression, des analogies avec les crues d'avril 1993 ont été constatées: il augmente sensiblement lors de la montée des eaux, puis diminue avant de revenir progressivement à sa valeur initiale. Deux hypothèses peuvent expliquer le pic de débit lors de la montée de crue:

- ↳ un effet de chasse de l'eau préexistante dans le collecteur principale par le flux de ruissellement concentré dans les fossés,
- ↳ une augmentation du gradient de charge, en début de crue, dans le sens de la nappe vers le ruisseau et consécutive à une remontée rapide du niveau piézométrique,

En l'absence de mesures piézométriques dans la zone d'échange ruisseau-nappe, l'hypothèse d'une augmentation du gradient de charge de la nappe ne peut être vérifiée pour cette crue. Cette question sera traitée plus en détails à partir des observations faites lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Par ailleurs, la décomposition semi-quantitative de l'hydrogramme à partir du chlorure et du nitrate montre que le plateau participe au soutien du débit du ruisseau lors de la décrue. Cependant, contrairement aux crues d'avril, cet écoulement intervient dès le pic de crue.

3. La crue du 4 au 5 novembre 1994

Ce paragraphe est consacré à l'étude d'une crue automnale importante (débit maximum = 865 l/s) survenue le 4 novembre 1994 à la suite d'un orage. Les expérimentations menées lors de cette campagne ont pour but d'améliorer les connaissances sur:

- ↳ les processus de recharge de la nappe du plateau à partir des variations temporelles de ses caractéristiques chimiques et isotopiques,
- ↳ les échanges entre la nappe de la dépression et le ruisseau par un suivi piézométrique, chimique et isotopique à l'échelle de la placette,
- ↳ la cohérence entre le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe (estimé par décomposition chimique) et les propriétés hydrodynamiques du milieu (conductivité hydraulique en saturée).

A - DESCRIPTION DE L'EVENEMENT "AVERSE-CRUE"

La crue du 4 au 5 novembre 1994 survient dans un contexte très humide (fig.2.7). Elle résulte d'une averse orageuse marquée par une forte variabilité spatiale (jusqu'à 30 % de variation) (fig. 4.23). Le hiétoگرامme est composé de deux pics de forte intensité (autour de 90 mm/h) suivis d'une pluie continue de faible intensité (inférieure à 10 mm/h) qui se maintient durant 2h30 (fig. 4.24). La hauteur cumulée des précipitations atteint 43 mm (mesure faite à l'exutoire du bassin versant).

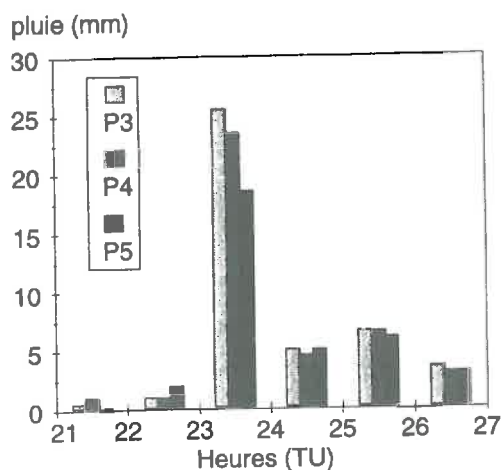


Figure 4.23. Comparaison des mesures obtenues à partir des 3 pluviographes P3, P4 et P5 lors de l'événement du 4 au 5 novembre 1994.

La montée de crue dure 4h30, deux étapes se succèdent une première pendant laquelle le débit augmente lentement (de 20h00 à 23h15) et une seconde où il passe brutalement de 22,5 à 865 l/s au pic de crue à 0h30 (fig. 4.24). Le temps de réponse est de 1h05 (centre de gravité de l'averse vers 23h25).

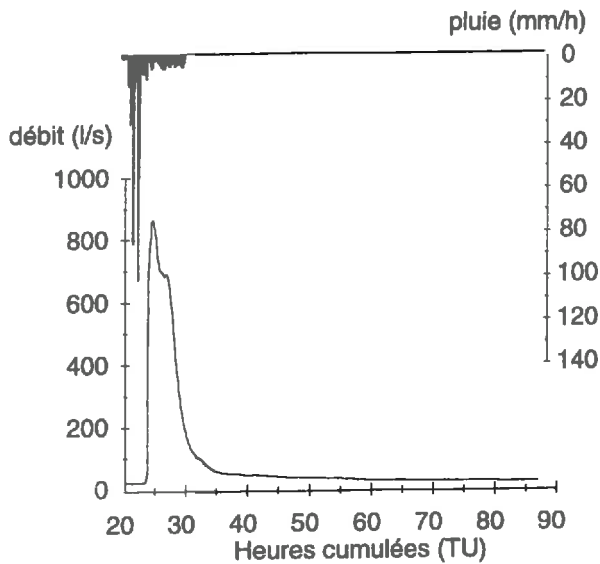


Figure 4.24. Hydrogramme et hyétogramme de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

La partie superficielles des sols du bassin versant est, avant l'averse, déjà proche de la saturation. Le toit des nappes est sub-affleurant, il se trouve à -66 cm sur le plateau et -37 cm dans la dépression centrale (fig. 4.25). Comme précédemment (crue du 2 novembre), l'affleurement de la nappe en tête du thalweg principal et dans la partie amont de la plupart des versants concaves (fig. 4.25) donne lieu à des exfiltrations sous forme de "mouillères" (cliché 2.1.c) et de sourcins. Ces écoulements sont collectés par des fossés puis se réinfiltrent sur les pentes. Dans le bas fond, le drainage de la nappe par le collecteur central permet le maintien d'un débit de base à l'exutoire.

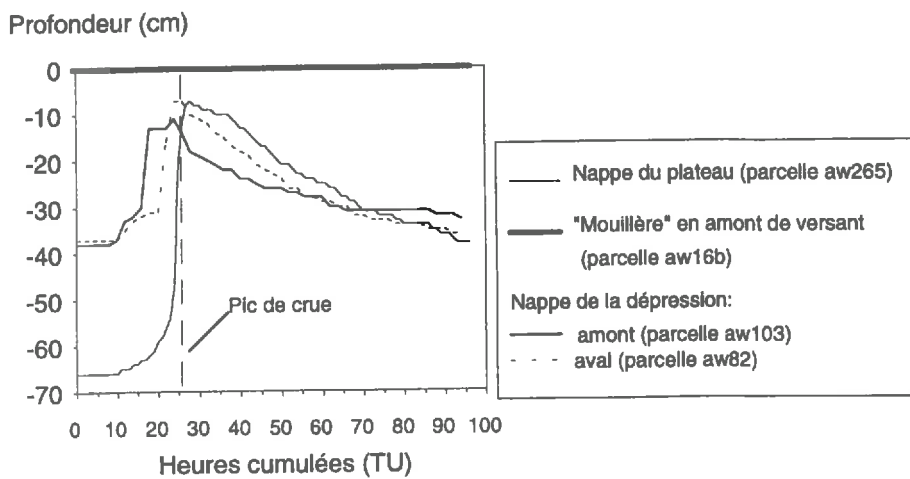


Figure 4.25. Evolution des profondeurs piézométriques des nappes, dans la dépression (en amont et en aval) et sur le plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Les nappes amorcent une légère remontée vers 10h00 en raison de quelques petites pluies survenues dans la journée du 4 novembre. L'orage provoque une augmentation brutale des niveaux piézométriques (fig. 4.25):

↳ Dans la dépression, le niveau maximum est atteint vers 0h00, soit 30 minutes avant la pointe de crue à l'exutoire du bassin versant. Le piézomètre situé en amont de la dépression atteint la cote de -13 cm dès 18h00.

↳ Sur le plateau, la réaction est plus tardive mais l'amplitude de la variation est deux fois supérieure, le niveau maximum est atteint vers 4h00 (fig. 4.25). La remontée de la nappe s'accompagne d'une extension des zones d'exfiltration en bordure de plateau. Après quelques heures de stabilisation vers la cote de -10 cm, la nappe amorce une décroissance régulière.

Un ruissellement est apparu sur les routes et les chemins dès le début de l'averse. Après une première phase de transit rapide, la majeure partie de ce flux est collectée par le réseau d'assainissement. En raison de l'état de saturation des sols de la dépression (nappe affleurante), un écoulement de surface apparaît rapidement au centre de cette unité. Il s'agit vraisemblablement d'un ruissellement lié à une saturation des sols "par le bas" (Chapitre I, I, 3, Cappus, 1960).

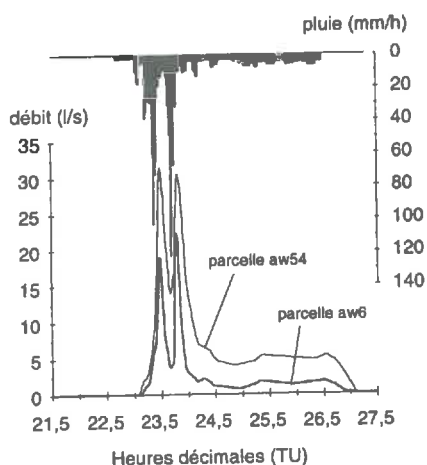


Figure 4.26. Hydrogrammes et hyétogrammes des parcelles expérimentales aw6 (non travaillée) et aw54 (travaillée) enregistrés lors des événements du 4 au 5 novembre 1994.

Sur les deux parcelles expérimentales, le ruissellement apparaît à 23h06 (fig. 4.26). Les hydrogrammes des parcelles, contrairement à celui du bassin versant, présentent deux pointes de débit consécutives aux deux pics d'intensité de l'averse. Le temps de réponse des deux parcelles est d'environ 20 minutes. Après le deuxième pic, le ruissellement se poursuit jusqu'à 3h06 en raison de la persistance d'une pluie de moindre intensité (fig. 4.26).

L'exfiltration de la nappe au niveau des mouillères en bordure de plateau provoque un ruissellement de surface persistant après l'arrêt des précipitations.

B - VARIATIONS CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES A L'EXUTOIRE DU BASSIN VERSANT

A l'exutoire, les évolutions des teneurs en chlorure et en sulfate sont comparables à celles des crues précédentes (fig. 4.27.a). Les relations débit-concentration de ces deux solutés font apparaître une hystérèse entre la montée des eaux et la décrue (fig. 4.28). Les concentrations évoluent selon un cycle anti-trigonométrique décroissant avec des concentrations nettement plus élevées en montée de crue. Comme pour l'événement du 2 au 3 novembre, ce comportement témoigne d'une contribution supérieure de l'eau "préexistante" avant le pic de crue.

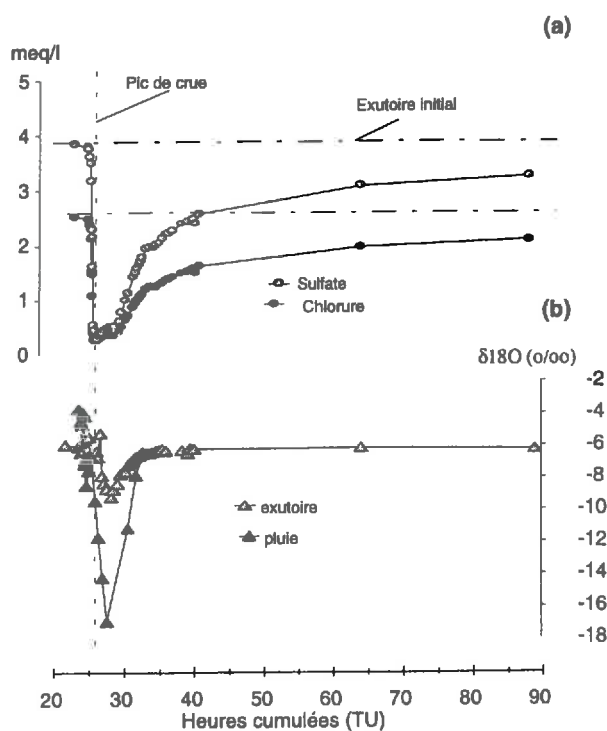


Figure 4.27. Variations temporelles des concentrations du Cl^- , du SO_4^{2-} (a) et du $\delta^{18}O$ (b) à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Par contre, pour le cas présent, les minima de concentration concordent avec le maximum de débit et le retour à la concentration initiale se fait plus lentement (fig. 4.27.a). Cette augmentation lente témoigne d'une dilution persistante du flux à l'exutoire, elle ne peut être attribuée au ruissellement puisqu'elle dure plusieurs dizaines d'heures après l'arrêt du ruissellement sur les parcelles expérimentales. Comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, il s'agit vraisemblablement de la vidange d'un réservoir souterrain rechargé par les pluies au cours de l'orage. Cependant, le chlorure ou le sulfate ne permettent pas de préciser si l'origine se situe sur le plateau ou dans la dépression.

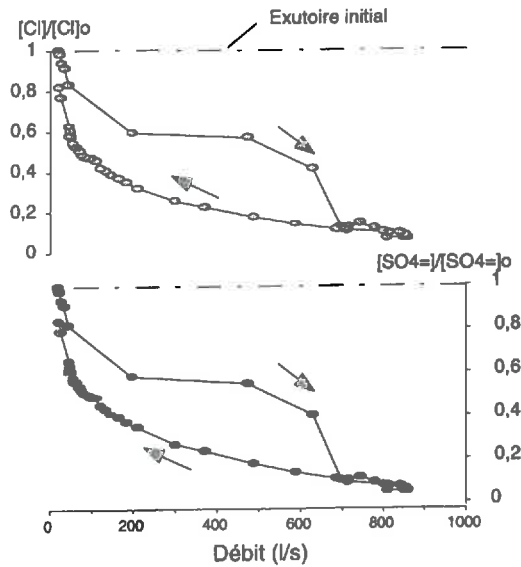


Figure 4.28. Relations débit-concentration du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Les concentrations sont rapportées à la valeur initiale du ruisseau avant la crue (indice o).

Par ailleurs, les prélèvements du ruisseau s'alignent sur la droite de mélange théorique entre l'exutoire initial et le ruissellement de surface moyen (fig. 4.29), suggérant qu'ils résultent du mélange entre ces deux pôles. La concentration du ruisseau tend vers la signature du ruissellement lors de la pointe de débit et revient progressivement vers celle de la nappe en phase de décrue.

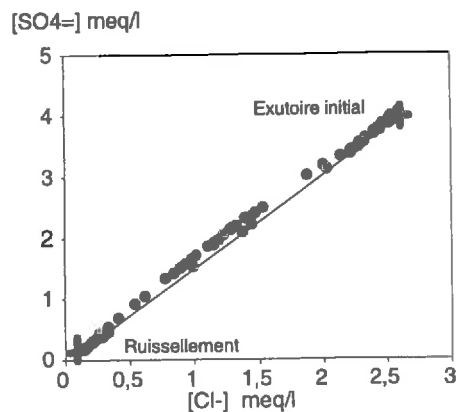


Figure 4.29. Relation entre la concentration en chlorure et en sulfate des prélèvements à l'exutoire du bassin versant (●) lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Droite de mélange théorique (—) entre le ruissellement moyen et la nappe de la dépression (concentration initiale de l'exutoire). La taille des croix correspond à l'erreur analytique pour l'exutoire et à l'écart type pour le ruissellement. La signature moyenne de ces deux pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

La $\delta^{18}\text{O}$ de l'exutoire fluctue au voisinage de la valeur initiale du ruisseau en montée de crue puis diminue lors de la décrue. Ce traceur présente une forte variabilité temporelle dans l'eau de la pluie (fig. 4.27.b) ce qui complique l'analyse des variations en terme de processus hydrologiques. L'essentiel des précipitations (en montée de crue) présente en particulier une signature moyenne peu différente de celle de la nappe.

Au contraire des crues étudiées précédemment, la concentration en nitrate diminue lorsque le débit augmente (fig. 4.30). Cette différence n'est pas liée à un mécanisme hydrologique particulier, mais à un ruissellement peu concentré en nitrate. En effet, quelque soit la localisation spatiale des prélèvements, les concentrations mesurées lors de cette crue sont nettement inférieures à celles du 15 avril 1993 (tab. 4.1). Dans la dépression la concentration avoisine les 0,05 meq/l, elle est de 0,02 meq/l sur les terrasses et de 0,04 meq/l sur le plateau.

La concentration des derniers prélèvements à l'exutoire est néanmoins légèrement supérieure à celle mesurée avant l'orage (fig. 4.30). Ce résultat complète les observations faites à partir du chlorure et du sulfate: la nappe du plateau, riche en nitrate, participe au soutien du débit en décrue.

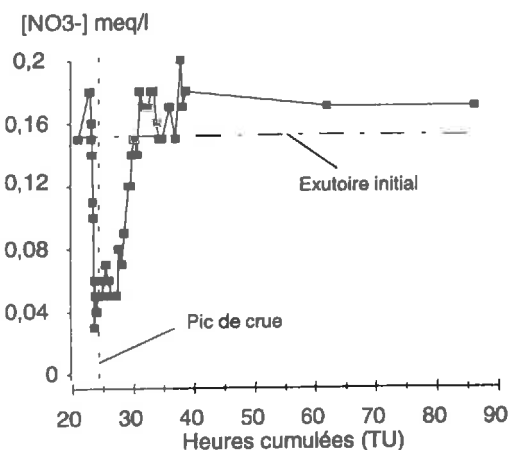


Figure 4.30. Evolution temporelle de la concentration en nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1993.

Enfin, comme dans les cas précédents, les prélèvements à l'exutoire se trouvent dans le triangle de mélange défini par la nappe de la dépression, le ruissellement (toutes origines géographiques confondues) et la nappe du plateau (fig. 4.31.). Ce résultat conforte l'hypothèse d'un mélange entre ces trois pôles hydrochimiques. Cependant, la forte variabilité des caractéristiques chimiques de la nappe du plateau (pôle 3) s'oppose à un quelconque traitement quantitatif.

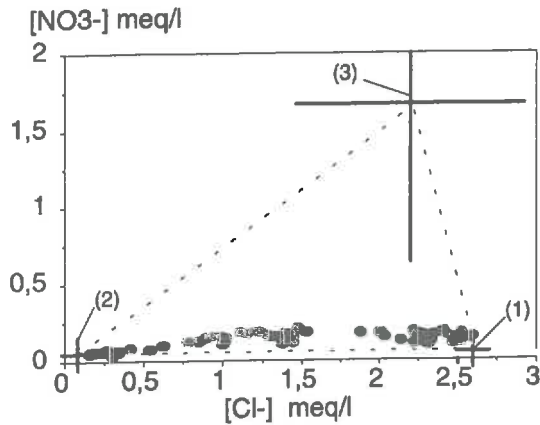
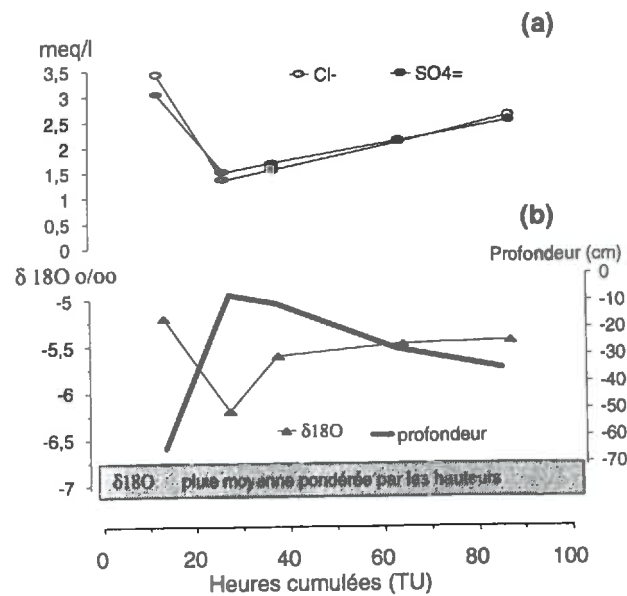


Figure 4.31. Diagramme de mélange des 3 pôles: nappe de la dépression (1), ruissellement de surface (toutes origines géographiques confondues) (2) et nappe du plateau (3). Crue du 4 au 5 novembre 1994. La signature des trois pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

C - ANALYSE DE L'EFFET DES PLUIES SUR LA NAPPE DU PLATEAU

Les observations à l'exutoire lors des différentes crues laissent penser que la nappe du plateau participe au soutien du débit en phase de décrue.

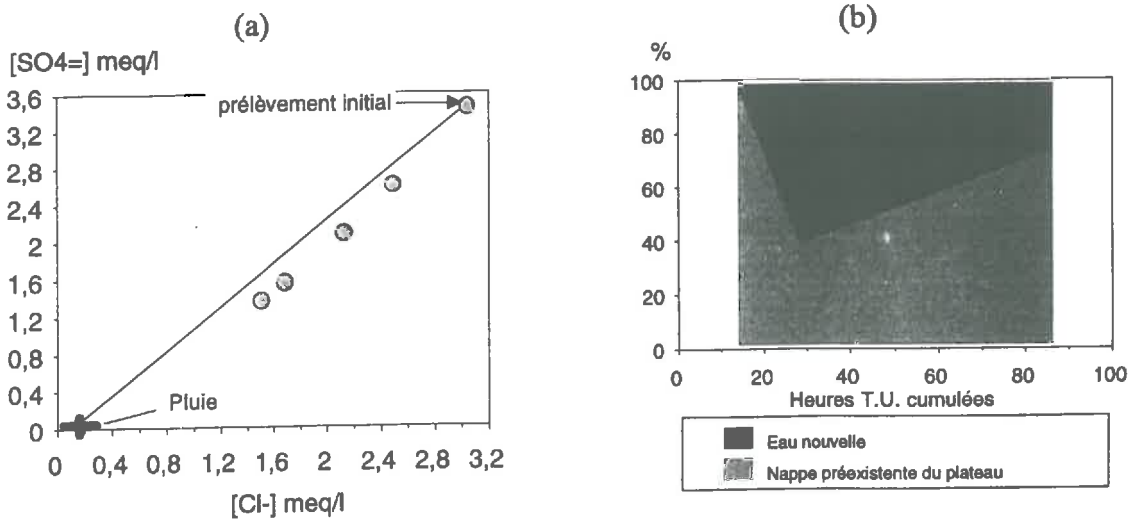
Les résultats présentés concernent le suivi temporel des traceurs à l'exutoire d'un réseau de drainage enterré situé en bordure de plateau (d2).



Figures 4.32. Variations des concentrations en chlorure et sulfate (a) et évolution du $\delta^{18}O$ et de la profondeur piézométrique (b) dans la nappe en bordure du plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Les prélèvements ont été effectués dans la partie superficielle de la nappe par l'intermédiaire d'un exutoire de réseau de drainage enterré (d2).

Les teneurs du chlorure et du sulfate diminuent de moitié entre le premier prélèvement avant l'orage et le second au maximum de hauteur piézométrique (fig.4.32.a). Puis elles augmentent de façon monotone avec une cinétique comparable, mais inverse à celle des variations piézométriques. Le $\delta^{18}O$ varie également: il tend vers

la moyenne pondérée de la pluie puis augmente à nouveau (fig. 4.32.b). Ces observations montrent que l'eau "préexistante" de la nappe est diluée par les pluies faiblement minéralisées. Une part de l'eau des précipitations a donc atteint la zone saturée pendant la crue.



Figures 4.33. Relation entre le chlorure et le sulfate à l'exutoire d'un réseau de drainage enterré situé en bordure de plateau (d2) (a). Décomposition de l'écoulement à l'exutoire par le chlorure (b), hypothèse d'un mélange entre l'eau des averses et l'eau "préexistante" de la nappe.

Ce résultat confirme les observations préliminaires faites à la suite des crues du 14 au 15 avril 1993 (fig. 4.2). Si l'on admet que l'écoulement collecté à partir du drain est représentatif du mélange entre la pluie et la nappe (fig. 4.33.a), la proportion d'eau "nouvelle" peut être estimée (fig. 4.33.b): Elle avoisine les 60 % lorsque la nappe atteint son niveau maximum. Mais l'eau des pluies est elle seule responsable des variations piézométriques ? La frange capillaire intervient-elle aussi dans la dynamique de cette nappe ? D'autres observations, non disponibles dans cette étude, seraient nécessaires pour répondre précisément à ces questions.

D - ETUDE LOCALE DES ECHANGES RUISSEAU-NAPPE

Des infiltrations préférentielles au niveau des fossés ont été mises en évidence qualitativement lors de l'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques chimiques et isotopiques de la nappe dans la dépression (chapitre 3, partie 3, fig. 3.28). Puis l'existence d'échanges entre les collecteurs et la nappe a été suggérée par les décompositions d'hydrogrammes de crue (ce chapitre).

Il paraît intéressant de comprendre l'évolution de la relation ruisseau-nappe en période de crue. La démarche consiste à suivre les variations piézométriques, chimiques

et isotopiques en deux points dans la nappe et à les comparer à celles du ruisseau. Le dispositif de mesure comprend deux piézomètres; l'un se trouve à 0,3 m du collecteur et permet de prélever à 1m de profondeur tandis que l'autre se situe à 7 m de distance et atteint la profondeur de 4m (chapitre 2, figure 2.11).

a) Caractérisation des phases d'échange ruisseau-nappe

Avant la crue

Le ruisseau est en régime infiltrant à ce point de mesure du fait que le niveau d'eau dans le collecteur est supérieur à celui de la nappe (fig. 4.34). Ceci explique que les caractéristiques chimiques et isotopique mesurées dans le piézomètre proche du fossé sont identiques à celles du ruisseau (fig. 4.35).

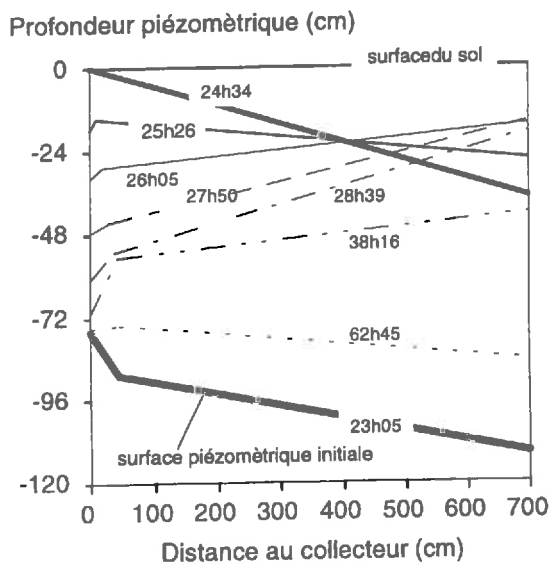


Figure 4.34. Evolution temporelle (heures cumulées, TU) de la surface piézométrique dans la zone d'échange ruisseau-nappe lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

En monté de crue

Les niveaux mesurés dans le collecteur et dans les piézomètres augmentent rapidement (environ 0,6 m/heure) (fig. 4.34). Dans le piézomètre proche, la surface du sol est atteinte au pic de la crue (0h30). La nappe est mise en charge par le ruisseau, le gradient de charge est resté dans le sens du collecteur vers la nappe durant la montée des eaux. Les variations chimiques et isotopiques au voisinage du fossé concordent avec le sens du flux latéral, elles sont imposées par celles du ruisseau (fig. 4.35. a, b et c).

En décrue

La décrue entraîne le rabattement de la nappe au voisinage du fossé (environ 0,15 m/heure), le ruisseau passe en régime drainant vers 1h50. Suite à cette inversion du gradient latéral, les teneurs en chlorure et en sulfate du piézomètre proche du fossé ont

une évolution différente de celle du ruisseau. En effet, elles augmentent rapidement avant de se stabiliser à une valeur supérieure à celle mesurée avant la crue ($[Cl^-]=2,72\pm 0,06$ meq/l contre 2,32 meq/l à l'état initial) à 3h50 (fig. 4.35. a et b).

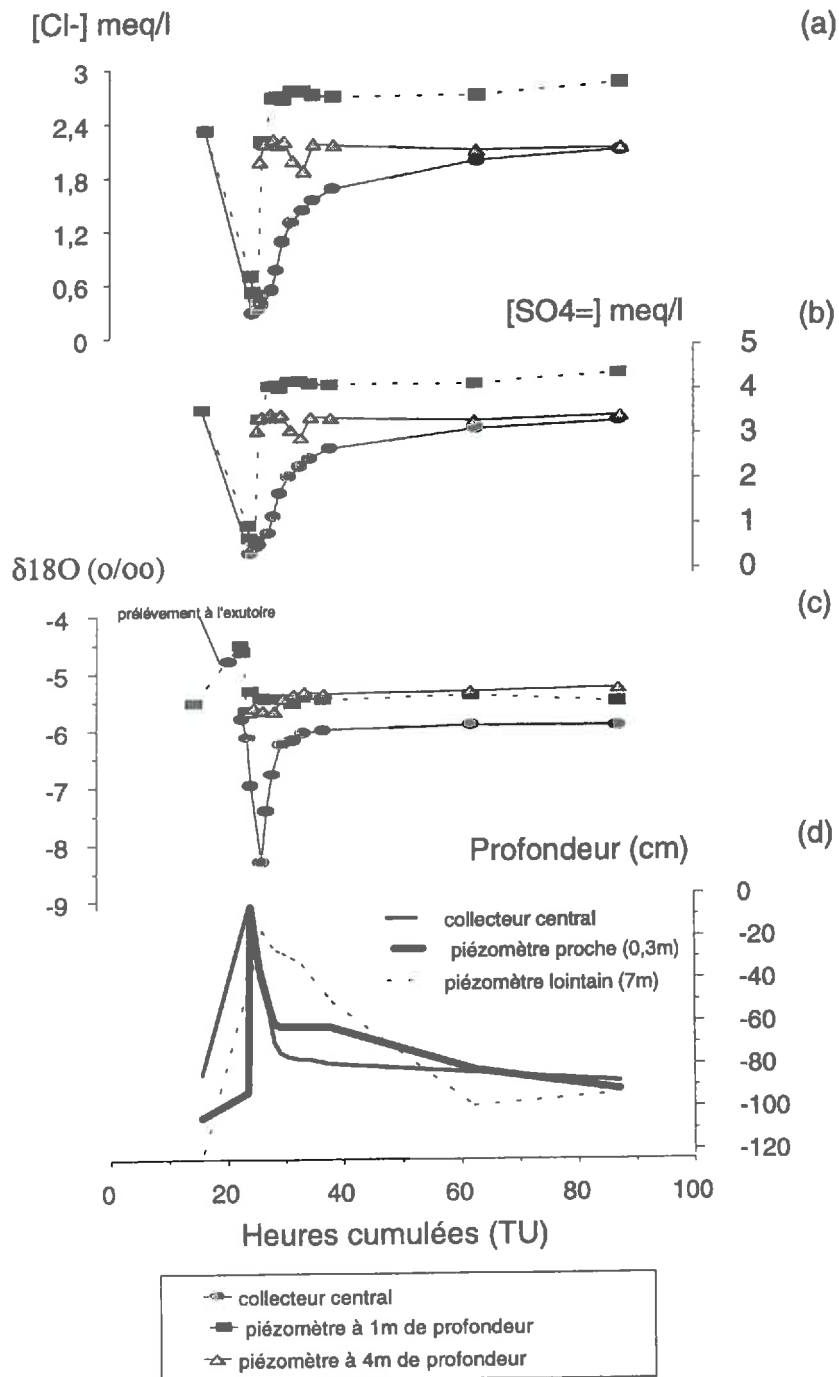


Figure 4.35. Evolutions de la teneur en chlorure (a), sulfate (b) et du $\delta^{18}O$ (c) dans le collecteur central et deux piézomètres situés à 0,3 (1 m de profondeur) et à 7 m (4 m de profondeur) de distance par rapport au fossé (voir la figure 2.11 pour la localisation des points de mesure). Suivi des profondeurs dans le collecteur et les deux piézomètres (d). Crue du 4 au 5 novembre 1994.

Parallèlement, le niveau piézométrique aboutit à un pallier vers -60 cm tandis que le $\delta^{18}\text{O}$ atteint une valeur proche de celle de la nappe à l'état initiale (fig. 4.35.d). Ces variations témoignent de la vidange du volume d'eau infiltrée latéralement lors de la montée des eaux. Mais la stabilisation à de fortes concentrations, mesurées dans la partie superficielle de la nappe, sont contraires à une simple dilution par les précipitations.

A 4 mètres de profondeur (piézomètre à 7 mètres de distance du fossé), les caractéristiques chimiques et isotopiques de la nappe changent légèrement (fig. 4.35). La recharge par les pluies, qui affecte généralement la partie superficielle de la nappe, ne peut expliquer ces variations. Seul un transfert de masse des eaux souterraines, dont les caractéristiques varient dans l'espace (voir fig. 3.28), permettrait d'expliquer ces variations locales et profondes.

Si des incertitudes demeurent quant à la dynamique de l'eau "préexistante", cette expérimentation exploratoire aura mis en évidence la complexité des processus hydrodynamiques mis en jeu. Trois phases d'échanges entre la nappe et le ruisseau ont été clairement identifiées:

- (1) en monté de crue le collecteur central est infiltrant, le flux latéral est essentiellement composé d'eau "nouvelle",
- (2) en décru (environ 1 heure après le pointe de débit à l'exutoire) le collecteur passe en régime drainant, le flux latéral est d'abord composé d'eau "nouvelle" préalablement infiltrée puis d'une eau "préexistante",
- (3) enfin, après environ 30 heures, le collecteur repasse en régime infiltrant.

Ces observations permettent par ailleurs de conclure que:

↳ le pic d'eau "préexistante" en montée de crue, mis en évidence par les calculs de décomposition chimique lors des crues précédentes (fig. 4.8 et 4.21), et qui apparaît également lors de cette crue comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, ne peut être attribué à un gradient de charge dans le sens de la nappe vers le ruisseau,

↳ la diminution du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe vers le pic de crue (fig. 4.8 et 4.21), également observée lors de cette crue (paragraphe suivant), semble bien correspondre à une mise en charge de la nappe par le ruisseau.

E - DECOMPOSITION DE L'HYDROGRAMME DE CRUE

Cette crue a été l'occasion d'étudier des points particuliers tels que l'analyse des échanges entre le ruisseau et la nappe décrite dans le paragraphe précédent. Il s'agit maintenant de quantifier les contributions et les volumes d'eau mis en jeu. La méthode consiste à décomposer l'hydrogramme de crue à partir du chlorure en prenant en compte l'évolution temporelle de la signature de la zone saturée dans le calcul. La deuxième

question abordée porte sur la cohérence des résultats obtenus à partir de ce calcul de mélange et la perméabilité du milieu.

a) Décomposition chimique en deux composantes

Des flux latéraux entre le collecteur central et la nappe de la dépression ont été mis en évidence à partir d'observations locales décrites dans le paragraphe précédent. Un certain volume d'eau "nouvelle" s'infiltré depuis le collecteur vers le réservoir souterrain au cours de la montée des eaux, puis est restitué lors de la décrue. Afin d'estimer ce volume, les variations de signature chimique de la nappe sont prises en compte dans le calcul de la décomposition. Avant 1h50 (heure d'inversion du gradient latéral dans le sens de la nappe vers le ruisseau) on suppose que la signature de la nappe est celle du ruisseau à l'état initial. A partir de 1h50, la variation temporelle de la signature de la nappe est intégrée dans la décomposition chimique. Il convient de bien souligner que ce calcul n'est qu'une approximation puisqu'il est basé sur les variations mesurées en un point de mesure dans la nappe de la dépression.

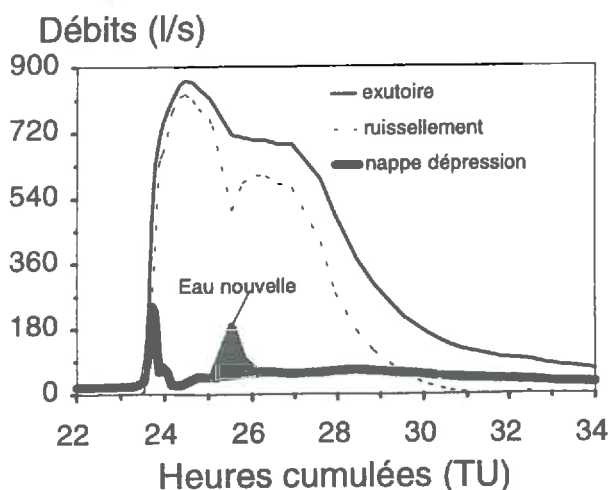


Figure 4.36. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 4 au 5 novembre 1994 à partir du chlorure. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression. Estimation du volume d'eau "nouvelle" (▲) échangée entre la nappe et les collecteurs principaux.

Comme dans les crues décrites précédemment, un premier pic d'eau "préexistante" survient dès le début de la montée des eaux (fig. 4.36). Bien que les nappes réagissent rapidement, les mesures faites à proximité du collecteur central montrent que ce pic ne résulte pas d'une augmentation du gradient de charge dans le sens de la nappe vers le collecteur. Il s'agit très probablement d'un effet de chasse de l'eau préexistante dans le ruisseau (eau de nappe préalablement exfiltrée) provoqué par le flux de ruissellement concentré au niveau des fossés amont. L'intégration de ce pic sur l'hydrogramme conduit à un volume d'environ 190 m³ qui est assez comparable au volume d'eau contenu dans le réseau avant la crue, soit 140±70 m³ (longueur=2300±100 m, largeur=0,4±0,05 m et hauteur = 0,15±0,05 m). Lorsque toute l'eau préexistante dans le ruisseau est évacuée, la

contribution de la nappe tend vers zéro (fig. 4.36), ce qui conforte l'hypothèse d'une mise en charge de la nappe par le ruisseau.

La décomposition révèle un second pic correspondant à la restitution d'eau "nouvelle" préalablement infiltrée dans le réservoir souterrain lors de la montée des eaux. La forme de ce pic suppose qu'il résulte d'un phénomène ponctuel. En réalité, cette structure est liée à la méthode de calcul qui consiste à intégrer les variations temporelles de la nappe à partir de mesures faites en un point. Le processus d'exfiltration de l'eau "nouvelle" doit être plus étalé dans le temps puisqu'il s'agit d'un phénomène distribué dans le réseau hydrographique. L'intégration de ce pic conduit au volume approximatif de 580 m³.

L'arrêt du ruissellement survient vers 3h30 sur les parcelles expérimentales (fig. 4.26), soit vers 4h30 à l'exutoire du bassin versant si l'on prend en compte le temps de réponse des zones contributives les plus éloignées. Or, la décomposition chimique indique un maintien du ruissellement jusqu'à 7h00 (fig. 4.36). Cet écoulement persistant correspond au ruissellement par exfiltration de la nappe du plateau. Composé majoritairement d'eau "nouvelle", il ne peut être pris en compte explicitement dans cette décomposition chimique puisqu'il présente la même signature que les autres formes de ruissellement (de Horton ou de Cappus).

b) Décomposition chimique et perméabilité du milieu

Il convient maintenant de vérifier si le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression concorde avec les ordres de grandeur des conductivités hydrauliques en saturées mesurées dans les sols de la dépression (tab 4.2).

Tableau 4.2. Valeurs de perméabilité des sols dans la dépression estimées par différentes méthodes.

	Perméabilité (10 ⁻⁶ m/s)		
	Mesures à partir de cylindres de sol (Ø 15 cm, hauteur 7,5 cm)		Essais de pompage dans les puits U et B
	Collecteur central (*) (50 m en amont de l'exutoire)	Profil 18, série 19.0 (parcelle 89a)	(Andrieux <i>et al.</i> , 1993)
Minimum	1	29	4
Maximum	3	240	8

(*) Les mesures dans le collecteur central ont été effectuées sur 4 échantillons de sol prélevés dans le fond et sur les flancs du fossé.

Le raisonnement consiste à estimer le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe à partir de la loi de Darcy (relation 2.2), puis à le comparer au résultat de décomposition chimique. On suppose que le milieu est homogène, isotrope et indéformable, et que les

échanges sont monodimensionnels et perpendiculaires au ruisseau. Le calcul est uniquement effectué pour les mesures disponibles en décrue (régime permanent). Le gradient hydraulique est obtenu grâce aux mesures piézométriques à proximité du collecteur (fig. 4.34). Enfin, la surface d'échange (fond + flancs des fossés) est estimée à chaque instant du calcul en prenant en compte les variations de hauteur d'eau dans le collecteur.

La contribution de la nappe estimée par traçage est comparable à celle obtenue par la loi de Darcy lorsque la perméabilité avoisine les $500 \cdot 10^{-6}$ m/s (fig. 4.37). Seule la valeur de $240 \cdot 10^{-6}$ m/s, effectuée à 1,15 m de profondeur dans un matériau argilo-limoneux fissuré de la dépression (profil 18), est semblable à ce résultat. Mais elle est une exception car elle est largement supérieure à la plupart des mesures effectuées sur le bassin versant.

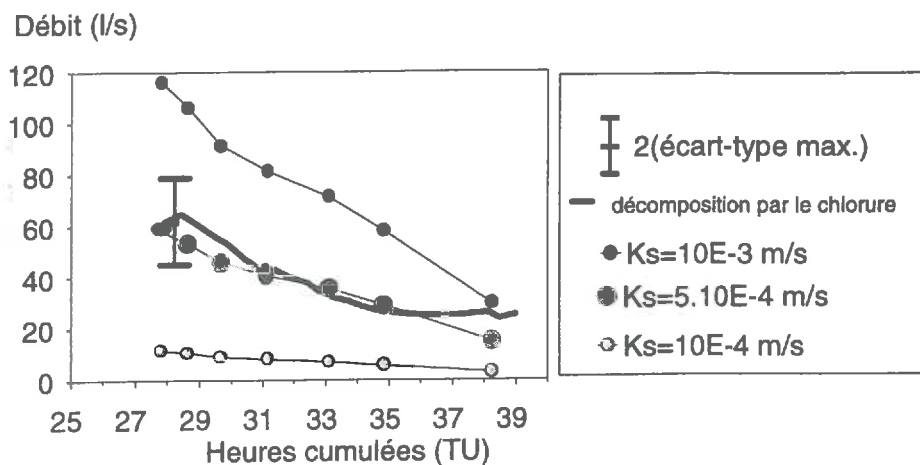


Figure 4.37. Débit d'alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression estimé par la loi de Darcy pour 3 valeurs de conductivité hydraulique en saturé (K_s) et par la décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure.

Par cette même approche, Bazemore *et al.* (1994) trouvent une valeur également très élevée de 10^{-4} m/s qu'ils attribuent à l'importance de la macroporosité. Dans le cas de Roujan, les flancs des fossés laissent apparaître des galeries de racines, lits de graviés (cliché 4.1a) et de très nombreux terriers de campagnols terrestres (*Arvicola terrestris* L.) dont la densité peut atteindre 10 ouvertures au m^2 (clichés 4.1.b et 4.1.c). Ces macropores, organisés en réseau, ont une extension latérale pouvant dépasser plusieurs dizaines de mètres (Airoldi et Werra, 1993) (fig. 1.2) et facilitent donc les échanges latéraux (*pipe flow*) (cliché 4.1.d). Ces critères morphologiques, non pris en compte dans les mesures faites à partir des cylindres de sol, expliquent probablement en partie les différences observées. Néanmoins, les ordres de grandeurs des débits obtenus par décomposition chimique semblent cependant assez compatibles avec ce type de milieu.

(a)



(b)



(c)



(d)



Clichés 4.1. Exemple de lit de graviers (a), d'ouvertures de terriers (b) et (c) (probablement de campagnol terrestre *Arvicola terrestris* L.) sur le flanc d'un collecteur de la dépression. Écoulement persistant en décrue à la sortie d'un macropore (pipe flow) (d).

F - SYNTHÈSE

L'événement du 4 au 5 novembre 1994 est différent des crues analysées dans les paragraphes précédents; l'intensité, le volume des précipitations et les débits enregistrés à l'exutoire sont très supérieures. Malgré ces différences hydro-météorologiques, les processus d'écoulement mis en jeu sont qualitativement comparables:

- ↳ le ruissellement de surface domine dans l'écoulement rapide de crue,
- ↳ un pic d'eau "préexistante" survient lors de la montée des eaux,
- ↳ le débit d'alimentation du ruisseau par la nappe diminue vers le pic de crue,
- ↳ la contribution du plateau participe au soutien du débit vers la décrue.

La décomposition de l'hydrogramme par le chlorure montre que le ruissellement constitue le processus majeur dans la genèse de la crue. Plusieurs formes de ruissellement ont été observées lors de cette crue: ruissellement de Horton, de Cappus et par exfiltration de nappe. Cependant, comme ces différents processus n'ont pas de signature propre, la méthode de décomposition ne permet pas de les quantifier séparément.

En début de crue, la concentration de l'onde de ruissellement dans les collecteurs en aval chasse l'eau "préexistante" dans les fossés par effet convectif. Ce phénomène explique l'apparition d'un premier pic de contribution de la nappe, toujours en début de crue.

Les fossés favorisent les échanges latéraux entre le ruisseau et la nappe, ils sont à l'origine de plusieurs processus antagonistes:

- ↳ l'amortissement de l'onde de ruissellement lors de son cheminement d'amont en aval dans les collecteurs,
- ↳ l'élévation du niveau piézométrique au voisinage des collecteurs qui induit une saturation des sols par le bas et favorise la production d'un ruissellement direct (*saturated overland flow*).

Sur le plateau, pendant la crue, une part de l'eau des précipitations s'infiltré et percole jusqu'à la zone saturée. L'élévation de niveau qui en résulte provoque une extension des zones de source à surface variable en bordure de plateau.

4. Etude de la crue du 18 septembre 1995

Les paragraphes précédents étaient consacrés à l'étude des processus hydrologiques dans le cas d'épisodes en période humide. A présent, l'analyse portera sur les phénomènes intervenant lors des crues en période sèche. Les résultats présentés concernent la première crue du 18 septembre 1995.

A - DESCRIPTION DE L'EVENEMENT "AVERSE-CRUE"

Cette crue a eu lieu après une longue période très sèche puisque la hauteur des pluies cumulées n'est que de 175 mm depuis le 1 janvier 1995 (dont 50 mm au mois d'août). Les nappes se maintiennent à plus de 2,5 m de profondeur sur toute la durée de la crue, elles ne peuvent donc participer à l'alimentation du ruisseau.

L'écoulement dans les collecteurs apparaît à la suite d'un violent orage composé de deux pics d'intensité; 33 mm/h à 6h15 et 56 mm/h à 6h50 (fig. 4.38). La hauteur cumulée des précipitations est de 34,5 mm. Le débit à l'exutoire augmente de 0 à plus de 350 l/s en moins d'une demie heure, la pointe de crue (422 l/s) est atteinte à 7h35. L'écoulement à l'exutoire cesse vers 10h00 (fig. 4.38).

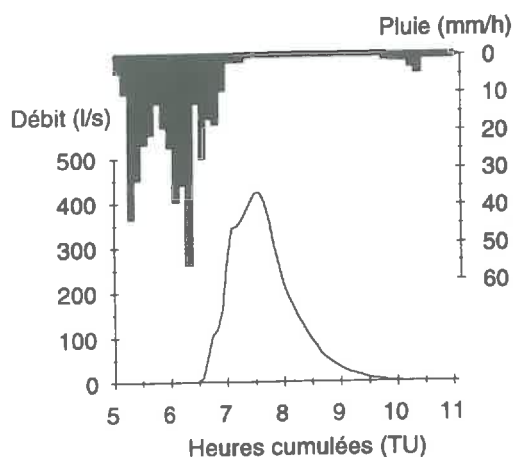


Figure 4.38. Hydrogramme et hyétogramme de la crue du 18 septembre 1995.

B - PROCESSUS HYDROLOGIQUES MIS EN JEU

Les caractéristiques chimiques de l'écoulement à l'exutoire se confondent avec celles de la pluie et du ruissellement (tab. 4.3). Par contre, elles sont dissemblables par rapport à celles des écoulements de sub-surface et des nappes.

A l'exutoire, l'évolution des teneurs en chlorure est très différente de celle des crues en période humide (fig. 4.39), celles-ci sont faibles et varient peu, ce qui s'explique par l'absence de contribution de la nappe.

Dans le ruissellement de surface, l'évolution des teneurs en chlorure est également peu marquée (fig. 4.39).

Tableau 4. 3. Concentrations moyennes en chlorure, sulfate et nitrate lors de la crue du 18 septembre 1995.

	Cl ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁼ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)
Exutoire (n=19)	0,11 ± 0,02	0,49 ± 0,04	ε
Ruissellement (n=17) (parcelle aw54)	0,07 ± 0,02	0,15 ± 0,04	ε
Pluie (n=3)	0,11 ± 0,02	0,11 ± 0,04	0,03 ± 0,01
Sub-surface h1 (parcelle aw54)	0,968	2,156	1,23
h3 (bordure de plateau)	1,299	1,424	ε
Nappe de la dépression (puits U)	2,764	4,352	ε
Nappe du plateau (puits H)	3,217	3,630	1,04

ε: concentration inférieure à la limite de détection,

Ces observations montrent que, en l'absence de participation des nappes, l'écoulement à l'exutoire du bassin versant correspond à du ruissellement de surface. Les écoulements de sub-surface ne participent pas à l'écoulement rapide de crue, leur contribution paraît négligeable aussi bien à l'échelle du bassin versant qu'au niveau de la parcelle expérimentale.

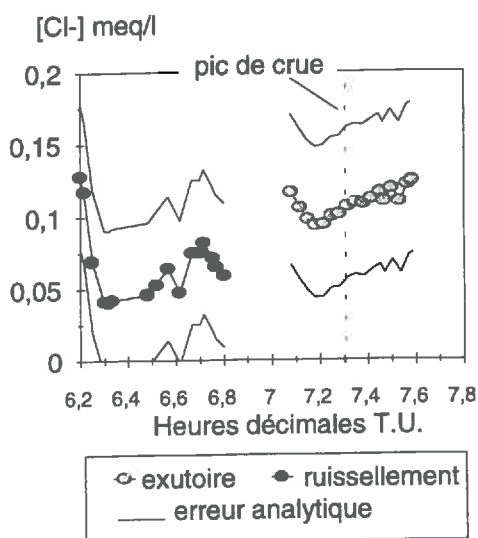


Figure 4. 39. Evolution de la teneur en chlorure dans le ruissellement (parcelle aw54) et à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 18 septembre 1995.

II - LE PROBLEME DE LA GENERALISATION, VERS UN SUIVI CONTINU D'UNE VARIABLE INDICATIVE

Plusieurs processus contributifs ont été mis en évidence et quantifiés par la décomposition chimique et isotopique de quelques hydrogrammes. Cependant, il convient de se demander si les conclusions apportées par ces calculs ont un caractère général ou particulier. Le problème de la généralisation, classique en hydrologie statistique, est peu abordé lorsqu'il s'agit d'études de processus fins.

Sans entrer dans des considérations détaillées, il s'agit de vérifier si les mécanismes identifiés à partir de l'analyse détaillée de quelques crues sont déterminants dans la genèse des débits sur le bassin versant. La stratégie adoptée consiste à étudier un plus grand nombre de crues à partir du suivi continu d'une variable indicative: **la conductivité électrique**.

1. Pourquoi la conductivité électrique ?

Quelques auteurs ont utilisé la conductivité électrique pour décomposer des hydrogrammes de crues (Nakamura, 1971; Pilgrim *et al.*, 1979; Matsubayashi *et al.*, 1993). La principale critique faite à l'égard de cette approche est que cette mesure physique indicatrice de la teneur globale en ions dissous subit l'influence des processus biogéochimiques de contrôle des espèces chargées.

Dans le cas du bassin versant de Roujan, la précipitation et/ou la dissolution de minéraux agit sur la concentration de certains ions majeurs tels que le calcium, le magnésium et l'alcalinité (cf. deuxième partie du chapitre 3). La conductivité électrique ne peut donc être envisagée comme un traceur parfait. Celle-ci est néanmoins fortement corrélée au chlorure et au sulfate (tab. 3.4), composés conservatifs dans ce type de milieu. En outre, ces deux solutés ont un poids important dans la balance ionique des solutions, ils ont de ce fait une forte incidence sur la conductivité électrique.

Ainsi, bien qu'elle ne soit pas strictement conservative, cette variable "véhicule" une information comparable à celle des traceurs fiables. En outre, elle offre une bonne différenciation entre le ruissellement dont la valeur moyenne est $0,2 \pm 0,1$ mS/cm et la nappe qui a une valeur jusqu'à 15 fois supérieure (fig. 3.1).

L'objectif étant d'utiliser la conductivité électrique pour décomposer des hydrogrammes de crue, les résultats de calculs obtenus à partir de ce paramètre ont été comparés à ceux du chlorure. Les résultats sont fortement corrélés dans le cas de la comparaison des contributions du ruissellement, tandis que le débit d'alimentation par la nappe est légèrement sous estimé (fig. 4.40). Les calculs effectués à partir de la conductivité électrique sont comparables à ceux du chlorure.

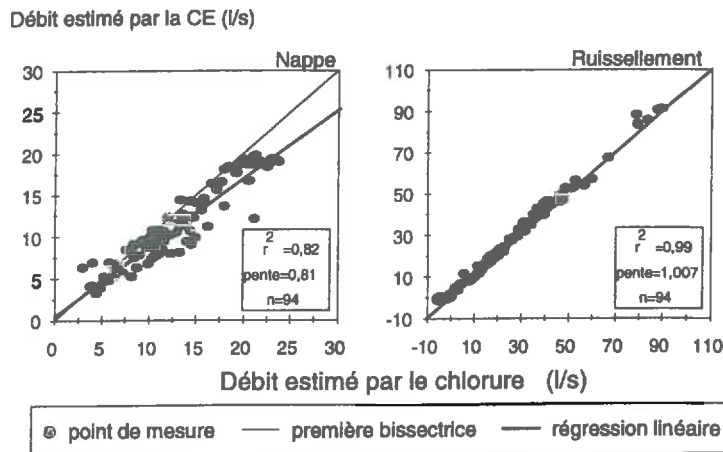


Figure 4.40. Débits d'alimentation du ruisseau par la nappe et le ruissellement de surface lors des crues du 14 et 15 avril 1993. Comparaison des résultats obtenus par décomposition des hydrogrammes à partir de la conductivité électrique (CE) et du chlorure.

Dans le cas du bassin versant de Roujan, bien qu'elle ne réponde pas strictement à tous les critères d'un traceur parfait, la conductivité électrique peut être utilisée pour l'analyse des crues. Cette variable présente en outre de nombreux avantages techniques tels que la stabilité, la précision et la possibilité d'effectuer un suivi continu sur le terrain.

2. Suivi des crues à la reprise du cycle hydrologique 1995

Le suivi de la conductivité électrique à l'exutoire du bassin versant a débuté à la reprise du cycle hydrologique 1995. Seuls les 12 premiers épisodes ont été traités et seront présentés ci-dessous.

A - CLASSIFICATION DES CRUES PAR LE COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT

L'analyse des crues dans la partie précédente permet d'arriver à la conclusion que le ruissellement de surface est le processus dominant, et qu'il est responsable de la genèse des crues. Peut-on donner à cette conclusion, basée sur l'analyse de 5 épisodes, un caractère général au niveau de la genèse des crues sur ce bassin versant ?

Pour répondre à cette question, un coefficient de ruissellement *sensu stricto* (CR) a été calculé pour les 16 crues répertoriées dans le tableau 4.4. Ce coefficient est calculé par le rapport de la lame d'eau ruisselée (LR), estimée grâce à la décomposition de l'hydrogramme de crue (intégration de l'hydrogramme du ruissellement de surface) sur la lame d'eau écoulée (LE) à l'exutoire au cours de la crue ($CR=LR/LE$). **Ce coefficient de ruissellement ne doit pas être confondu avec le rapport de la lame écoulée sur la lame d'eau précipitée (LP), appelé également coefficient de ruissellement par certains hydrologues.**

Le coefficient de ruissellement est supérieur à 60 % dans tous les cas (tab. 4.4). Le ruissellement de surface semble donc prépondérant quelque soit l'importance et le contexte hydro-météorologique des crues. Une analyse plus détaillée permet d'obtenir trois types d'échantillons de crues:

- ↳ les *crues de ruissellement pur* (LE=LR), caractéristiques de la période estivale (crues 1 à 5), c'est-à-dire pour lesquelles la nappe ne contribue pas du tout,
- ↳ les *crues de transition* entre période sèche et période humide dont le CR est proche de 90 % (crues 6, 7 et 8),
- ↳ les *crues de saison humide* dont le CR moyen est 72 ± 10 % (crues A,B, C, D et 9 à 12), pour lesquelles la nappe intervient de façon non négligeable.

Contrairement aux autres critères tels que le débit de pointe ou le rapport LE/LP, CR est relativement stable au sein d'un même groupe de crue. Ainsi, bien que très différentes au point de vue débits, les crues C et D ont un coefficient de ruissellement comparable.

Tableau 4.4. Résumé des principales caractéristiques des crues analysées dans les paragraphes précédents (caractères gras) et à la reprise du cycle hydrologique 1995.

Ref.	Date	Pluie cumulée (mm)	Intensité de pluie maximum (mm/h)	Débit maximum (l/s)	$\frac{LE}{LP}$ (%)	$CR = \frac{LR}{LE}$ (%)
A	14/03/93	14,5	13	102	2	84
B	15/03/93	19	10	60 et 100	5	69
C	02/11/94	12,5	10	25	5	67
D	04/11/94	43	78	865	41	82
1	18/09/95	34,5	56	422	6	100
2	18/09/95	17	9	111	4	100
3	13/10/95	43	70	446	6	100
4	14/10/95	13,5	37	163	6	100
5	8/12/95	10	37	10	0,1	100
6	8/12/95	17,5	11	94	1	92
7	8/12/95	24	6	130 et 105	7	95
8	15/12/95	34	8	115	4	88
9	16/12/95	16	14	69 et 53	7	66
10	16/12/95	9,5	26	124	12	65
11	17/12/95	9	7	121	18	62
12	31/12/95	12,5	12	72	7	66

CR: coefficient de ruissellement sensu stricto, LP: lame d'eau précipitée, LE: lame d'eau écoulée à l'exutoire et LR: lame d'eau ruisselé calculée par décomposition de l'hydrogramme à partir de la conductivité électrique (12 crues à la reprise 1995) ou à partir du chlorure (4 crues analysées précédemment).

En saison humide, les nappes jouent un rôle secondaire en terme d'alimentation du ruisseau (à l'échelle de temps de la crue) mais sont déterminantes en ce qui concerne le contrôle du volume d'eau ruisselée et écoulée à l'exutoire (LE/LP plus élevés qu'en saison sèche).

Il est important de souligner que, bien que le ruissellement de surface soit dominant lors des crues, le bassin versant présente néanmoins une faible productivité hydrologique comme en témoignent les rapports LE/LP qui sont en majorité inférieurs à 10%. Le processus

dominant à l'échelle de la crue semble donc être l'infiltration. Cependant, si les rapports LE/LP sont faibles en moyenne, ils peuvent être importants lors d'événements exceptionnels, comme par exemple lors de la crue du 4 novembre 1994 (tab. 4.4).

3. Vérification de l'effet de chasse de l'eau "préexistante" dans les collecteurs

L'analyse des crues dans la partie précédente a montré que l'eau présente dans le réseau de fossés avant un épisode est susceptible d'être poussée par l'onde de crue et de constituer une petite partie des volumes écoulés. L'objectif de ce paragraphe est de vérifier le caractère général de ce processus en utilisant 4 crues faisant la transition entre période humide et période sèche (fig. 4.41).

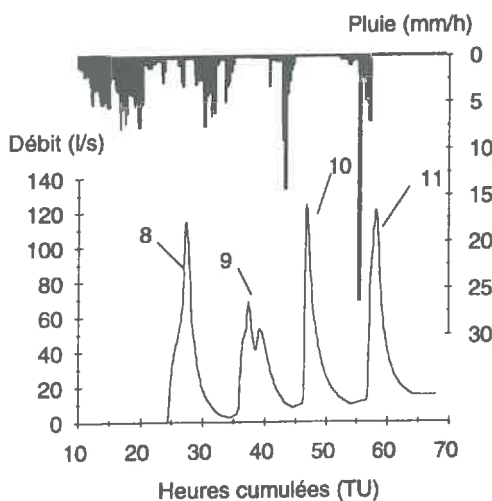


Figure 4.41. Hydrogrammes et hyétogrammes des crues 15 et 17 décembre 1995.

La conductivité reste faible et stable jusqu'en décrue du premier épisode puis augmente dès que la nappe atteint la profondeur de 80 cm (fig. 4.42), phénomène qui témoigne de l'alimentation progressive du ruisseau par la nappe, et marque le changement de régime du ruisseau. L'hypothèse d'un effet de "chasse" de l'eau préexistante est en accord avec la décomposition de ces hydrogrammes par la conductivité électrique (fig. 4.43):

- ↳ ce phénomène n'intervient pas à la première crue puisque les collecteurs étaient secs à l'état initial,
- ↳ au deuxième épisode, la nappe de la dépression affleure à peine dans le fond des collecteurs, d'où un petit pic au début de la montée des eaux,
- ↳ le niveau de la nappe est bien remonté avant les troisième et quatrième crues d'où l'apparition du pic d'eau "préexistante" au début de ces deux crues.

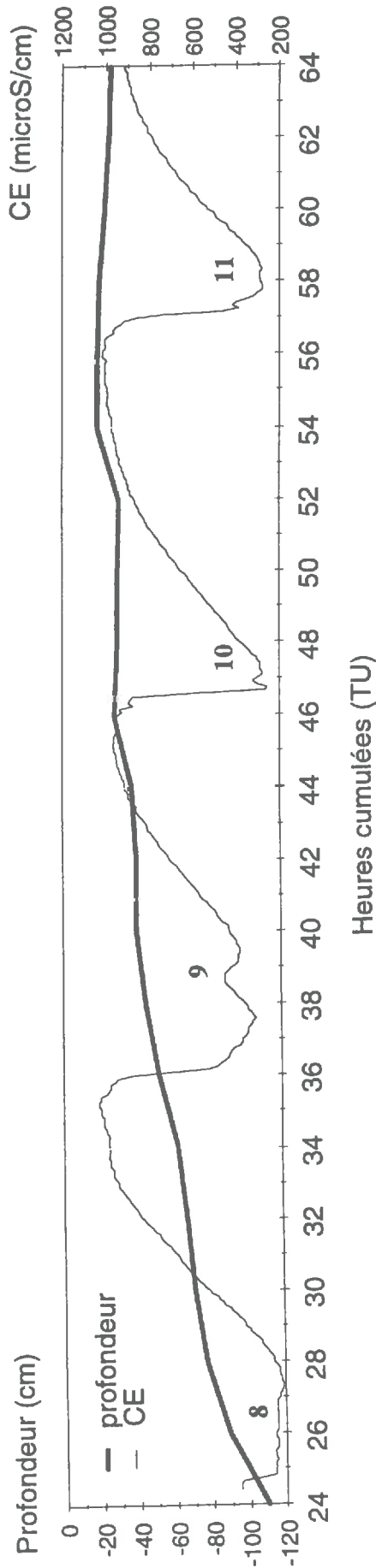


Figure 4.42. Evolution de la conductivité électrique (CE) à l'exutoire du bassin versant et de la profondeur piézométrique de la nappe de la dépression (parcelle aw 82b) lors des crues du 15 au 17 décembre 1995.

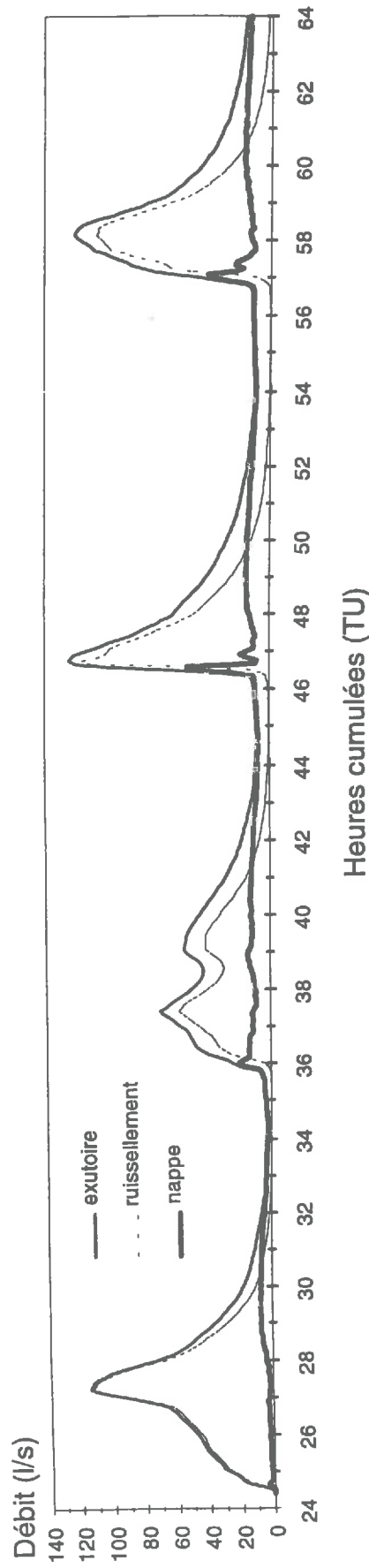


Figure 4.43. Décomposition des hydrogrammes des crues du 15 au 17 décembre 1995 à partir de la conductivité électrique. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe.

III - SYNTHÈSE

Ce chapitre avait pour objectifs l'identification et la quantification des processus hydrologiques responsables de la genèse des crues sur le bassin versant de Roujan. La démarche comportait deux étapes:

↳ Identifier et quantifier les mécanismes par l'analyse approfondie d'un petit nombre de crues, très différentes en terme de débit et de contexte hydro-météorologique. Des traceurs fiables, chimiques et isotopiques, ont été utilisés pour répondre à ce premier objectif.

↳ Montrer le caractère général des conclusions de la première partie en étudiant succinctement un plus grand nombre d'épisodes à partir d'une variable indicative.

La *hiérarchie* et la *chronologie* des processus identifiés sont rappelés et synthétisés dans ce paragraphe.

2. Hiérarchie des types d'écoulements

Quelque soit la période, humide ou sèche, *le ruissellement de surface* intervient dans l'écoulement rapide de crue. Composé d'eau "nouvelle", il se présente sous plusieurs formes en période humide:

↳ le *ruissellement hortonien (infiltration-excess overland flow)* sur les surfaces imperméables (routes et chemins) ainsi que sur les sols du plateau, des terrasses et du glacis,

↳ le *ruissellement de cappus (saturation excess surface runoff, Cappus, 1960)*, produit localement sur les mouillères en bordure de plateau et dans la dépression lorsque la nappe est sub-affleurante,

↳ le *ruissellement par exfiltration* de l'eau de nappe (*return flow*; Dunne et Black, 1970) qui s'observe au niveau des plans de suintement de la nappe en bordure de plateau.

Les nappes d'eaux souterraines interviennent en période humide et réagissent à de faibles apports pluvieux. Leur contribution est néanmoins inférieure à celle des écoulements de surface (toutes formes confondues). La participation de la nappe du plateau se compose en majorité de l'eau "nouvelle" des précipitations qui après un transit dans la zone saturée, s'exfiltre puis ruisselle sur les versants (cf. ruissellement par exfiltration). Dans la dépression, la contribution de la nappe est en majorité composée d'eau "préexistante". Lors des fortes crues, elle se compose également d'eau "nouvelle" échangée entre la nappe et le ruisseau.

Les *écoulements hypodermiques (translatory flow)* ont été mis en évidence grâce à des dispositifs de récupération sur les versants, mais n'interviennent pas significativement dans l'écoulement rapide de crue.

3. Chronologie des processus

Le débit à l'exutoire est généré par plusieurs processus qui apparaissent successivement ou simultanément, et à différents niveaux sur le bassin versant:

⌚ Dès le début de l'averse, un ruissellement hortonien apparaît sur les routes et les chemins. En période humide, il se joint au ruissellement de cappus produit sur les zones de mouillères en bordure de plateau. Ces écoulements de surface se concentrent dans le réseau d'assainissement agricole, chassent l'eau "préexistante" dans les collecteurs principaux en aval et mettent en charge la nappe du système glacis-dépression, empêchant une contribution importante de celle-ci.

⌚ Dans la dépression, la nappe réagit dès le début de la montée des eaux, elle peut atteindre la surface du sol avant la pointe de crue à l'exutoire. Cette élévation du niveau piézométrique sature les sols "par le bas", ce qui accroît leur sensibilité au ruissellement; les apports atmosphériques deviennent hydrologiquement actifs pour des intensités de pluie inférieures à la capacité d'infiltration des sols.

⌚ Le ruissellement hortonien apparaît plus ou moins rapidement suivant l'intensité des pluies et l'état de saturation initial de la surface des sols. Collecté par les fossés, il se mêle dans le ruisseau aux autres formes de ruissellement et à la pluie directe.

⌚ La nappe du plateau réagit plus tardivement. Rechargée par l'infiltration et la percolation verticale d'une fraction des précipitations, elle atteint son niveau maximum vers la décrue du ruisseau. L'élévation du niveau piézométrique s'accompagne d'une extension des zones de source à surface variable en bordure de plateau.

⌚ Au cours de la décrue du ruisseau, le rabattement de la nappe de la dépression à proximité du ruisseau (volume d'eau "nouvelle" infiltrée latéralement) s'opère assez rapidement.

⌚ La nappe du plateau contribue au soutien du débit en fin de décrue. Une partie de ces écoulements amont s'infiltré à l'occasion de pertes dans les collecteurs et participe ainsi à la recharge de la nappe de la dépression.

CONCLUSION

CONCLUSION

Le milieu méditerranéen, de par le régime des précipitations qui le caractérise et les activités de l'homme, présente des sols et une ressource en eau fragiles et parfois limités. Le programme de recherches pluridisciplinaires ALLEGRO-Roujan (Analyses Locales Et intéGrées de la RessOurce en eau), a été créé en 1992 par l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier dans un souci de protection de la ressource en eau, afin de répondre au manque de connaissances sur les flux d'eau et de polluants dans le système viticole méditerranéen. A coté des approches hydrologiques développées dans le programme aux échelles locale et du bassin versant (Voltz et Andrieux, 1995), ce travail de thèse avait pour objectif de contribuer à l'identification et la quantification des mécanismes de genèse des crues sur le bassin versant de Roujan par le traçage chimique et isotopique des écoulements.

Tout en cherchant à répondre à des questions qui se posent sur les processus hydrologiques dans le cas de système anthropique, cette problématique constitue une étape obligatoire pour l'étude des transferts de polluants et pour poser les bases d'une modélisation hydrologique mathématique.

Rappel de la démarche et remarques générales

La démarche adoptée dans cette étude comportait trois étapes principales. L'objectif de la première était d'identifier des traceurs chimiques utilisables dans le contexte du bassin versant de Roujan. Pour cela, une étude géochimique a été menée à partir de prélèvements dans les nappes et les écoulements de surfaces, pendant et hors période de crue. La seconde étape consistait, grâce aux traceurs préalablement identifiés, à analyser les processus hydrologiques lors de 5 crues particulières. Enfin, dans la dernière étape, il s'agissait d'aborder le problème de la généralisation des résultats en étudiant un plus grand nombre de crues à partir d'une variable indicative.

Concernant l'étude des crues particulières, l'interprétation des résultats a été contrainte par des observations faites à différents niveaux dans l'espace et le temps. La méthode adoptée comportait plusieurs étapes:

↳ Des mesures et des observations locales sur le bassin versant ont tout d'abord permis de reconnaître différents processus d'écoulement susceptibles de contribuer à l'alimentation du ruisseau lors des crues. Ceux-ci ont été échantillonnés afin de déterminer leurs caractéristiques chimiques et isotopiques en vue de l'application des méthodes de traçage.

↳ Une analyse hydrogéochimique de ces écoulements a ensuite été effectuée dans le but de déterminer l'applicabilité des méthodes de traçage dans le contexte du bassin versant de Roujan: identification de traceurs chimiques, adéquation entre processus d'écoulement et pôles hydrochimiques, stabilité et différenciation de ces pôles. Ces conditions étant remplies, des hypothèses de mélange entre les différents types d'écoulements ont été formulées.

↳ Les caractéristiques mesurées à l'exutoire du bassin versant au cours des crues ont alors été confrontées à celles mesurées dans les pôles ce qui a permis, grâce à la méthode EMMA (End Members Mixing Analysis) (Christophersen *et al.*, 1990; Hooper *et al.*, 1990), d'accepter ou de rejeter certaines des hypothèses de mélange.

↳ Enfin, le calcul des contributions des composantes du débit à l'exutoire a été réalisé par décomposition des hydrogrammes de crues grâce aux traceurs conservatifs (chimique et isotopique). L'interprétation des résultats obtenus par cette méthode a conduit à de nouvelles expérimentations et suivis complémentaires à des échelles plus locales de la parcelle ou de la placette en collaboration étroite avec l'unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier.

Un des traits marquants de cette approche est la complémentarité entre les mesures locales faites dans les différents compartiments du bassin versant et les mesures à l'exutoire. Les premières permettent d'identifier les processus hydrologiques, tandis que les secondes en détectent l'éventuelle occurrence à l'exutoire au cours des crues. Le traçage des flux a, par ailleurs, révélé l'existence de processus non identifiés au préalable par les observations directes, mais confirmés ensuite grâce à des mesures locales.

S'appuyant sur le suivi de paramètres à l'exutoire, qui est le lieu d'intégration de la variabilité sur le bassin versant, la décomposition des hydrogrammes par traceurs s'avère donc être à la fois une méthode de quantification (quand les conditions d'application sont remplies) et d'identification de processus d'écoulements.

Les apports en terme de traçage

Avant de passer au stade quantitatif de la décomposition des hydrogrammes, des marqueurs spécifiques d'unités géomorphologiques et de différents types d'écoulements ont été utilisés pour tracer qualitativement les flux hydriques. Il s'agit de paramètres physiques (température), de composés dissous (nitrate, magnésium, potassium), de paramètres liés aux matières particulaires (couleur des matières en suspension, rapport dolomite/quartz, teneurs en fer et en cuivre liés aux oxydes) ou calculés (pCO₂ estimée). Les principales conclusions apportées par ces indicateurs concernent le temps de réponse des écoulements suivant leur origine géographique. La spécificité de la plupart de ces variables résulte des interactions avec le milieu. Bien qu'elles ne soient pas conservatives d'un point de vue géochimique, il semble néanmoins qu'elles le soient sur le plan cinématique.

Une analyse des processus biogéochimiques de contrôle de la chimie des solutions a permis d'identifier trois traceurs chimiques conservatifs: le chlorure, le sulfate et l'alcalinité résiduelle calcite + dolomite (ARC+D). Cette dernière correspond à la différence entre l'alcalinité carbonatée et les concentrations totales du calcium et du magnésium en solution (exprimées en meq/l), Le caractère conservatif du concept d'alcalinité résiduelle avait été prévu théoriquement par Vallès *et al.* (1991) puis démontré sur le terrain par Ribolzi *et al.* (1993). Dans ce travail, il a été utilisé avec succès pour la décomposition d'un hydrogramme de crue

(Ribolzi *et al.*, 1996). Les calculs réalisés dans ce cas sont relativement précis et donnent des résultats comparables au chlorure et à l'oxygène 18. Ce concept permet d'augmenter le nombre de traceurs et d'effectuer ainsi des vérifications de décomposition en utilisant des paramètres qui normalement sont impropres au traçage. Cependant, avant d'utiliser une alcalinité résiduelle pertinente, il faut bien connaître les processus géochimiques actifs dans la zone d'étude.

Il est important de noter que si le chlorure, le sulfate et l'ARC+D sont géochimiquement stables à l'échelle de temps qui nous intéresse (durée d'une crue), la comparaison des résultats avec l'oxygène 18 (traceur parfait au point de vue cinématique) amène également à penser qu'ils suivent bien les flux hydriques. Par ailleurs, la concentration des eaux souterraines qui s'opère en phase de régulation, négligeable à l'échelle d'une crue, conduit à une bonne différenciation chimique entre les nappes et l'eau peu minéralisée des précipitations, au point que les calculs de décomposition apparaissent assez précis malgré la variabilité spatiale et temporelle mesurée dans les pôles. Ces trois paramètres chimiques répondent donc bien aux conditions d'application de la méthode de traçage. Cependant, étant fortement corrélés spatialement entre eux, ils véhiculent la même information en terme d'origine des écoulements et ne peuvent donc être utilisés simultanément dans un même calcul de mélange (perte de deux degrés de liberté).

Quant à l'oxygène 18, il n'a pu être utilisé pour la décomposition de tous les hydrogrammes en raison de la forte variabilité temporelle dans la pluie. Ces variations engendrent, pour certains épisodes, une différenciation médiocre voir nulle entre l'eau "nouvelle" des précipitations et celle "préexistante" des nappes. Faut-il dans ces cas chercher à prendre en compte cette variabilité afin de décomposer les hydrogrammes ? Si l'averse génératrice précède la crue à l'exutoire, on peut raisonnablement faire l'hypothèse d'un mélange total des fractions de pluies successives et intégrer ces variations isotopiques par une moyenne pondérée (Blavoux, 1978) ou incrémentée (McDonnell *et al.*, 1990; Ribolzi *et al.*, 1996). Lorsque les précipitations persistent durant la crue, il devient périlleux, voire impossible d'effectuer la décomposition puisque les conditions dites de "bon mélange" (Alquier *et al.*, 1970) ne sont jamais réalisées: les conditions initiales "d'injection du traceur" sur le bassin versant interviendront toujours dans la relation qui définit le débit. Autrement dit, l'intégration de ces variations dans le calcul de la décomposition nécessiterait l'utilisation d'une fonction de transfert du traceur, aussi complexe à déterminer que celles qui régissent les transferts d'eau au niveau du bassin versant (l'oxygène 18 obéissant aux mêmes lois de mouvements).

L'oxygène 18 et les traceurs chimiques (chlorure, sulfate et ARC+D) ont tout d'abord été utilisés pour la décomposition des hydrogrammes en deux pôles: eau "nouvelle" des précipitations et eau "préexistante" des nappes. Dans le cas des traceurs chimiques, cette dichotomie est possible si la signature initiale de l'eau "préexistante" est connue, sans quoi l'effet de dilution par les pluies antérieures ne peut être pris en compte.

Le nitrate, supposé conservatif à l'échelle d'une crue, a par la suite permis d'affiner la décomposition de l'hydrogramme par une séparation de l'eau "nouvelle" suivant deux origines géographiques: le plateau et les versants. Cette différenciation a pu être faite à la suite des épandages d'engrais au printemps.

La principale difficulté rencontrée dans la mise en oeuvre des décompositions à partir de ces traceurs chimiques et isotopique a été d'interpréter les pôles hydro-géochimiques en terme de processus d'écoulement. En effet, s'il a été assez aisé d'établir la correspondance entre eau "nouvelle" et ruissellement de surface, la distinction explicite des différentes formes de ruissellement s'est avérée impossible du fait de la similitude de leurs caractéristiques. Ces différents écoulements de surface ont pu être observés mais n'auront pu être quantifiés séparément.

La conductivité électrique, bien qu'elle ne soit pas conservative, est fortement corrélée spatialement au chlorure et au sulfate, et est très différente suivant qu'il s'agit de ruissellement ou des nappes. Elle permet d'obtenir des résultats de décomposition comparables à ceux des traceurs, et a donc été choisie pour le suivi continu d'un grand nombre de crues à l'exutoire. En outre, la mesure de ce paramètre physique s'est avérée précise, stable dans le temps et facile à mettre en oeuvre sur le terrain.

Les mécanismes de genèse des crues sur le bassin versant de Roujan

Typique du paysage viticole de la moyenne vallée de l'Hérault, le bassin versant de Roujan se caractérise par un découpage de sa surface en petites parcelles cultivées, un aménagement des versants en terrasses, un réseau hydrographique anthropique et des surfaces imperméabilisées par les chemins et les routes. Par ailleurs, ce site présente deux systèmes de nappes; l'un perché et temporaire sur le plateau (unité géomorphologique amont) l'autre permanent dans l'ensemble glaciaire-dépression (unités géomorphologiques aval).

Les sols présentent une mauvaise stabilité structurale de surface et une faible capacité d'infiltration (en particulier sur les versants), ce qui leur confèrent une grande sensibilité au ruissellement. Les mesures limnimétriques à l'échelle de la parcelle réalisées par l'unité de Science du Sol de l'INRA de Montpellier permettent en effet de détecter des écoulements de surface pour de faibles intensités de pluie. Le suivi des précipitations sur le bassin versant depuis 1992 a par ailleurs révélé un régime de pluies à fortes intensités et une irrégularité des apports (intra et interannuelle), ce qui est assez classique sous climat méditerranéen. Ces différents traits du milieu laissent *a priori* penser que les flux de surface sont dominants et que les écoulements internes interviennent peu lors des crues. Paradoxalement, les suivis piézométriques pendant les crues ont montré une recharge très rapide des nappes au point que, en période humide, le niveau de la nappe du système glaciaire-dépression atteint la surface du sol dès la montée des eaux dans le ruisseau. Face à ces observations, la question était de connaître

la hiérarchie de ces alimentations potentielles d'un point de vue chronologique et en terme de volume d'eau écoulé à l'exutoire.

Bien que les nappes répondent rapidement à l'impulsion des précipitations, le traçage a montré qu'elles contribuent peu à l'écoulement rapide de crue. Contrairement à la plupart des cas décrits dans la littérature, le ruissellement de surface est prépondérant. Lors des crues en période sèche, c'est-à-dire pour lesquelles la nappe ne contribue pas du tout, le ruissellement de surface est la seule composante de l'écoulement à l'exutoire. Lorsqu'en période humide la nappe intervient de façon non négligeable, sa contribution est en moyenne de 72 ± 10 %.

Le ruissellement de surface produit sur les parcelles et les zones imperméables est canalisé par le réseau d'assainissement agricole. En période sèche, une part de cet écoulement s'infiltré dans les fossés et participe à la recharge des nappes, tandis que le reste constitue l'onde de crue à l'exutoire. En période humide, les écoulements dans les fossés se propagent vers l'aval, chassent l'eau "préexistante" dans les collecteurs principaux de la dépression et mettent en charge la nappe du système glaci-dépression. Les échanges latéraux, favorisés par la macroporosité au niveau des berges, amortissent l'onde de crue et provoquent une élévation du niveau piézométrique. Dès lors que la nappe affleure en surface, elle sature les sols "par le bas" ce qui accroît leur sensibilité au ruissellement. En décrue, le rabattement de la nappe de la dépression à proximité du ruisseau (volume d'eau "nouvelle" infiltrée latéralement) s'opère assez rapidement. La nappe du plateau réagit plus tardivement. Rechargée par les précipitations, elle atteint son niveau maximum vers la décrue du ruisseau. L'élévation de son niveau piézométrique entraîne une extension des sources à surfaces variables (plan de suintement) en tête du thalweg principal qui contribuent au soutien du débit en fin de décrue. Une partie de ces écoulements amont s'infiltré dans les pertes des collecteurs et participe ainsi à la recharge de la nappe dans la dépression.

Trois types de ruissellement ont été observés:

- ↳ le *ruissellement hortonien (infiltration-excess overland flow)* sur les surfaces imperméables (routes et chemins) ainsi que sur les sols du plateau, des terrasses et du glaci,
- ↳ le *ruissellement de cappus (saturation excess surface runoff, Cappus, 1960)*, produit localement sur les mouillères en bordure de plateau et dans la dépression lorsque la nappe est sub-affleurante,
- ↳ le *ruissellement par exfiltration* de l'eau de nappe (*return flow*; Dunne et Black, 1970) qui s'observe au niveau des plans de suintement de la nappe en bordure de plateau.

Etant toutes les trois composées en majorité d'eau "nouvelle", ces différentes formes de ruissellement n'ont pu être quantifiées séparément par les méthodes de traçages. Enfin, les écoulements hypodermiques (*translatory flow*) ont été mis en évidence grâce à des dispositifs

de récupération sur les versants, mais n'interviennent pas significativement dans l'écoulement rapide de crue.

Enfin, le suivi continu d'une douzaine de crues à partir d'une variable indicative (la conductivité électrique) a permis de montrer le caractère général des processus contributifs mis en évidence et quantifiés par la décomposition chimique et isotopique de quelques hydrogrammes.

Implications environnementales et perspectives

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés à l'étude des processus hydrologiques responsables de la genèse des crues sur un bassin versant viticole. Les résultats obtenus sont importants au niveau environnemental car ils ont, par exemple, mis en évidence la possibilité d'un transfert de nitrate depuis les eaux souterraines nitrées en amont vers la nappe dénitrifiante du bas fond.

Par ailleurs, si les conditions géochimiques du milieu sont favorables au blocage de polluants métalliques tels que le cuivre dans les horizons superficiels des sols, permettant ainsi de limiter la pollution des eaux souterraines, le ruissellement de surface est quant à lui responsable (avec les précipitations) de l'érosion des sols, et par là même de l'exportation de ces micropolluants. En aval, suivant les conditions du milieu (force ionique, oxydo-réduction, pH), ils pourront être remis en solution.

La possibilité d'effectuer un suivi continu des crues par une variable indicative ouvre des perspectives en terme:

- ↳ de calcul du volume ruisselé à l'exutoire à l'échelle annuelle voire pluri-annuelle,
- ↳ de recherche d'une relation entre débit de ruissellement et débit solide à l'exutoire,
- ↳ de couplage avec un modèle hydrologique spatialisé,

Enfin, dans le cas du bassin versant de Roujan, la méthode de décomposition des hydrogrammes par traceurs chimiques devrait faciliter la recherche d'une procédure de transposition pour le changement d'échelle spatiale. Une façon de faire serait par exemple d'étendre progressivement les limites du bassin versant et d'analyser l'évolution des contributions relatives de chaque processus en relation avec les variations de surface des zones contributives.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdul A.S., Gillham R.W., 1989 - Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *J. Hydrol.* 112, p. 1-18.
- Airoldi, J.P. et deWerra D., 1993 - The burrow system of the fossorial form of the water vole (*Arvicola terrestris scherman Shaw.*) (Mammalia, Rodentia): an approach using graph theoretical methods and simulation models. *Mammalia*, 57, 3, p. 423-433.
- Al-Droubi, A., 1976. Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation - Modèle thermodynamique de simulation application aux sols salés du Tchad, Th. Doc. Sci., Univ. of Strasbourg, France, 177 pp.
- Alquier, M., Gruat J., Courtois G., Sauzay G., 1970 - La notion de "bon mélange" dans l'emploi des traceurs. Vitesse débitante et vitesse du centre de gravité d'un nuage de traceurs dans l'étude d'un écoulement. Ed. International Atomic Energy Agency, Isotope Hydrology 1970, Proceeding of a symposium, Vienne, p. 441-461.
- Ama, T.J., 1992. Etude morphologique des structures liées à la redistribution du fer et du manganèse en milieu calcaire. D.E.A. de Géosciences de l'Environnement, Université Aix Marseille III, 28 pp.
- Ambroise B., 1986 - Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin versant du Ringelbach à Soultzeren (Hautes-Vosges), France. In: Rentz O., Streith J. et Zilliox L., (eds) "Recherche sur l'environnement dans la région", Actes du premier Colloque Scientifique des Universités du Rhin supérieur, UP*P - Conseil de l'Europe, Strasbourg, 27-28/ /86, p. 620-630.
- Ambroise B., 1990 - Méthodes d'étude de la variabilité spatiale du cycle hydrique dans le petit bassin du Ringelbach. Actes Conf. Int. "Ressources en Eau en Régions Montagneuses", AIH-AIHS-EPFL, Lausanne (CH), 27/8-1/9/1990, Publ. AIHS, 193, p. 327-334.
- Ambroise, B., 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. Processus et modèles. Annuaire du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA. Dijon, 26-27/03/91. p. 1-33.
- Andrieux, P., Bouzigues, R., Joseph, C., Voltz, M., Lagacherie Ph. et Bourlet M., 1993. Le bassin versant de Roujan, caractéristiques générales du milieu, Documents internes de l'INRA, édité par l'INRA, Station de Science du Sol, Montpellier, France.
- Ascencio E., 1984 - Aspects climatologiques des départements de la région Languedoc-Rousillon. Monographie n°4. Ed. Météorologie Nationale, Paris, 94 pp.
- Atkinson, T.C., 1978. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. Extrait de: Hillslope hydrology, édité par M.J. KIRKBY ed. Wiley and sons, Chapitre III, p. 73-120.
- Barbiéro, L., 1994. Les sols alcalinisés sur socles dans la vallée du fleuve Niger - Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation, Th. Doc. Sci., Univ. de Rennes, France, 209 pp.
- Bariac, T., Millet A., Ladouche B., Mathieu R., Grimaldi C., Grimaldi M., Sarrazin M., Hubert P., Molicova H., Bruckler L., Bertuzzi P., Bes B., Gaudu J.C., Horoyan, J., Boulègue J., Jung F., Bonnell M., Balek J., Brunet Y., Bonnefond J.M., Tournebize R. et Granier A., 1993 - Décomposition géochimique des hydrogrammes de crue (bassins versants de la piste Saint-Elie, Guyane). Edité par Olivry J.C. et Boulègue J., Actes du colloque PEGI INSU-CNRS-ORSTOM, Paris, p. 485-505.

- Barnes C.J., Allison G.B., 1988 - Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.*, 100, p. 143-176.
- Barnes, B.S., 1939. The structure of discharge-recession curve. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 20, p. 721-725.
- Bazemore, D.E., Eshleman, K.N. et Hollenbeck, K.J., 1994. The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence, *J. Hydrol.*, 162, 47-75.
- Bermond A., 1989 - Localisation des métaux traces dans les sols: limitation des protocoles d'extractions séquentielles. In: *Trends in trace elements*. Edité par Gomez A., Bulletin of the FAO research network on trace elements, INRA-FAO, Versailles, France, p. 21-28.
- Betson, R.P., 1964 - What is watershed runoff ? *J. of Geophysical Research*, 68, 8, p. 1541-1552.
- Beven, K., 1989b - Interflow. In: U.J. Morel-Seytoux (Ed) "Unsaturated Flow in Hydrologic modeling - Theory and Practice", NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publ., 275, p. 191-219.
- Beven, K. et Germann, P., 1982 - Macropores and water flow in soils. *Wat. Res. Res.*, 18, 5, p. 1311-1325.
- Blavoux, B., 1978 - Etude du cycle de l'eau au moyen de ^{18}O et du ^3H . Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée, Th. Doc. Sci., Univ. of Pierre and Marie Curie, Paris, France, 333 pp.
- Boiffin, J., 1985. Stages and time dependency of soil crusting in situ, in *Assessment of soil surface sealing and crusting*, édité par F. Callebaut, D. Gabriels and M. de Boot, pp. 91-98, Flanders Research Center for Soil Erosion and Conservation, Ghent, Belgium.
- Boiffin, J., et Monnier, G., 1985. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall, in *Assessment of soil surface sealing and crusting*, édité par F. Callebaut, D. Gabriels and M. de Boot, pp. 91-98, Flanders Research Center for Soil Erosion and Conservation, Ghent, Belgium.
- Bonell, M., 1993 - Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* 150, p. 217-275.
- Bottomley, D.J., D. Craig et L.M. Johnson, 1984. Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in Canadian Precambrian Shield Watersheds, *J. Hydrol.*, 75, p. 1-26.
- Bourrié, G., 1976. Relation entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO_2 dans les eaux naturelles. *Science du sol*, 3, p. 141-159.
- Bourrié, G. et Lelong, F., 1990. Formalization of proton balances in elementary basins based upon the alkalinity concept and graph properties. *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements, the Water Cycle*, 193, p. 703 - 712.
- Bornand, M., Bonfils P. et Barthes J.P., 1991 - Carte des pédopaysages du Languedoc-Rousillon. Exemple de l'Hérault. INRA, UR Science du Sol, Montpellier.
- Cappus, P., 1960 - Bassin expérimental d'Aldrance. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, juillet-août 1960, n°A.
- Carte Géologique au 1/50 000 - Pézenas. Ed. BRGM, Orléans.

- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D. et Andersen, S., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - A step towards second generation acidification models, *J. Hydrol.*, 116, 307-320.
- Cornieles, M., 1997 - Etude des mécanismes de transfert d'eau, de matières dissoutes et particulaires dans un bassin versant du Rio Bocono (Andes Vénézuéliennes). Thes. Doc. Sci. de l'Université d'Avignon, en cours.
- Crouzet, E., Hubert, P., Olive, P., Siewertz, E. et Marce, A., 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.*, 11, 217-229.
- Debye, P., et Hückel, E., 1923. Zur theorie der electrolytes, *Phys.*, 24, 185-325.
- DeWalle, D.R. et Pionke H.B., 1994 - Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge: II. Stormflow periods. *J. Hydrol.*, 163, p. 23-42.
- Dosseur H., 1964 - Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin versant expérimental d'Aldrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique. Th. Doc. Sci., Univ. Montpellier-EDT, Montpellier, 178 pp.
- Dosso, M., 1980. Géochimie des sols salés et des eaux d'irrigation. Aménagement de la Basse Vallée de L'Euphrate en Syrie, Th. Doc. de l'Institut National Polytechnique, Toulouse, France, 1980.
- Dunne T., 1978 - Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Ed) "Hillslope Hydrology", Wiley-Interscience Publ., 227-293.
- Dunne T., Moore T.R., Taylor C.H., 1975 - Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid region. *Hydrol. Sci. Bull.*, XX, 3, p. 305-327.
- Dunne T., Black R.D., 1970 - An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*, 6, 2, p. 478-490.
- Durand P., Neal, C., Lelong, F. et Didon-Lescot, J.F., 1991, Hydrochemical variations in spruce, beech and grassland areas, Mont Lozere, southern France. *J. Hydrol.*, 129, p. 57-70.
- Durand, P., Neal, C. et Lelong, F., 1992. Anthropogenic and natural contributions of a mountainous area in the Cevennes National Park (Mont-Lozere, southern France). *J. Hydrol.*, 130, p. 71-85.
- Eaton, F.M., 1950. Significance of carbonates in irrigation water, *Soil Sci.*, 69, 123-133.
- Epstein, S. et Mayeda, T., 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213-224.
- Eshleman, K.N., Pollard, J.S. et O'Brien, A.K., 1993. Determination of contributing areas for saturation overland flow from chemical hydrograph separations, *Water Resour. Res.*, 29, 3577-3587.
- Favrot, J.C., 1992 - Recherches méthodologiques sur l'application de la méthode des Secteur de Référence au domaine agronomique. Cas de la diversification des cultures en Moyenne Vallée de l'Hérault. Rapport de synthèse, INRA et IGCS, INRA UR Science du Sol, Montpellier, 87 pp.
- Forceri, C., 1994 - Hydrochimie du bassin versant de Roujan-Fkux d'eau et d'éléments chimiques à l'échelle du bassin versant. Mémoire de DEA, Université d'Aix-Marseille III, 36 pp.
- Fritsch, J.M., 1992 - 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. Thes. Doc. Sci., Université de , France, 359 p.

- Fritz, B., 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Applications à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Th. Doc. Ing. de Strasbourg et Sci. Géol. Mém., 41, 152 p.
- Fritz, B., 1981. Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques, Sci. Géol., Mém., 65, 197 pp.
- Fritz P., Fontes J.C. (Eds) 1980 - Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1. The Terrestrial Environment. Elsevier, 532 pp.
- Gac, J.Y., Al-Droubi, A., Paquet, H. et Tardy Y., 1977. Chemical model for origin of elements in salts and brines during evaporation of waters: Application to some saline lakes of Tibesti and Chad, in 2nd Symposium on the Origin and Distribution of Elements, Pergamon, Tarrytown, N.Y., p. 149-158.
- Gac, J.Y., 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad, in Documents et Travaux de l'ORSTOM, édité par l'ORSTOM, 123, 251 pp.
- Garcia B., Laifa A., Djamaï R., Ribolzi O., Vallès V., 1994 - Caractérisation de l'anoxie des eaux de nappes et de solutions de sols, approche méthodologique et application à deux zones méditerranéennes. Communication présentée à l'ORSTOM - I.N.R.A. "Groupe de Réflexion sur l'Etude de la Solution du Sol en Relation avec l'Alimentation des Plantes", Montpellier, 15 septembre 1994, (FRA).
- Garcia, B., Vallès V. et Gamet R. - Relationships between the spatial distribution of the nitrogen forms and the environmental conditions in the Vistrinque aquifer in southern France. J. of Environ. Quality, soumis pour publication.
- Garrels R.M. et Christ L.C. 1965 - Solutions minerals and equilibria. Harper and Row, New-York.
- Gascuel-Oudou, C., Blanchard, J.P., Mérot, P., 1983. Essai de caractérisation globale et de modélisation du fonctionnement hydrique d'un petit bassin versant. Science du Sol, 1, p. 3-15.
- Gran, G., 1952. Determination of the equivalence point in potentiometric titration. Part II, Analyst, 77, 661-671.
- Gillham R.W., 1984 - The capillary fringe and its effect on water-table response. J. Hydrol., 67, p. 307-324.
- Gimeno-Serrano, M.J., 1991 - Ambiente geológico y caracterización del sistema geoquímico "Arroyo del Val". Relaciones entre fases minerales y especies en disolución. Thesis. Universidad Zaragoza (Spain), 183 pp.
- Giusti, L. et Neal, C., 1993. Hydrological pathways and solute chemistry of storm runoff at Dargall Lane, southwest Scotland. J. Hydrol., 142, p. 1-27.
- Gonzalez-Barrios, J.L., 1992. Eaux d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicaine: exemple dans la "Comarca Lagunera", Th. Doc. Sci., Université de Montpellier II, France, 316 pp.
- Gueddari M., Monnin C., Perret D., Fritz B. et Tardy Y., 1983 - Geochemistry of Brines of the chott el Jerid in Southern Tunisia - Application of Pitzer's Equations. Chemical Geology, 39, p. 165-178.
- Hardie, L.A. et Eugster, U.P., 1970. The evolution of closed-basin brines. Miner. Soc. Am. Spec. Publ., 3, p. 273-290.
- Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures, Amer. J. Sci., 267, 724-804.

- Helgeson, H.C., Jones, J.A., Mundt, T., Brown, T.H., Nigrini, A., Leeper, R.H. et Kirkham, D.H., 1971. PATH 1 and data bank PATDAT, in Comp. library H.G. HELGESON, program n°1000, U.C. Berkeley, USA.
- Hermann A., Finke B., Schöniger M., Maloszewski P., Stichler W., 1990 - The environmental tracer approach as a tool for hydrological evaluation and regionalization of catchment system. IAHS Publ., 191, p. 45-58.
- Hewlett J.D., 1961 - Soil moisture as source of base flow from steep mountain watershed. US Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, North Carolina.
- Hewlett J.D. et Hibbert, A.R., 1963. Moisture and energie conditions within a sloping soil mass during drainage. J. Geophys. Res., 68, 4, p. 1081-1087.
- Hewlett J.D. et Hibbert A.R., 1967 - Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In "Forest Hydrology", Sopper W.E. and Lull H.W. Ed., Pergamon, p. 275-290.
- Hooper, R.P. et Shoemaker, C.A., 1986. A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation, Water Resour. Res., 22, 1444-1454.
- Hooper, R.P., Christophersen, N. et Peters, N.E., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end members. An application to the Panola mountain catchment, Georgia, U.S.A, J. Hydrol., 116, 307-320.
- Horton J.H., Hawkins R.H., 1965 - Flow pass of rain from the soil surface to the water table. Soil Science, 1000, p. 377-383.
- Horton, R.E., 1933 - The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Amer. Geophys. Union, 14, p. 446-460.
- Howard, K. W. F., 1985. Denitrification in a major limestone aquifer. J. Hydrol., 76, p.265-280.
- Hubert, P., 1989. La séparation de l'hydrogramme. Apports des méthodes isotopiques, Hydrogéol., 3, 143-150.
- Hursh C.R., Brater E.F., 1941 - Separating storm hydrographs from small drainage areas into surface and sub-surface flow. Trans. Amer. Geophys. Union, 22, p. 863-870.
- Jeffrey, V., Turner, K., Duncan, K. et Macpherson, 1990. Mechanisms affecting streamflow and stream water quality : an approach via stable isotope, hydrochemical and time series analysis. Water Resour. Res., 26, 12, p. 3005-3019.
- Keller, C., Bourrié, G. et Vedy, J.C., 1987. Formes de l'alcalinité dans les eaux gravitaires influence des métaux lourds contenus dans des composts, Science du Sol, 25, 17-29.
- Ladouche, B., 1993 - Décomposition d'un hydrogramme de crue à partir de la méthodologie géochimique: le cas de petits bassins versants amazoniens. Mémoire de DEA de l'UPMC de Paris VI, 44 pp.
- Lambert, R., 1975. Recherches hydrologiques dans le Sud Est du bassin Garonnais. Thèse d'Etat, Université Toulouse I, t.I et II, 750 pp.
- Lastenet, R., 1994. Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques, Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif Ventoux (Vaucluse). Th. Doc., Université Avignon, pp. 239.
- Lelong, F., Dupraz, C., Durand, P., et Didon-Lescot, J.F., 1990. Effects of vegetation type on the biogeochemistry of small catchments (Mont Lozere, France). J. of Hydrol. 116, p.125-145.

- Lelong, F., Durand, P., Vannier, C., Guillet, B. et Rouiller, J., 1991. Importance de la rétention des ions sulfates dans les sols granitiques acides en région de moyenne montagne (Mont Lozère): relation générale avec le pouvoir tampon des sols. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 1991-1996, 1989.
- Léonard, J., 1994 - Variabilité spatiale de l'infiltration et dispositif de mesure du ruissellement sur le bassin versant viticole de Roujan. DEA National d'Hydrologie, Univ. Montpellier II, 35p.
- Leonard, J. et Andrieux P., 1996 - Spatial variability of infiltration on mediterranean vineyards in south of France. Soumis à Hydrological processes.
- Loye-Pilot, M.D. et Jusserand, C., 1990. Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen - Réflexions méthodologiques. Revue des Sciences de l'Eau, 3, p. 211-231.
- Madé, B., Clément A. et Fritz, B., 1990 - Modélisation cinétique et thermodynamique de l'altération : le modèle géochimique KINDIS. C R Acad. Sci. Paris, t. 310, Série II, p. 3136.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Willi, S. et Herrmann, A., 1983. Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data, J. Hydrol., 66, 319-330.
- Marc, V., 1994. Etude de la relation pluie-débit sur un bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau, doctoral thesis, Univ. of Avignon, 293 pp.
- Maillet, E., 1905. La vidange des systèmes de réservoirs. Ann. des Ponts et Chaussées. Mémoires et Documents, 21, série 8, 38 p.
- Mariotti, A., 1982. Apports de la chimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote. Thèse de doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 476 pp.
- Mariotti, A., 1986. La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification: une revue. J. Hydrol., 88, p. 1-23.
- Matsubayashi, U., Velasquez, G.T. et Takagi, F., 1993. Hydrograph separation and flow analysis by specific conductance of water, J. Hydrol., 152, 179-199.
- Maule, C.P. et Stein, J., 1990. Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater, Water Resour. Res., 26, 2959-2970.
- McDonnell, J.J., Bonell, M., Stewart, M.K. et Pearce, A.J., 1990. Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream hydrograph separation, Water Resour. Res., 26, 455-458.
- Mérot, Ph. et Morisson C., 1994. Identification des différentes composantes d'hydrogrammes de crue par un traceur isotopique en zone agricole sous climat océanique. "19èmes Journées du GFHN", Toulouse, 22 et 23 novembre 1994, (FRA).
- Mérot, Ph., 1988. Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. Hydrol. continent., 3, 2, p. 105-115.
- Mérot, Ph., Bourguet, M. et Le Leuch, M., 1981. Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18 mesure dans les pluies, le sol, le ruisseau. Catena, 8, 69-81.
- Meyboom, P., 1967 - Groundwater studies in the Assiniboine River drainage basin, Part II. Hydrologic characteristics of preatopytic vegetation in south-central Saskatchewan. Geol. Surv. Can., Bull., 139, p. 18-23.

- Molenat, J., 1994. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant agricole. D.E.A. National d'Hydrologie, Montpellier II, 83 pp.
- Monnier, G., 1984. Recherches sur la stabilité structurale, exemples d'application, in Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES 1934/1984, édité par CNRS, INRA, ORSTOM, MIDIST, 293-297.
- Monsley M.P., 1979 - Streamflow generation in a forest watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.* 15, p. 795-806.
- Morisson, C., 1994 - Décomposition d'épisode de crues d'un bassin versant agricole à l'aide de traceurs isotopiques et géochimiques. Mémoire de fin d'études de DAA de l'ENSA de Rennes, 60 pp.
- Michard, G. 1989 - Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Edité par Publisud , Paris, 355 pp.
- Millet, A., 1992. Hydrogrammes de crue et bilans isotopiques lors d'une déforestation. D.E.A. Géochimie fondamentale et appliquée. Univ. Paris VI. 33 pp.
- Nakamura, R., 1971. Runoff analysis by electrical conductance of water, *J. Hydrol.*, 14, 197-212.
- Neal, C., Neal, M., Warrington, A., Avila, A., Pinol, J. et Roda, F., 1992. Stable hydrogen and oxygen isotope studies of rainfall and streamwaters for two contrasting holm oak areas of Catalonia, northeastern Spain. *J. Hydrol.*, 140, p. 178.
- Norrström A.C., 1994 - Field measured redox potentials in soils at the groundwater-surface-surface water interface. *European Journal of Soil Science*, 45, p. 31-36.
- Ouard, S., 1994. Etude des mécanismes chimiques liés à la dénitrification dans un sédiment de la vallée de la Vistrinque (Gard). D.E.A. de Géosciences de l'Environnement, Université Aix Marseille III, 48 pp.
- Ogunkoya, O.O., et Jenkins, A., 1993. Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model, *J. Hydrol.*, 142, 71-88.
- Paces, T., 1986. Weathering and mass balance in small drainage basins: environmental applications in the bohemian massif (central Europe). *Sci. Géol., Bull.*, 39, 2, p. 131 - 150.
- Pearce, A.J., Stewart, M.K. et Sklash, M.G., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from ?, *Water Resour. Res.*, 22, 1263-1272.
- Penman, H.L., 1963 - Vegetation and Hydrology. Commonwealth Bureau of Soils Technical Communication No, Commonwealth Agricultural Bureaux, Farnham Royal, Bucks (UK), 124 pp.
- Pilgrim, D.H. , Huff, D.D. et Steele, T.D., 1979. Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff, *Water Resour. Res.*, 15, 329-339.
- Pinder, G.F. et Jones, J.F., 1969. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff, *Water Resour. Res.*, 5, 438-445.
- Pinol, J. et Avila, A., 1992. Streamwater pH, alkalinity, pCO₂ and discharge relationships in some forested Mediterranean catchments. *J. Hydrol.*, 131, p. 205-225.
- Pionke, H.B. et DeWalle, D.R., 1994 - Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge: II. Nonstormflow periods. *J. Hydrol.*, 163, p. 1-22..

- Pionke, H.B. et DeWalle, D.R., 1992. Intra and inter storm ^{18}O trends for selected rainstorms in Pennsylvania. *J. Hydrol.*, 138, p. 131 - 143.
- Prigogine I. et Defay R., 1950 - Thermo-dynamique chimique, Desoer, Liège, 1950.
- Probst, A., Fritz, B., Ambroise, B. et Viville, D., 1987. Forest influence on the surface water chemistry of granitic bassins receiving acid precipitation in the Vosges massif, France. Actes du colloques Hydrologie Forestière et Aménagement des Bassin Hydrologiques. Vancouver août 1987, 167, p. 109-120.
- Probst, A., Dambrine, E., Viville, D. et Fritz, B., 1990. Influence of acide atmosferic inputs on surface water chemistry and mineral fluxes in a declining spruce stand within a small granitic catchment (Vosges massif, France). *J. Hydrol.*, 116, p. 101-124.
- Probst, A., Viville, D., Fritz, B., Ambroise, B. et Dambrine, E., 1991. Hydrochemical budgets of a small forested granitic catchment exposed to acid deposition : the strengbach catchment case study (Vosges massif, France). *Water, Air, and Soil Pollution* (reçu pour publication)
- Probst, J.L. et Bazerbachi, A., 1986. Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol., Bull.*, 39, 1, p. 79 - 98.
- Probst, J.L., 1983. Hydrologie du bassin de la Garonne. Th. Doc. Sci., Université Paul Sabatier de Toulouse. 148 pp.
- Ribolzi, O., 1992. Dynamique des éléments majeurs et des métaux sur un petit bassin versant méditerranéen. D.E.A. de Géosciences de l'Environnement, Université Aix Marseille III, 50 pp.
- Ribolzi, O., Vallès, V. et Barbiero, L., 1993. Contrôle géochimique des eaux par la formation de calcite en milieu méditerranéen et en milieu tropical. *Arguments d'équilibre et argument de bilan, Science du Sol*, 31, 77-95.
- Ribolzi, O., Forceri, C., Vallès, V. et Bariac, T., 1994. Deconvolution of a flood hydrogramme by chemical and isotopic tracers from a Mediterranean vana yard watershed. Estimation of the inaccuracies. "19èmes Journées du GFHN", Toulouse, 22 et 23 novembre 1994, (FRA).
- Ribolzi, O., Forceri, C., Vallès, V., Bouzigues, R. et Roger, L., 1994. Study of quantitative and mineralogical variations of suspended matters in a mediterranean catchment during three successive floods. "19èmes Journées du GFHN", Toulouse, 22 et 23 novembre 1994, (FRA).
- Ribolzi, O., Vallès, V. et Bariac, T., 1996. Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride and oxygen 18 as hydrochemical tracers. *Water Resour. Res.*, 32, 4, p. 1051-1059.
- Robson, A. et Neal, C., 1990. Hydrograph separation using chemical techniques: an application to catchments in Mid-Wales, *J. Hydrol.*, 116, 345-363.
- Roche M., 1963 - Hydrologie de Surface. Gautier Villard, Paris.
- Rodhe, A., 1987 - The origin of streamwater traced by Oxygen-18. Uppslala Univ., Dept. Phys. Geogr. Div. *Hydrol., Report Series A No . Uppsala(S)*, 260 p.
- Salomons, W., et Forstner, U., 1980. Trace metal analysis on polluted sediments, part II: evaluation of environmental impact. *Envir. Techn. Letter*, vol. 1, p. 506-517.
- Scatchard, G., 1936. Concentrated solutions of strong electrolytes, *Chem. Res.*, 19, 309.

- Serpauí, B., Ai-Shukry, R., Casteignau, M. et Matejka, G., 1994. Adsorption des métaux lourds (Cu, Zn, Cd et Pb) par les sédiments superficiels d'un cours d'eau: rôle du pH, de la température et de la composition du sédiment. *Revue des Sciences de l'Eau*, 7, p. 343-365.
- Shanley, J.B. et Peters, N.E., 1988. Preliminary observations of streamflow generation during storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer, *J. Contam. Hydrol.*, 3, 349-365.
- Sklash, M.G., et Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff, *J. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Stumm, W., et Morgan, J.J., 1981. *Aquatic chemistry*, édité par Wiley-Interscience, New York, 780 pp.
- Tessier, A., Campbell P.G.C., Bisson M., 1979 - Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Anal. Chem.*, 51, 7, p. 844-851.
- Travi, Y., Lavabre, J., Blavoux, B. et Martin, C., 1994. Traçage chimique et isotopique (Cl^- , ^{18}O) d'une crue d'automne sur un petit bassin versant Méditerranéen incendié, *Hydrolog. Sci. J.*, 39, 605-619.
- Vallès, V., 1987. Modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux application au calcul des doses d'irrigation, *Sci. Géol., Mém.*, 79, 148 pp.
- Vallès, V. et Bourgeat F., 1988 - Geochemical determination of gypsum requirement of cultivated sodic soil. I. Development of the thermodynamic Model GYPSOL. Simulation of the irrigation water-soil chemical interactions. *Arid Soils Research and rehabilitation*. 2. 165-177.
- Vallès, V., Bertrand, R., Bourgeat, F. et N'diaye, M., 1989. Le concept d'alcalinité résiduelle généralisée et l'irrigation des sols sodiques, *Agron. trop.*, 44, 3, 157-163.
- Vallès, V., Pachepsky, Y.A. et Ponizovsky, A.A., 1991. Invariant criteria for irrigation water quality assessment in arid and semiarid regions. In: *Genesis and control of fertility of salt-affected soils*. ISSS Subcommission on salt-affected soils, All-Union Society of Soil Science, USSR, V.V. Dokuchaev Soil Institute. Moscow, p. 330 - 333.
- Vallès, V. et DeCockborne, A.M., 1992. Elaboration d'un logiciel de géochimie appliquée à l'étude de la qualité des eaux, in *Colloque altération et restauration de la qualité des eaux continentales*, edited by INRA Dossiers de la Cellule Environnement, Port-Leucate, France, 27-30.
- Van Beek, C. G. E. M., et Van Bremen, N., 1973. The alkalinity of alkali soils, *J. Soil Sci.*, 24, 129-136.
- Voltz, M. et Andrieux, P., (Eds.) 1993. Etude des flux d'eau et de polluants en milieu méditerranéen viticole: le programme Allegro-Roujan. Bilan des travaux 1992 et 1993 AIP "Valorisation et Protection des ressources en eau", INRA Montpellier, 21 pp.
- Voltz, M. et Andrieux, P., (Eds.) 1995. Etude des flux d'eau et de polluants en milieu méditerranéen viticole: le programme Allegro-Roujan. Bilan des travaux 1992 et 1993 AIP "Valorisation et Protection des ressources en eau", INRA Montpellier, 32 pp.
- Voltz, M., Andrieux, P., Bocquillon C., et Rambal S., 1994 - Le site atelier ALLEGRO Languedoc. Actes du Séminaire National hydrosystèmes, Paris 10-11 mai 1994. Edité par le CEMAGREF, pp. 121-129.
- Vorob'yeva, A., et Zamana, S.P., 1973. The nature of soil alkalinity and methods of determining it, *Pochvovedeniye*. 3, 134-139.
- Webb, J.A. et Sasowsky, I.D., 1994. The interaction of acid mine drainage with a carbonate terrane: evidence from the Obey River, north-central Tennessee, *J. Hydrol.*, 161, 327-346.

- Weizu, G., 1992. Challenge on some rainfall - runoff conceptions traced by environmental isotopes in experimental catchments. *Tracer Hydrology*, Höltz et Werner (eds), p. 397 - 403.
- Wels, C., Cornett, R.J. et Lazerte, B.D., 1991. Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol*, 122, p. 253-274.
- White, R. E., Dyson, J.S., Haigh, R.A., Jury W.A. et Sposito, G., 1986. A Transfer function model of solute transport through soil 2. Illustrative Applications, *Water Resour. Res.*, 22, 248-254.
- White, R. E., Dyson, J.S., Haigh, R.A., Jury, W.A. et Sposito, G., 1986 - A Transfer function model of solute transport through soil 2. Illustrative Applications. *Water Resour. Res.*, 22, 2, p. 248 - 254.
- Wicks, C. M. et Groves, C. G., 1993. Acidic mine drainage in carbonate terrains: geochemical processes and rates of calcite dissolution. *J. Hydrol.*, 146, p. 13-27.
- Whipkey, R.Z., 1965 - Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydr. Sci. Bull.*, 10, 2, p. 74 - 85.
- Zimmerman U., Munnich K.O., Roether W., Kreutz W., Schubach K. et Siegel O. - 1966 Tracers determine movement of soil moisture and evapotranspiration. *Science*, 152, p 346-347.

Annexe 1.1

Identification des traceurs chimiques naturels: l'approche par les équilibres thermodynamiques

D'une manière générale, l'approche thermodynamique (plus exactement l'étude des équilibres thermodynamiques) permet de prévoir l'évolution de la composition chimique d'une solution lors à la suite d'un changement des caractéristiques du milieu (phases solides, gaz...). L'objectif de ce paragraphe est de rappeler succinctement le principe des méthodes d'analyse des interactions eaux-roches à partir des équilibres thermodynamiques. Pour plus de détails concernant les fondements thermodynamiques de ces approches, le lecteur pourra se référer aux nombreuses références spécialisées sur ces questions (Prigogine et Defay, 1950; Garrels et Christ, 1965; Fritz, 1975; Stumm et Morgan, 1981; Michard, 1989).

A - RAPPELS THERMODYNAMIQUES

a) Notion d'activité

A partir des deux principes de la thermodynamique, dont le premier introduit la fonction d'état énergie libre et le second la fonction d'état entropie, la fonction d'enthalpie libre est définie comme suit:

$$G=U+pV-TS \quad (1.1.1)$$

G: enthalpie libre du système considéré

U: énergie libre du système considéré

p: pression du système considéré

V: volume du système considéré

T: température du système considéré

S: entropie du système

La principale propriété de cette fonction est de diminuer pour toute transformation spontanée à température et pression constantes. Pour un système comprenant plusieurs composés, le potentiel chimique (enthalpie libre molaire partielle) d'un de ses constituant *i* dans la phase φ du donnée est défini par:

$$\mu_{i\varphi} = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i} \right)_{T,P,n_{j \neq i}} \quad (1.1.2)$$

*$\mu_{i\varphi}$: potentiel chimique de l'espèce *i* dans la phase φ*

*n_i, n_j : nombre de moles des espèces *i* et *j* ($1 \leq i \leq n$)*

P, T: pression et température constantes

n_1, n_2, \dots, n_j : tous constants sauf n_i

Dans le cas d'un composé chimique dissous dans l'eau, si la solution aqueuse est très diluée et en l'absence de complexant, m dépend de la température, de la pression et de la concentration (molalité) du corps dissous:

$$\mu_i = \mu_{i(T,p)}^{\circ} + RT \ln m_i \quad (1.1.3)$$

$\mu_{i(T,p)}^{\circ}$: potentiel chimique standard à T et p
 R : constante des gaz parfaits
 T : température absolue
 m_i : molalité de l'espèce i (mol/kg d'eau)

Dans les solutions plus concentrées, la relation précédente n'est plus vérifiée. Un terme énergétique supplémentaire, traduisant les interactions entre l'espèce i et les autres constituants, doit être ajouté:

$$\mu_i = \mu_{i(T,p)}^{\circ} + RT \ln m_i + RT \ln \gamma_i \quad (1.1.4)$$

γ_i : coefficient d'activité de l'espèce i

ou bien:

$$\mu_i = \mu_{i(T,p)}^{\circ} + RT \ln a_i \quad (1.1.5)$$

a_i : activité chimique de l'espèce i , avec $a_i = \gamma_i m_i$

Dans le cas d'une solution très diluée, c'est-à-dire pour une force ionique au moins inférieure à 0,001, l'approximation $a_i \cong m_i$ (le coefficient d'activité tend vers 1) peut-être faite. Une telle situation se rencontre rarement dans les solutions naturelles, qui de plus contiennent un grand nombre d'espèces chimiques réparties dans différentes phases (liquide, solides et gaz) et susceptibles d'interagir entre elles; la notion d'activité chimique s'impose dans ce cas. Parmi les interactions possibles, on distingue généralement celles qui interviennent à longue distance telles que les phénomènes électrostatiques entre ions de celles qui surviennent dans les solutions très concentrées où les espèces dissoutes sont rapprochées (effets de polarisation, forces de Van des Waals...). Ainsi, le terme énergétique est-il habituellement décomposé:

$$\log \gamma = \log \gamma_{EL} + \log \gamma_{stat} \quad (1.1.6)$$

$\log \gamma_{EL}$: composante électrostatique liée aux interactions ioniques
 $\log \gamma_{STAT}$: composante regroupant les interactions à courte distance

Depuis des décennies, les chimistes et les thermodynamiciens travaillent à la mesure et à la modélisation des relations liant molalité et activité.

Dans les cas où la force ionique est inférieure à 1, le terme énergétique est généralement estimé à partir de la loi de Debye-Hückel (1923) étendue par la fonction de déviation de Scatchard (1936):

$$\log \gamma_{DH} = -\frac{A z_i^2 I^{0.5}}{1 + Bd I^{0.5}} + CI \quad (1.1.7)$$

γ_{DH} : coefficient d'activité de l'espèce i estimé par la loi de Debye-Hückel étendue

A et B : constantes de Debye-Hückel, caractéristiques du solvant et variant avec la pression et la température

z_i : valence de l'ion i

I : force ionique de la solution

d : paramètre de taille de l'ion i

C : constante pour les milieux dilués à température constante, fonction de déviation de Scatchard (écart à la loi de Debye-Hückel)

b) Produit de solubilité et produit ionique

Soit l'équilibre réversible correspondant à la réaction générale:



A l'équilibre, la loi d'action de masse impose la relation:

$$K_{(T,p)} = \frac{(C)_e^{\nu_C} (D)_e^{\nu_D}}{(A)_e^{\nu_A} (B)_e^{\nu_B}} \quad (1.1.9)$$

$K_{(T,p)}$: produit de solubilité, constante thermodynamique spécifique du minéral à la température et à la pression considérées

$(A)_e$, $(B)_e$, $(C)_e$ et $(D)_e$: activités à l'équilibre correspondant respectivement aux composés A , B , C et D

ν_A , ν_B , ν_C et ν_D : coefficients stoechiométriques correspondant respectivement aux composés A , B , C et D

$(\text{MINERAL})=1$ dans le cas d'un minéral pur et de taille infinie

La constante thermodynamique de l'équilibre considéré est déterminée en fonction de l'enthalpie libre standard de la réaction par la relation:

$$\Delta G_R'' = -RT \ln K_{(T,p)} \quad (1.1.10)$$

ΔG_R° : enthalpie libre standard de la réaction

L'enthalpie libre standard de la réaction représente la différence entre les enthalpies libres de formation des produits et des réactifs:

$$\Delta G_R'' = \nu_C \Delta G_f''\{C\} + \nu_D \Delta G_f''\{D\} - \nu_A \Delta G_f''\{A\} - \nu_B \Delta G_f''\{B\} - \Delta G_f''\{\text{MINERAL}\} \quad (1.1.11)$$

$\Delta G_f^\circ\{A\}$, $\Delta G_f^\circ\{B\}$, $\Delta G_f^\circ\{C\}$ et $\Delta G_f^\circ\{D\}$: enthalpies libres de formation correspondant respectivement aux composés A , B , C et D

Tant que l'équilibre n'est pas atteint, on considère le produit ionique du minéral:

$$Q_{(T,p)} = \frac{(C)^{v_c}(D)^{v_d}}{(A)^{v_a}(B)^{v_b}} \quad (1.1.12)$$

$Q_{(T,p)}$: produit ionique du minéral à la température et la pression considérées

Ce produit mesure l'état de saturation de la solution vis-à-vis du minéral. Trois cas peuvent être considérés:

$Q < K$ et la solution est sous-saturée par rapport au minéral

$Q > K$ et la solution est sursaturée par rapport au minéral (instable)

$Q = K$ et la solution et le minéral sont en équilibre

Ainsi, le calcul des activités des espèces aqueuses permet d'estimer les état de saturation des solutions par rapport aux minéraux dont on connaît le produit de solubilité (généralement fourni par les bases de données thermodynamiques). Dans la problématique qui nous intéresse, l'état de saturation doit permettre de déterminer les composés potentiellement réactifs suivant les conditions du milieu et des solutions mises en jeu.

B - MODELISATION DES INTERACTIONS EAU-ROCHE

Les modèles thermodynamiques se développent depuis le début les années 70. Dans la grande diversité des modèles existant, deux grands groupes peuvent être distingués:

- les modèles dits "d'association ionique" (Garrels et Christ, 1967; Helgeson, 1969; Fritz, 1976; Fritz, 1981; Vallès, 1987) reconnaissent de façon explicite les processus de formation de paires d'ions, ils s'adaptent bien au cas des solutions naturelles qui comportent des anions complexant mais présentent des faiblesses pour les fortes concentrations car ils sont basés sur la loi de Debye-Hückel.

- les modèles dits "d'interactions ioniques" (e.g., Gueddari *et al.*, 1983) reconnaissent des interactions diverses affectant les ions non appariés mais pas la formation de paires, s'adaptent bien au cas des saumures grâce à un jeu important de coefficients d'ajustement, mais présentent des faiblesses en présence de composés complexant.

Bien que les réactions mises en jeu dans les milieux naturels se situent rarement à l'équilibre thermodynamique, les modèles basés sur la notion d'équilibre donnent souvent des résultats proches de la réalité et sont d'un usage aisés (Stumm et Morgan, 1981). Aussi, le recours à un modèle cinétique (e.g., Madé *et al.*, 1990) ne semble pas justifié lorsqu'il s'agit d'identifier les principaux solutés impliqués dans les phénomènes d'interaction avec le milieu.

Annexe 1.2

Identification des traceurs chimiques naturels: l'approche par les diagrammes de concentration

L'approche par les diagrammes de concentration est surtout adaptée aux milieux où les solutions souterraines se concentrent par évaporation en dehors des périodes de crues (climats méditerranéens, arides...). Les mécanismes de contrôle des solutions s'expriment souvent lors de processus de concentration ou de dilution. D'où l'idée d'analyser en détails l'évolution du faciès chimiques des eaux lors de ces processus afin de détecter les mécanismes de contrôle (Al-Droubi, 1976; Gac, 1980; Fritz, 1981, Vallès, 1987; Ribolzi *et al.*, 1993) et en retour, d'en déduire les solutés non réactifs. Ce type d'étude repose généralement sur la construction et l'examen de diagrammes de concentration.

A - CONSTRUCTION DES DIAGRAMMES DE CONCENTRATION

Considérons la concentration d'une solution par évaporation, situation fréquente en zone méditerranéenne, un élément chimique contenu dans cette solution peut être pris comme traceur de ce processus si sa teneur est elle même contrôlée par ce processus (conformément à la définition d'un traceur parfait). La loi de concentration de l'eau peut s'écrire:

$$V_i = FC \cdot V_f \quad (1.2.1)$$

FC: facteur de concentration de la solution

V_i: volume de la solution avant concentration

V_f: volume de la solution après évaporation d'une fraction d'eau

Si le soluté est un traceur (T), sa teneur obéit nécessairement à la même loi soit:

$$[T]_i = FC \cdot [T]_f \quad (1.2.2)$$

[T]_i: concentration de la solution avant évaporation

[T]_f: concentration après évaporation d'une fraction d'eau

Le diagramme de concentration d'un soluté X, est la représentation de log([X]_f) en fonction de log(FC). Lorsqu'il s'agit d'un traceur, la relation théorique d'écoule de l'équation 1, elle correspond à une droite de pente 1 dont l'équation est:

$$\log([T]_f) = \log(FC) + \log([T]_i) \quad (1.2.3)$$

B - ESTIMATION DU FACTEUR DE CONCENTRATION

En pratique, dans les expériences d'évaporation en bac (Al-Droubi, 1976; Gac, 1980; Vallès, 1987; Barbiéro, 1994), le facteur de concentration est mesuré directement par pesée. Sur les sites naturels, il peut être estimé grâce à un traceur de référence R dont le caractère conservatif est vérifié dans le contexte étudié (Gac, 1980, Gonzalez-Barríos, 1992; Ribolzi *et*

al., 1993; Barbiero, 1994) (fig. 1.9). Dans ce cas, FC est estimé égal au rapport entre la teneur du traceur de référence dans l'échantillon (indice c) sur celle de la solution la plus diluée (indice d):

$$FC = [R]_c / [R]_d$$

(1.2.4)

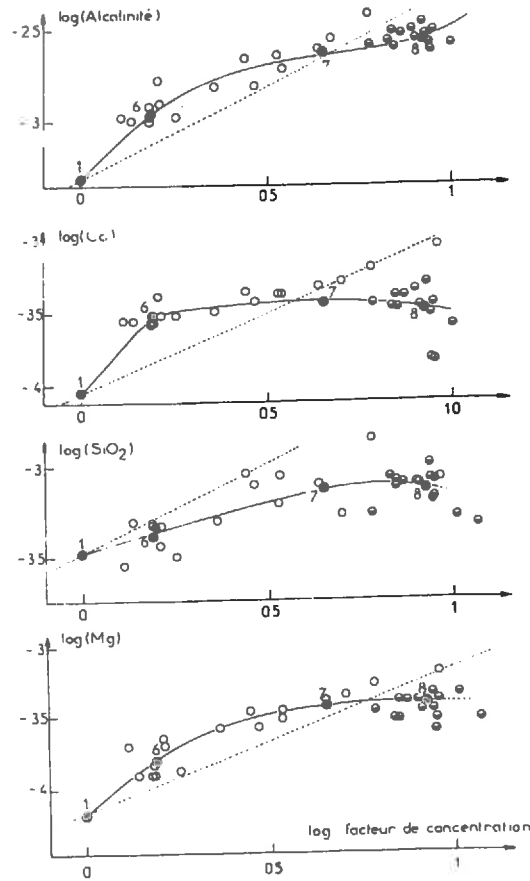


Figure 1.9. Diagrammes de concentration de plusieurs composés chimiques (Gac, 1980). Les prélèvements ont été effectués en plusieurs points dans l'espace et le facteur de concentration a été estimé à partir du sodium par le rapport $[Na^+]_c / [Na^+]_d$.

Annexe 1.3

Identification des traceurs chimiques naturels: le recours au concept d'alcalinité résiduelle généralisée

Face au petit nombre de paramètres conservatifs disponibles et à la nécessité de contrôler les résultats de décomposition en répétant les calculs avec différents traceurs, certains auteurs ont cherché à combiner des solutés contrôlés pour obtenir une grandeur conservative. L'alcalinité résiduelle, bien que calculée à partir de composés réactifs, répond à cette demande. En outre, il s'agit d'un argument de bilan ionique qui permet de diagnostiquer les contrôles géochimiques principaux.

Après quelques rappels théoriques, les propriétés du concept d'alcalinité résiduelle seront illustrées au travers d'un exemple correspondant au contexte de la zone d'étude.

A - DEFINITION ET PROPRIETES DE L'ALCALINITE

Par définition, l'alcalinité (Alc) est la somme algébrique des équivalents de cations conjugués de bases faibles et d'anions conjugués d'acides faibles (Stumm et Morgan, 1970; Bourrié, 1976, Bourrié et Lelong, 1990). Elle peut être positive, négative ou nulle et s'exprime en équivalent par litre de solution. Lorsqu'elle est positive, il s'agit de la capacité d'un système aqueux à neutraliser l'acidité (ANC, Acid-Neutralising-Capacity) (Stumm et Morgan, 1970). Dans de nombreuses solutions naturelles, la part de l'alcalinité carbonatée (Alc_C) liée aux anions HCO_3^- et CO_3^{2-} est la plus importante. Ces derniers peuvent former des paires d'ions avec les cations Na^+ , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} , l'alcalinité carbonatée peut s'écrire:

$$Alc_C = [HCO_3^-] + [NaHCO_3^0] + [KHCO_3^0] + [MgHCO_3^+] + [CaHCO_3^+] + \dots \\ + 2 [CO_3^{2-}] + 2 [NaCO_3^-] + 2 [KCO_3^-] + 2 [MgCO_3^0] + 2 [CaCO_3^0] + \dots \quad (1.3.1)$$

où les molalités sont représentées entre crochets. L'alcalinité totale équivaut à l' Alc_C à condition que les protons, les ions hydroxydes et la part d'alcalinité non carbonatée soient négligeables (Vorob'yeva et Zamana, 1984; Keller *et al.*, 1987). L'alcalinité totale est conservative dans le sens où elle n'est ni affectée par le gain ou la perte de CO_2 , ni par la dissolution ou la précipitation d'un sel d'acide fort ou de base forte (Bourrié, 1976; Stumm et Morgan, 1981). Elle peut cependant être modifiée par la précipitation ou la dissolution de sels d'acide ou de base faible (dissolution de calcite par exemple).

B - CONTROLES GEOCHIMIQUES DU CALCIUM ET DU MAGNESIUM

Dans les solutions naturelles, les interactions avec les minéraux sont les principaux contrôles qui s'exercent sur l' Alc_C et le calcium, la calcite étant le premier minéral concerné. Dans le cas du magnésium, certains minéraux carbonatés ou silicatés, peuvent avoir un rôle

prépondérant dans le contrôle de cet élément. Dans certains cas, les échanges de cations entre le complexe argilo-humique et la solution du sol interviennent de manière significative sur les concentrations du calcium et du magnésium.

C - DEFINITION ET PROPRIETES DE L'ALCALINITE RESIDUELLE

Nous venons de voir que les interactions avec certains minéraux peuvent affecter le caractère conservatif de l'alcalinité. Dans ce cas, il est possible d'avoir recours à l'alcalinité résiduelle issue du concept de carbonate résiduel de Eaton (1950). Cette grandeur, exprimée en équivalents/litre de solution (eq/l), a initialement été définie (Van Beek et Van Breemen, 1973) comme la différence entre l'alcalinité et les concentrations totales des cations divalents Ca^{2+} et Mg^{2+} . Pour chaque milieu naturel, une succession différente de minéraux peut intervenir, et une alcalinité résiduelle adaptée à chaque cas peut être définie (Al-Droubi, 1976). Dans la littérature, ce concept est généralement utilisé dans un but qualitatif, pour comprendre l'évolution du faciès chimique des solutions naturelles soumises à évaporation. Or, Vallès *et al.* (1991) ont souligné que cette grandeur était conservative en théorie. Ribolzi *et al.* (1993) ont confirmé cette propriété à partir de mesures dans des milieux naturels contrastés. Prenons par exemple l'hypothèse où la calcite et la dolomite sont les seuls minéraux à se dissoudre. L'alcalinité résiduelle calcite + dolomite (ARC+D) sera définie par la relation:

$$\text{ARC+D} = \text{Alc}_c - 2[\text{Ca}^{2+}] - 2[\text{Mg}^{2+}] \quad (1.3.2)$$

Dans l'exemple d'une eau de pluie (indice i) qui entre en contact avec un sol contenant de la calcite et de la dolomite, tant que les équilibres thermodynamiques ne sont pas atteints (indice e), ces deux minéraux vont se dissoudre. Cette dissolution entraîne une augmentation de l'alcalinité carbonatée et des concentrations en calcium et en magnésium, selon les équations:

$$\text{Alc}_{c, e} = \text{Alc}_{c, i} + \varepsilon \quad (1.3.3)$$

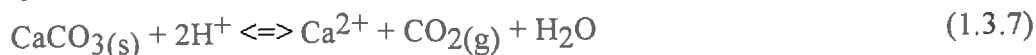
$$[\text{Ca}^{2+}]_e = [\text{Ca}^{2+}]_i + \alpha \quad (1.3.4)$$

$$[\text{Mg}^{2+}]_e = [\text{Mg}^{2+}]_i + \beta \quad (1.3.5)$$

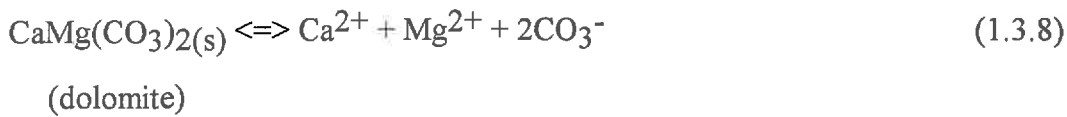
Où ε , α et β correspondent aux variations de concentrations. Selon les équations (2) et (3, 4 et 5), il vient:

$$\text{ARC+D}_e = \text{Alc}_{c, i} - 2[\text{Ca}^{2+}]_i - 2[\text{Mg}^{2+}]_i + \varepsilon - \alpha - \beta \quad (1.3.6)$$

Or, d'après la stoechiométrie des équilibres chimiques:



(calcite)



on a:

$$\varepsilon = \alpha_{\text{calcite}} + 2\alpha_{\text{dolomite}} \quad (1.3.9)$$

$$\alpha = \alpha_{\text{calcite}} + \alpha_{\text{dolomite}} \quad (1.3.10)$$

$$\beta = \alpha_{\text{dolomite}} \quad (1.3.11)$$

Il s'ensuit:

$$\varepsilon + \alpha + \beta = \alpha_{\text{calcite}} + 2\alpha_{\text{dolomite}} - \alpha_{\text{calcite}} - \alpha_{\text{dolomite}} - \alpha_{\text{dolomite}} = 0 \quad (1.3.12)$$

Où α_{calcite} et α_{dolomite} sont les variations de concentrations liées aux précipitations respectives de calcite et de dolomite, d'où l'égalité:

$$\text{ARC} + \text{D}_e = \text{ARC} + \text{D}_i \quad (1.3.13)$$

Ainsi, comme le montre l'équation (13), l'alcalinité résiduelle reste invariante malgré les dissolutions de calcite et de dolomite. Dès que la saturation avec la calcite est atteinte, si la solution se concentre par évaporation, la précipitation de ce minéral soustrait à la solution des quantités égales d'alcalinité carbonatée et de calcium. Quant à la dolomite, elle ne précipite que dans des cas rares pour les sols. Néanmoins, la teneur du magnésium est souvent contrôlée par les échanges cationiques entre les argiles et la solution (Vallès, 1987). Ainsi, lorsque la solution se concentre (indice f), le magnésium pénètre dans la capacité d'échange du sol, déplaçant le calcium qui précipite sous forme de calcite. Ces deux processus peuvent se traduire par les trois égalités:

$$\text{AR}_f = \text{FC} \cdot (\text{Alc}_{c, e} - \mu) \quad (1.3.14)$$

$$[\text{Ca}^{2+}]_f = \text{FC} \cdot [\text{Ca}^{2+}]_e \quad (1.3.15)$$

$$[\text{Mg}^{2+}]_f = \text{FC} \cdot ([\text{Mg}^{2+}]_e - \mu) \quad (1.3.16)$$

Où μ représente la variation de concentration du magnésium et de l'alcalinité, et FC est le facteur de concentration. Dans le cas du calcium, la précipitation d'un équivalent sous forme de calcite est compensée par la désorption d'un équivalent du complexe. La définition de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (2) et la différence entre (14), (15) et (16) permettent d'obtenir la relation:

$$\text{ARC} + \text{D}_f = \text{FC} \cdot \text{ARC} + \text{D}_e \quad (1.3.17)$$

Les égalités (2) et (17) montrent que l'alcalinité résiduelle se comporte comme un traceur quel que soit l'état de saturation par rapport à la calcite.

En résumé, l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite reste invariante malgré la précipitation et/ou la dissolution de calcite, la dissolution de dolomite et les échanges cationiques calcium/magnésium avec le complexe argilo-humique. Dans certains cas, la saturation avec d'autres minéraux calciques ou carbonatés est atteinte (1.3.1). Par exemple, si la saturation avec le gypse est atteinte après précipitation de calcite, il sera possible d'utiliser l'alcalinité résiduelle calcite + dolomite + gypse définie par:

$$ARC+D+G = Alc_c - 2[Ca^{2+}] - 2[Mg^{2+}] + 2[SO_4^{2-}] \quad (1.3.18)$$

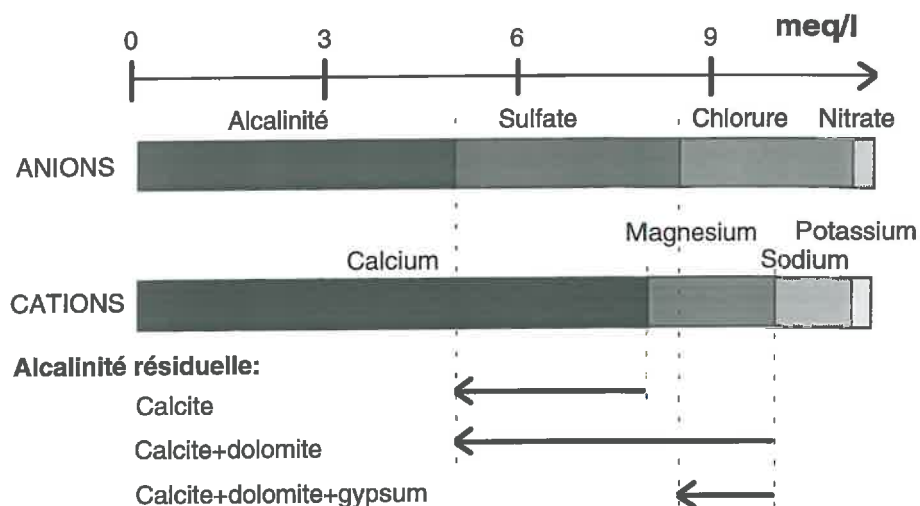


Figure 1.3.1. Exemples de généralisations de l'alcalinité résiduelle en fonction des interactions avec les minéraux.

Annexe 2.1.

Liste des crues de 1992 à 1994 et de leurs principales caractéristiques (Molenat, 1994)

No crue	Date	Qmax (l/s)	Pluie (mm)	Intensité Pluie Max (mm/h)	LE (mm)	LR (mm)	CR (%)	Taux de saturat° du sol (%)
1	24/05/1992	342.8	63.3	94.78	3.5	2.2	3.48	**
2	22/06/1992	149.6	24.7	18.27	1.2	0.32	1.30	**
3	01/07/1992	61	24.1	41.23	0.6	0.33	1.37	**
4	09/08/1992	**	37.3	77.17				**
5	09/09/1992	**	31.2	33.85				**
6	26/09/1992	**	63	77.7				**
7	09/10/1992	379	41.8	110.1	2.5	1.93	4.62	**
8	16/12/1992	141.6	56.5	36.56	4.1	2.78	4.92	**
9	15/03/1993	93	40.5	12.8	1.7	0.59	1.46	**
10	14/04/1993	84.51	32.5	75.65	1.7	0.58	1.78	**
11	24/04/1993	40.07	24.2	18.19	1	0.22	0.91	**
12	25/04/1993	97.38	13.2	18.64	1.5	0.6	4.55	**
13	27/04/1993	735.3	49.4	10.34	19.8	13.7	27.73	**
14	30/04/1993	658.7	22.5	28.45	7.6	5.27	23.42	**
15	10/05/1993	473.74	21.6	42.82	2.3	1.08	5.00	61.6
16	14/08/1993	22.14	24.5	107.38	0	0	0.00	10.0
17	09/09/1993	36.1	14.5	93.04	0.4	0.4	2.76	26.7
18	16/10/1993	310.4	44	35.09	2.1	2.1	4.77	45.9
19	28/10/1993	716.9	32.5	33.9	5.3	3.8	11.70	**
20	29/10/1993	900.5	67.8	41.12	21.4	18.11	26.71	**
21	01/11/1993	1196.4	113.6	29.16	49.5	36.8	32.39	**
22	04/11/1993(a)	372.5	16	17.98	5.1	2.1	13.13	84.0
23	04/11/1993(b)	145.95	9.2	6.02	3.4	0.55	6.00	**
24	24/11/1993	155.6	15.7	8.66	4.1	1.37	8.73	20.0
25	25/12/1993	39.21	12.4	8.25	0.7	0.6	4.84	17.9
26	14/02/1994	255.55	31.4	11.72	3.6	1.22	3.89	62.3
27	31/08/1994	542.3	37	115.44	1.2	1.2	3.74	4.5
28	08/09/1994	19.97	15.3	39.09	0.1	0.1	0.65	9.8
29	21/09/1994	115.22	30.9	20.06	0.7	0.7	2.27	14.9
30	22/09/1994	598.02	49.5	45.61	6	6	12.12	**
31	23/09/1994	857.58	43.8	66.68	7.5	7.5	17.12	**
32	29/09/1994	47.03	27.1	21.64	0.4	0.3	1.10	17.4
33	30/09/1994	704.11	20.3	37.56	5.1	4.9	25.10	**
34	10/10/1994	526.5	53.9	18.69	4	3.2	5.90	**
35	19/10/1994	1168.9	117.7	34.59	42.2	40.2	35.85	
36	04/11/1994	865.39	42.8	77.82	18.1	16.1	37.80	

** mesures non disponibles

Annexe 2.2.

Composition chimique des eaux de nappes prélevées dans les puits lors des campagnes de 1992 (Ribolzi *et al.*, 1993).

Ref.	Date	Alcalinité totale	CE	Eh	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Si _T
		meq/l	mS/cm	V									
H	25/02	3,915	1,193	n.a.	7,21	0,024	0,421	12,946	0,852	4,289	4,883	1,309	0,17
H	31/03	5,122	1,376	0,52	7,09	0,029	1,579	13,346	0,966	4,412	5,372	1,091	n.a.
H	22/04	4,971	1,429	0,48	7,18	0,028	1,028	14,950	0,982	4,835	5,835	1,427	n.a.
S	24/03	4,398	1,155	0,47	7,15	0,033	1,709	10,759	0,990	3,954	4,854	0,443	n.a.
J	25/02	6,292	0,947	n.a.	n.a.	ε	1,123	12,398	0,684	3,546	3,610	0,76	0,154
J	31/03	4,941	1,186	0,51	7,05	ε	1,200	12,196	0,743	3,827	4,724	0,722	n.a.
J	24/03	4,792	1,203	0,48	7,32	ε	1,066	12,993	0,737	4,106	5,043	0,883	n.a.
J	22/04	4,636	1,229	0,49	7,19	0,016	0,734	13,147	0,740	3,983	4,917	1,104	n.a.
E	13/02	4,917	0,720	n.a.	7,73	0,085	0,864	8,082	0,701	2,548	2,231	0,047	0,136
E	31/03	4,882	0,895	0,40	7,38	0,082	0,757	9,020	0,523	2,371	3,067	0,102	n.a.
E	22/04	5,034	0,923	0,39	7,53	0,072	0,462	9,833	0,527	2,428	3,142	0,296	n.a.
F	31/03	3,724	0,497	0,44	7,40	0,140	1,235	4,003	0,376	0,827	1,197	0,03	n.a.
F	24/03	3,171	0,493	0,44	7,76	0,146	0,488	4,099	0,409	0,800	1,151	0,036	n.a.
F	22/04	3,873	0,516	0,50	7,44	0,132	0,250	5,030	0,401	0,757	1,102	0,089	n.a.
V	24/03	3,905	1,003	0,32	8,15	0,111	1,459	5,921	3,144	2,947	3,740	0,059	n.a.
V	22/04	4,386	1,036	0,45	7,97	0,099	0,989	5,954	3,003	2,411	3,134	0,121	n.a.
C	13/02	4,645	0,716	n.a.	7,53	0,057	0,980	6,491	2,330	2,043	3,207	0,021	0,198
C	31/03	6,163	0,971	0,42	7,24	0,056	1,141	7,271	2,494	2,070	2,723	0,009	n.a.
C	24/03	6,080	0,980	0,36	7,57	0,050	1,076	7,321	2,556	2,131	2,792	0,012	n.a.
C	22/04	6,110	0,979	0,42	7,38	0,047	0,784	7,407	2,471	1,939	2,578	0,11	n.a.
D	31/03	5,666	0,517	0,41	7,08	0,029	1,151	3,772	2,975	0,945	1,327	0,014	n.a.
G	25/02	2,964	1,268	0,44	7,45	0,041	0,791	7,320	1,656	2,704	3,683	0,518	0,189
P	05/03	3,292	1,333	0,32	7,01	0,047	2,238	8,102	4,813	5,462	6,590	0,076	n.a.
Q	24/03	7,170	1,525	0,31	6,92	0,056	1,845	11,579	3,470	4,360	5,355	0,095	n.a.
Q	22/04	7,017	1,589	0,46	7,16	0,021	1,159	12,347	3,442	4,465	5,502	0,243	n.a.
U	24/03	7,458	1,415	0,43	7,03	ε	1,477	12,401	2,824	4,059	5,011	0,176	n.a.
U	22/04	6,030	1,446	0,39	7,11	0,010	1,179	11,208	2,712	3,922	4,867	0,316	n.a.
T	24/03	8,091	1,966	0,32	7,12	0,114	2,427	14,191	7,122	7,150	8,352	0,261	n.a.
T	22/04	7,808	1,961	0,32	7,09	0,113	1,915	11,637	6,804	5,580	6,680	0,405	n.a.
R	24/03	8,436	1,919	0,41	6,88	0,012	2,991	13,439	7,032	6,908	8,115	0,052	n.a.
R	22/04	7,345	1,951	0,47	6,90	0,017	1,888	14,302	6,179	6,835	8,014	0,193	n.a.
B	13/02	4,071	2,060	n.a.	7,65	0,093	4,222	14,343	8,705	10,974	12,247	0,151	0,16
B	25/02	3,017	1,943	0,37	7,71	0,071	4,138	13,744	8,051	10,409	12,483	0,129	0,155
B	31/03	5,651	2,370	0,42	7,27	0,091	4,262	17,233	9,460	12,213	13,436	0,127	n.a.
B	22/04	6,282	2,844	0,35	7,21	0,078	6,606	18,841	9,232	13,386	14,709	0,382	n.a.

n.a.: non analysé

ε: inférieur à la limite de détection

Annexe 2.3.

Composition chimique des prélèvements à l'exutoire lors de la crue du 14 avril 1993 (Ribolzi *et al.*, 1996).

Ref.	Heure	CE	Alcalinité	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
		TU	mS/cm								
1	12,40	1,110	5,324	7,52	0,013	1,32	8,248	2,107	2,676	3,594	0,052
2	18,77	0,863	4,884	7,69	0,052	0,83	7,660	2,079	2,346	3,167	0,075
3	18,83	0,790	3,889	7,72	0,082	0,87	6,507	1,598	2,111	2,980	0,087
4	18,87	0,567	1,816	7,71	0,065	0,69	4,130	1,003	1,897	2,141	0,084
5	18,95	0,420	1,551	7,67	0,075	0,47	3,074	0,670	1,228	1,422	0,088
6	19,03	0,359	1,302	7,72	0,147	0,38	2,570	0,461	0,817	1,343	0,097
7	19,12	0,411	1,297	7,65	0,175	0,41	2,882	0,532	0,835	1,771	0,100
8	19,17	0,441	1,471	7,64	0,189	0,40	3,390	0,639	0,958	2,093	0,105
9	19,20	0,325	1,021	7,90	0,217	0,29	2,457	0,337	0,563	1,590	0,136
10	19,23	0,299	0,970	7,94	0,189	0,27	2,262	0,264	0,479	1,384	0,149
11	19,25	0,277	0,891	8,05	0,173	0,26	2,186	0,236	0,486	1,339	0,145
12	19,27	0,285	1,253	8,13	0,157	0,16	2,297	0,235	0,377	1,068	0,135
13	19,28	0,272	1,133	8,14	0,170	0,24	1,981	0,207	0,326	1,036	0,123
14	19,33	0,264	0,926	8,17	0,150	0,23	2,160	0,223	0,459	1,248	0,143
15	19,37	0,284	1,213	7,97	0,121	0,26	2,191	0,239	0,538	0,899	0,154
16	19,40	0,293	1,179	7,89	0,137	0,30	2,635	0,285	0,735	1,424	0,132
17	19,45	0,279	1,147	7,63	0,117	0,27	2,302	0,221	0,601	1,014	0,154
18	19,48	0,280	1,186	7,63	0,136	0,28	2,338	0,214	0,579	1,058	0,153
19	19,55	0,310	1,126	7,84	0,002	0,24	2,418	0,222	0,599	1,054	0,147
20	19,67	0,298	1,142	7,82	0,017	0,42	2,355	0,216	0,610	1,111	0,160
21	19,73	0,305	1,117	7,80	0,199	0,37	2,320	0,226	0,621	1,241	0,160
22	19,83	0,316	1,232	7,75	0,206	0,32	2,471	0,277	0,655	1,257	0,151
23	19,95	0,337	1,533	7,72	0,223	0,23	2,774	0,306	0,597	1,262	0,144
24	19,98	0,348	1,659	7,56	0,228	0,26	2,901	0,342	0,638	1,309	0,143
25	20,05	0,318	1,203	7,39	0,219	0,37	2,407	0,309	0,720	1,252	0,143
26	20,23	0,365	1,393	7,44	0,223	0,42	2,445	0,310	0,682	1,226	0,138
27	20,32	0,397	1,557	7,35	0,229	0,48	2,925	0,398	0,894	1,505	0,129
28	20,40	0,430	1,753	7,44	0,211	0,52	3,250	0,518	0,974	1,654	0,142
29	20,65	0,519	2,138	7,40	0,209	0,58	3,571	0,588	1,067	1,744	0,116
30	20,88	0,638	2,842	7,38	0,188	0,71	4,497	0,853	1,326	2,086	0,108
31	21,00	0,679	3,251	7,35	0,161	0,71	5,200	1,061	1,556	2,236	0,106
32	21,15	0,706	3,541	7,35	0,140	0,74	5,586	1,151	1,587	2,411	0,096
33	21,42	0,699	3,722	7,38	0,110	0,72	5,746	1,224	1,669	2,319	0,090

Annexe 2.4.

**Résultats de calcul de spéciation (*option de calcul: composés majeurs seuls*)
obtenus à partir du logiciel AQUA (Vallès et De Cockborne, 1992).**

PRELEVEMENT A1

.1300000000E-04 | K
.1320000000E-02 | Na
.4123870000E-02 | Ca
.1053960000E-02 | Mg
.2676520000E-02 | Cl
.1797190000E-02 | SO4
.1000000000E-07 | Si

CONDITIONS GENERALES

Température d°Kelvin= 290.35 (17.20 d°Celsius)
pH= 7.52 Force ionique= .1647E-01
log10(pCO2)= -2.352 Alcalinité totale= .5418E-02
Alc. carbonatée= .5418E-02 Alc.OH= .2528E-06
acidité= .3359E-07

pQ	pKs	I.S.	Minéral
-8.19429	-8.37000	.175713	calcite CaCO3
-5.73889	-4.84000	-.898895	gypseCaSO4,2H2O
-8.96809	-1.52500	-7.44309	MirabiliteNa2SO4
-5.56686	1.58000	-7.14686	Halite NaCl
-8.00119	-4.00000	-4.00119	Quartz SiO2
-8.00119	-2.70000	-5.30119	Silice SiO2
-16.9477	-18.0000	1.05228	DolomiteCaMgCO32
-5.27555	-.388000	-4.88755	nahcolitheNaHCO3
-6.29928	-1.90600	-4.39328	EpsomiteMgSO4eau
-8.75343	-7.64000	-1.11343	Magnesite MgCO3
-.682190	31.0000	-31.6822	Sepiolite Si/Mg

RESUME

activite	log activite	espèce
.301995E-07	7.52000	H+
.444393E-02	-2.35223	CO2
.113644E-04	-4.94445	K+
.115305E-02	-2.93815	Na+
.224354E-02	-2.64907	Ca++
.619145E-03	-3.20821	Mg++
.235123E-02	-2.62870	Cl-
.814078E-03	-3.08933	SO4--
.284956E-05	-5.54522	CO3--
.996130E-08	-8.00168	H4SiO4

DISTRIBUTION DES ESPECES DISSOUTES

MOLALITE	ACTIVITE	Coef. d'activité	ESPECE
.335880E-07	.30199517E-07	.899116640	H+
.200468E-06	.17652226E-06	.880549768	OH-
.231472E-08	.20426890E-08	.882476828	HSO4-
.134231E-02	.81407767E-03	.606475474	SO4--
.519960E-02	.45982988E-02	.884356480	HCO3-
.465874E-05	.28495605E-05	.611659112	CO3--
.130661E-02	.11530510E-02	.882476828	Na+
.267617E-02	.23512335E-02	.878579941	Cl-
.100258E-04	.88588851E-05	.883610475	NaSO4-
.473802E-07	.41901010E-07	.884356480	NaCO3-
.129350E-04	.11364417E-04	.878579941	K+
.647974E-07	.57057310E-07	.880549768	KSO4-
.959986E-03	.61914506E-03	.644952471	Mg++
.165149E-04	.14573995E-04	.882476828	MgHCO3+
.440074E-07	.38835490E-07	.882476828	MgOH+
.358066E-02	.22435444E-02	.626572933	Ca++
.162613E-03	.14422264E-03	.886904987	CaHCO3+
.721999E-08	.63714708E-08	.882476828	CaOH+
.386964E-10	.34148672E-10	.882476828	H3SiO4+
1.74434	.99942992	.572955385	H2O
.996130E-08	.99613036E-08	1.00000000	H4SiO4
.444393E-02	.44439266E-02	1.00000000	CO2(g)
.153552E-03	.15399947E-03	1.00291374	H2CO3
.345021E-06	.34602658E-06	1.00291374	NaCl
.106264E-08	.10657320E-08	1.00291374	NaOH
.519818E-10	.52133309E-10	1.00291374	Na2SO4
.177505E-10	.17802251E-10	1.00291374	Na2CO3
.297291E-05	.29815748E-05	1.00291374	NaHCO3
.217525E-09	.21815906E-09	1.00291374	KCl
.201875E-11	.20246345E-11	1.00291374	KOH
.444880E-05	.44617641E-05	1.00291374	MgCO3
.729668E-04	.73179361E-04	1.00291374	MgSO4
.876613E-05	.87916761E-05	1.00291374	CaCO3
.371824E-03	.37290698E-03	1.00291374	CaSO4

Annexe 4.1

Analyse des erreurs de la méthode de décomposition

Pour pouvoir interpréter les résultats des décompositions d'hydrogrammes par traceurs, une analyse des erreurs de la méthode de décomposition s'impose. L'objectif est de déterminer si les variations de contributions des différents réservoirs est fiable.

A - CHOIX DE LA SIGNATURE DES POLES

Le ruisseau en crue apparaît comme un mélange entre l'eau nouvelle des précipitations et l'eau souterraine préexistante (la nappe de la dépression centrale). La signature de l'eau "nouvelle" a été estimée par la moyenne des prélèvements de ruissellement de surface, tandis que celle de l'eau préexistante est considérée comme étant celle de l'exutoire avant les crues. Le ruisseau draine la nappe avant la crue, il intègre la variabilité spatiale des concentrations révélée par les prélèvements du transect lors de la campagne de mars 1993. Cette remarque justifie *a priori* l'utilisation de la concentration initiale du ruisseau comme signature de la nappe. Concernant le choix du ruissellement moyen pour la signature chimique de l'eau nouvelle, il est motivé par le constat d'un léger enrichissement de la pluie lors de son cheminement en surface (tab. 4.1.1), sans doute en raison du mélange avec une petite proportion d'eau préexistante située dans les premiers centimètres en surface du sol. La teneur en chlorure augmente sensiblement, tandis que la composition isotopique du ruissellement suit celle de la pluie (fig. 4.1.1), à l'exception de trois échantillons (r1, rs1 et r35a) prélevés en bordure de plateau font exception, légèrement décalés par rapport à la valeur de la pluie, ils semblent contenir une petite proportion d'eau préexistante.

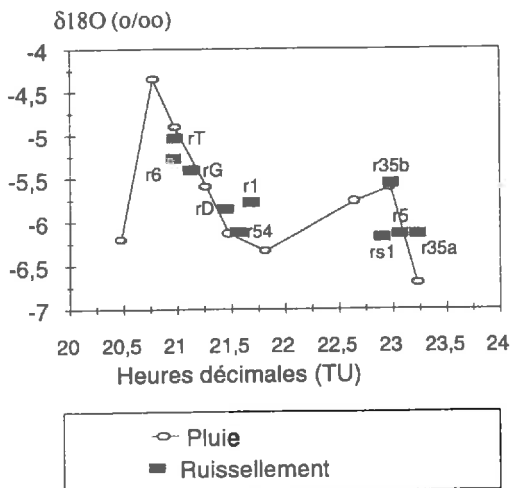


Figure 4.1.1. Signature isotopique des échantillons de ruissellement de surface prélevés lors de la crue du 15 avril 1993, et évolution temporelle de celle de la pluie.

Afin d'appréhender l'influence du choix de la signature des pôles sur le résultats de la décomposition, l'hydrogramme de la crue du 14 avril 1993 a été décomposé successivement à partir des quatre bipôles (fig. 4.1.2):

- ruissellement moyen-exutoire initial,
- ruissellement moyen-nappe moyenne,
- pluie-exutoire initial,
- pluie-nappe moyenne,

Tableau 4.1.1. Concentrations moyennes en chlorure dans la nappe de la dépression, le ruissellement, la pluie et le ruisseau avant les crues du 14 au 15 avril 1993.

(Cl ⁻) meq/l			
Eau préexistante		Eau nouvelle	
Ruisseau avant la crue	Nappe moyenne (n=29)	Ruissellement moyen (n=10)	Pluie moyenne (n=4)
2,57 ± 0,05	3,0 ± 0,5	0,4 ± 0,3	0,03 ± 0,01

Les résultats des décompositions à partir de la nappe moyenne sont identiques à ceux obtenus à partir de la concentration initiale du ruisseau. Etant donné la simplicité d'un prélèvement à l'exutoire par rapport à une campagne de d'échantillonnage de la nappe, le choix de la concentration initiale du ruisseau semble justifié. En ce qui concerne la dichotomie pluie-ruissellement, les débits de nappe apparaissent légèrement supérieurs (vers le pic de crue) dans le cas des décompositions à partir de la pluie moyenne. Ainsi, l'enrichissement en chlorure dans l'eau de pluie lors de son cheminement à la surface des sols, non pris en compte dans la décomposition à partir de la pluie moyenne, entraîne une petite surestimation de la contribution de la nappe. L'estimation de la signature chimique de l'eau nouvelle paraît également justifiée.

Débit (l/s)

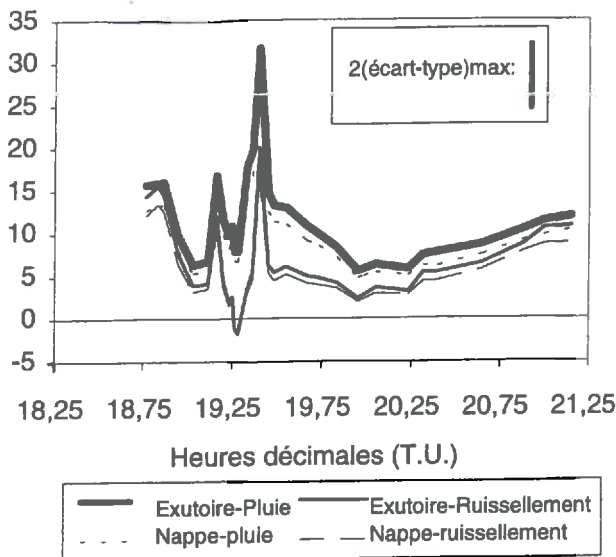


Figure 4.1.2. Evolutions temporelles du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe lors de la crue du 14 avril 1993. Les évolutions ont été estimées successivement en considérant quatre bipôles différents: exutoire-pluie, exutoire-ruissellement, nappe-pluie et nappe-ruissellement. Les signatures des 4 composantes figure dans le tableau .

B - PROPAGATION ET VARIATIONS DES ERREURS SELON LES TRACEURS

L'incertitude du débits des pôles contributifs présente plusieurs origines (erreurs de mesures, stabilité des traceurs...). L'objectif de ce paragraphe est d'étudier la composition et l'évolution de cette imprécision en période de crue. La part de l'erreur liée à un des paramètres d'entrée (débit et concentration à l'exutoire, signature des pôles), évaluée par une procédure de Monté Carlo (Bazemore *et al.*, 1994; Ribolzi *et al.*, 1994; Ribolzi *et al.*, 1996), est obtenue en considérant arbitrairement celle des autres comme nulle.

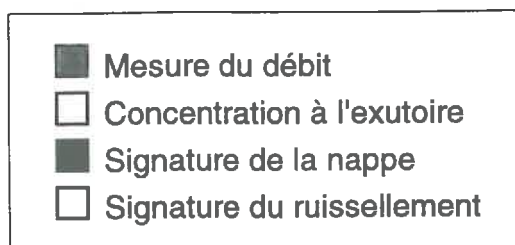
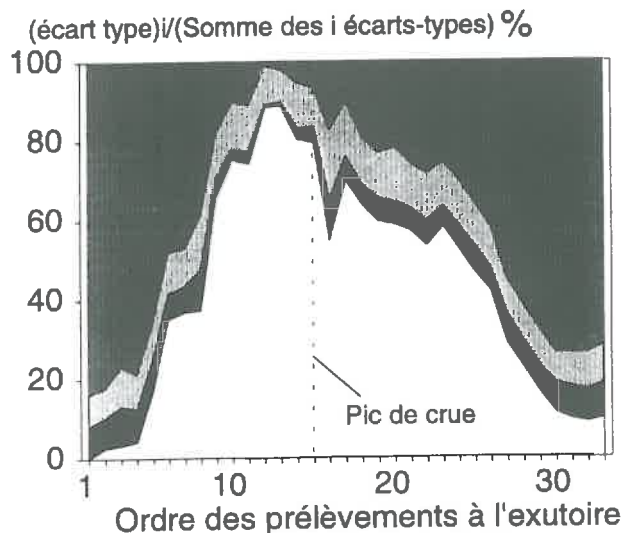


Figure 4.1.3. Variations temporelles de la part des termes du modèle à deux réservoirs dans l'erreur d'estimation du débit du ruisseau par la nappe en période de crue. Le cas de la crue du 14 avril 1993.

Ainsi, dans l'exemple de la crue du 14 avril 1993, la part des erreurs liées à la concentration à l'exutoire et à la signature de la nappe est minoritaire, elle est relativement stable tout au long de la crue (légère diminution de la part de la nappe à la pointe de débit). En début de crue, l'erreur revient principalement à la mesure du débit, elle diminue progressivement lors de la montée des eaux au profit de l'erreur liée à la signature du ruissellement (fig. 4.1.3), l'inverse se produit lors de la décrue. Comme nous allons le voir, l'imprécision liée à la signature du ruissellement s'accroît avec la participation de cet écoulement.

Tableau 4.1.2. Signature isotopique de l'exutoire avant la crue du 14 avril 1993 et évolution temporelle de la signature de la pluie (Ribolzi et al., 1996).

TEMPS (Heures)	PLUIE, $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Concentration \pm erreur analytique	HAUTEUR PRECIPITEE CORRESPONDANT A LA MESURE DU $\delta^{18}\text{O}$ (mm)	PLUIE, $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Moyenne incrémentée \pm erreur cumulée
18h50	$-6,91 \pm 0,1$	12,50	$-6,9 \pm 0,1$
19h02	$-5,71 \pm 0,1$	1,00	$-6,8 \pm 0,2$
19h10	$-5,60 \pm 0,1$	0,75	$-6,8 \pm 0,3$
19h18	$-5,29 \pm 0,1$	1,00	$-6,7 \pm 0,5$
12h40	NAPPE, $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Signature initiale du ruisseau \pm erreur analytique:		$-5,4 \pm 0,1$

Afin de vérifier la convergence des résultats, l'hydrogramme de la crue du 14 avril 1993 a été décomposé en deux pôles en utilisant successivement les traceurs chimiques et l'oxygène 18. Dans la décomposition par l'oxygène 18, les variations temporelles de la signature de la pluie sont prises en compte par la méthode de McDonnell (1990), c'est-à-dire en faisant une moyenne incrémentée de son $\delta^{18}\text{O}$, pondérée par les hauteurs précipitées correspondantes (tab. 4.1.2).

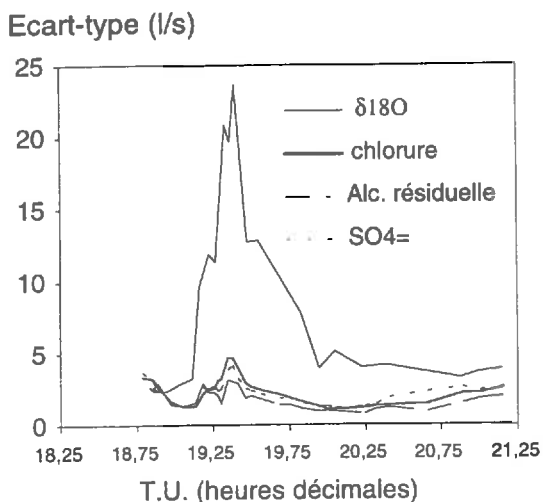


Figure 4.1.4. Comparaison de l'imprécision du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe dans le cas d'une décomposition par $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (d'après Ribolzi et al., 1996) et $\text{SO}_4^{=}$. Les écarts-types ont été calculés par une procédure de Monté Carlo.

La précision absolue des calculs de débit souterrain diffère en fonction des traceurs (fig. 4.1.4). Elle se maintient inférieure à 5 l/s dans les cas du chlorure du sulfate et de l'ARC+D, tandis qu'elle atteint 25 l/s avec l'oxygène 18. La différentielle logarithmique de l'équation (1.7)) permet d'expliquer l'origine des écarts de précision et leurs évolutions au cours de la crue (Marc, 1994). Les erreurs analytiques (ΔC_e , ΔC_n et ΔC_r) et l'écart $|C_n - C_r|$ diffèrent d'un traceur à l'autre.

Dans le cas de $\delta^{18}\text{O}$, bien que les différences entre la nappe et la pluie soient significatives, elles restent faibles, ce qui entraîne des imprécisions importantes sur le débit de la nappe. Quel que soit le traceur utilisé, l'erreur évolue suivant deux étapes (fig. 4.1.4); elle diminue de 5 à 2 l/s environ en début de crue, puis augmente jusqu'au débit de pointe du ruisseau. La première phase s'explique par l'augmentation de la précision sur la mesure du débit à l'exutoire ($\Delta Q_e'$) et la diminution du débit souterrain. Dans la deuxième phase, l'accroissement des erreurs s'explique par la réduction de $|C_e - C_r|$, l'augmentation de $|C_e - C_n|$ et les variations ponctuelles du débit souterrain. En décrue, les deux étapes surviennent en sens inverse.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1. Pluviométrie (en mm, de 6 à 6 heure T.U.) moyennes mensuelles et annuelles des stations de Gabian, Servian, Pézenas, St Geniès-le-bas et Gignac (Météo France, 1992).

Tableau 2.2. Pluviométrie printanière et automnale par rapport à la pluviométrie annuelle (Molenat, 1994).

Tableau 2.3. Moyennes mensuelles des températures (en °C, de 6 à 6 heure T.U.) minimales et maximales quotidiennes de la station de Servian (Météo France, 1992).

Tableau 2.4. Evapotranspiration Penman (mm). Moyennes mensuelles et écarts types (σ) calculés à partir des données de la station Météo France de Montpellier-Fréjorgues pour la période 1966-1990.

Tableau 2.5. Occupation des sols sur le bassin versant de Roujan en juillet 1993 .

Tableau 2.6. Analyses minéralogiques (diffractométrie de rayons X) réalisées sur les profils de sol 5 (glacis, substratum sablo-gréseux), 7 (terrasses) et 46 (plateau, dépôts villafranchiens) . [a.m.: argile micacée; +: minéral peu abondant; ++: minéral abondant; +++: minéral très abondant; g: minéral interstratifié gonflant; ?: présence possible; t: traces].

Tableau 2.7. Récapitulatifs des contributions annuelles de la pluie, de la lame écoulée à l'exutoire (LE) et de l'ETP concernant les cycles hydrologiques 1992-1993 et 1993-1994 (1 octobre au 30 septembre) (Molenat, 1994).

Tableau 2.8. Classification des crues en fonction de leur débit maximum (Molenat, 1994).

Tableau 2.9. Transmissivité, perméabilité et débit estimés de la nappe à l'exutoire du bassin versant .

Tableau 3.1. Variation temporelles de $\log(p\text{CO}_2)$ (Ribolzi et al., 1993) et de $\log(p\text{O}_2)$ estimées en deux points représentatifs des conditions du plateau et de la dépression

Tableau 3.2. Teneur en fer liée aux oxydes et oxyhydroxydes des matières en suspensions à l'exutoire lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994 (moyenne à partir de 11 échantillons), dans un échantillon de ruissellements de la dépression et sur le plateau.

Tableau 3.3. Spéciation du cuivre particulaire dans les matières en suspension prélevées à l'exutoire du ruisseau et dans le ruissellement de surface dans la dépression et sur le plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Tableau 3.4. Matrice des corrélations entre les concentrations totales des ions majeurs dissous, l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D) et la conductivité électrique (CE). Prélèvements dans la pluie, le ruissellement de surface et les nappes.

Tableau 3.5. Principales caractéristiques minéralogiques (diffractométrie X des poudres sur fraction totale) des matières en suspension dans le ruissellement de surface du plateau, des terrasses et de

l'ensemble glacis-dépression (Forceri, 1994). Les résultats semi-quantitatifs de ce tableau ont été déduits des abondances relatives des minéraux par rapport au quartz (bien représenté sur tout le bassin versant).

Tableau 4.1. Concentrations en chlorure, sulfate, alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D) et nitrate dans le ruissellement de surface (prélèvements effectués lors de ces crues) et le ruisseau avant les crues du 14 et 15 avril 1993.

Tableau 4.2. Valeurs de perméabilité des sols dans la dépression estimées par différentes méthodes.

Tableau 4.3. Concentrations moyennes en chlorure, sulfate et nitrate lors de la crue du 18 septembre 1995.

Tableau 4.4. Résumé des principales caractéristiques des crues analysées dans les paragraphes précédents (caractères gras) et à la reprise du cycle hydrologique 1995.

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Cheminements possibles pour les mouvements de l'eau dans un sol forestier peu profond avec présence de macropores (d'après Mosley, 1982).

Figure 1.2. Exemple de terrier de la forme fouisseuse chez le campagnol terrestre (*Arvicola terrestris* L.). — Segment de terrier, N: Nid, • cul-de-sac (d'après Airoidi et Werra, 1993).

Figure 1.3. Représentation schématique de l'effet de frange capillaire sur la contribution de la nappe à l'alimentation du ruisseau: (a) avant la pluie et (b) immédiatement après le début de l'averse (d'après Gillham, 1984).

Figure 1.4. Concept de source à surface variable (d'après Gascuel-Oudoux et al., 1983).

Figure 1.5. Fonctionnement des systèmes hydrologiques en relation avec le modelé et les conditions morpho-climatiques (d'après Dunne, 1978).

Figure 1.6. Découpage horizontal d'un hydrogramme de crue en trois composantes (modèle HYDEC, Probst, 1983) d'après le schéma de Probst et Bazerbachi (1986).

Figure 1.7. Evolutions temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ et de la concentration en chlorure des précipitations et du ruisseau sur un petit bassin versant forestier (d'après Bazemore et al., 1994)

Figure 1.8. Diagramme de mélange (End-Members Mixing Analysis) de la silice et du magnésium sur un petit bassin versant de montagne (d'après Hooper et al., 1990).

Figure 1.9. Evolution temporelle de la température et du débit du ruisseau sur un petit bassin versant méditerranéen (d'après Travi et al., 1994).

Figure 1.10. Décomposition géochimique (à partir du chlorure et de l'oxygène 18) d'un hydrogramme de crue sur un petit bassin versant forestier (d'après Bazemore et al., 1994). Estimation des imprécisions par une analyse de Monté Carlo et hypothèse d'un mélange à trois pôles; eaux "préexistantes" du sol (A), de la nappe (B) et eau "nouvelle" des précipitations.

Figure 2.1. Bassin versant de la basse vallée de l'Hérault. (D'après le catalogue des domaines hydrogéologiques Languedoc Roussillon - Midi Pyrénées. Agence de bassins Rhône - Méditerranée - Corse, 1983).

Figure 2.2. Coupe hydrogéologique type en travers de la vallée de l'Hérault .

Figure 2.3. Carte des formations géologiques du bassin versant de Roujan (d'après la carte géologique du BRGM, feuille de Pézenas au 1/5000, limites adaptées par C. Joseph, LHM, Université Montpellier II) (INRA, Science du Sol, Montpellier).

Figure 2.4. Coupe schématique montrant la répartition des principales formations géologiques présentes sur le bassin versant de Roujan .

Figure 2.5. Unités géomorphologiques du bassin versant de Roujan (INRA, Montpellier, Science du Sol).

Figure 2.6. Parcellaire, routes et chemins sur le bassin versant de Roujan (INRA, Montpellier, Science du Sol).

Figure 2.7. Pluie et débit journaliers à l'exutoire du bassin versant de Roujan de 1993 à 1995.

Figure 2.8. Suivi des niveaux piézométriques sur le plateau, le glacis et la dépression du 15 octobre 1992 au 3 avril 1995.

Figure 2.9. Localisation des équipements hydrométéorologiques et du dispositif de suivi de la conductivité électrique.

Figure 2.10. Localisation des points de prélèvement dans les nappes et le ruissellement de surface lors des campagnes de 1992 et 1993.

Figure 2.11. Localisation des points de prélèvements des écoulements dans le réseau hydrographique et des zones d'exfiltration avant les averses. Crue du 14 au 15 avril 1993.

Figure 2.12. Localisation des points de prélèvements lors des crues du 2 au 5 novembre 1994 (a). Schéma du dispositif de mesure piézométrique et d'échantillonnage de la nappe de la dépression: vue de dessus (a) et vue en coupe verticale (b).

Figure 3.1. Relation entre la conductivité électrique (CE) à 25°C et la charge totale dissoute (CTD) mesurées dans la pluie (■), le ruissellement de surface (●), la nappe du plateau (o) et la nappe de l'ensemble glacis-dépression (+).

Figures 3.2. Diagrammes de Piper (a) de la pluie (■), du ruissellement de surface (●) et des nappes (+), (b) ainsi que dans le ruisseau (0) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Figure 3.3. Diagrammes de Stabler: distribution des ions majeurs dans la balance ionique. Exemples de deux solutions prélevées dans les nappes du plateau et de la dépression.

Figures 3.4. Distributions spatiales (22 Avril 1992) de $\log(pCO_2)$ (a) (Ribolzi et al., 1993) et de $\log(pO_2)$ (b) estimées. Sont inclus la localisation de trois profils pédologiques représentatifs dans la dépression (P1), sur les terrasses (P2) et sur le plateau (P3).

Figure 3.5. Distribution spatiale de $\log(pO_2)$ estimés suivant un transect dans la nappe de la dépression (7 mars 1993).

Figure 3.6. Profils de $\log(pO_2)$ équilibrante dans une zone de mouillère (P2) sur les terrasses (parcelle aw16b, profil pédologique55).

Figures 3.7. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec le gypse (a et b). Pluie (■), ruissellement de surface (●) nappes (+) et ruisseau (0) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Figure 3.8. Diagramme de concentration du sulfate. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Figures 3.9. Diagrammes de concentration de l'alcalinité carbonatée (a) et du calcium (b). pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+)

Figure 3.10. Diagramme de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la calcite. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Figure 3.11. Diagramme de concentration du magnésium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+)

Figures 3.12. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la dolomite (a et b). Pluie (■), ruissellement de surface (●) nappes (+) et ruisseau (0) durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Figure 3.13. Diagramme de concentration du potassium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Figure 3.14. Diagramme de concentration du sodium. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Figure 3.15 Diagramme de concentration de la silice dissoute. Ruissellement de surface (●) et nappe d'eau souterraine (+).

Figures 3.16. Diagramme de concentration de l'alcalinité résiduelle calcite (a) (Ribolzi et al., 1993), calcite+dolomite (b) (Ribolzi et al., 1996) et calcite+dolomite+gypse (c).

Figure 3.17. Diagramme de concentration du nitrate. Pluie (■), ruissellement de surface (●) et nappes d'eaux souterraines (+).

Figure 3.18. Séquence des principaux processus redox à pH 7 dans les système naturels (d'après Stumm et Morgan, 1981), et potentiels d'oxydoréduction des nappes de la dépression, sur les pentes et sur le plateau.

Figure 3.19. Diagramme Eh-pH de l'azote sans N₂ des prélèvements dans la nappe du plateau (+), la nappe de l'ensemble glacis-dépression (o) et une mouillère en amont de versant (X)

Figure 3.20. Relation entre la composition isotopique du nitrate et le logarithme de leur concentration (meq/l) en nitrate dans des échantillons de la nappe de la dépression (prélèvements du 27 janvier 1994).

Figure 3.21. Diagramme de concentration du fer. Ruissellement de surface (●) nappes (+).

Figure 3.22. Diagramme Eh-pH des espèces dissoutes du fer. Nappe de l'ensemble glacis-dépression (o), versants aménagés en terrasses (X) et nappe du plateau (+).

Figures 3.23. Diagramme de saturation par rapport aux équilibres théoriques avec l'hématite et la goethite (a) et la sidérite (b). Prélèvements dans les nappes lors des campagnes de 1992.

Figure 3.24. Diagramme de concentration du cuivre. Ruissellement de surface (●) et nappes (+).

Figures 3.25. Diagrammes de saturation par rapport aux équilibres théoriques avec la ténorite (a) et l'azurite (b). Prélèvements dans les nappes lors des campagnes de 1992.

Figure 3.26. Premier plan de l'analyse factorielle des correspondances appliquée à quelques prélèvements de ruissellement de surface (●) et aux prélèvements dans les nappes (+). Le ruissellement sur Villafranchien n'a pas été pris en compte dans le calcul de l'analyse.

Figure 3.27. Distribution spatiale des caractéristiques chimiques et isotopique du ruisseau au niveau de ses collecteurs principaux (C, C1, C2 et C3) lors de la décrue du 15 avril 1993 (voir la figure 2.10 pour la localisation des collecteurs).

Figures 3.28. Distributions spatiales du $\delta^{18}O$ et des concentrations en chlorure, sulfate, nitrate et potassium dans la nappe de la dépression suivant un transect réalisé le 7 mars 1993 (voir la figure 2.10 pour la localisation du transect). Prélèvements effectués tous les 10 m (a) et tous les mètres (b).

Figure 3.29. Histogramme des fréquences des teneurs en chlorure dans la nappe de la dépression. Prélèvements effectués suivant un transect lors de la campagne du 7 mars 1993.

Figure 3.30. Evolution temporelle de la température du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Figure 3.31. Evolution temporelle de la pCO_2 estimée du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Figure 3.32. Diagrammes de saturation par rapport à l'équilibre théorique avec la calcite. Prélèvements dans le ruisseau durant la crue du 14 au 15 avril 1993.

Figure 3.33. Evolution temporelle des teneurs en magnésium, nitrate et potassium du ruisseau lors des trois pics de débit (A, B et C) des crues du 14 et 15 avril 1993.

Figure 3.34. Relation débit-concentration du magnésium et du nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 14 avril 1993. Les concentrations sont rapportées à la valeur de l'exutoire avant la crue (indice o).

Figure 3.35. Exemples de diffractogrammes de rayons X (poudre sur fraction totale) obtenus à partir des matières en suspension extraites d'échantillons de ruissellement de surface sur les terrasses et le plateau (prélèvements lors de la crue du 15 avril 1993) (d'après Ribolzi et al, 1994).

Figure 3.36. Evolutions temporelles du rapport Dolomite/Quartz (D/Q) et de la teneur en fer liée aux oxydes et oxy-hydroxydes de fer (amorphes et cristallisés) ($[Fe]_{ox}$) dans les matières en suspension à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 3.37. Evolution temporelle de flux de matières en suspensions (M.E.S.) des teneurs du cuivre lié aux oxydes ($[Cu]_{ox}$) et du cuivre lié à la matière organique ($[Cu]_{mo}$) lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.1. Hydrogramme et hiétoGramme enregistrés à l'exutoire du bassin versant lors des crues du 14 au 15 avril 1993.

Figure 4.2. Comparaison des concentrations en chlorure, potassium et du $\delta^{18}O$ (valeur moyenne de la pluie = -6,1 ‰) avant, pendant et après les crues du 14 et 15 avril 1993, au niveau de quatre exutoires de réseau de drainage enterré: sur le plateau (d2), les versants (d4) et la dépression centrale amont (d1) et aval (d3).

Figure 4.3. Relations débit-concentration de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (ARC+D), du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors des trois pics (A, B et C) des crues du 14 au 15 avril 1993. Les concentrations ont été rapportées à la valeur initiale du ruisseau avant la crue (indice 0) pour faciliter la comparaison des différents diagrammes.

Figure 4.4. Relations entre les traceurs chimiques pris deux à deux à l'exutoire du bassin versant lors des crues du 14 et 15 avril 1993. Droites de mélange (—) entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression (ruisseau avant la crue). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à l'écart-type autour de la moyenne pour le ruissellement.

Figure 4.5. Evolutions temporelles du $\delta^{18}O$ du ruisseau, de la pluie et du $\delta^{18}O$ moyen de la pluie cumulé et pondéré par les hauteurs précipités. Crues du 14 et du 15 avril 1993.

Figure 4.6. Diagrammes de mélange (End-Member Mixing Analysis) des 3 pôles: nappe de la dépression (1 et 4), ruissellement de surface "proche" (versants et dépression) (2) et plateau (3).

Figure 4.7. Evolution temporelle du débit d'alimentation du ruisseau par la nappe lors de la crue du 14 avril 1993 (d'après Ribolzi et al., 1996). Hypothèse d'un mélange bipolaire entre la nappe et le ruissellement de surface. Décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure (a), de l'alcalinité résiduelle calcite+dolomite (b) et du $\delta^{18}O$ (c).

Figure 4.8. Décomposition des hydrogrammes des crues du 14 au 15 avril 1993 à partir des concentrations en chlorure. Hypothèse d'un mélange bipolaire entre le ruissellement et la nappe.

Figure 4.9. Décomposition des hydrogrammes des crues du 14 et 15 avril 1993 à partir du chlorure et du nitrate. Hypothèse d'un mélange tripolaire entre la nappe de la dépression, le ruissellement de surface "proche" (versants et dépression) et le plateau (nappe et ruissellement de surface).

Figure 4.10. Evolution temporelle du rapport dolomite/quartz (D/Q) et de la contribution du ruissellement de surface proche (décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure et du nitrate) lors de la crue du 14 avril 1993.

Figure 4.11. Hydrogramme et hiétoigramme enregistrés à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994 (intensité des pluies calculées sur pas de temps de 5 minutes).

Figure 4.12. Comparaison des mesures obtenues à partir des 3 pluviographes P3, P4 et P5 lors des averses du 2 novembre 1994.

Figure 4.13. Hydrogrammes et hyétoigrammes des parcelles expérimentales aw6 (non travaillée) et aw54 (travaillée) enregistrés le 2 novembre 1994 (intensité des pluies calculées sur pas de temps de 5 minutes).

Figure 4.14. Evolution de la profondeur piézométrique des nappes lors de la crue du 2 au 3 novembre 1993.

Figure 4.15. Variations temporelles des teneurs du chlorure et du nitrate à l'exutoire de la parcelle expérimentale aw54 le 2 novembre 1994.

Figure 4.16. Evolution temporelle du $\delta^{18}O$ (erreur analytique = 0,1 ‰) de la pluie et de l'écoulement à l'exutoire de la parcelle expérimentale aw54 le 2 novembre 1994.

Figure 4.17. Relations débit-concentration du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994. Concentrations rapportées à la valeur initiale (indice 0).

Figure 4.18. Relation entre les teneurs du chlorure et en sulfate à l'exutoire du bassin versant (●) lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994. Droite de mélange (—) entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression (concentration initiale de l'exutoire). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à \pm l'écart type autour de la moyenne pour le ruissellement. La signature moyenne de ces deux pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

Figure 4.19. Evolution temporelle de la teneur du nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 2 au 3 novembre 1994.

Figure 4.20. Exemple de diagramme de mélange (End Member Mixing Analysis) à partir chlorure et le nitrate (●), entre les trois pôles: nappe de la dépression (1), ruissellement de surface des versants (2) et plateau (3). La taille des croix, centrées sur la signature des pôles, correspond à l'erreur analytique pour la nappe et à \pm l'écart type autour de la moyenne pour le ruissellement et l'exutoire du plateau. La signature des trois pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

Figure 4.21. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 2 au 3 novembre 1994 à partir des concentrations du chlorure. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression.

Figure 4.22. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 2 au 3 novembre 1994 à partir du chlorure et du nitrate. Hypothèse d'un mélange entre la nappe de la dépression, le ruissellement de surface sur les versants et le plateau (ruissellement et nappe).

Figure 4.23. Comparaison des mesures obtenues à partir des 3 pluviographes P3, P4 et P5 lors de l'événement du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.24. Hydrogramme et hyétogramme de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.25. Evolution des profondeurs piézométriques des nappes, dans la dépression (en amont et en aval) et sur le plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.26. Hydrogrammes et hyétogrammes des parcelles expérimentales aw6 (non travaillée) et aw54 (travaillée) enregistrés lors des événements du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.27. Variations temporelles des concentrations du Cl^- , du $\text{SO}_4^{=}$ (a) et du $\delta^{18}\text{O}$ (b) à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.28. Relations débit-concentration du chlorure et du sulfate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Les concentrations sont rapportées à la valeur initiale du ruisseau avant la crue (indice 0).

Figure 4.29. Relation entre la concentration en chlorure et en sulfate des prélèvements à l'exutoire du bassin versant (●) lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Droite de mélange théorique (—) entre le ruissellement moyen et la nappe de la dépression (concentration initiale de l'exutoire). La taille des croix correspond à l'erreur analytique pour l'exutoire et à l'écart type pour le ruissellement. La signature moyenne de ces deux pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

Figure 4.30. Evolution temporelle de la concentration en nitrate à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 4 au 5 novembre 1993.

Figure 4.31. Diagramme de mélange des 3 pôles: nappe de la dépression (1), ruissellement de surface (toutes origines géographiques confondues) (2) et nappe du plateau (3). Crue du 4 au 5 novembre 1994. La signature des trois pôles est calculée à partir de prélèvements effectués lors de cette crue.

Figures 4.32. Variations des concentrations en chlorure et sulfate (a) et évolution du $\delta^{18}\text{O}$ et de la profondeur piézométrique (b) dans la nappe en bordure du plateau lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994. Les prélèvements ont été effectués dans la partie superficielle de la nappe par l'intermédiaire d'un exutoire de réseau de drainage enterré (d2).

Figures 4.33. Relation entre le chlorure et le sulfate à l'exutoire d'un réseau de drainage enterré situé en bordure de plateau (d2) (a). Décomposition de l'écoulement à l'exutoire par le chlorure (b), hypothèse d'un mélange entre l'eau des averses et l'eau "préexistante" de la nappe.

Figure 4.34. Evolution temporelle (heures cumulées, TU) de la surface piézométrique dans la zone d'échange ruisseau-nappe lors de la crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.35. Evolutions de la teneur en chlorure (a), sulfate (b) et du $\delta^{18}\text{O}$ (c) dans le collecteur central et deux piézomètres situés à 0,3 (1 m de profondeur) et à 7 m (4 m de profondeur) de distance par rapport au fossé (voir la figure 2.11 pour la localisation des points de mesure). Suivi des profondeurs dans le collecteur et les deux piézomètres (d). Crue du 4 au 5 novembre 1994.

Figure 4.36. Décomposition de l'hydrogramme de la crue du 4 au 5 novembre 1994 à partir du chlorure. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe de la dépression. Estimation du volume d'eau "nouvelle" (\blacktriangle) échangée entre la nappe et les collecteurs principaux.

Figure 4.37. Débit d'alimentation du ruisseau par la nappe de la dépression estimé par la loi de Darcy pour 3 valeurs de conductivité hydraulique en saturé (K_s) et par la décomposition de l'hydrogramme à partir du chlorure.

Figure 4.38. Hydrogramme et hiétoigramme de la crue du 18 septembre 1995.

Figure 4.39. Evolution de la teneur en chlorure dans le ruissellement (parcelle aw54) et à l'exutoire du bassin versant lors de la crue du 18 septembre 1995.

Figure 4.40. Débits d'alimentation du ruisseau par la nappe et le ruissellement de surface lors des crues du 14 et 15 avril 1993. Comparaison des résultats obtenus par décomposition des hydrogrammes à partir de la conductivité électrique (CE) et du chlorure.

Figure 4.41. Hydrogrammes et hiétoigrammes des crues 15 et 17 décembre 1995.

Figure 4.42. Evolution de la conductivité électrique (CE) à l'exutoire du bassin versant et de la profondeur piézométrique de la nappe de la dépression (parcelle aw 82b) lors des crues du 15 au 17 décembre 1995.

Figure 4.43. Décomposition des hydrogrammes des crues du 15 au 17 décembre 1995 à partir de la conductivité électrique. Hypothèse d'un mélange entre le ruissellement de surface et la nappe.

TABLE DES MATIERES

RESUME.....	2
SOMMAIRE	3
INTRODUCTION.....	4
CHAPITRE I - THEORIES, CONCEPTS ET METHODES POUR L'ANALYSE DE LA GENESE DES CRUES	
I - Processus mis en jeu dans la genèse des crues.....	8
1. Le ruissellement de surface selon Horton.....	8
2. Les processus de transferts souterrains	9
A- Les écoulements de sub-surface.....	9
B - L'effet de frange capillaire.....	11
C - L'effet piston.....	12
3. Les zones contributives à surface variable.....	12
4. Synthèse.....	14
II - La séparation des écoulements sur l'hydrogramme de crue.....	15
1. Les approches analytiques ou graphiques	15
2. Les décompositions d'hydrogrammes de crues par traceurs.....	17
A - Principes et méthodes de décomposition par traceurs	17
a) Définition d'un traceur parfait et du "bon mélange".....	17
b) Principe général des décompositions par traceurs	18
c) Résolution des systèmes d'équations	19
B - Les principaux types de traceurs et leurs applications.....	20
a) Les traceurs isotopiques.....	20
b) Les traceurs chimiques.....	21
c) Les marqueurs spécifiques.....	23
C - Les incertitudes à prendre en compte	23
3. Synthèse.....	25
III - Méthodes d'identification des traceurs chimiques naturels.....	25
1. L'analyse des équilibres thermodynamiques.....	26
2. L'analyse des diagrammes de concentration.....	26
3. L'alcalinité résiduelle généralisée.....	27
CHAPITRE II - MATERIELS ET METHODES	
I - Présentation de la zone d'étude	28
1. Le bassin versant dans le cadre régional	28
2. Contexte climatique actuel	30
A - Pluviométrie et température	30
B - Les vents et l'évapotranspiration.....	32
3. Géologie, géomorphologie et pédologie	32
A - Géologie.....	32
a) Les formations miocènes.....	34
b) Les formations post-miocènes.....	34
c) Les formations de versant.....	34
B - Géomorphologie et occupation des sols	34
C - Pédologie du bassin versant.....	36
a) Les grands ensembles pédologiques.....	36

b) Caractéristiques physiques et minéralogiques	37
4 . Hydrologie et Hydrogéologie descriptives	38
A - Données hydrologiques générales	38
a) Réseau hydrographique	38
b) Ecoulement à l'exutoire	38
B - Hydrogéologie du bassin versant de roujan	41
a) Réservoirs hydrogéologiques	41
b) Estimation de la perméabilité et du débit à proximité de l'exutoire.....	43
5. Synthèse.....	44
II - Instrumentation, prélèvements et analyses	45
1. Instrumentation générale du site.....	45
A - Météorologie.....	45
B - Limnimétrie.....	45
C - Piézométrie et humidimétrie	46
D - Conductimétrie et température à l'exutoire	46
2 Description des campagnes de prélèvements.....	46
A - Echantillonnage hors période de crue.....	46
B - Echantillonnage en période de crue.....	47
a) Les crues du 14 au 15 avril 1993	47
b) - La crue du 2 au 3 novembre 1994	48
c) - La crue du 4 au 5 novembre 1994.....	49
d) La crue de reprise du 18 septembre 1995	50
3 Techniques de prélèvements et d'analyses.....	50
A - Techniques de prélèvements	50
B - Techniques d'analyse	51
a) Mesures sur le terrains	51
b) Dosage des éléments majeurs dissous	52
c) Dosage des formes particulières du cuivre et du fer	52
d) Mesures quantitatives et minéralogiques des matières en suspension	52
e) Analyses isotopiques	52
4 Traitement Thermodynamique	53
CHAPITRE III - TYPOLOGIE DES SOLUTES ET TRAÇAGE QUALITATIF DES FLUX HYDRIQUES	
I - Généralités sur la chimie des eaux du bassin versant.....	54
A - Concentration générale des écoulements	55
B - Distribution des ions majeurs dans la balance ionique	56
C - Etat d'aération des eaux souterraines.....	57
II - Analyse des processus de contrôle de la qualité des eaux	59
1. Choix d'un traceur de référence.....	59
2. Contrôles géochimiques des ions majeurs.....	60
A - Comportement des ions SO ₄ ⁼	60
a) Etat de saturation par rapport au gypse.....	60
B - Contrôle de l'alcalinité, Ca ²⁺ et Mg ²⁺	61
a) Interactions avec la calcite.....	61
b) Interactions avec la dolomite.....	62
C - Contrôle de K ⁺ , Na ⁺ et H ₄ SiO ₄ [°]	64
3. Détermination d'une alcalinité résiduelle généralisée adaptée au site d'étude	65
4. Contrôles biogéochimiques du nitrate.....	67

5. Processus de contrôle des teneurs du fer et du cuivre	69
A - Mécanismes de contrôle du fer	70
B - Mécanismes de contrôle du cuivre.....	72
6. Synthèse: vers une typologie des solutés	74
A - Analyse des corrélations spatiales	74
B - Analyse factorielle des correspondances	75
III - Analyse des variations spatiales et temporelles du ruisseau a partir des marqueurs spécifiques	77
1. Variabilité spatiale dans le réseau hydrographique	77
2. Variabilité dans la nappe au voisinage des collecteurs	79
3. Variations temporelles à l'exutoire	81
A - Variations temporelles de la température du ruisseau	81
B - Variations de la pCO ₂ estimée du ruisseau.....	82
C - Variations temporelles des marqueurs dissous.....	83
D - Variations de quelques caractéristiques des matières particulaires.....	85
3. Synthèse.....	89
IV - Synthèse générale.....	90
 CHAPITRE IV - DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE CRUES EN TERME DE PROCESSUS D'ECOULEMENT	
I - Etude de crues particulières	92
1. Les crues du 14 au 15 avril 1993	93
A - Description des événements "averse-crue".....	93
B - Evolution des caractéristiques chimiques et isotopique des nappes	94
C - Analyse des variations chimiques et isotopiques à l'exutoire.....	95
a) Hypothèse d'un mélange nappe-ruissellement	95
b) Hypothèse d'un mélange à trois pôles hydrogéochimiques	98
D - Décompositions chimique et isotopique des hydrogrammes de crues	100
a) Analyse des erreurs de la méthode de décomposition	100
b) Décomposition nappe-ruissellement	101
c) Décomposition en trois pôles.....	103
E - Synthèse.....	105
2. La crue du 2 au 3 novembre 1994.....	107
A - Description de l'événement "averse-crue".....	107
B -Variabilité temporelle du ruissellement de surface.....	109
C - Analyse des variations chimiques et isotopiques à l'exutoire.....	110
D - Décompositions chimiques de l'hydrogramme de crue.....	113
E - Synthèse.....	115
3. La crue du 4 au 5 novembre 1994.....	117
A - Description de l'événement "averse-crue".....	117
B - Variations chimiques et isotopiques à l'exutoire du bassin versant	120
C - Analyse de l'effet des pluies sur la nappe du plateau.....	123
D - Etude locale des échanges ruisseau-nappe.....	124

a) Caractérisation des phases d'échange ruisseau-nappe	125
E - Décomposition de l'hydrogramme de crue	127
a) Décomposition chimique en deux composantes.....	128
b) Décomposition chimique et perméabilité du milieu.....	129
F - Synthèse.....	132
4. Etude de la crue du 18 septembre 1995.....	133
A - Description de l'événement "averse-crue".....	133
B - Processus hydrologiques mis en jeu.....	133
II - Le problème de la généralisation, vers un suivi continu d'une variable indicative	135
1. Pourquoi la conductivité électrique ?	135
2. Suivi des crues à la reprise du cycle hydrologique 1995.....	136
A - Classification des crues par le coefficient de ruissellement	136
3. Vérification de l'effet de chasse de l'eau "préexistante" dans les collecteurs.....	138
III - synthèse.....	140
2. Hiérarchie des types d'écoulements.....	140
3. Chronologie des processus.....	141
CONCLUSION.....	142
BIBLIOGRAPHIE	148
ANNEXES	158
LISTES DES TABLEAUX	178
LISTES DES FIGURES	180
TABLE DES MATIERES	188