



CENTRE D'HYDROGEOLOGIE
CENTRE OF HYDROGEOLOGY



UNIVERSITE DE NEUCHATEL
FACULTE DES SCIENCES
INSTITUT DE GEOLOGIE

THESE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le titre de
DOCTEUR ES SCIENCES
par

Domenico Alessandro GRASSO

INTERPRETATION DES REPONSES HYDRAULIQUES ET CHIMIQUES DES
SOURCES KARSTIQUES
(Essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques)

Soutenue le 18 décembre 1998 devant la Commission d'Examen :

Professeur François Zwahlen, Université de Neuchâtel (Suisse)
Directeur de thèse

Dr Pierre-Yves Jeannin, Université de Neuchâtel (Suisse)
Co-Directeur de thèse

Professeur Laszlo Kiraly, Université de Neuchâtel (Suisse)
Examineur

Professeur Jacques Mudry, Université de Franche-Comté (France)
Examineur

Professeur Ognjen Bonacci, Université de Split (Croatie)
Examineur

Professeur Martin Sauter, Université de Jena (Allemagne)
Examineur

Dr Andres Wildberger, Geotechnisches Büro Dr. von Moos AG, Zürich (Suisse)
Examineur

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Interprétation des réponses hydrauliques et
chimiques des sources karstiques (Essai
d'interférence de la structure des systèmes
karstiques)

de M. Domenico Alessandro Grasso

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

MM. F. Zwahlen (directeur de thèse), P.-Y. Jeannin (co-
directeur de thèse), L. Kiraly, J. Mudry, (Besançon),
O. Bonacci (Split, Croatie), M. Sauter (Jena, D) et
A. Wildberger (Zürich)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 6 mai 1999

Le doyen:

F. Stoeckli

F. Stoeckli

Remerciements

Je tiens à exprimer mes remerciements aux personnes et aux institutions qui ont contribué à la réalisation de cette étude.

D'abord, mes remerciements s'adressent au prof François Zwahlen, Directeur de thèse, qui m'a donné la possibilité de réaliser cette étude. Je le remercie de sa confiance et de son appui pour la bonne réussite de mon travail.

Je tiens à remercier pour le soutien financier le Fonds national suisse pour la Recherche Scientifique (projet ISHYDRO N° 20-40624.94 et 20-47175.96)

Un grand merci au Dr Pierre-Yves Jeannin pour avoir contribué à cette étude. Je le remercie aussi pour sa générosité et pour le temps consacré depuis l'élaboration jusqu'à la finalisation de la thèse. Je tiens également à lui exprimer ma reconnaissance pour m'avoir fait partager ses connaissances scientifiques dans le domaine du karst.

Un grand merci au Professeur László Király pour les discussions pleines de passion scientifique qui m'ont enrichi intellectuellement, pour ses maintes réflexions et pour ses nombreuses critiques et suggestions.

Un grand merci à mon ami et collègue Kaspar Papritz responsable, pendant la réalisation de cette étude, du réseau de surveillance des eaux souterraines ISHYDRO et de la banque de données. Les données du réseau ISHYDRO font l'objet d'une partie importante de ce travail de recherche.

J'exprime ma gratitude au Professeur Imre Müller et au Professeur László Király pour m'avoir donné la possibilité d'utiliser les données chimiques et hydrauliques collectées à l'Areuse dans les années 77-79.

Un grand merci à Darko Simic pour son intérêt au sujet de ma recherche et pour les discussions fructueuses concernant la modélisation déterministe de l'écoulement et du transport dans le milieu karstique.

Un grand merci à Madame Tong Ettlin pour sa compétence et son efficacité dans l'analyse chimique des eaux souterraines.

Un grand merci à Olivier Atteia et à Alain Pochon pour les critiques lors de la relecture de ce manuscrit. Merci d'avoir montré un intérêt au sujet et pour les suggestions pour améliorer la compréhension du texte.

Pour la relecture du manuscrit et l'honneur qu'ils m'ont fait en faisant partie du jury, je remercie le Professeur François Zwahlen, le Professeur László Király, le Dr Pierre-Yves Jeannin de l'Université de Neuchâtel, le Professeur Jacques Mudry de l'Université de Franche-Comté, France, le Professeur Ognjen Bonacci de l'Université de Split (Croatie), le Professeur Martin Sauter de l'Université de Jena, Allemagne, Dr Andres Wildberger du Bureau Géotechnique Dr Von Moos AG., Zürich, Suisse.

Enfin, un merci à toutes les personnes qui m'ont accordé leur amitié et sympathie pendant mon doctorat au Centre d'hydrogéologie : Ronald Kozel, Mahmoud Bouzelboudjen, François-David Vuataz, Marc Schürch, Keith Kennedy, Denis Blant, Cyril Delporte, Vincent Peuch, Francesco Kimmeier, Pascal Turberg, Henning Ross, Reto Mural, Wilhelm Stiefelhagen, Nathalie Doerfliger, Thilo Herold, Michael Hauns, François Bourret, Frank-Peter Boch, Farid Achour, Michèle Jaquet.

J'exprime ma plus profonde reconnaissance à mes parents à ma femme Sabine et à mon fils Luca pour leur inestimable soutien durant cette étude : je leur dédie ce mémoire.

Résumé

Les aquifères karstiques sont des systèmes très complexes : l'hétérogénéité spatiale de leurs paramètres hydrauliques (perméabilités, potentiels hydrauliques, coefficients d'emmagasinement) en rend l'étude difficile. Les caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques sont généralement étudiées par l'intermédiaire de l'analyse des réponses globales réponses observées à l'exutoire de ces systèmes. Dans ce travail, nous avons analysé la réponse chimique et hydraulique des exutoires karstiques dans le but de rechercher une relation entre ces deux réponses. Nous avons aussi cherché à voir dans quelle mesure cette relation peut servir à caractériser les systèmes karstiques et à en inférer la structure.

Nous avons étudié la variabilité dans le temps de la réponse chimique et de la réponse hydraulique des systèmes karstiques. Cette étude a mis en évidence une relation empirique entre la variation de la réponse chimique (chémoigramme) et celle de la réponse hydraulique (hydrogramme). Ce résultat nous a permis de formuler un modèle global empirique simulant, dans certaines conditions, la variation de la réponse chimique (total des solides dissous TSD) en fonction de l'hydraulique (Q) des systèmes karstiques. Cette relation permet de définir la phase "CBRF" (Chemically Based Recession Flow) des systèmes karstiques. Sur un repère logarithmique, cette phase est facilement identifiable par des segments rectilignes (de pente α) lorsque le TSD est reporté en fonction du débit. Le paramètre α varie légèrement d'une crue à l'autre, mais reste compris dans une fourchette de valeurs caractéristique à chaque système.

Un modèle déterministe basé sur la cinétique de dissolution de la calcite et sur l'hydraulique a permis de simuler la réponse à l'exutoire de "réseaux" formés par des conduits circulaires rectilignes. Les simulations ont montré que le paramètre α est dépendant des dimensions géométriques du réseau karstique noyé. α varie en fonction du rapport entre le volume d'eau dans le réseau simulé et la surface des parois. Nous avons utilisé le paramètre α pour estimer le rapport volume/surface du réseau noyé (RVS) de cinq systèmes karstiques réels. Le "RVS" étant dépendant de l'ouverture des vides du réseau karstique noyé, il pourrait être considéré comme un "indice de karstification" et être utilisé pour comparer les différents systèmes ou pour les classer.

Pour étudier l'impact des variations climatiques sur la réponse chimique des systèmes karstiques, nous avons utilisé la relation entre le TAC (titre alcalimétrique complet) et le débit (hydrogramme) pour simuler une chronique de TAC à partir de celle du débit. Nous avons ensuite analysé les résidus du TAC simulé par rapport aux teneurs observées. Cette analyse fait apparaître une tendance saisonnière du TAC attribuable aux variations climatiques saisonnières. Cette influence est cependant nettement subordonnée à celle liée au comportement hydraulique du système.

En utilisant les données du site expérimental de Bure (Canton Jura-CH), nous avons appliqué différentes méthodes d'analyse de la réponse hydraulique, dans le but de tester leur efficacité et leurs faiblesses. Cette étude a montré la pertinence de certaines méthodes et la difficulté d'utilisation d'autres lorsqu'il s'agit d'inférer la structure des systèmes karstiques. Il en ressort que la structure du signal d'entrée (distribution spatio-temporelle des précipitations) joue un rôle prépondérant sur les interprétations, rendant les comparaisons et inférences difficiles à partir de ces méthodes.

Mots-clés : Modèles globaux – Modèles déterministes – Structure des aquifères karstiques – Réponse chimique – Réponse hydraulique – Climat.

Table des matières

Chapitre 1 - Introduction générale	1	
1.1	Avant-propos	1
1.2	Introduction et but	1
1.3	Plan du mémoire	2
1.4	Brève description du milieu karstique	4
1.4.1	Modèle schématique hydraulique du karst	5
1.5	Brève présentation des sources étudiées	6
Chapitre 2 - Etude statistique de la réponse chimique des sources karstiques	11	
2.1	Résumé	11
2.2	Introduction	11
2.3	Principes théoriques de l'analyse multivariée	11
2.3.1	Analyse factorielle	13
2.3.2	Remarques:	15
2.3.3	Analyse en composantes principales – Démarche mathématique	15
2.4	Application de l'ACP aux séries de mesures des éléments chimiques majeurs de quatre sources karstiques	16
2.4.1	Introduction	16
2.4.2	Signification des axes factoriels	17
2.4.3	Décomposition de l'hydrogramme des sources karstiques selon quatre états hydrauliques distincts	20
2.4.4	Distribution des observations sur le nouveau repère	20
2.5	Conclusions	27
Chapitre 3 - Etude empirique de la relation concentration – débit	29	
3.1	Résumé	29
3.2	Introduction	29
3.3	Relation fonctionnelle entre la concentration et le débit	30
3.3.1	Modèle conceptuel de relation entre la concentration en calcaire dissous et la vitesse de l'eau dans un conduit	30
3.3.2	Relation entre le flux massique et le débit à l'exutoire du conduit	31
3.3.3	Relation entre la concentration et le débit à l'exutoire du conduit	31
3.3.4	Application du modèle au système réel	32

3.4	Schéma du comportement hydraulique des systèmes karstiques pendant un cycle de crue/récession	35
3.4.1	Introduction	35
3.4.2	Phase "Piston Flow"	35
3.4.3	Phase "Chemical Based Recession Flow "	36
3.4.4	Cycle crue / récession	36
3.4.5	Cycles de crue/récession à la source de l'Areuse	38
3.5	Phase "CBRF" de quelques Systèmes karstiques réels	39
3.5.1	Présentation des résultats	39
3.6	Interprétation du paramètre α des sources	42
3.7	Conclusion	44
Chapitre 4 - Modélisation déterministe de la relation entre la concentration et le débit. – Etude de sensibilité du paramètre α		47
4.1	Résumé	47
4.2	Introduction et buts	47
4.3	Cinétique de la dissolution de la calcite	48
4.3.1	Hydratation du CO ₂ : effet potentiellement limitant du processus de dissolution	51
4.4	Principe de base du modèle de dissolution en fonction de l'hydraulique	51
4.4.1	Introduction	51
4.4.2	Base physique du modèle	51
4.4.3	Structure du modèle	54
4.5	Simulation déterministe de la concentration en calcaire dissous en fonction du débit	57
4.5.1	Introduction	57
4.5.2	Présentation des résultat des simulations	57
4.5.2.1	Scénario 1 : α dépend de la distance parcourue par l'eau	58
4.5.2.2	Scénario 2 : α dépend du diamètre du conduit	59
4.5.2.3	Scénario 3 : "réseau" formé par plusieurs conduits	59
4.5.2.4	Scénario 4 : Le paramètre A est fonction de la concentration de saturation	61
4.5.2.5	Limites du modèle	62
4.5.2.6	Interprétation du paramètre α	64
4.6	Conclusion	65

Chapitre 5 - Interprétation semi quantitative du paramètre α de la relation concentration - débit	67
5.1 Résumé	67
5.2 Introduction	67
5.3 α fonction linéaire des dimensions géométriques du réseau noyé	68
5.4 Estimation du "RVS" de systèmes karstiques réels	69
5.5 Discussion sur les paramètres " α ", "RVS", "PME" et "a"	71
5.6 Conclusion	73
Chapitre 6 - Approche statistique de l'impact des variations climatiques sur la réponse chimique des systèmes karstiques	75
6.1 Résumé	75
6.2 Introduction	75
6.3 Approche conceptuelle	76
6.4 Simulations mathématiques	77
6.1.1 1 ^{ère} simulation	77
6.1.2 Analyse des résidus : recherche des effets du climat	79
6.1.3 Remarques	80
6.1.4 2 ^{ème} simulation	80
6.5 Conclusions	84
Chapitre 7 - Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique (Analyse des courbe de récession)	87
7.1 Résumé	87
7.2 Introduction	87
7.3 Analyse de l'hydrogramme de la crue des sources karstiques	88
7.3.1 Décomposition de la courbe de récession en plusieurs fonctions exponentielles	88
7.3.1.1 Application à la Milandrine amont	88
7.3.1.2 Application au système Bâme-Saivu	90
7.3.2 Ajustement d'une fonction hyperbolique aux courbes de récession	91
7.3.2.1 Application à la Milandrine amont	91
7.3.3 Ajustement des courbes de récession avec une fonction exponentielle et une fonction homographique	92
7.3.3.1 Application à la Milandrine amont	93
7.3.3.2 Classification des systèmes karstiques	94
7.3.3.3 Application à la Milandrine amont	94

7.4	Analyse des pourcentages cumulés des débits classés	95
7.4.1	Introduction et méthode	95
7.4.2	Courbe des débits classés cumulés du Saivu	96
7.4.3	Courbe des débits classés cumulés de la Milandrine amont	96
7.5	Conclusion	97
Chapitre 8 - Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique (Analyse corrélatoire et spectrale)		99
8.1	Résumé	99
8.2	Introduction	99
8.3	Analyse corrélatoire	99
8.3.1	Le corrélogramme simple	99
8.3.2	Le corrélogramme croisé	100
8.4	L'analyse spectrale	100
8.4.1	Le spectre simple	100
8.4.2	Le spectre croisé	101
8.4.3	Combinaison des analyses spectrales simples et croisées	101
8.5	Analyses corrélatoire et spectrale et hydrogéologie du karst	102
8.6	Application des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude des hydrogrammes des sources karstiques	103
8.6.1	Analyse corrélatoire simple (débit/débit)	103
8.6.1.1	Corrélogramme simple du débit à la Milandrine	103
8.6.2	Analyse spectrale simple	106
8.6.2.1	Spectre simple des chronique du débit et des pluies à la Milandrine	107
8.6.3	Analyse corrélatoire croisée	109
8.6.3.1	Corrélogramme croisé pluies / débit de la Milandrine	109
8.6.4	Analyse spectrale croisée	110
8.6.4.1	Fonction d'amplitude et fonction de phase	110
8.6.4.2	Fonction d'amplitude et fonction de phase à la Milandrine	111
8.6.4.3	Fonction de cohérence et fonction de gain	113
8.6.4.4	Fonction de cohérence et fonction de gain à la Milandrine	113
8.7	Conclusions	116
Chapitre 9 - Conclusion générale		117
9.1	Conclusions	117

9.2 Critiques et perspectives de recherche

120

Chapitre 1 - Introduction générale

1.1 Avant-propos

Ce travail de recherche s'inscrit dans le cadre du projet FN-CHYN (sous-projet GLOBAL RESPONSE) financé par le Fonds national de la recherche scientifique suisse. Les données utilisées dans notre projet sont répertoriées dans la banque de données ISHYDRO du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel. La banque de données ISHYDRO (PAPRITZ 1997, WEBER-TIECHE 1997) rassemble les données d'un réseau (ISHYDRO) de surveillance des eaux de sources regroupant à l'état actuel une quinzaine d'exutoires en milieu poreux et karstique localisés dans les Pré-alpes fribourgeoises et dans le Jura suisse.

Ces données constituent des séries chronologiques décrivant :

- l'évolution de la réponse hydraulique des aquifères (débit aux exutoires);
- les variations de la réponse chimique et physique des sources (pH, T°C, K20°C, Tac - titre alcalimétrique complet -, Dt (dureté totale), Ca, Mg, SO₄, Cl, NO₃, K, Rn-222, O18, T, D).

Pour notre projet, sept sources du réseau "ISHYDRO" de surveillance des eaux ont été retenues. Ces sources sont équipées avec des appareils d'acquisition en continu de données (hydrauliques, chimiques et physiques). Elles représentent, en plus, les exutoires de systèmes dont les connaissances hydrogéologiques de terrain sont suffisamment bonnes.

1.2 Introduction et but

Les aquifères karstiques sont des systèmes très complexes, l'hétérogénéité spatiale de leurs paramètres hydrauliques (perméabilités, potentiels hydrauliques, coefficients d'emmagasinement) en rend l'étude difficile.

Différentes approches, donc différentes techniques d'étude, sont utilisées pour aborder ces systèmes aquifères. Les différentes approches correspondent à différentes écoles de pensée.

Schématiquement, nous pouvons distinguer deux approches principales, à notre avis complémentaires. L'une est dite "fonctionnelle", l'autre est dite "structurelle-déterministe".

L'approche "fonctionnelle" (Mangin 1985) se propose d'inférer la structure du système karstique au moyen de l'analyse des signaux sortant du système (réponse globale du système). La philosophie est ici d'assimiler l'aquifère et son environnement à une "boîte noire ou grise" possédant une entrée et une sortie. La boîte est le siège de processus complexes de transformation des signaux d'entrée (pluie, traçage, etc.) en signaux de sortie (débit, courbe de restitution du traceur, etc.) (MANGIN, 1970, 1975; BEZES 1976, MANGIN, 1981a et b; DODGE, 1983; BONACCI 1987, BONACCI 1993, GUERIN ET AL. 1988, MUET, 1989; MONDAIN, 1991; MEUS, 1993; GRASSO ET JEANNIN, 1994, DELPORTE 1995, HELITAS 1997).

Le type de signal sortant du système dépend des processus de transformation internes au système. La structure du signal représente donc une caractéristique du type de karst (Figure 1.1).

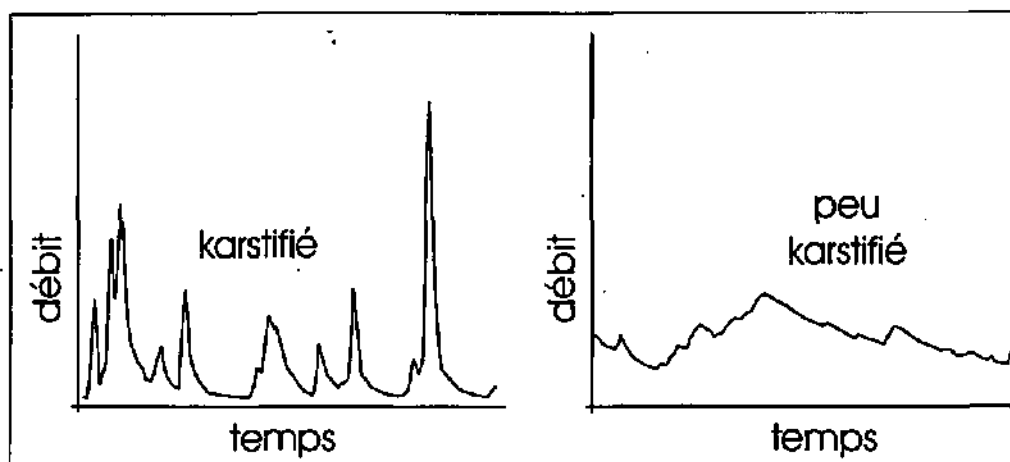


Figure 1.1 : Le type de réponse hydraulique (débit) observé à un exutoire karstique est une caractéristique du système.

L'approche "structurelle-déterministe" est basée sur les équations reproduisant les lois physiques de l'écoulement et du transport. Elle se propose d'étudier le comportement (fonctionnement) des systèmes karstiques à partir des hypothèses sur leur structure (Figure 1.2) (KIRALY ET MOREL, 1976a et b; KIRALY 1978; KIRALY ET MÜLLER, 1979; SAUTER, 1992; ROSSIER ET EISENLOHR, 1993; WILKINSON ET COOPER, 1993; EISENLOHR, 1995, EISENLOHR, ET AL. 1995).

Dans ce travail de recherche les deux approches (fonctionnelle et déterministe) sont utilisées. Nous analyserons la réponse hydraulique et chimique des exutoires karstiques dans le but de rechercher une relation entre ces deux réponses et de voir dans quelle mesure cette relation peut servir à caractériser les systèmes karstiques.

Dans le cadre de l'approche "fonctionnelle", nous étudierons la variabilité dans le temps de la réponse globale chimique et de la réponse globale hydraulique des systèmes karstiques. Nous essayerons de mettre en évidence la relation "cause/effet" entre la variation de la réponse globale chimique et celle de la réponse globale hydraulique.

Le résultat de cette étude nous permettra de formuler un modèle global capable de simuler, dans certaines conditions, la variation de la réponse chimique en fonction de celle de la réponse hydraulique.

Les hypothèses à la base du modèle global seront ensuite testées au moyen d'un modèle de simulation de type "déterministe".

1.3 Plan du mémoire

Au chapitre 2, au moyen d'un outil statistique, nous étudions le comportement de la réponse chimique des sources karstiques dans le but de détecter qualitativement l'influence de facteurs tels que l'hydraulique, le climat, etc. qui l'influencent principalement. Cette étude permet de montrer que la variabilité de la réponse chimique dépend fortement de l'hydraulique du système karstique.

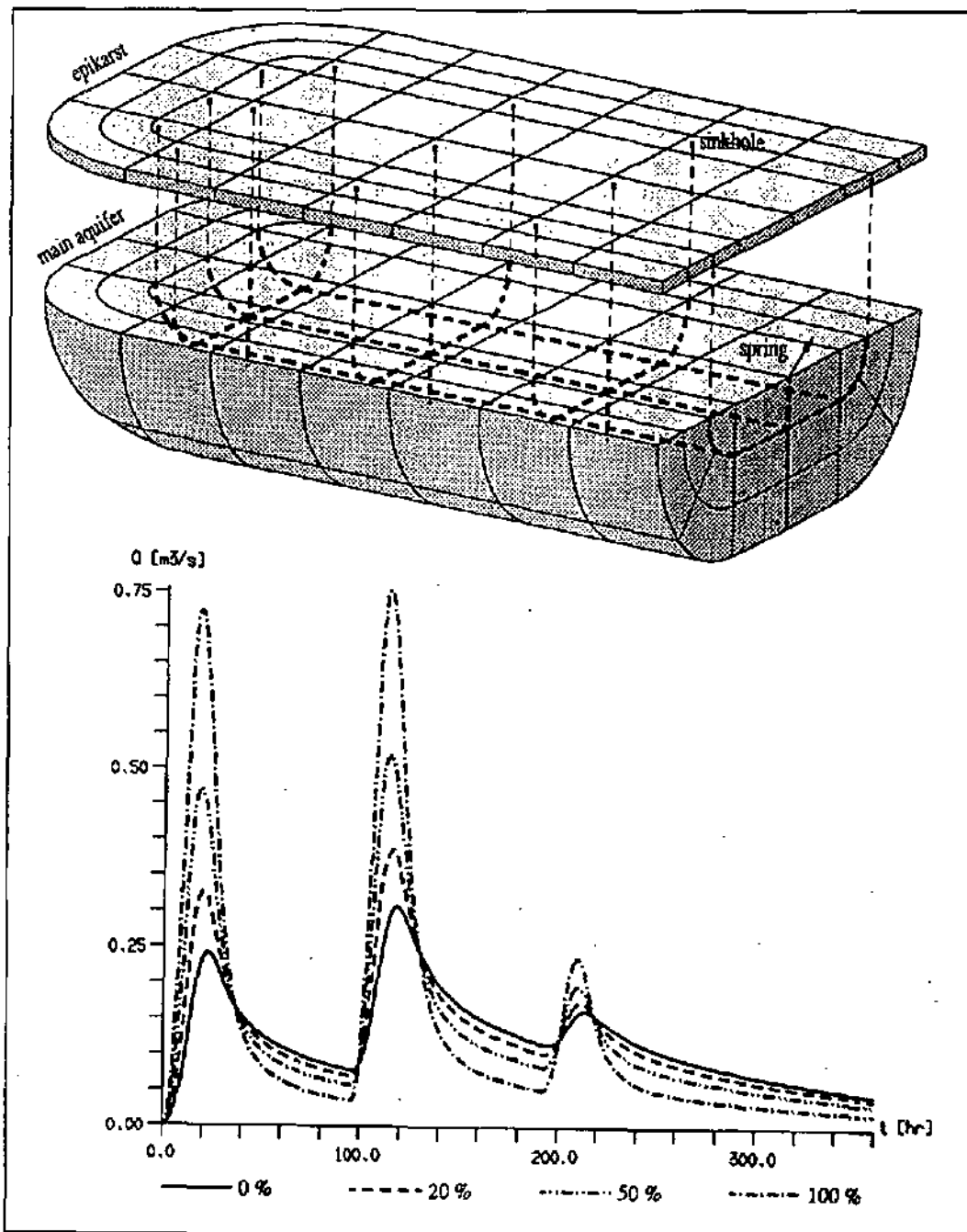


Figure 1.2 : (a) Modèle par éléments finis (les lignes pointillées représentent les conduits karstiques) ; (b) Débit pour différents pourcentages de l'infiltration drainée par l'épikarst (KIRALY ET AL. 1995).

Au chapitre 3, nous approfondissons l'étude de la relation entre la réponse chimique et hydraulique. L'analyse couplée de la réponse chimique et hydraulique permet d'identifier deux phases différentes caractérisant le comportement hydraulique des systèmes karstiques pendant un cycle de crue/récession.

Une de ces deux phases peut être simulée au moyen d'un modèle global basé sur une relation mathématique empirique. Cette relation permet de définir deux paramètres. Un de ces deux paramètres (α) semble représenter une caractéristique propre à chaque système karstique.

Le chapitre 4, présente un modèle de simulation "déterministe" basé sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite. Ce modèle simule la réponse chimique en fonction de

l'hydraulique pour des conduits et des "réseaux simples de conduits karstiques" de différentes dimensions géométriques.

La modélisation déterministe permet de tester la cohérence des hypothèses faites dans le modèle global empirique et de montrer que le paramètre (α), caractéristique de chaque système karstique, est fonction des dimensions géométriques du réseau noyé.

Au chapitre 5, nous appliquons le modèle global empirique aux réponses chimiques et hydrauliques de quelques systèmes karstiques réels dont nous avons des bonnes connaissances hydrogéologiques de terrain. Le but est de tester la cohérence entre l'interprétation du paramètre caractéristique (α), en terme de dimensions géométriques du réseau karstique, et les connaissances hydrogéologiques de terrain.

En principe, la réponse chimique des systèmes karstiques ne dépend pas seulement de l'hydraulique mais aussi des conditions physico-chimiques. Au chapitre 6, nous appliquons notre modèle global empirique à la chronique du Tac (titre alcalimétrique complet) observée à la source de l'Areuse pendant deux cycles hydrologiques. Notre but est de détecter et d'analyser l'influence de facteurs, autres que l'hydraulique, qui peuvent influencer la variabilité dans le temps de cette réponse chimique. En particulier, l'effet des variations saisonnières de la pression partielle de CO_2 est recherché.

Les chapitre 7 et 8 sont consacrés à l'étude de différentes méthodes d'analyse de la réponse globale hydraulique. Nous appliquons ces méthodes aux données hydrauliques de notre site expérimental de Bure (CH) (sous-système Milandrine amont) dans le but de mettre en évidence les points forts et les faiblesses de ces outils dans l'étude de la structure des systèmes karstiques réels (inférence).

1.4 Brève description du milieu karstique

Les aquifères karstiques présentent un fonctionnement hydrodynamique qui n'est pas comparable à celui des aquifères en milieu poreux ou fissuré. Ceci est dû au fait que les vides ne sont pas disposés de façon "anarchique" dans les systèmes karstiques, mais qu'ils sont organisés selon une structure hiérarchisée qui est une conséquence directe du phénomène de la karstification.

La karstification est un phénomène physico-chimique complexe et évolutif qui conduit de l'aquifère carbonaté, uniquement fissuré, à l'aquifère karstique avec une organisation complète des écoulements. (BAKALOWICZ, 1979, 1980, 1982, 1986).

Pendant la karstification, les vides qui peuvent être pénétrés par des eaux agressives vont s'élargir. Le phénomène s'accélère au fur et à mesure que la dissolution s'opère, menant à la formation de drains particulièrement perméables, au sein de volumes de roche qui sont beaucoup moins perméables.

Le système karstique peut être décrit comme un ensemble de volumes de roche peu perméables drainés par un réseau karstique hiérarchisé et très perméable.

Le réseau karstique représente un petit pourcentage de vide mais, sur le plan hydrodynamique, il a une importance considérable.

Les volumes de roche peu perméable (VPP) sont parcourus par des fissures et interstices qui leur confèrent une certaine perméabilité, toutefois beaucoup plus réduite que celle du réseau de conduits. La perméabilité des VPP est beaucoup plus réduite.

Les VPP sont fortement capacitifs et constituent la majeure partie des réserves du système.

La perméabilité des bassins versants karstiques augmente donc avec l'échelle d'observation "effet d'échelle". Ceci résulte de la grande hétérogénéité caractérisant les aquifères karstiques. (KIRALY, 1975).

Le comportement des conduits et des VPP est différent selon l'état hydrodynamique de l'aquifère. Pendant le paroxysme des crues lorsque la capacité d'évacuation des conduits est insuffisante par rapport aux apports, il peut s'établir une inversion de gradient hydraulique entre conduit et VPP. Dans ce cas les conduits ont un rôle adducteur d'eau alimentant les VPP. En temps normal, les conduits ont un rôle drainant. Après une forte crue, l'eau qui a été injectée dans les VPP et qui a alimenté le stock d'eau du karst, est lentement restituée et elle s'écoule dans les conduits jusqu'à la source.

Comme dans tous les aquifères, on distingue deux zones dont les comportements hydrauliques sont bien distincts. La zone non saturée où l'écoulement est principalement vertical, et la zone saturée "karst noyé" où l'écoulement est surtout horizontal.

La zone non saturée s'étend de la surface du sol à la surface de la nappe, en incluant la couverture pédologique.

Dans cette zone le mouvement de l'eau se fait par infiltration diphasique. On peut distinguer une infiltration lente qui correspond à un écoulement à travers les fissures de faible dimension (MANGIN, 1975), et une infiltration rapide qui correspond à un écoulement à travers les fissures et les conduits de plus grandes dimensions.

Pour expliquer la variation rapide du débit, ainsi que l'effet de dilution sur le chimisme des eaux généralement observés aux sources karstiques en période de recharge, il faut supposer que les infiltrations sont drainées rapidement vers le réseau karstique très perméable et la source. Plusieurs chercheurs (MANGIN 1975, KIRALY ET AL. 1995, JEANNIN ET GRASSO 1995) envisagent l'existence d'une zone "cutanée" (épikarst) plus perméable qui conduirait les infiltrations rapidement vers le réseau karstique, déjà à faible profondeur.

Le karst noyé représente la zone dans laquelle l'eau occupe complètement les interstices des roches, formant, dans un aquifère, une nappe d'eau souterraine. (CASTANY ET MARGAT, 1977).

1.4.1 Modèle schématique hydraulique du karst

Le modèle schématique hydraulique du karst (Figure 1.3) à la base de notre étude envisage un réseau hiérarchisé de conduits horizontaux et verticaux (réseau karstique) de perméabilité élevée ($K > 10^{-1}$ m/s) et de faible volume, connecté à un exutoire. Ce réseau est entouré par des domaines enchevêtrés à basse perméabilité (entre 10^{-3} m/s et 10^{-7} m/s) mais de volume important.

Le but principal de notre étude est d'inférer la structure du réseau karstique noyé (Figure 1.3) par l'intermédiaire de l'analyse de la réponse hydraulique et chimique des systèmes karstiques. Cette analyse ne prend pas en compte l'influence des domaines à basse perméabilité.

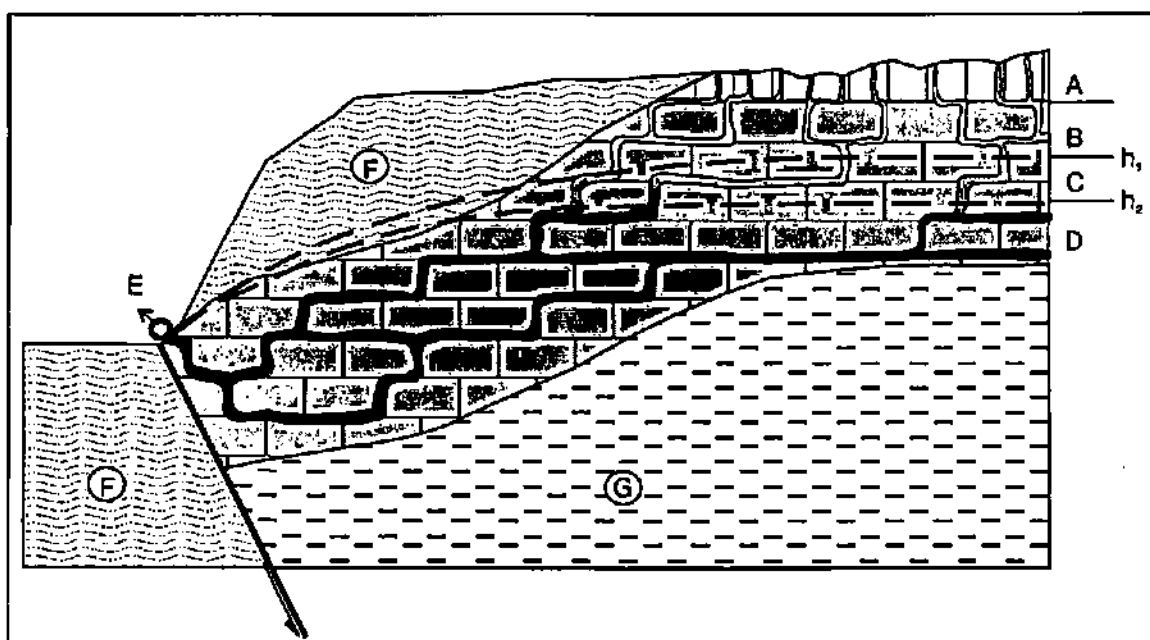


Figure 1.3 : Schéma d'écoulement dans le réseau karstique. A : épikarst; B : zone vadose; C : zone épinoyée; D : zone noyée; E) exutoire karstique; F et G : terrains imperméables; h : ligne de charge.

1.5 Brève présentation des sources étudiées

Les données chimiques et hydrauliques de sept sources karstiques et d'une source quaternaire dont le comportement hydraulique est comparable à celui d'une source karstique ont servi pour cette étude. La figure 1.4 montre la localisation des sources.

- La source de l'Areuse prend naissance près du village de Saint-Sulpice (dans la partie orientale du Val-de-Travers) sous forme d'une forte résurgence, appelée émergence de la Doux (coordonnées 532250/195975/790 m.). Le débit moyen annuel est de $4.5 \text{ m}^3/\text{s}$. L'aquifère qui alimente la source a été étudié depuis de nombreuses années (BURGER 1958, 1959, 1976) pendant lesquelles le caractère karstique a fait l'objet de nombreux travaux (MISEREZ 1971, TRIPET 1972, SCHOTTERER & MÜLLER 1982, WEXSTEEN 1986, KIRALY ET MOREL 1976a, MÜLLER, 1982, BURGER 1992).
Le sous-sol du bassin comprend une puissante série de calcaires fissurés et perméables, reposant sur un complexe marneux imperméable. Les calcaires appartiennent à la série géologique du Séquanien-Urgonien, qui totalise une épaisseur de 500 m. Le complexe imperméable est composé des marnes et marno-calcaires du Séquanien inférieur et de l'Argovien, formant ensemble une assise de plus de 200 m d'épaisseur.
- La Venoge (AUBERT ET AL. 1979, DUCOMMUN 1979, FILALI-MOUTEI 1990, RADU 1993) est une source à émergences multiples. Son exutoire est situé dans les calcaires de l'Urgonien. Le débit moyen annuel est de $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle trouve naissance à L'Isle au point de coordonnées 521025/163500/661 m. La source est composée d'un exutoire principal, qui fournit l'essentiel du débit au cours de l'année, sauf en période d'étiage prolongé, où elle tarit et d'un trop-plein qui ne fonctionne que lors de crues.

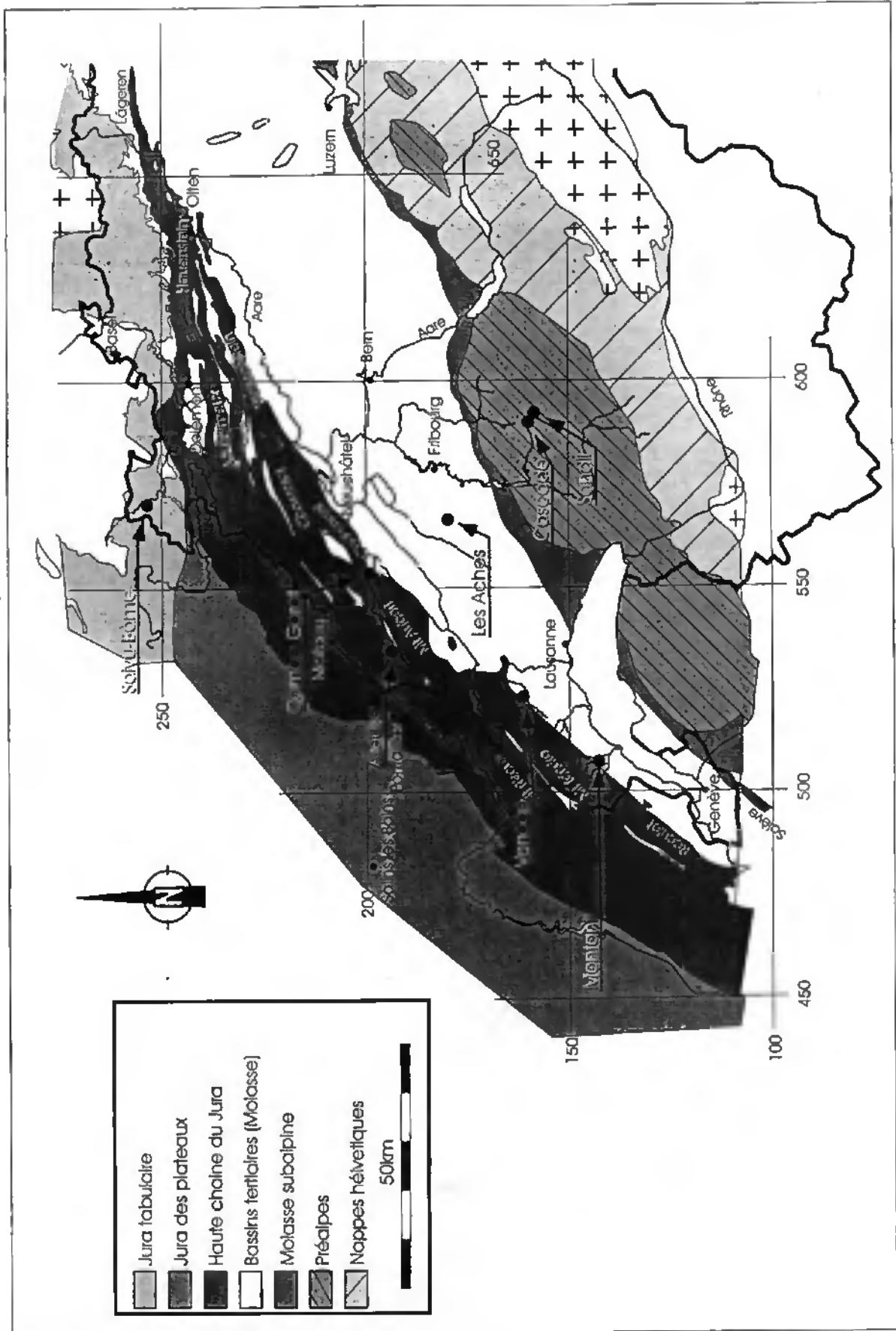


Figure 1.4 : Localisations des sources.

- La source du Montant est située au point de coordonnées 506300/144250/787. Bien que son exutoire soit situé dans un environnement de Quaternaire, son origine karstique est prouvée par des colorations (AUBERT ET AL. 1979, LAVANCHY 1988, FILALI-MOUTEI 1990). Le toit des calcaires au droit de la source est vraisemblablement à une profondeur de plus de 200 m.
- La source de Combe Garrot se situe à la cote 551100/201475/540 et sourd des calcaires massifs. Elle est captée pour alimenter la ville de Neuchâtel. La source de Combe-Garrot constitue l'exutoire d'un "réservoir lent" (SCHOUWEY, 1989). Creusée dans les années 1880, la galerie d'amenée, d'une longueur de 50 m, met en évidence un contact des marnes oxfordiennes avec les calcaires du Jurassique supérieur (BURGER, 1959).
- La Cascade (PAGE 1969, MÜLLER 1975, 1976a et b, MÜLLER ET AL. 1982, MÜLLER ET PLANCHEREL 1982.), constitue l'exutoire d'un "réservoir rapide" (SCHOUWEY 1989, TIERRIN 1990) et jaillit de la formation des calcaires du Lias (MÜLLER 1976a et b, SCHOUWEY 1989). Elle se trouve au bas du village de Jaun aux coordonnées 587626/162035/1000 m. Le débit moyen annuel est de 0.75 m³/s. Les études de MÜLLER (1982) ont permis de délimiter le bassin versant de la source, qui fait environ 12 km².
- La source du Sandli (MÜLLER 1975, 1976a et b, 1982, MÜLLER ET AL. 1982; SCHOUWEY, 1989), jaillit des calcaires massifs du Malm. Elle se situe le long de la route menant à Ablänchen, aux coordonnées 589925/160600/1090 m. Depuis 1976 la source est captée pour l'approvisionnement en eau potable de la commune de Jaun. Le débit moyen annuel est de 0.05 m³/s.
- La source des Haches (THIERRIN, 1990) représente l'exutoire d'un drain d'une longueur d'environ 1 km, situé entre les points 563450/181050 et 564100/181900, implanté entre 2 et 4 mètres de profondeur dans les alluvions sablo-graveleuses de retrait würmien. La puissance de ces alluvions ne semble pas excéder 5 m. Elles surmontent probablement, sur toute leur étendue, une moraine de fond würmienne pas perméable. Le comportement hydraulique de cette source est comparable à celui des systèmes karstiques. Le débit réagit promptement avec 1 à 3 jours de retard à chaque épisode pluvieux.
- Le système de sources "Saivu - Bâme" (Figure 1.5) se trouve sur le plateau de Bure au Nord de Porrentruy (CH). Il s'agit d'un plateau calcaire d'une altitude moyenne de 550 à 600 m, très karstifié, présentant des formes karstiques typiques telles que les dolines, les vallées sèches, etc. Sur le plateau de Bure l'aquifère karstique est constitué par les calcaires rauraciens limités à leur base par les marnes oxfordiennes imperméables. Le réseau karstique de la rivière souterraine Milandrine se développe quelques mètres au-dessus du toit des marnes imperméables. Le Saivu représente l'exutoire principal de la rivière souterraine de la Milandrine, la Bâme en est son trop-plein. Un déversoir est installé dans la grotte de Milandre à l'amont de la partie connue de la rivière souterraine. Cette partie, nommé "Milandrine amont" correspond à une partie seulement du système karstique de la rivière souterraine. (KIRALY ET AL. 1971, SIMEONI ET JAMIER 1975, GIGON 1986, GRETILLAT ET AL. 1988, PANTILLON 1993, GRASSO ET JEANNIN 1994a, GRASSO ET JEANNIN 1994b, JEANNIN ET GRASSO 1995a,

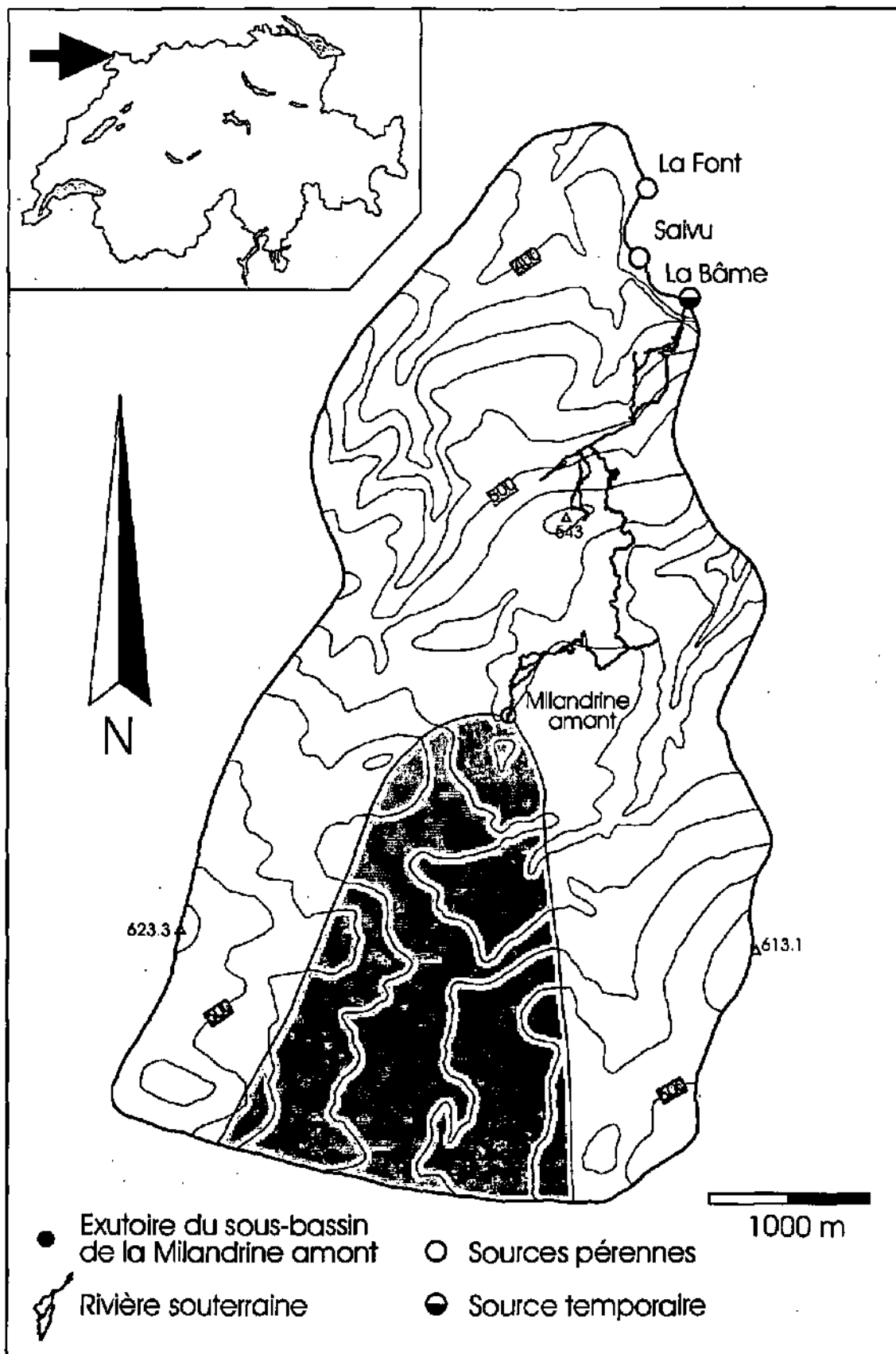


Figure 1.5 : Site expérimental de Bure.

JEANNIN ET GRASSO 1995b, GRETILLAT 1992 1996, GRETILLAT ET AL 1988, JEANNIN ET GRASSO 1997).

Chapitre 2 - Etude statistique de la réponse chimique des sources karstiques

2.1 Résumé

La variabilité de la concentration en éléments chimiques majeurs des eaux karstiques (réponse chimique) est fonction de plusieurs facteurs internes et externes au système, tels que le débit et le climat.

L'analyse en composantes principales (ACP) a été appliquée aux séries de données chimiques de quatre sources karstiques, dans le but de détecter les principaux facteurs qui influencent la variabilité de ce signal émis par les systèmes karstiques.

L'ACP a permis de mettre en évidence l'importante influence de l'état hydraulique du système (débit de la source) sur la réponse chimique des systèmes karstiques.

2.2 Introduction

La concentration des éléments chimiques majeurs d'une source est un des signaux globaux (réponse) sortants du système karstique.

La variation dans le temps de ce signal dépend de plusieurs facteurs tels que les variations de l'état hydraulique du massif karstique (débit), les variations saisonnières ou globales du climat, l'éventuelle action anthropique, etc.

Le but de notre étude est de détecter, au moyen d'une approche statistique, les facteurs qui influencent le plus la variabilité de cette réponse chimique des sources karstiques.

Pour détecter l'influence respective des différents facteurs sur le comportement chimique des sources karstiques, il est nécessaire de rechercher des corrélations entre ceux-ci et la réponse chimique de la source.

Nous utiliserons l'analyse en composantes principales en l'appliquant aux séries d'éléments chimiques majeurs mesurés à quatre sources karstiques afin de déceler les variations non aléatoires de cette réponse chimique.

Les données collectées aux exutoires des quatre systèmes karstiques (l'Areuse, la Venoge, la Cascade, le Sandli), comprenant des mesures en continu du débit, de la température et de la conductivité électrique, ainsi que des analyses mensuelles des éléments chimiques majeurs, sont utilisées. Les paramètres retenus sont donc : Q (débit), T (température), K_{20} (conductivité), pH, Tac (Titre alcalimétrique complet), Dt (dureté totale) Ca, Na, K, Mg, NO_3 , Cl, SO_4 .

2.3 Principes théoriques de l'analyse multivariée

Dans le cadre de l'étude de la chimie des eaux des sources, on observe non pas un seul paramètre (variable), mais un nombre souvent élevé de paramètres à la fois. L'étude séparée de chacune de ces variables est une phase importante lors de l'analyse du comportement

chimique des sources karstiques mais elle est souvent insuffisante. En effet, l'étude séparée de chaque variable laisse de côté les liaisons qui peuvent exister entre elles et qui sont souvent un aspect très important.

Il faut donc analyser les données en tenant compte de leur caractère multidimensionnel. L'analyse factorielle est une méthode particulièrement puissante pour explorer la structure de telles données.

Suivre l'évolution chimique de l'eau d'une source revient à observer, dans un espace constitué d'un nombre de dimension égal au nombre des paramètres chimiques considérés, la trajectoire dans le temps d'un point représentatif de sa composition chimique.

L'analyse factorielle (STROHMEIER 1977, DAVIS 1986, SAPORTA 1990) est une méthode de synthèse qui permet de représenter un espace multidimensionnel par un espace de dimensions réduites qui soit une bonne approximation de l'espace multidimensionnel. Par exemple, un nuage de points dans un espace bidimensionnel peut être représenté par une simple droite de régression (analyse bivariée).

Pour bien saisir la méthode de l'analyse factorielle considérons un espace à deux dimensions ($N=2$) donc à deux variables X et Y représentatives d'un ensemble d'observations (Figure 2.1).

Si le nuage de points sur le diagramme de corrélation a une forme allongée, on peut décrire la relation entre les deux variables par une droite d'ajustement linéaire du type $Y = b \cdot X + a$.

Cette droite est celle qui minimise les écarts du nuage.

Selon la direction dans laquelle on minimise les écarts, on aura :

- La droite de régression des écarts horizontaux (les écarts sont minimisés horizontalement- méthode de moindres carrés -) ;
- La droite de régression des écarts verticaux (les écarts sont minimisés verticalement- méthode de moindres carrés) ;
- La droite de régression des écarts orthogonaux (les écarts sont minimisés orthogonalement à la droite de régression- méthode de moindres carrés -).

Dans l'analyse factorielle, les écarts sont minimisés orthogonalement à la droite de régression. Cette droite nommée "facteur" synthétise au mieux la relation entre les deux variables.

La droite de régression orthogonale constitue l'axe d'inertie du nuage.

- L'inertie du nuage de points est la moyenne pondérée des carrés des distances des points au centre de gravité. Le centre de gravité du nuage est défini par les moyennes de chaque variable (Figure 2.1).

L'axe d'inertie minimise les moments développés par les points de mesure autour de cet axe. Ceci est positionné le long de la plus large dispersion du nuage. Cette droite décrit la dispersion des mesures avec le maximum d'information.

La projection orthogonale sur cette droite (facteur) des mesures des variables X et Y synthétise, avec un minimum de perte, l'information des deux variables.

La projection effectue une réduction de dimension vu que les informations, contenues dans deux dimensions (variable X et Y), ne sont représentées que par une seule coordonnée sur la droite de régression.

Avec le même principe il est possible de synthétiser plus de deux dimensions (N dimensions) à l'aide d'une seule dimension factorielle ou d'un plan engendré par deux facteurs.

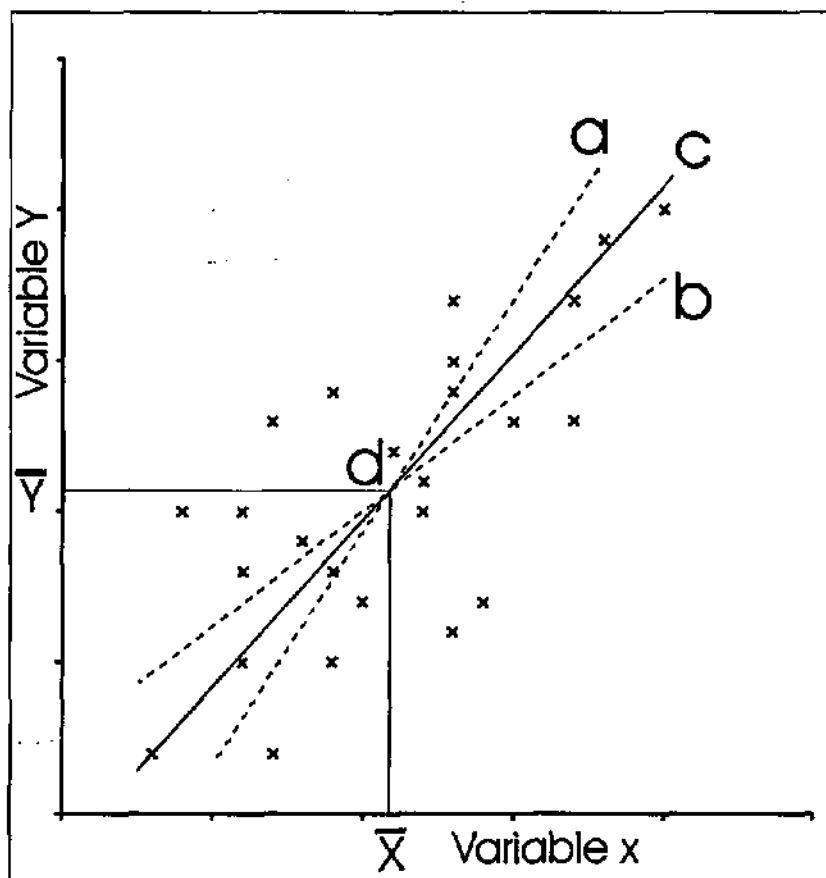


Figure 2.1: Nuage des individus définis par les variables X et Y ; "a" droite de régression des moindres carrés horizontaux; "b" " droite de régression des moindres carrés verticaux; "c" droite de régression des moindres carrés orthogonaux (facteur); \bar{X} et \bar{Y} moyenne des variables; "d" centre de gravité du nuage.

2.3.1 Analyse factorielle

Dans l'analyse factorielle, le nombre de "facteurs" est égal au nombre de variables considérées (Figure 2.2). Ainsi, il est possible de choisir parmi ces "facteurs" ceux qui représentent au mieux le comportement (variance) du nuage des observations (individus) qu'on désire étudier.

Dans le cas de l'analyse bidimensionnelle (Figure 2.2), on aura deux droites orthogonales (facteurs). Le premier "facteur" exprime la plus grande partie de la variance totale du nuage. Le deuxième, orthogonal au premier, exprime le reste de la variance totale du nuage.

Pour un espace à N dimensions le premier "facteur" F1 se positionne sur l'axe de la plus importante inertie, donc de la plus grande variance du nuage. Chaque "facteur" consécutif représente moins d'inertie que le précédent, c'est-à-dire moins de variance.

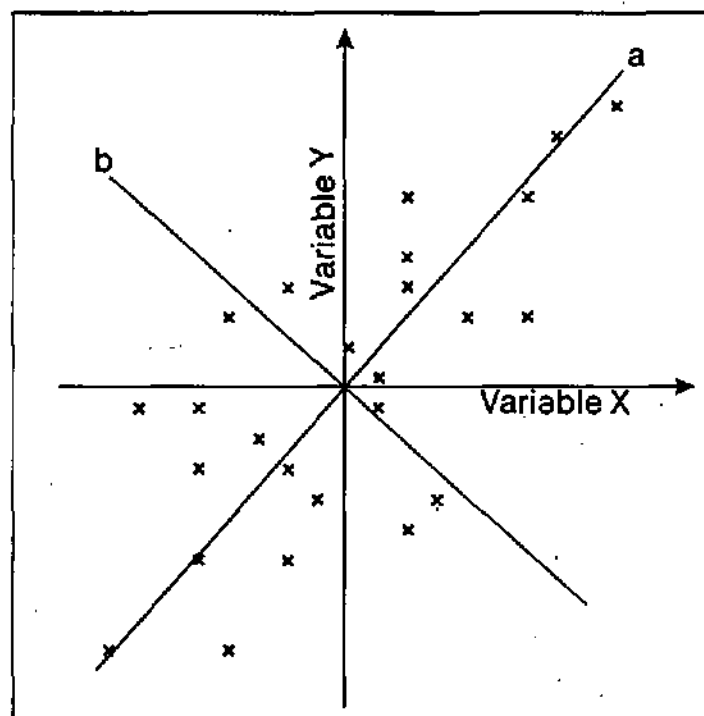


Figure 2.2 : Espace des individus ; "a" axe factoriel 1 ; "b" axe factoriel 2. Cette espace est muni d'une structure euclidienne afin de pouvoir définir les distances entre les individus.

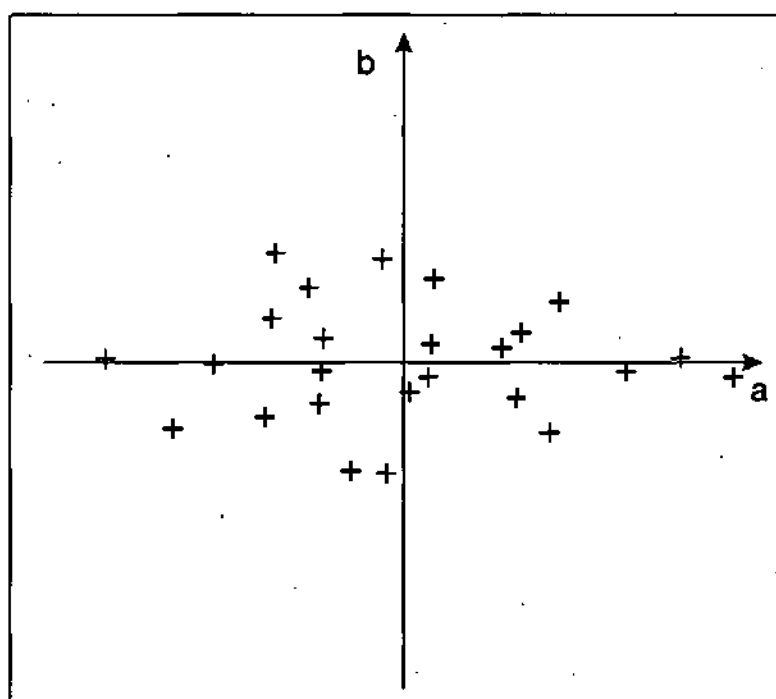


Figure 2.3 : Plan factoriel engendré par les axes F1 (a) et F2 (b). Les individus se distribuent dans le repère F1/F2 avec des nouvelles coordonnées.

L'étude des corrélations entre les axes factoriels et les variables est faite au moyen du "Cercle de corrélation" (Figure 2.4).

Dans le cas de données centrées et réduites (par rapport à la moyenne et à l'écart type), les points situés sur le "Cercle de corrélation" représentent la projection des vecteurs des

variables (X et Y), sur le plan engendré par les "facteurs" F1 et F2. La projection des vecteurs des variables sur les axes factoriels donne la valeur du coefficient de corrélation linéaire entre la variable et le facteur.

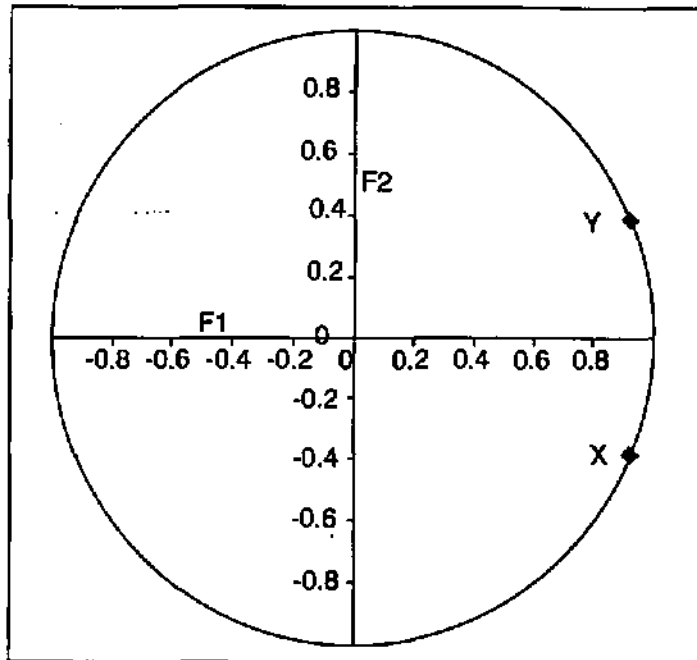


Figure 2.4 : Cercle de Corrélation entre les facteurs F1 et F2 et les variables X et Y. L'axe F1 est très corrélé positivement avec les deux variables tandis que le F2 est peu corrélé avec les deux variables.

2.3.2 Remarques:

- Chaque axe factoriel décrit une corrélation entre les variables analysées. Les axes factoriels représentent les axes d'inertie du nuage de points dans N dimensions.
- Sur le plan factoriel le nuage des données se distribue avec des nouvelles coordonnées qui dépendent du comportement des variables.
- Le processus de synthèse provoque une perte d'information, cette perte correspond à la variation des points de mesure autour des comportements moyens.

2.3.3 Analyse en composantes principales – Démarche mathématique

Du point de vue mathématique, différents types d'analyses factorielles sont possibles. L'analyse en composantes principales (ACP) en est une et nous l'utiliserons pour étudier le comportement chimique de quatre sources karstique.

Avec les observations des N variables, on construit la matrice (N x N) des coefficients de corrélations linéaires entre les couples des variables. L'analyse en composantes principales se propose de trouver les vecteurs propres de cette matrice ainsi que leurs valeurs propres (une matrice N*N a N valeurs et vecteurs propres).

Les vecteurs propres sont les "facteurs" ou "composantes principales" de l'ACP. La valeur propre, relative à chaque vecteur propre, représente la variance de l'ensemble des observations expliquée par ce vecteur. Dans l'ACP, les valeurs propres sont classées par ordre décroissant.

Le premier vecteur propre, relatif à la valeur propre la plus importante, est celui qui exprime le plus fort pourcentage de la variance totale du nuage de points. Le second, indépendant du premier (donc perpendiculaire dans l'espace à N dimensions) et relatif à la deuxième valeur propre la plus importante, exprime la plus grande partie de la variance résiduelle, et ainsi de suite.

A partir des vecteurs propres de la matrice des corrélations on calcule les coordonnées des observations sur les axes factoriels (composantes principales).

2.4 Application de l'ACP aux séries de mesures des éléments chimiques majeurs de quatre sources karstiques

2.4.1 Introduction

Nous avons appliqué l'analyse en composantes principales aux séries d'analyses chimiques de quatre sources karstiques. Les séries des données mensuelles s'étendent sur des intervalles de temps variant de quatre ans pour le Sandli, à six ans pour la Venoge (Areuse - 52 analyses, Venoge - 66 analyses, Cascade - 37 analyses, Sandli - 40 analyses).

Dans notre analyse nous avons retenu 12 paramètres : T, K_{20} , pH, Tac, Dt, Ca, Na, K, Mg, NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} .

L'ACP a été faite sur des données centrées et réduites par rapport à leur moyenne et écart-type. L'utilisation de données normalisées par rapport à la moyenne et à l'écart-type permet de s'affranchir des unités de mesure qui sont hétérogènes dans notre cas.

Pour chaque analyse, les plans factoriels définis par la première composante principale couplée aux quatre composantes principales suivantes ont été utilisés. Les cinq premières composantes principales représentent une portion importante (Figure 2.5) de la variance totale des éléments chimiques majeurs de chaque source

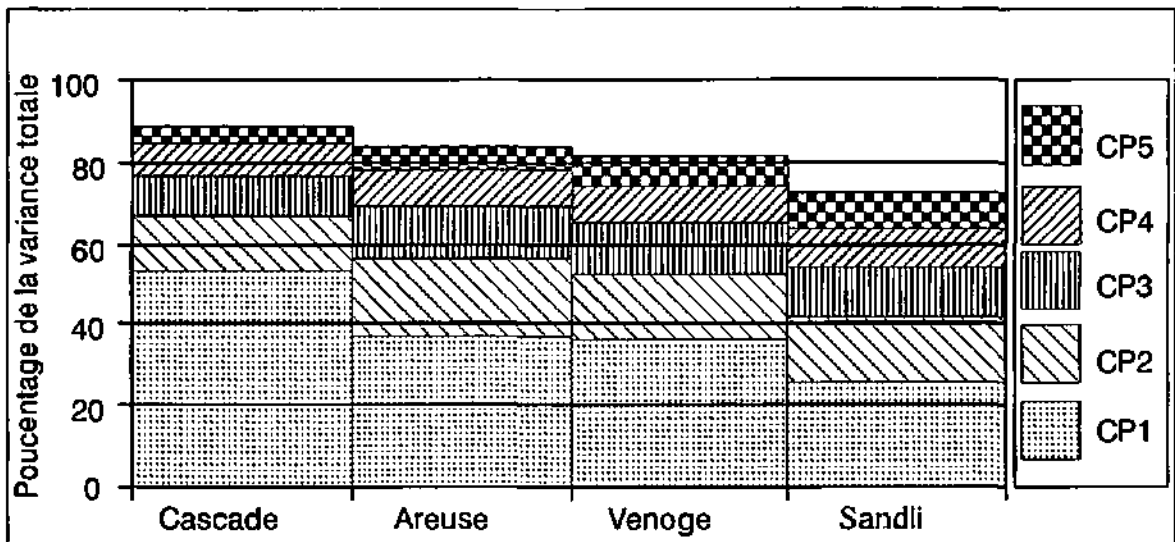


Figure 2.5 : Pourcentage de la variance totale représenté par les cinq premières composantes principales.

Pour détecter une relation fonctionnelle entre la structure du nuage (distribution des individus dans l'espace multidimensionnel – composition chimique de l'eau) et des facteurs tels que l'état hydraulique du système, les variations climatiques saisonnières, les variations globales à long terme du climat, nous avons classé les individus en fonction de la relation recherchée :

- a) selon l'état hydraulique du système lors de l'échantillonnage;
- b) selon la saison lors de l'échantillonnage;
- c) selon l'année lors de l'échantillonnage.

Nous avons analysé la structure du nuage sur les différents plans factoriels en fonction de différents classements des individus.

Seule l'analyse du plan factoriel formé par les deux premières composantes principales a permis de détecter une structure du nuage qui peut être corrélée aux différents états hydrauliques du système karstique. Ceci semble signaler l'existence prépondérante d'une relation entre la réponse globale chimique et celle hydraulique.

Aucune autre relation, entre la structure du nuage des individus et autres facteurs qui pourraient influencer la réponse chimique des sources karstiques, n'a pu être détectée.

2.4.2 Signification des axes factoriels

Pour les 4 sources (Figure 2.6), les cercles de corrélation entre les deux premières composantes principales et les paramètres chimiques montrent que la composante principale 1 (CP1) est bien corrélée avec tous les paramètres représentatifs de la minéralisation totale : les cations (surtout le Ca), la dureté totale, le TAC (peu corrélé pour le Sandli), la conductivité et dans une moindre mesure avec les sulfates.

Pour le Sandli, la dispersion du nuage dans des directions préférentielles est moins marquée que pour les autres sources. Les corrélations entre les variables chimiques et les composantes principales sont donc moins importantes. Les interprétations présentées ci-dessus laissent supposer que ceci est lié au comportement hydraulique particulier de cette source. En effet, dans ce système les vitesses d'écoulement sont plus faibles (MÜLLER ET PLANCHEREL, 1982) que dans les trois autres systèmes karstiques. Ceci est probablement dû à un réseau karstique peu développé (SCHOUWEY, 1989). L'eau reste dans le massif plus longtemps et peut atteindre un degré d'équilibre chimique élevé avec la roche encaissante. Ceci peut expliquer la minéralisation stable de la source (Figure 2.7) et donc le fait que le nuage des observations dans l'espace multidimensionnel ne présente pas d'axes d'inertie préférentiels bien marqués. En plus, les différences de minéralisation entre les individus sont faibles et du même ordre de grandeur que les erreurs sur les analyses chimiques.

Malgré l'exception du Sandli, nous considérons par la suite la composante principale 1 comme un axe de minéralisation.

La composante principale 2 est surtout représentative des nitrates (Areuse, Sandli, Cascade, dans une moindre mesure pour la Venoge) mais aussi du pH (moins net pour ce paramètre). Elle est donc principalement liée à l'activité biologique dans le sol et à l'activité anthropique.

L'interprétation des composantes principales 1 et 2 ne change pas si nous éliminons de notre analyse les paramètres chimiques redondants tels que le Dt et la K₂₀.

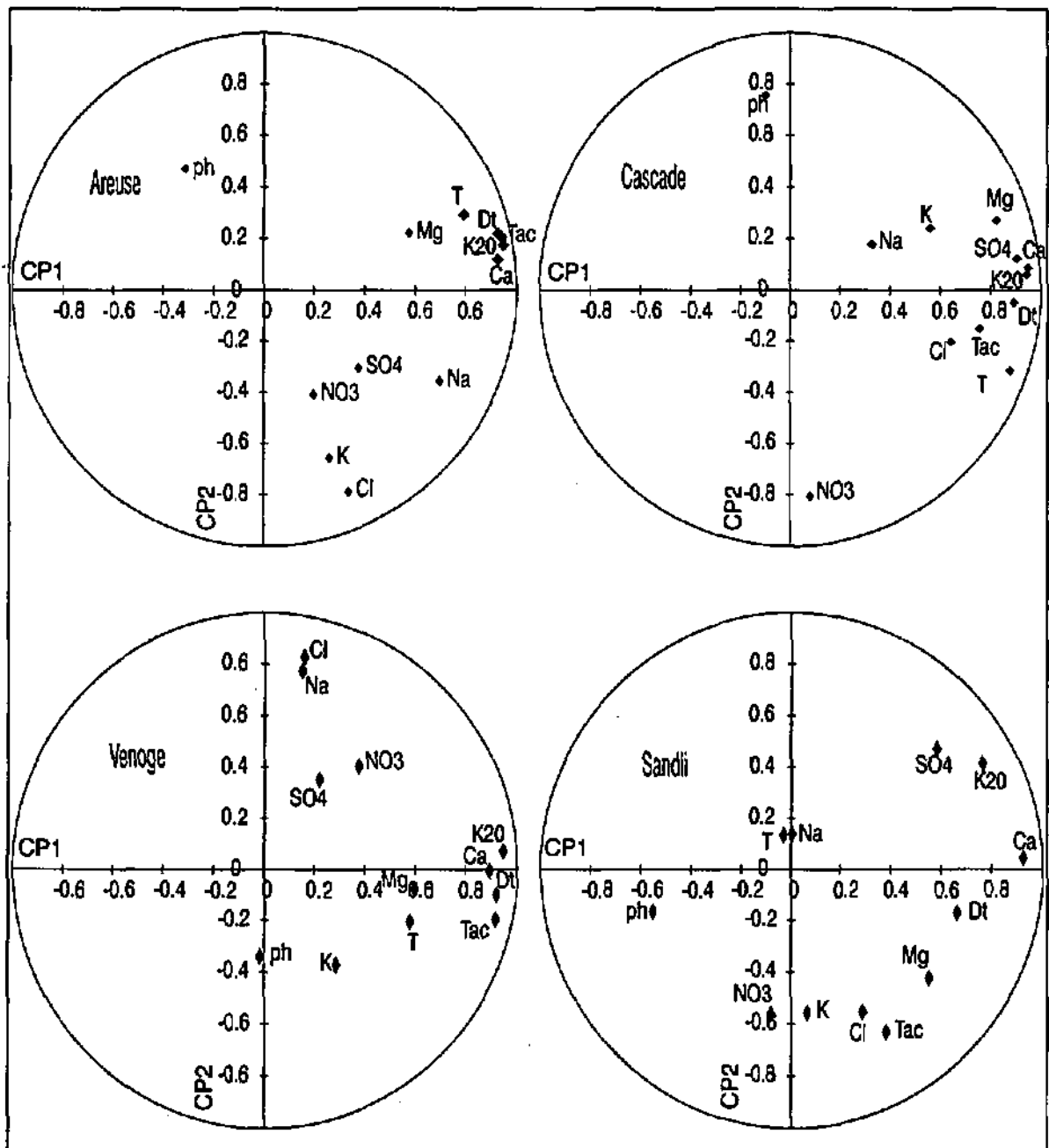


Figure 2.6 : Cercles de corrélation entre les composantes principales et les variables chimiques des quatre sources. La composante principale 1 est corrélée avec les paramètres représentatifs de la minéralisation totale de l'eau.

La figure 2.8 montre que la représentativité des composantes principales 1 et 2 vis-à-vis de la variance totale est différente pour chaque source, mais la somme est généralement supérieure au 50%. Le Sandli fait exception pour les motifs précédemment mentionnés.

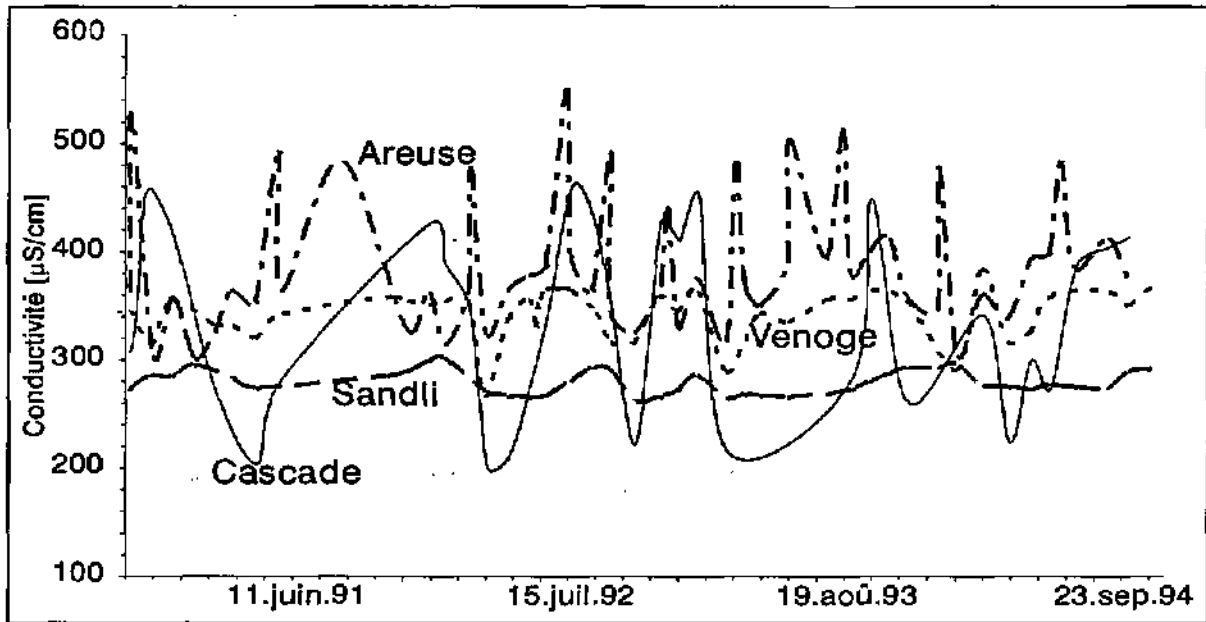


Figure 2.7 : Variabilité de la conductivité électrique de quatre sources karstiques. Les variations de la conductivité électrique sont moins importantes à la source du Sandli qu'aux autres sources.

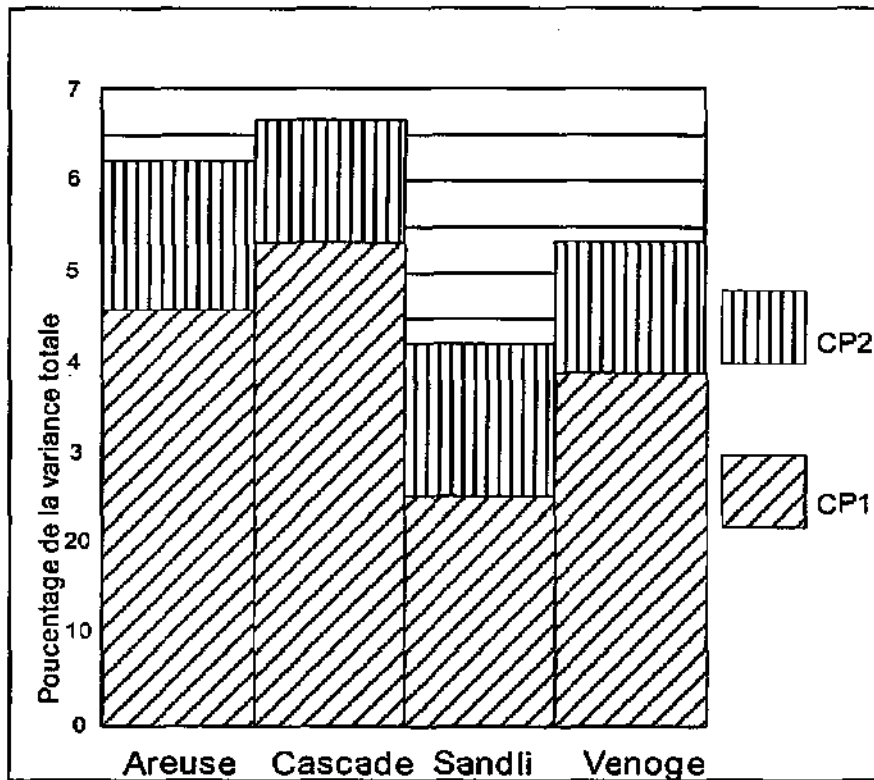


Figure 2.8 : Pourcentage de la variance totale représenté par les composantes principales 1 et 2.

2.4.3 Décomposition de l'hydrogramme des sources karstiques selon quatre états hydrauliques distincts

Le but est de tenter d'identifier l'effet de l'état hydraulique d'un système sur le chimisme des eaux. Le principe est donc d'attribuer un état hydraulique à chaque échantillon analysé, puis à regarder si les échantillons d'un état donné correspondent à un chimisme particulier.

On peut schématiquement décomposer le régime hydraulique des sources karstiques en quatre états hydrauliques différents : la montée, la décrue rapide, la période de transition et le tarissement.

La montée est facile à identifier sur l'hydrogramme. Pour la récession, nous l'avons arbitrairement partagée en trois états hydrauliques différents en utilisant le modèle à trois réservoirs proposé par Forkasiewicz et Paloc (1967) (éq 1).

$$Q_t = Q_{01} * e^{-\alpha_1 * t} + Q_{02} * e^{-\alpha_2 * t} + Q_{03} * e^{-\alpha_3 * t} \quad (1)$$

Le moment du passage d'un état hydraulique à l'autre est calculé en utilisant les formules (2) et (3).

$$t_{\text{decr.} \rightarrow \text{trans.}} = \frac{1}{\alpha_1 - \alpha_2} \ln \left(\frac{Q_{01}}{0.5 * Q_{02}} \right) \quad (2)$$

$$t_{\text{trans.} \rightarrow \text{taris.}} = \frac{1}{\alpha_2 - \alpha_3} \ln \left(\frac{Q_{02}}{0.5 * Q_{03}} \right) \quad (3)$$

$t_{\text{decr.} \rightarrow \text{trans.}}$ = Temps du passage de la décrue rapide à la période de transition correspondant au moment à partir duquel la contribution du premier facteur exponentiel (réservoir) devient inférieure à 50% de celui du deuxième.

$t_{\text{trans.} \rightarrow \text{taris.}}$ = Temps du passage de la période de transition au tarissement correspondant au moment à partir duquel la contribution du deuxième facteur exponentiel (réservoir) devient inférieure à 50% de celui du troisième.

Le choix d'une contribution limite égale à 50% est arbitraire.

Les temps ainsi calculés, introduits dans la formule (1), permettent d'estimer le débit de passage d'un état hydraulique à l'autre (Figure 2.9).

La figure 2.10 montre la distribution de l'échantillonnage chimique à l'Areuse pendant l'année 1994 en rapport avec l'hydrogramme de la source.

2.4.4 Distribution des observations sur le nouveau repère

Aux sources qui présentent un régime hydraulique typiquement karstique (Areuse, Cascade et Venoge), nous avons classé les analyses chimiques selon les quatre états hydrauliques définis ci-dessus (Figure 2.11a, 2.12a, 2.13a).

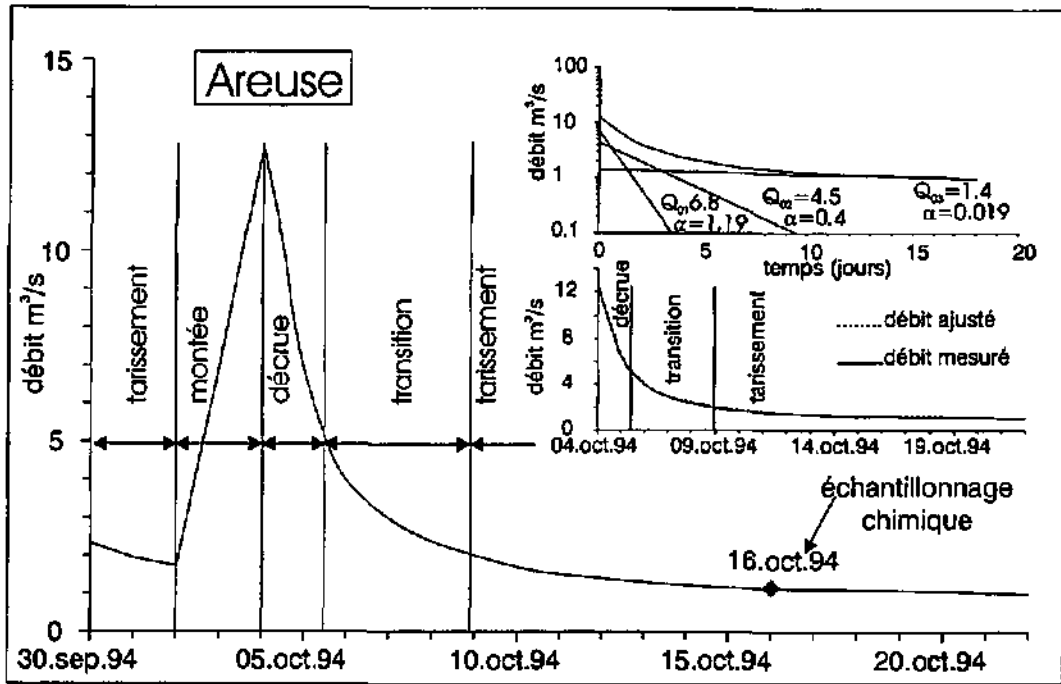


Figure 2.9 : Décomposition de l'hydrogramme de la source en quatre états hydrauliques.

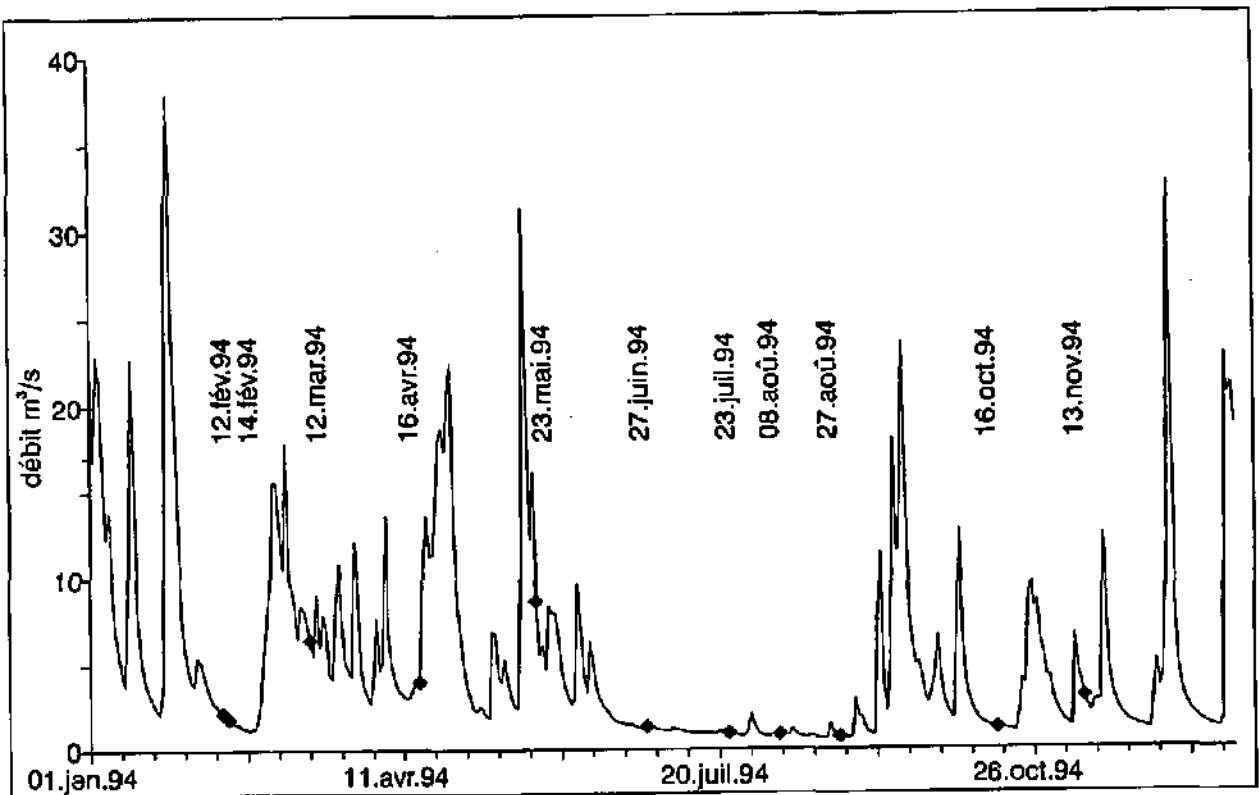


Figure 2.10 : Débits de l'Areuse et dates d'échantillonnage.

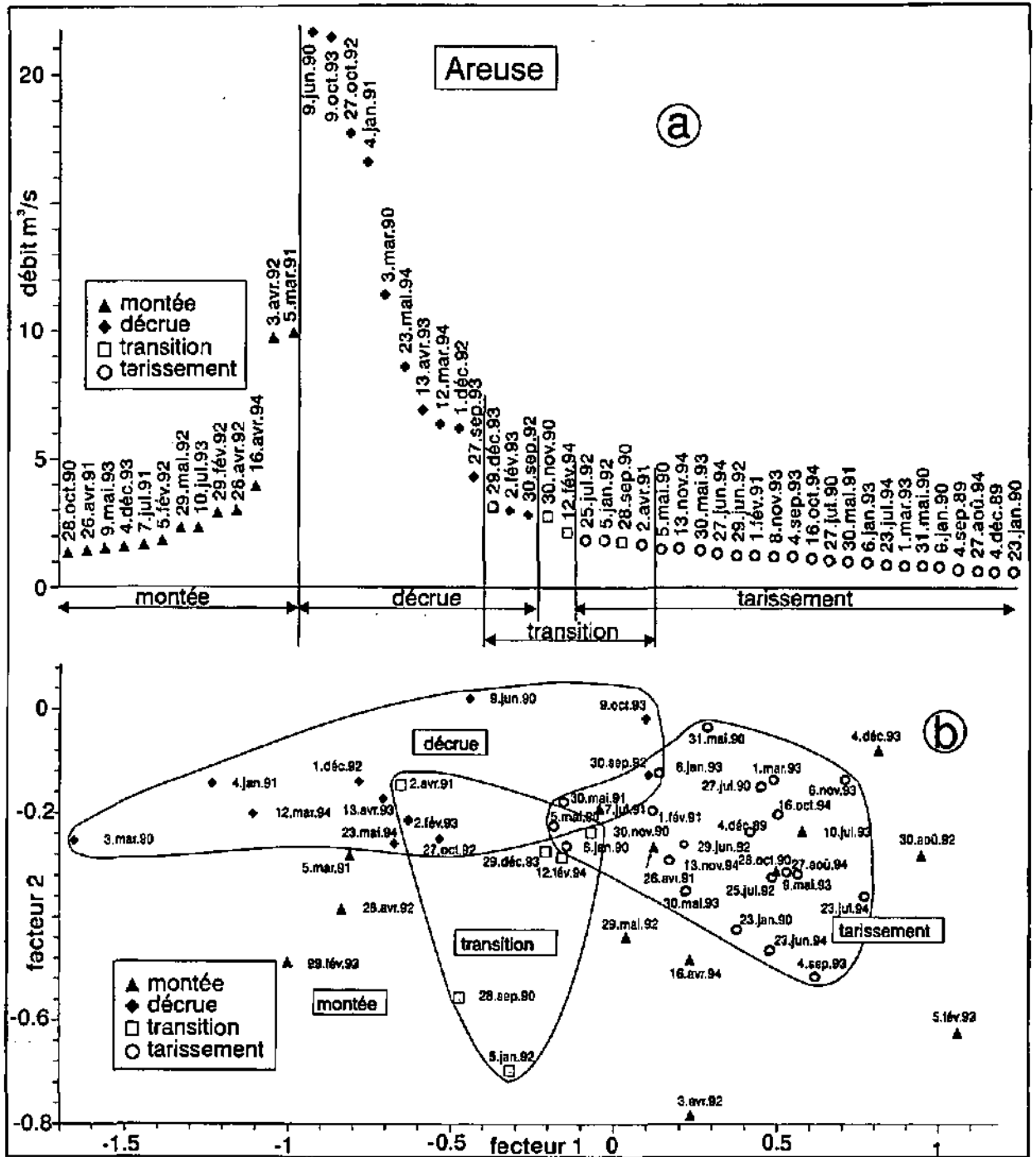


Figure 2.11 : Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existante entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à l'Areuse.

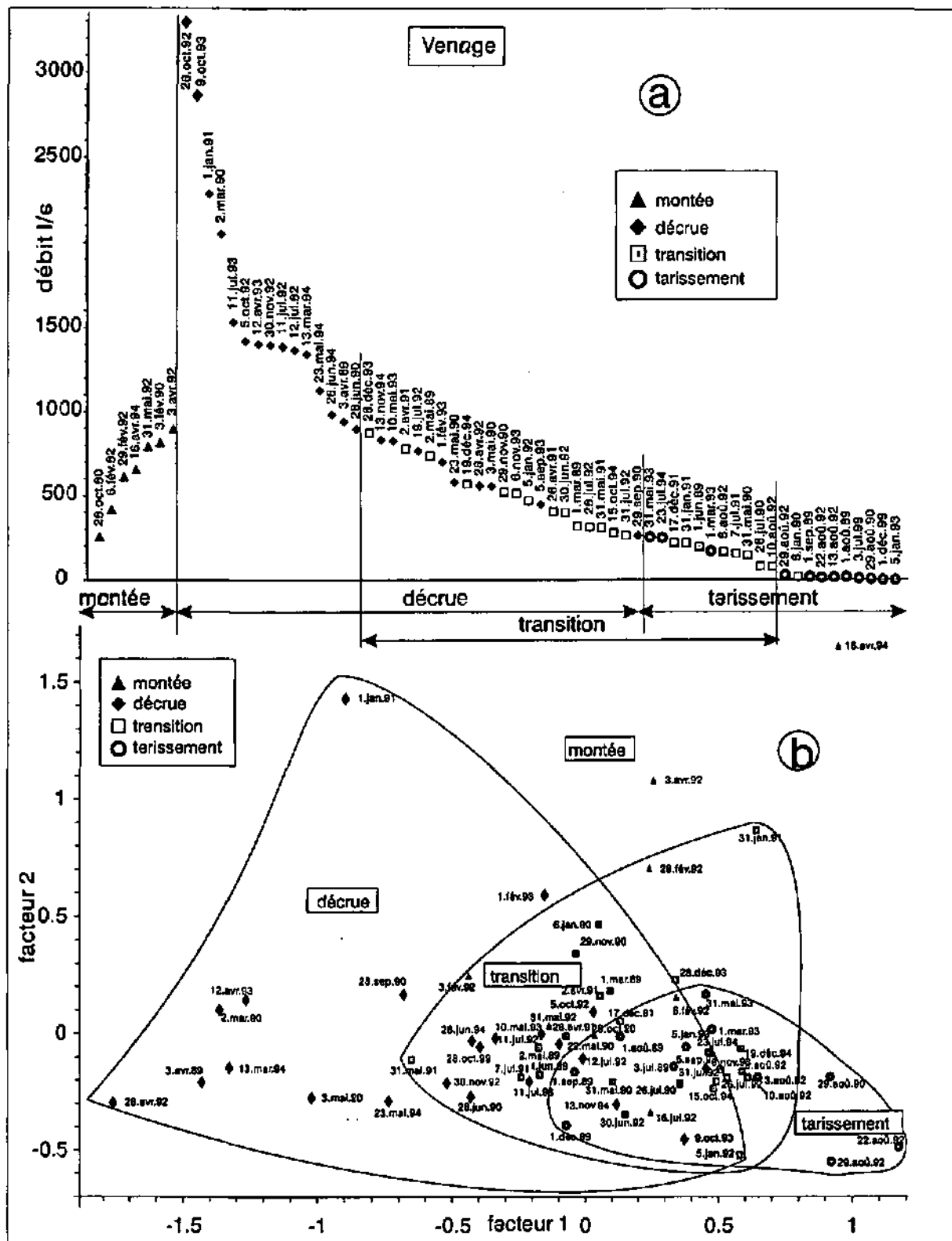


Figure 2.12 : Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à la Venage.

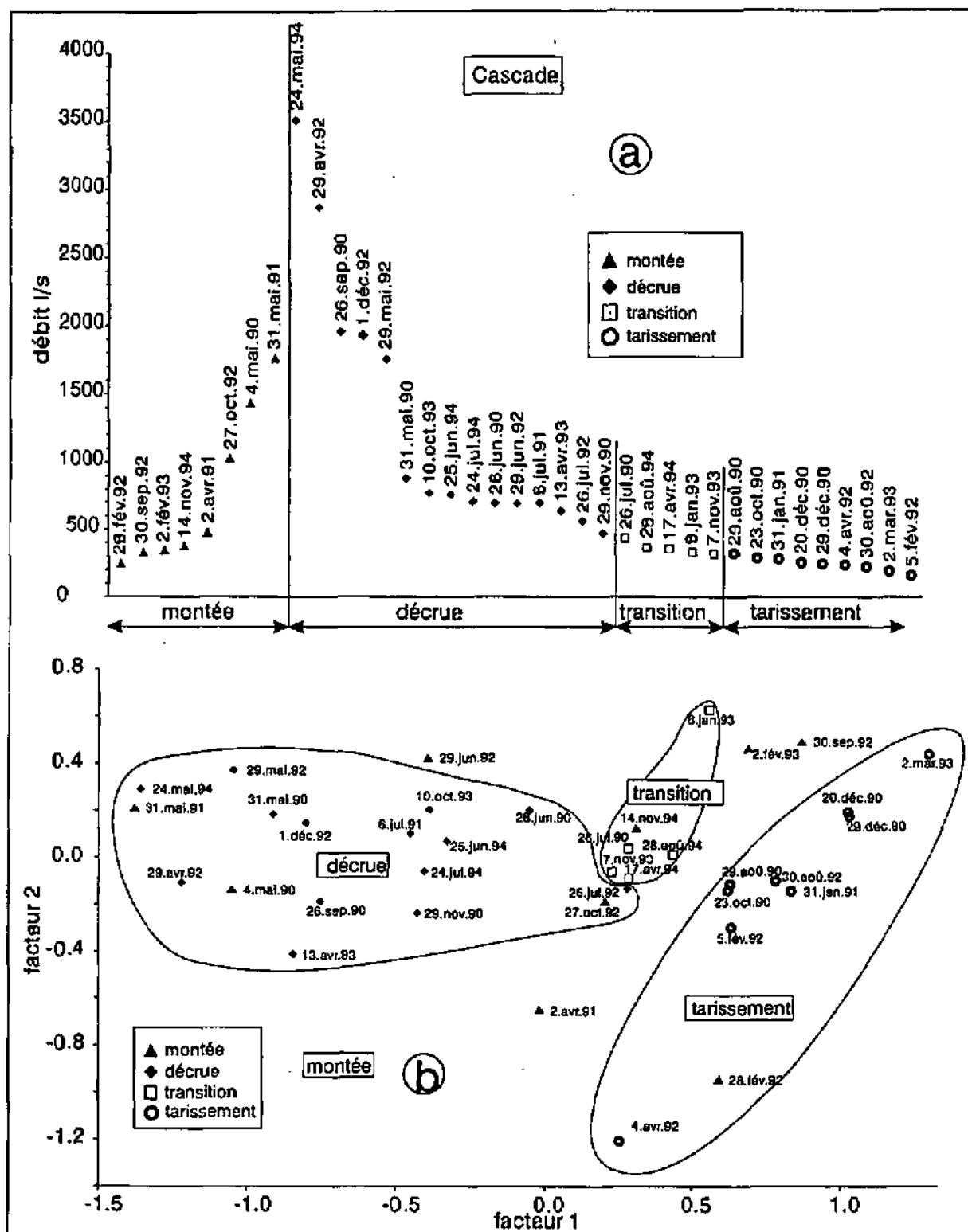


Figure 2.13 : Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à la Cascade.

Au Sandli, l'hydrogramme ne permet pas de distinguer entre la décrue rapide, la période de transition et le tarissement, nous avons donc classé les analyses selon trois différents états : la

montée, la partie de la récession avec un débit plus haut que 50 l/s (débit moyen à la source) et la partie de la récession avec un débit plus bas que 50 l/s (Figure 2.13a).

Pour toutes les sources étudiées, on peut noter qu'il existe une relation nette entre l'état hydraulique et la minéralisation (Figure 2.11b, 2.12b, 2.13b, 2.14b), c'est-à-dire entre la vitesse d'écoulement dans le système et la minéralisation des eaux.

Le nuage des analyses de la décrue rapide est placé dans la partie gauche du plan factoriel Cp1 / Cp2 (Cp1 faible donc faible minéralisation). La décrue rapide représente donc des eaux peu minéralisées. On peut interpréter cela comme étant lié à des vitesses d'écoulement élevées. Le degré d'équilibre chimique des eaux avec la roche encaissante est bas. Au fur et à mesure que le débit diminue, des zones à plus faible perméabilité contribuent à la vidange. Des eaux avec des vitesses d'écoulement plus lentes et donc plus minéralisées sont évacuées. Au fur et à mesure que la vitesse moyenne d'écoulement diminue, le nuage des observations se déplace vers la droite dans le plan factoriel (Cp1/Cp2).

La séparation du nuage en quatre sous-groupes est moins nette pour la Venoge que pour l'Areuse et la Cascade. Ceci peut être dû au fait qu'en basses eaux les mesures du débit sont moins précises à cause de l'irrégularité du fond de la rivière où le limnigraphe est installé.

La dispersion sur le plan factoriel "Cp1/Cp2" des analyses chimiques des échantillons pris pendant la montée de la crue est à rattacher au mélange chaotique entre les eaux de pluie rapidement infiltrées qui sont peu minéralisées et les eaux "anciennes" du massif qui sont plus minéralisées. Pendant cette phase, on observe d'abord une augmentation de la minéralisation totale et ensuite une diminution.

La présence de nuages distincts dans le plan engendré par les composantes principales CP1 et CP2 entre décrue et tarissement montre l'existence d'une relation claire entre débit et minéralisation. L'effet de l'état hydraulique sur les paramètres chimiques est très important et rend difficile la mise en évidence d'autres influences (par exemple les variations climatiques saisonnières ou globales, l'influence de l'activité anthropique, etc.). En effet, les plans factoriels n'ont pas mis en évidence d'autres structures du nuage qui pourraient être corrélés à d'autres facteurs que l'état hydraulique du système karstique, ce qui montre que l'effet de l'hydraulique sur les variations chimiques est largement prédominant. A ce stade, les variations de la composition chimique liées à d'autres facteurs ne peuvent donc pas être détectées.

Pour tenter mettre en évidence les effets liés à des facteurs autre que le débit, il faudrait définir d'abord la "relation fonctionnelle" entre la réponse chimique et la réponse hydraulique, puis soustraire de la réponse chimique observée la partie "expliquée" par la relation entre chimie et débit. Cette analyse des résidus permettrait de montrer les éventuelles variations de la réponse chimique indépendantes du comportement hydraulique du système.

C'est le chemin présenté dans les chapitres suivants : Au chapitre 3, nous proposerons une "relation fonctionnelle" entre la variabilité de la réponse chimique et la variabilité de la réponse hydraulique. L'analyse des résidus de cette relation sera présentée au chapitre 6. Elle permettra de mettre en évidence l'influence d'autres facteurs sur la réponse chimique des systèmes karstiques.

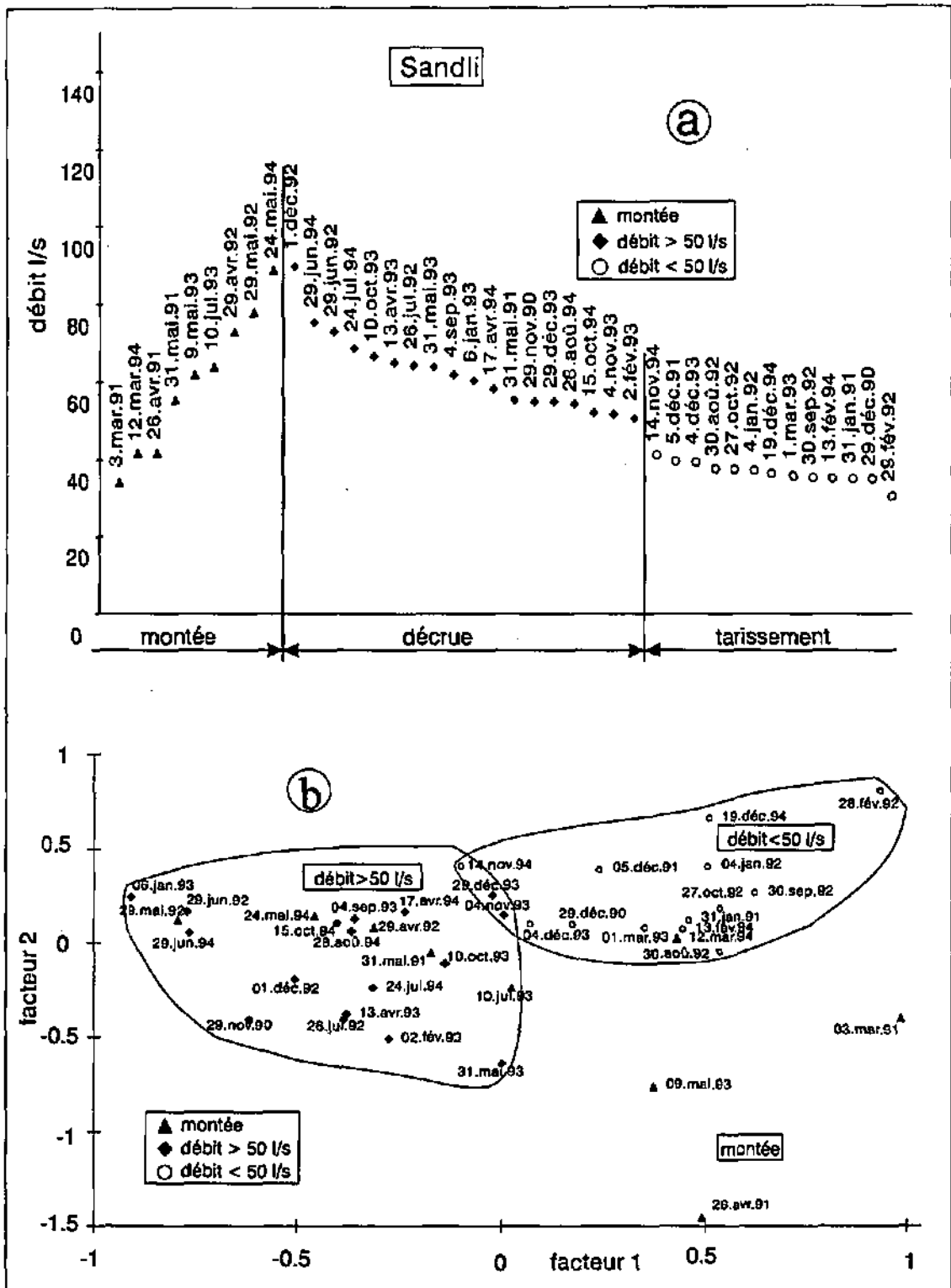


Figure 2.14 : Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existante entre l'état hydraulique du système et la minéralisation au Sandli.

2.5 Conclusions

L'Analyse en Composantes Principales de la réponse globale chimique (concentrations des éléments majeurs) des sources karstiques a mis en évidence une relation entre la minéralisation des eaux et l'état hydraulique de la source.

L'effet de l'état hydraulique du système sur la variabilité de ces paramètres chimiques est très important et rend difficile la mise en évidence d'effets d'autres facteurs qui pourraient éventuellement influencer la chimie de la source (par exemple des variations climatiques saisonnières ou globales, des activités anthropiques, etc.).

En effet, au cours des périodes étudiées, les plans factoriels n'ont pas mis en évidence d'autres tendances pouvant être corrélées aux variations saisonnières ou aux variations à long terme du climat. Ceci est dû au fait que les variations déterministes de la composition chimique sont essentiellement liées à l'état hydraulique du système (cycle : crue, décrue, tarissement). Les variations causées par d'autres facteurs, qui sont vraisemblablement d'amplitude très faible, ne peuvent pas être détectées à ce stade.

Pour mettre en évidence les effets éventuels d'autres agents sur la réponse chimique des sources, il faudrait retirer de la réponse chimique observée ce qui est proprement lié à l'hydraulique, puis analyser les variations des écarts résiduels. C'est l'objet du chapitre suivant (Chap. 4) puis du chapitre 6.

Chapitre 3 - Etude empirique de la relation concentration – débit

3.1 Résumé

Nous présentons ici une méthode permettant de comparer les systèmes karstiques au moyen de l'analyse de leur réponse globale chimique et hydraulique.

Deux phases caractérisent le comportement hydraulique des systèmes karstiques : la phase "PF" (Piston Flow) et la phase "CBRF" (Chemical Based Recession Flow) définie au moyen du couplage de la réponse chimique et de celle hydraulique. Pendant la phase "CBRF" la concentration du total des solides dissous "TSD" peut être considérée comme une fonction exponentielle du logarithme du débit.

Cette relation permet de définir deux paramètres dont un est dépendant de la structure du réseau karstique noyé.

3.2 Introduction

Les techniques d'investigation des systèmes karstiques se basent principalement sur l'étude des différents signaux sortants du système. Ces signaux sont causés par des impulsions externes naturelles ou provoquées (KIRALY ET AL. 1983). Chaque signal représente une des "réponses globales" du système (hydraulique, chimique, physique, isotopique, etc.) et est représentatif du système dans sa totalité.

En analysant le comportement chimique et hydraulique de la source de l'Areuse et de l'Ubena, KIRALY ET MÜLLER (1979) ont montré que la concentration en calcite n'était pas univoque mais évoluait selon des "boucles" en fonction du débit. Les deux auteurs envisagent l'existence d'une "relation fonctionnelle" de type non linéaire entre la concentration en calcite et le débit.

L'existence d'une "relation fonctionnelle" entre la concentration et le débit a été confirmée au moyen d'analyses statistiques (MUDRY ET BLAVOUX 1986 MATHYS 1982). L'analyse en composantes principales (Chapitre 2) des séries temporelles des éléments chimiques majeurs a mis aussi en évidence une forte dépendance de la concentration en éléments chimiques (K_{20} , CO_3^- , Do , Ca^{++} , Mg^{++} etc.) en fonction du débit.

L'idée d'un lien entre le comportement chimique et hydraulique des sources karstiques nous a poussé à rechercher une relation mathématique entre la masse de roche dissoute transportée à l'exutoire à un instant donné et le débit.

Le but de notre étude est d'étudier la relation existant entre la réponse globale chimique et hydraulique (concentration/débit) des systèmes karstiques et de voir dans quelle mesure cette relation peut servir à caractériser les systèmes.

Des hypothèses simplificatrices concernant le processus de dissolution, de dilution et de transport ont permis de formuler un modèle global de "relation fonctionnelle" entre la masse

exportée à la source par unité de temps et le débit et donc de définir la liaison entre la concentration (le Total des Solides Dissous dans notre cas) et le débit.

3.3 Relation fonctionnelle entre la concentration et le débit

3.3.1 Modèle conceptuel de relation entre la concentration en calcaire dissous et la vitesse de l'eau dans un conduit

La quantité de calcaire dissous le long des parois d'un conduit parcouru par un courant d'eau dépend de plusieurs facteurs dont les plus importants sont : la concentration de la solution (C_q), la concentration de saturation (C_s), la surface de contact eau/roche, la vitesse de l'eau, la température, la pression partielle de CO_2 (pCO_2), le coefficient de diffusion moléculaire (D_m), la viscosité de l'eau (ν), etc. (FEITKNECHT 1949, BÖGLI 1980, BONACCI 1987, DREYBRODT 1988).

Dans notre étude nous utiliserons une approche de type globale. Le flux massique en calcaire dissous mesuré à une source est considéré comme le résultat d'un processus de dissolution du calcaire unique et homogène (le même mécanisme est valable dans la totalité du système). Les variations du flux massique en calcaire dissous à l'exutoire sont considérées comme la conséquence des variations globales de ce processus de dissolution.

Notre modèle global est basé sur l'hypothèse simplificatrice que, sur une courte période - un événement de crue -, le flux massique de calcaire dissous transporté à l'exutoire est fonction de la vitesse moyenne de l'eau dans le système. Nous faisons aussi l'hypothèse que tous les paramètres thermodynamiques influençant la dissolution du calcaire restent constants à l'échelle d'une crue ou que leur variation a une influence négligeable par rapport à l'effet provoqué par la variation de la vitesse moyenne de l'eau dans le système.

Pour mieux expliquer le concept du modèle, considérons un "réseau" karstique formé par un seul conduit circulaire.

Pour simuler la variation de concentration à la sortie de ce conduit nous retenons trois processus physiques et chimiques : la dissolution, la dilution et le transport convectif. Par hypothèse, l'efficacité de ces trois processus dépend de la vitesse moyenne d'écoulement.

A l'intérieur du conduit (figure 3.1), le processus de dissolution est responsable des variations du flux massique de calcaire dissous et le processus de dilution de celles du flux volumique (débit total à travers le conduit). La concentration est égale au rapport de ces deux grandeurs.

Une augmentation de la vitesse de l'eau entraîne, simultanément, un accroissement du flux massique et du flux volumique à l'exutoire. La dérivée du flux massique et celle du flux volumique, en fonction de la vitesse de l'eau, peuvent être différentes. A la sortie du conduit, l'accroissement du flux massique peut être plus important que celui du flux volumique ou inversement.

Selon les cas, la concentration à l'exutoire du conduit peut donc croître ou décroître lors d'une augmentation de la vitesse de l'eau.

Le débit à l'exutoire dépend de la vitesse de l'eau mais aussi des dimensions du conduit (diamètre et longueur). Nous pouvons exprimer la concentration à la sortie du conduit directement en fonction du débit :

$$C = \frac{\text{Flux massique}}{\text{Flux volumique}} = \frac{f(Q)}{Q} = f_1(Q) \tag{3.1}$$

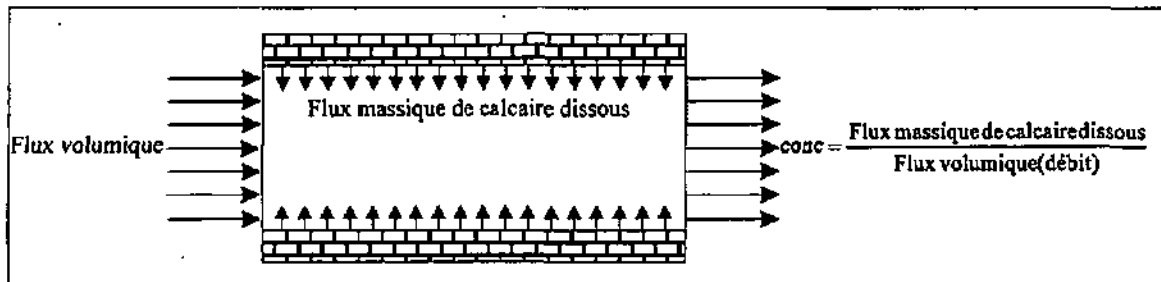


Figure 3.1: La concentration à la sortie du conduit karstique est fonction du rapport entre le flux massique du calcaire dissous et le flux volumique.

3.3.2 Relation entre le flux massique et le débit à l'exutoire du conduit

Nous proposons l'équation suivante (éq. 3.2) pour décrire la relation entre le flux massique exporté à l'exutoire et le débit. A notre avis, l'équation 3.2, déterminée expérimentalement, décrit au mieux la relation entre le flux massique et le débit.

$$m(t) = A * Q(t)^\beta \tag{3.2}$$

$m(t)$ = quantité de matière dissoute exportée par seconde à l'exutoire (flux massique);
 A = paramètre constant à l'échelle d'une crue et dépendant de la concentration de saturation;
 Q = débit;
 β = nombre sans dimension;

3.3.3 Relation entre la concentration et le débit à l'exutoire du conduit

La concentration instantanée à l'exutoire du conduit est égale au rapport entre le flux massique ($m(t)$) et le flux volumique (débit $Q(t)$) (eq. 3.3).

$$C(t) = \frac{m(t)}{Q(t)} \tag{3.3}$$

En introduisant la relation (3.2) dans la (2.3) on obtient :

$$C(t) = \frac{A * Q(t)^\beta}{Q(t)} = A * Q(t)^{\beta-1} \tag{3.4}$$

et en remplaçant $\Rightarrow \alpha = (1 - \beta)$

$$C(t) = A * Q(t)^{-\alpha} = A * e^{-\alpha * \ln(Q(t))} \tag{3.5}$$

La relation (3.5) exprime la concentration en fonction de l'exponentiel du logarithme du débit.

Selon cette relation, les couples de valeur $C_{(t)}/Q_{(t)}$ reportés sur un repère logarithmique s'ajustent sur une droite d'équation (3.6). Le logarithme du paramètre A et le paramètre α représentent l'ordonnée à l'origine et la pente de cette droite.

$$\ln(C_{(t)}) = \ln(A) - \alpha * \ln(Q_{(t)}) \quad (3.6)$$

Selon la valeur du paramètre α , on peut envisager trois cas différents :

- $\alpha=0$: La concentration est constante signifiant que, en fonction du débit, la dilution compense exactement la dissolution.
- $\alpha < 0$: (pente positive de la droite d'équation 3.6). La concentration augmente pour un débit croissant. La dérivée du flux massique est plus importante que celle du flux volumique.
- $\alpha > 0$: (pente négative de la droite d'équation 3.6). La concentration diminue pour un débit croissant. La dérivée du flux volumique est plus importante que celle du flux massique.

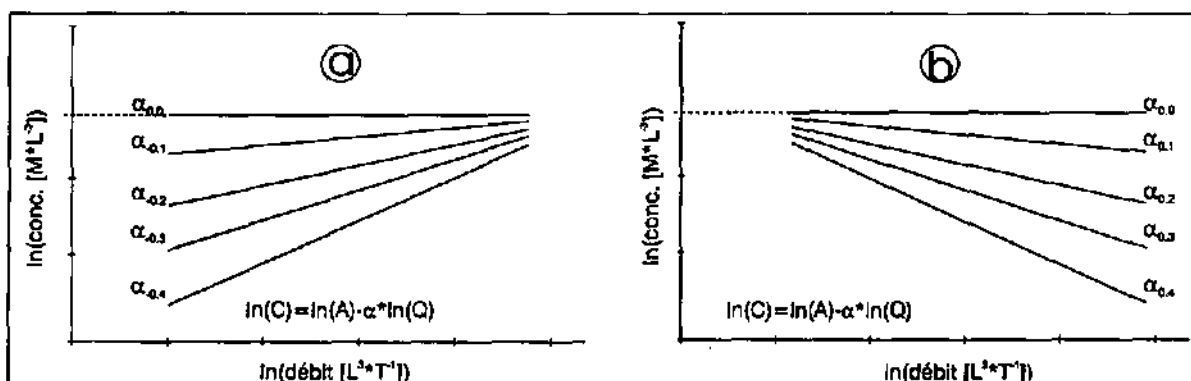


Figure 3.2: Le paramètre (α) est fonction de l'importance relative des processus de dissolution et de dilution. Si la dissolution est plus importante que la dilution, α sera négatif (pente positive). Une augmentation du débit entraînera une croissance de la concentration et inversement (Figure a). Si la dissolution est moins importante que la dilution, α sera positif (pente négative). Une augmentation du débit entraînera une décroissance de la concentration (Figure b) et inversement.

3.3.4 Application du modèle au système réel

Un test sur la source de l'Areuse a permis, en première approche, de définir les conditions d'applicabilité de ce modèle concentration/débit aux systèmes karstiques réels.

Nous avons appliqué le modèle aux données du débit et de concentration en TSD (Total des Solides Dissous). La corrélation entre le TSD et les carbonates est très bonne (Figure 3.3b).

La valeur du paramètre α calculée à partir des données de TSD est presque la même que celle calculée à partir de la concentration en calcium (Figure 3.4).

L'avantage d'utiliser ce paramètre chimique est qu'il est facilement mesurable en continu par l'intermédiaire de la conductivité électrique de l'eau.

Les mesures du TSD et du débit relatifs à un cycle de crue/récession à la source de l'Areuse sont reportées sur le repère logarithmique de la figure 3.5 en bas.

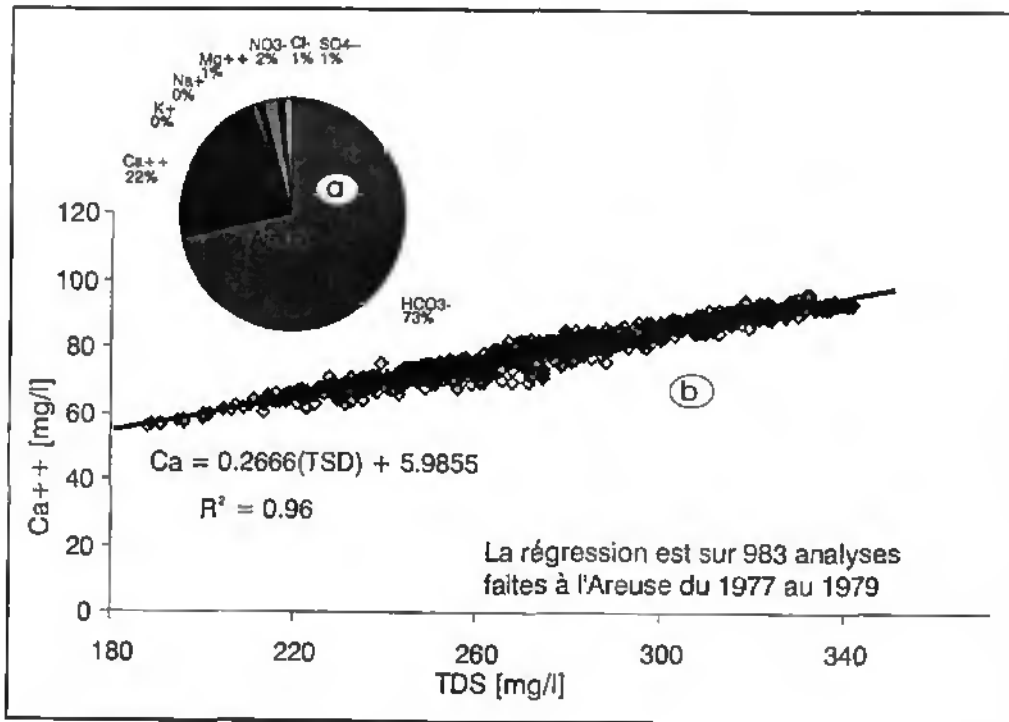


Figure 3.3: (a) Pourcentages des éléments chimiques majeurs dans les eaux de l'Areuse. L'échantillon est pris en conditions de basse eaux. (b) Corrélation linéaire entre le TDS et la teneur en Calcium.

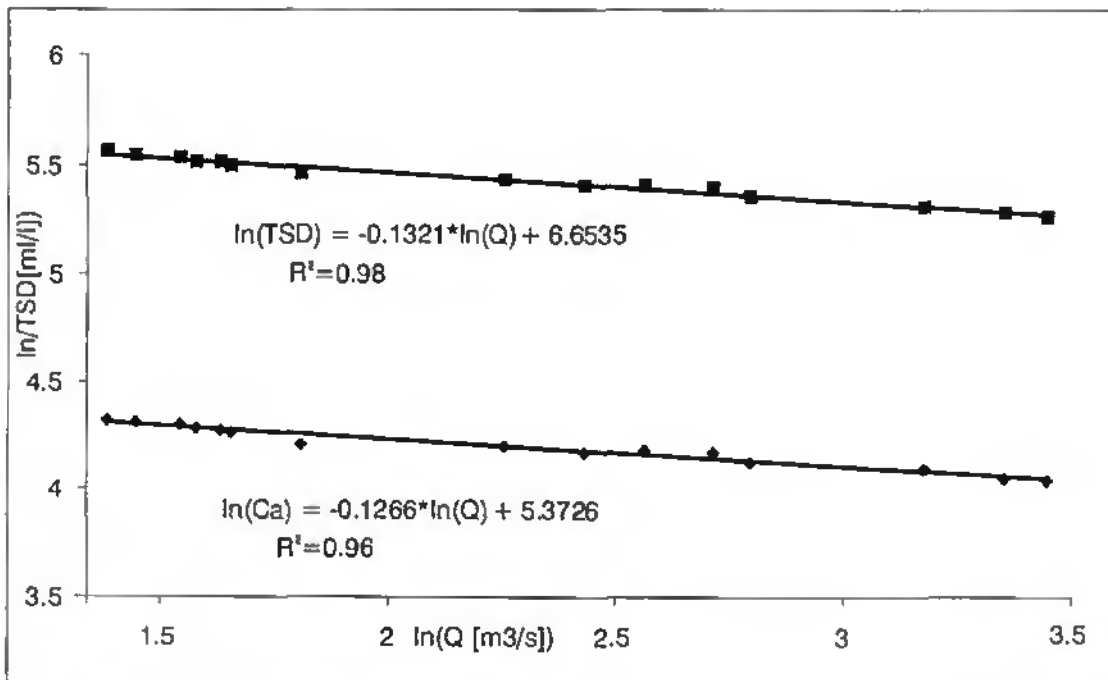


Figure 3.4 : Phase CBRF à l'Areuse de 12.3.79 à 22.3.79. La valeur du paramètre α calculée à partir des données de TSD est presque la même que celle calculée à partir des données de concentration en calcium.

Dans ce repère, les points relatifs à une partie importante de la récession s'alignent le long d'une droite tandis que les points relatifs à la montée et à la partie initiale de la récession (décru rapide) décrivent une polygonale. Le long de la droite, nous pouvons ajuster l'équation (3.6) et donc affirmer que notre modèle concentration/débit explique bien cette partie de l'hydrogramme. La figure 3.5 montre clairement deux comportements distincts du système correspondant à deux phases hydrauliques différentes. Une phase peut être modélisée par la relation (3.6), l'autre pas.

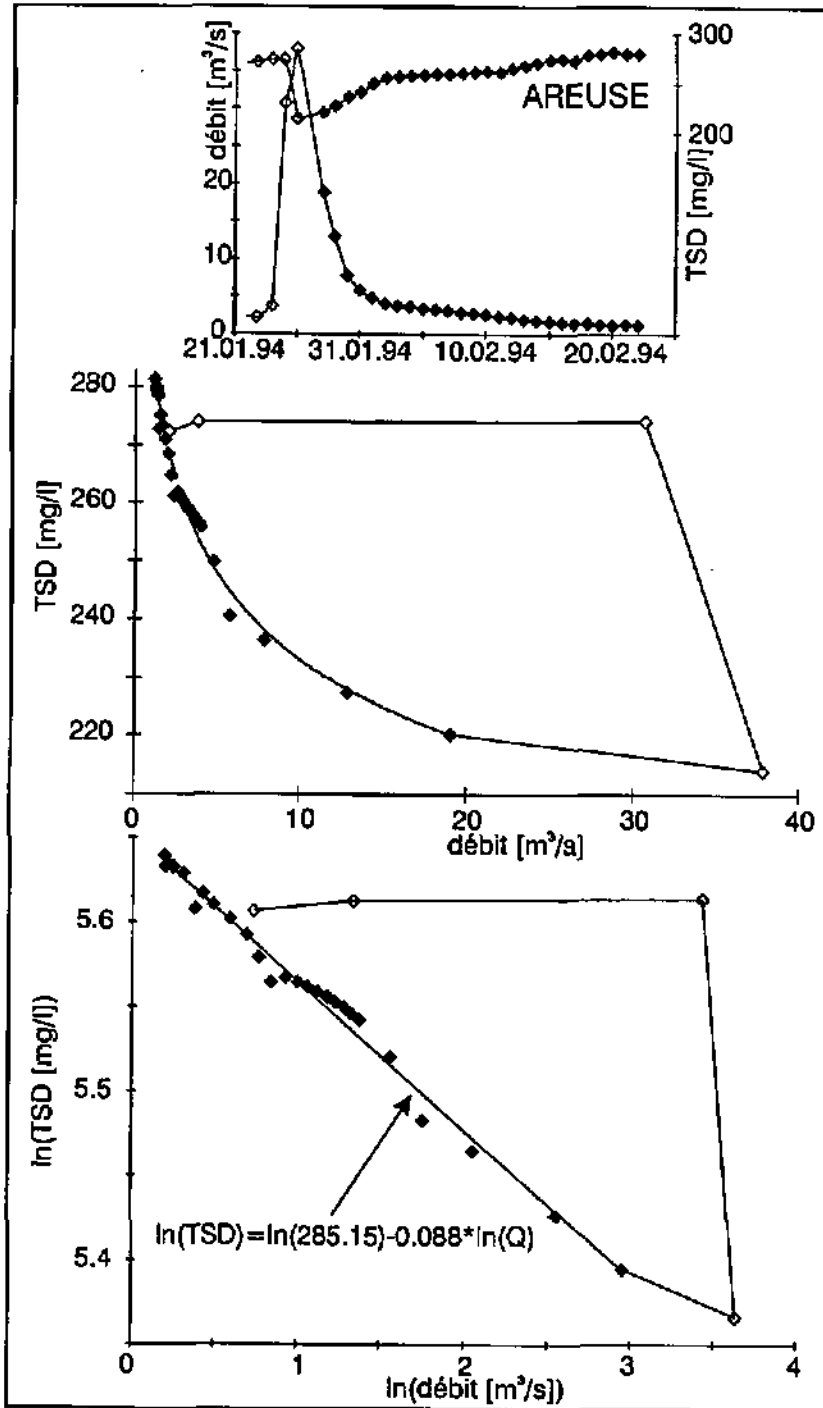


Figure 3.5 : Concentrations et débits pendant un cycle de crue/récession à la source de l'Areuse reportés dans un repère logarithmique (en bas) les mesure s'alignent sur une droite.

Dans le prochain paragraphe, nous définirons ces deux phases plus précisément en schématisant le comportement hydraulique des systèmes karstiques.

3.4 Schéma du comportement hydraulique des systèmes karstiques pendant un cycle de crue/récession

3.4.1 Introduction

Pendant un cycle de crue/récession, nous avons vu que deux phases distinctes caractérisent le comportement hydraulique des systèmes karstiques :

- Phase "Piston Flow" : cette phase a été déjà définie par plusieurs auteurs (ASHTON 1966, DROGUE 1967, WILCOCK 1968, BROWN 1973, BEZES 1976, KIRALY ET MÜLLER 1979, FORD ET WILLIAMS 1996);
- Phase "Chemical Based Recession Flow" : Nous définirons cette phase ci-dessous.

3.4.2 Phase "Piston Flow"

Suite à un événement pluvieux, l'eau de pluie traverse l'épikarst et la zone vadose avant d'atteindre la zone noyée. Dès que la zone noyée est atteinte, la brusque élévation de pression dans le réseau occasionne presque instantanément une augmentation du débit de la source. L'onde de pression se propage à travers le système à la vitesse du son dans l'eau (~1500 m/s), c'est-à-dire beaucoup plus vite que la propagation de l'eau elle-même (Bezès 1976, Drogue 1967, Ford et Williams 1996).

Comme la montée du débit précède l'arrivée à la source des eaux fraîchement infiltrées, l'impulsion de pression provoque l'expulsion de l'eau stockée antérieurement dans le système. Pendant la première partie de la crue, ce sont donc des eaux "anciennes" qui sont évacuées (Figure 3.6).

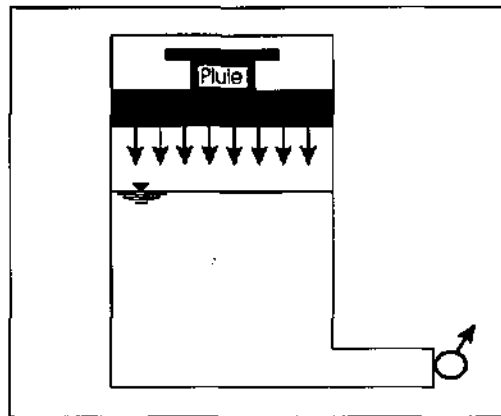


Figure 3.6 : L'onde de pression provoquée par l'arrivée des eaux de pluie dans la zone saturée occasionne une augmentation rapide du débit et l'expulsion de l'eau stockée antérieurement dans le système.

En transitant à travers le réseau de conduits et de fissures, ces eaux "anciennes" se sont enrichies en calcaire dissous en fonction de la vitesse d'écoulement.

Lorsqu'elles subissent l'impulsion de pression, les eaux situées à proximité de l'exutoire sont chassées rapidement. Dû à leur long temps de séjour dans le système, elles ont une concentration élevée en carbonate de calcium, identique à celle des eaux d'étiage.

Pendant la phase "PF", notre modèle global n'est pas valide parce que les processus globaux de dissolution, de dilution et de transport convectif ne dépend pas de la vitesse moyenne

d'écoulement, ce qui est la condition de base de notre modèle. Dans ces conditions, la concentration n'est pas une fonction exponentielle du logarithme du débit.

3.4.3 Phase "Chemical Based Recession Flow "

Après la phase "PF", une phase de "vidange non-influencée" par l'impulsion de pression débute. A ce stade la diminution de la charge hydraulique dans le réseau est graduelle. Les processus de dissolution, de dilution et de transport convectif sont, du point de vue global et à un instant donné, tous fonction de la vitesse moyenne d'écoulement. A l'exutoire, la concentration est une fonction exponentielle du logarithme du débit (eq.3.5). Nous avons appelé cette phase "Chemical Based Recession Flow". Ce terme indique que cette phase peut être mise en évidence seulement en couplant la réponse chimique et celle hydraulique.

Ces deux phases peuvent être séparées et mises en évidence au moyen d'un graphique $\ln(C_{(t)})/\ln(Q_{(t)})$, où $C_{(t)}$ est la concentration en calcaire dissous à la source. Pendant la phase "CBRF" les points s'ajustent le long de la droite d'équation (3.6), tandis que pendant la phase "PF", ils forment une demi-boucle.

Dans le prochain paragraphe, nous présenterons de façon schématique le déroulement des phases "PF" et "CBRF" pendant un cycle de crue/récession des systèmes karstiques et leur identification et séparation sur le repère logarithmique.

3.4.4 Cycle crue / récession

Pendant la phase "CBRF" (figure 3.7), la concentration en calcaire dissous est, à la source, fonction de l'importance relative des processus de dissolution et de dilution.

La vitesse de l'eau et la dimension des vides du karst noyé influencent ces deux processus.

Au fur et à mesure que la vitesse d'écoulement décroît, de l'eau plus chargée chimiquement arrive à l'exutoire. La gradation de la couleur grise dans la partie terminale du conduit central du réseau karstique de la figure 3.7A^I a seulement la fonction de schématiser la croissance de la concentration parallèlement à la diminution du débit à la source.

A la source on observe un accroissement progressif de la concentration lorsque le débit diminue (figure 3.7A^I 3.7A^{II}, losanges pleins). Sur le repère logarithmique, les points s'alignent le long de la droite d'équation (3.6) (Figure 3.7A^{II}).

L'impulsion due aux précipitations fixe le début de la phase "PF". Celle-ci est divisée en deux stades :

- Le 1^{er} stade concerne l'état initial de la crue (figure 3.7B) où l'eau déjà présente dans le système est évacuée par l'impulsion de pression due aux pluies. Etant donné que l'eau qui se trouve à proximité de l'exutoire est plus chargée que celle déjà évacuée, l'impulsion de pression provoque une augmentation simultanée de la concentration et du débit (figure 3.7B^I 3.7B^{II}, losanges vides).

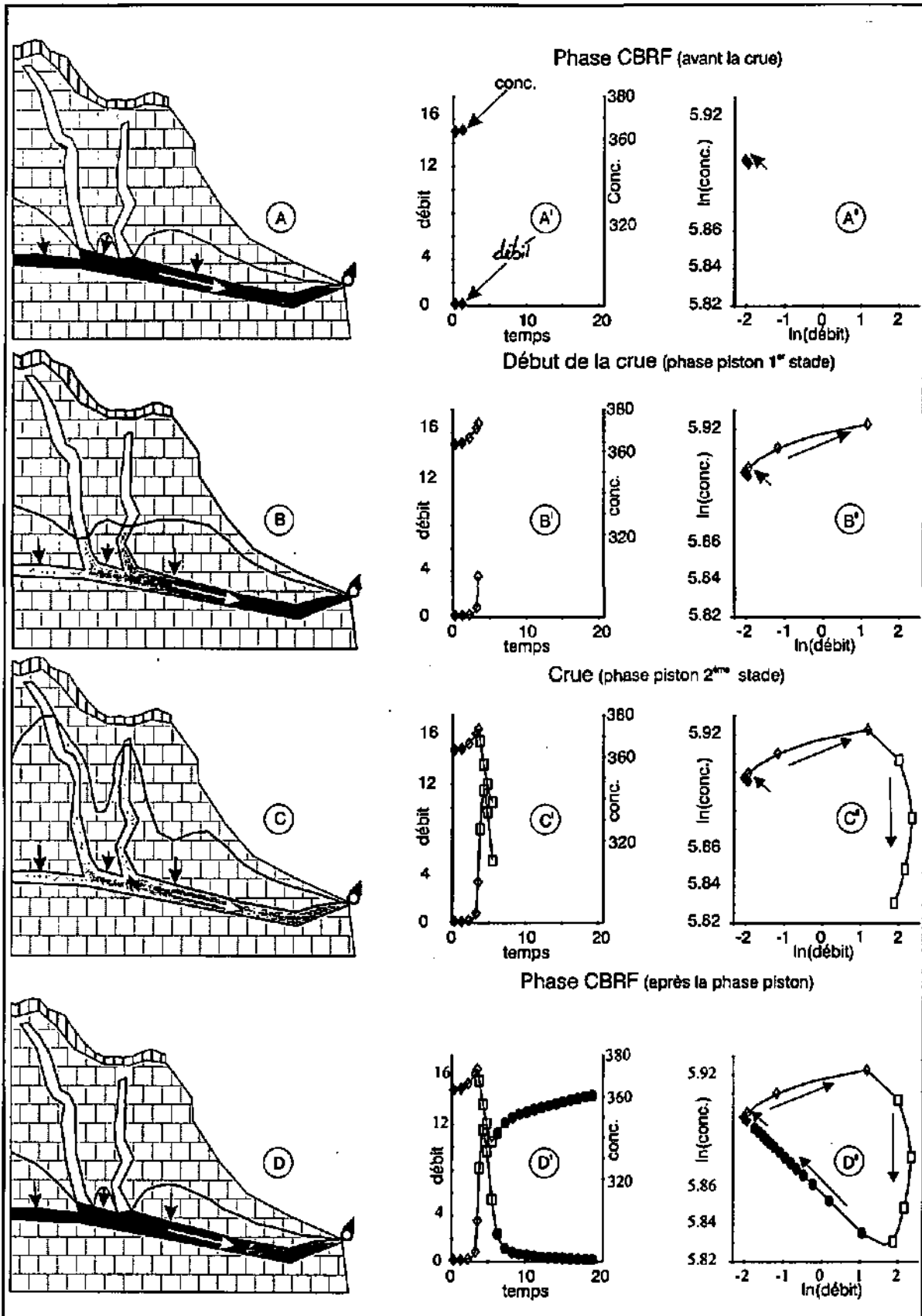


Figure 3.7 : Deux phases hydrauliques différentes caractérisent le cycle de crue/récession : La phase (PF), et la phase (CBRF). Ces phases, correspondant à deux comportements distincts du système, peuvent être mises en évidence au moyen d'un repère logarithmique. La gradation de la couleur grise a simplement une fonction illustratrice montrant la croissance ou la décroissance de la concentration à la source en fonction des variations du débit.

- Le 2^{ème} stade concerne le reste de la crue et quelques fois (en fonction de l'état hydraulique antérieur du système) une partie plus au moins importante de la récession (figure 3.7C^I, carrés vides). A ce stade, le système présente une période de transition avec un mélange entre l'eau peu minéralisée des précipitations et l'eau chargée déjà présente dans le système. La concentration diminue continuellement d'abord pendant que le débit augmente encore (phase terminale de la crue) puis lorsque le débit diminue (phase initiale de la décrue) (figure 3.7C^I, carrés vides).

Pendant la phase "PF", la relation concentration/débit ne suit pas notre modèle. Dans le diagramme logarithmique les points (figure 3.7C^{II}, carrés vides) ne s'alignent pas le long de la droite d'équation (3.6).

La durée et l'amplitude de la phase "PF" sont d'une part fonction du degré de karstification du massif mais également des facteurs externes au système tel que l'intensité et l'hétérogénéité de la pluie et l'intervalle entre deux précipitations consécutives.

- Après la phase "PF", la phase "CBRF" recommence. De l'eau de plus en plus chargée arrive à la source au fur et à mesure que le débit diminue. Dans le diagramme logarithmique les points s'alignent le long de la droite d'équation (3.6) (figure 3.6D^{II}, ronds pleins). La concentration est une fonction exponentielle du logarithme du débit et elle augmente conjointement à la diminution du débit, jusqu'à la prochaine impulsion de pluie.

$$\ln(C_{(t)}) = \ln(A) - \alpha * \ln(Q_{(t)}) \quad (3.6)$$

3.4.5 Cycles de crue/récession à la source de l'Areuse

Les mesures de TSD et de débit relatives à deux crues situées entre le 09/01/94 et le 23/02/94 à l'Areuse, sont reportées sur le repère logarithmique de la figure 3.8. Le diagramme permet de distinguer deux phases "PF" et trois phases "CBRF".

On peut noter que les deux phases "PF" ont des allures différentes.

Le volume d'eau évacué pendant le 1^{er} stade de la phase "PF" représente environ le 10% du volume total (crue/récession). Pour la première crue ce volume est de $5.5 * 10^5 \text{ m}^3$ alors qu'il est environ 3 fois plus important pour la deuxième crue ($17.4 * 10^5 \text{ m}^3$).

Les différences dans la forme et la surface des deux boucles sont liées à deux événements de pluie d'intensité et de distribution spatio-temporelle différentes.

Nous avons également observé que la durée de la phase piston et donc de l'amplitude de la surface de la boucle, dépend de l'état hydraulique du système précédent la crue.

Si le système est en phase de crue avant la nouvelle impulsion de pluie, la phase piston a une durée faible. La boucle dans le diagramme sera alors très petite jusqu'à disparaître.

Si le système se trouve en phase de tarissement, plus au moins avancée, la phase piston devient importante. Son effet peut se prolonger à une partie plus ou moins grande de la récession et la surface de la boucle sera, dans ce cas, agrandie.

Contrairement aux phases "PF", les points relatifs aux trois phases "CBRF", s'alignent le long des droites d'équation (3.6) dont les pentes sont semblables.

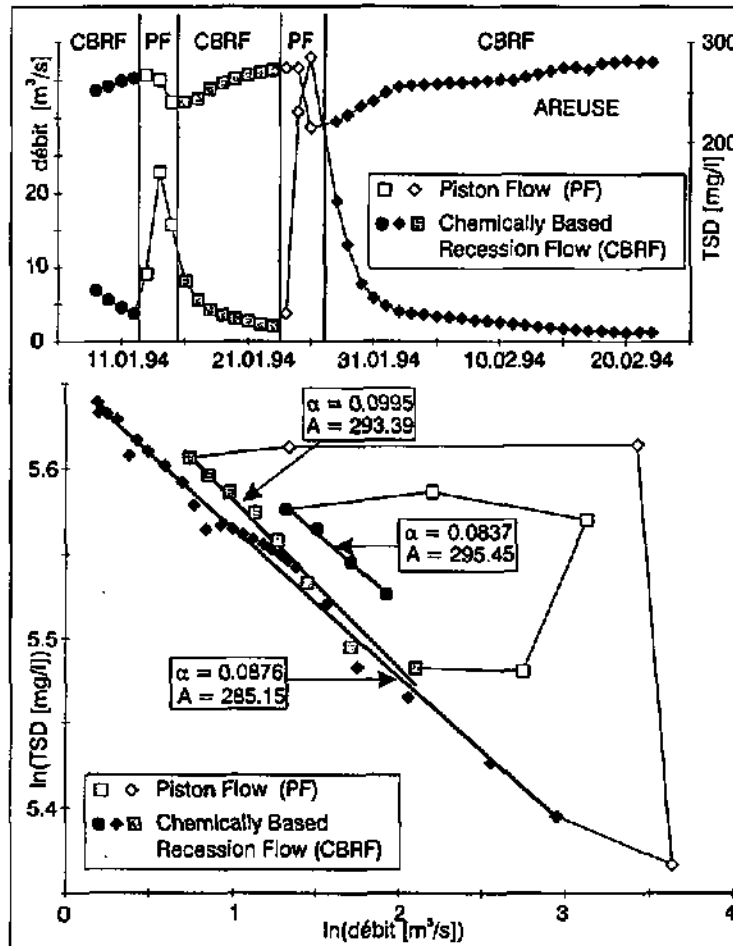


Figure 3.8 : Deux cycles de crue/récession à l'Areuse. Sur le repère logarithmique on peut distinguer deux phases (PF) et trois phases "CBRF".

La pente et la constante des droites (eq. 3.6) sont respectivement le paramètre α et le logarithme du paramètre A de la relation (3.5) entre la concentration et le débit.

$$C_{(t)} = A * e^{-\alpha * \ln(Q_{(t)})} \tag{3.5}$$

$$\ln(C_{(t)}) = \ln(A) - \alpha * \ln(Q_{(t)}) \tag{3.6}$$

Les paramètres A et α sont calculés par régression linéaire avec la méthode des moindres carrés au moyen d'un repère logarithmique.

3.5 Phase "CBRF" de quelques Systèmes karstiques réels

3.5.1 Présentation des résultats

Les données de notre étude sont des séries temporelles de TSD (Total des Solides Dissous) et de débits mesurés en continu à sept sources (Tableau 3.1). Six sources sont en milieu karstique (Areuse, Venoge, Montant, Garrot, Cascade, Sandli). La source des Haches est une source quaternaire, mais les variations de son débit aux impulsions de pluie sont similaires à celles des sources karstiques. Le débit réagit promptement avec 1 à 3 jours de retard à chaque épisode pluvieux. Cette source représente l'exutoire d'un drain d'une longueur d'environ 1 km implanté entre 2 et 4 mètres de profondeur.

Source	Formation géologique	Coordonnées	Débit Max.	Débit Moy.	Débit Min.	Période d'observation
Areuse	Calcaire du Jura	532250/195975/790	54 m ³ /s	4.5 m ³ /s	0.5 m ³ /s	89/94
Venoge	Calcaire du Jura	521025/163500/661	4 m ³ /s	0.7 m ³ /s	0 m ³ /s	87/97
Montant	Calcaire du Jura	506300/144250/587	2.5 m ³ /s	0.6 m ³ /s	0.1 m ³ /s	1996
Garrot	Calcaire du Jura	551100/201475/540	0.1 m ³ /s	0.05 m ³ /s	0.03 m ³ /s	91/92
Cascade	Calcaire des Préalpes	587626/162035/1000	4 m ³ /s	0.75 m ³ /s	0.1 m ³ /s	89/96
Sandli	Calcaire des Préalpes	589925/160600/1090	0.1 m ³ /s	0.05 m ³ /s	0.03 m ³ /s	90/94
Les Haches	Quaternaire	564100/181900/613	0.015 m ³ /s	0.006 m ³ /s	0.0006 m ³ /s	87/90

Tableau 3.1 : Coordonnées des sources étudiées.

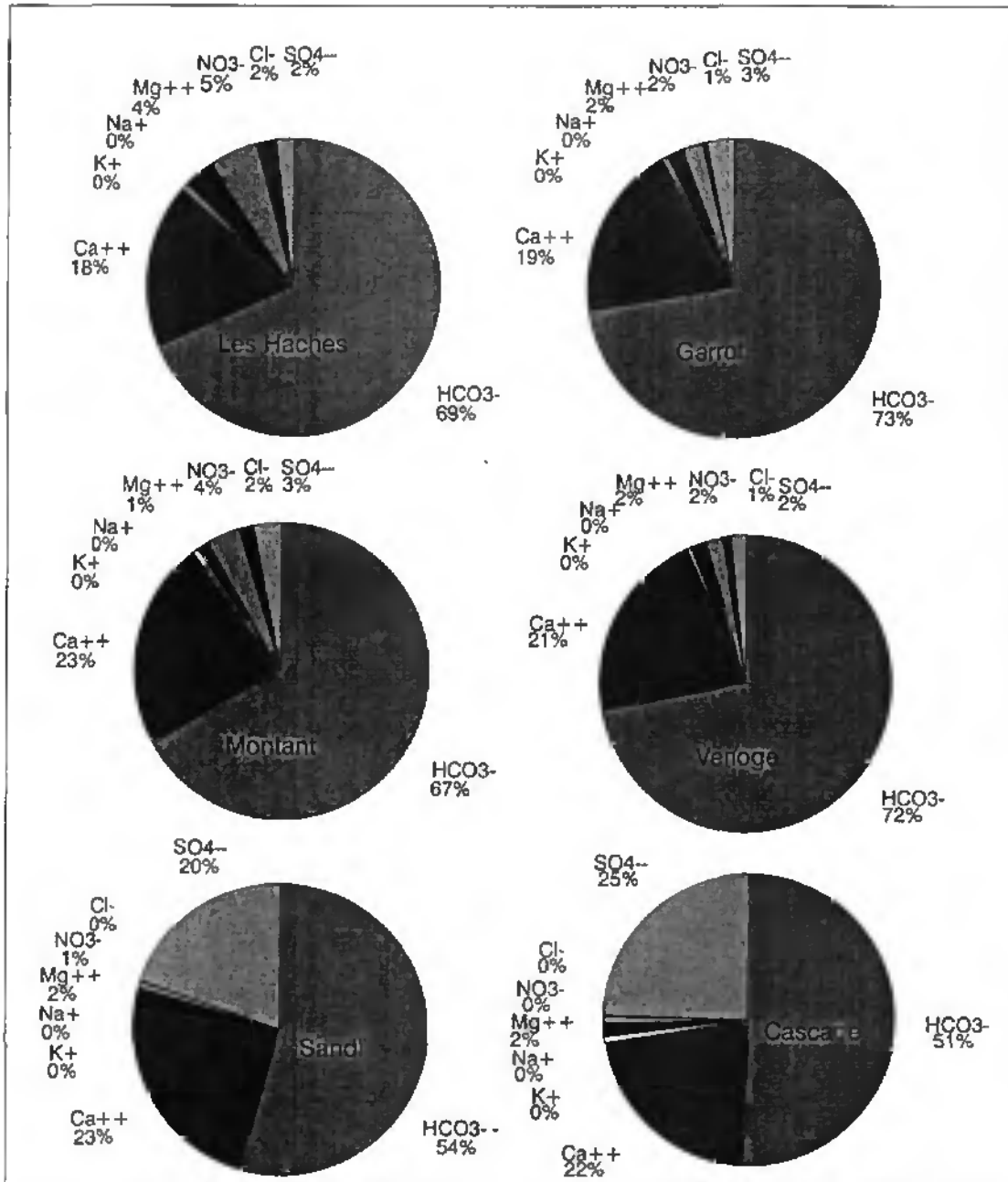


Figure 3.9 : Pourcentages des éléments chimiques majeurs dans les eaux de six sources. Les échantillons sont pris en conditions de basses eaux.

Sur les repères logarithmiques de la figure 3.10 sont reportés quelques phases "CBRF" de quatre sources.

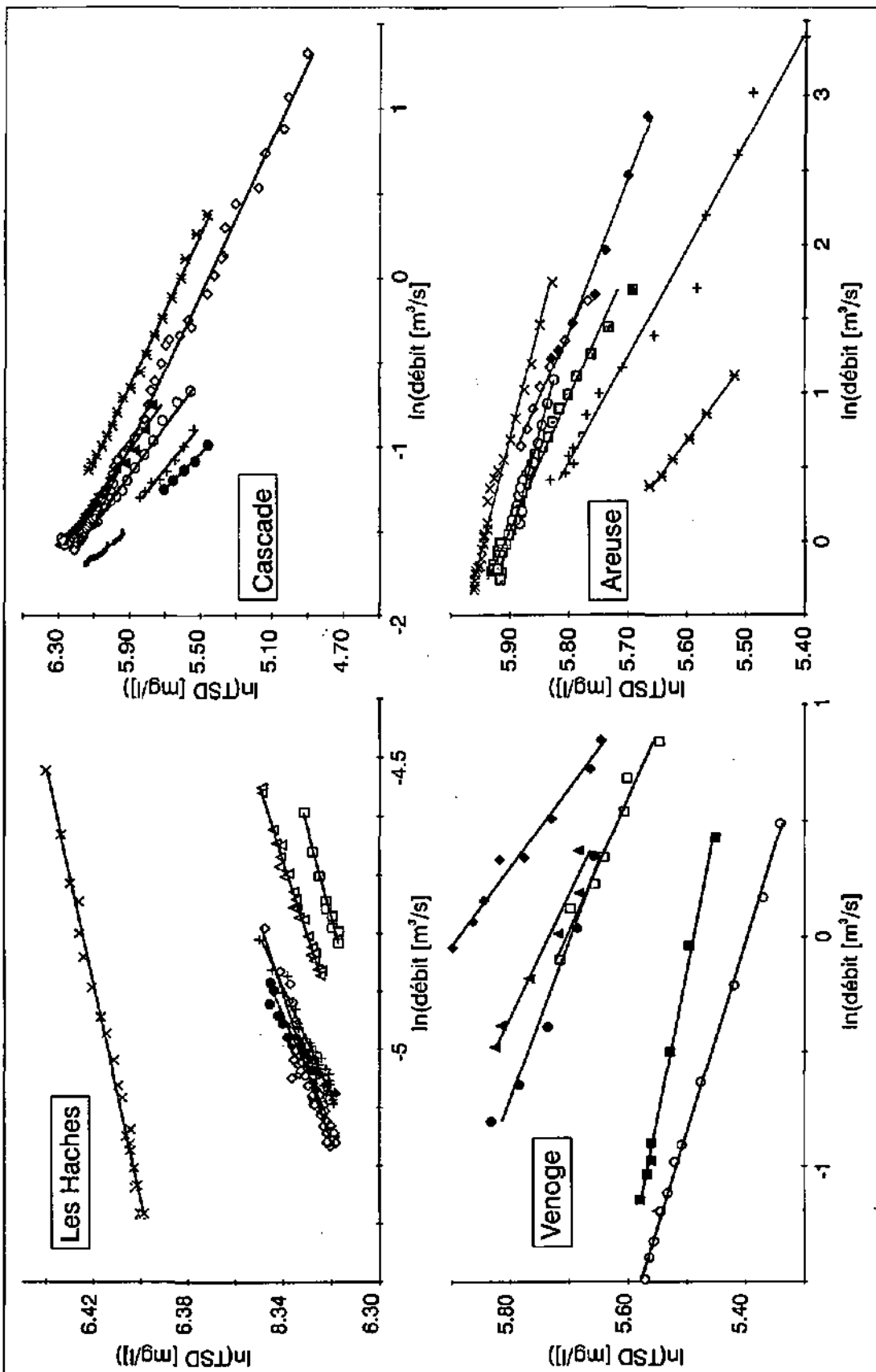


Figure 3.10 : Les phases "CBRF" de trois sources karstiques (Areuse, Venoge, Cascade) et d'une source quaternaire (Les Haches) sont reportées dans les repères logarithmiques.

Les coefficients de corrélation (R^2) des droites (éq 3.6) ajustées aux points ($\ln(C_{(t)}) / \ln(Q_{(t)})$) dépassent toujours la valeur de 0.85.

Pour chaque source, les paramètres A et α de la relation (3.5) varient à l'intérieur d'un intervalle. Nous avons observé, que le paramètre A varie selon un trend à périodicité annuelle. Les valeurs maximales de A sont observées en automne, tandis que les valeurs minimales sont observées en printemps. Il semble donc que ce paramètre soit influencé par les variations saisonnières du climat.

L'analyse des variations du paramètre α ne laisse entrevoir aucune tendance. Les faibles variations de ce paramètre sont probablement causées par l'hétérogénéité spatiale des précipitations sur le bassin versant hydrogéologique et par l'état hydraulique du système précédant chaque crue.

Nous interprétons le paramètre A comme étant une fonction des variations climatiques saisonnières sur la dissolution et le paramètre α comme dépendant de l'hydraulique du système.

A la figure 3.11, les intervalles de variation de α des sources ont été comparés. On peut observer que certaines sources ont des α positifs et d'autres ont des α négatifs.

Certaines sources montrent des intervalles de α distincts, d'autres se superposent partiellement ou totalement.

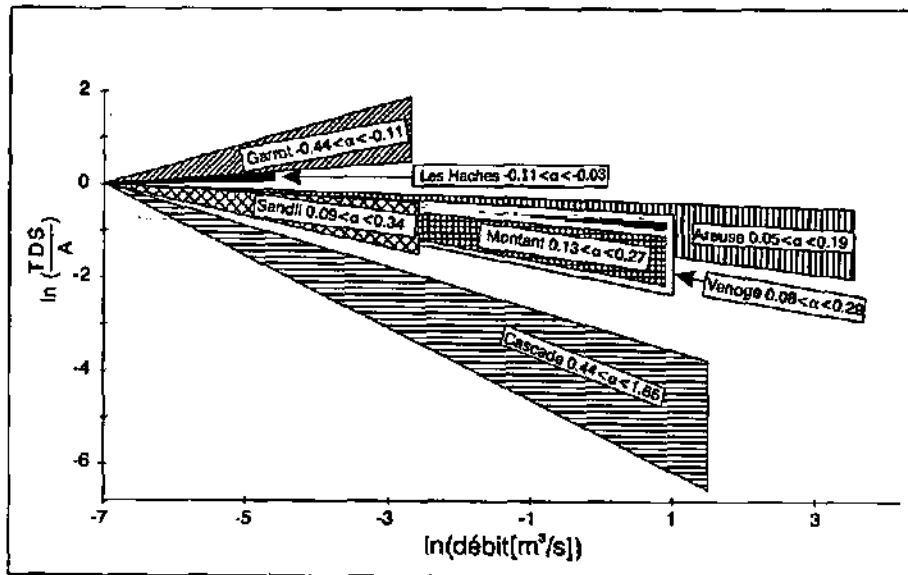


Figure 3.11 : Gamme de variation des paramètres α de sept sources.

Nous proposons de considérer le α et son intervalle de variation comme une caractéristique propre à chaque système.

3.6 Interprétation du paramètre α des sources

Nous avons montré que le paramètre α varie à l'intérieur d'un intervalle qui semble être propre à chaque système karstique. Pour essayer de définir la caractéristique du système influençant le paramètre α , revenons aux hypothèses de base de notre modèle empirique.

Le modèle est basé sur l'hypothèse simplificatrice que, pendant un événement de crue, les variations du flux massique en calcaire dissous à la source dépendent seulement des variations de la vitesse de l'eau dans le système. La concentration à l'exutoire est alors égale au rapport entre le flux massique de calcaire dissous et le flux volumique d'eau écoulée.

Il est évident qu'en plus d'être fonction de la vitesse de l'eau, le flux massique dépend également de la surface de contact eau/roche, alors que le flux volumique dépend de l'ouverture moyenne du réseau. On peut donc envisager l'existence d'une composante géométrique du réseau (longueur et ouverture des conduits karstiques) qui, en plus de la composante l'hydraulique (vitesse d'écoulement), influence la concentration en calcaire dissous à la source.

$$F_m = f_1(v_m, S_l) : \text{flux massique} \quad (3.7)$$

$$F_v = f_2(v_m, S_c) : \text{flux volumique} \quad (3.8)$$

S_l = surface latérale du réseau

S_c = "ouverture moyenne" du réseau

v_m = "vitesse moyenne" de l'eau

$$\frac{F_m}{F_v} = \frac{f_1(v_m, S_l)}{f_2(v_m, S_c)} = C = A * e^{-\alpha \ln(Q)} \quad (3.9)$$

C = concentration en calcaire dissous

La composante géométrique étant "caractéristique" à chaque système, elle pourrait représenter le facteur influençant la variabilité du paramètre α d'un système à l'autre.

Nous faisons l'hypothèse que la valeur absolue de α dépend de la géométrie du réseau karstique et en particulier que $|\alpha|$ est fonction du rapport entre "l'ouverture moyenne" et la surface latérale du réseau.

$$|\alpha| = f\left(\frac{S_c}{S_l}\right) \quad (3.10)$$

Pour vérifier la relation (3.10) envisagée, nous comparerons les interprétations du paramètre α basées sur cette hypothèse aux connaissances hydrogéologiques de terrain des cinq sources (Areuse, Venoge, Montant, Cascade, Sandli).

Pour tester la cohérence qualitative entre l'interprétation de α en terme de dimensions géométriques du réseau et les connaissances de terrain (taille des conduits, taille du bassin versant hydrogéologique), on peut admettre que S_l est directement dépendant de la taille du bassin versant hydrogéologique et voir alors si S_c est cohérent avec les connaissances du réseau.

Les sources de l'Areuse, de la Venoge, du Montant et de la Cascade sont les exutoires des systèmes avec des réseaux karstiques développés. De ces quatre systèmes, l'Areuse a le bassin versant hydrogéologique le plus important (120 km²), tandis que la Cascade a le plus petit (12 km²). Le système de la Venoge et celui du Montant ont des bassins versants hydrogéologiques intermédiaires. Leurs surfaces sont comparables.

Admettons que l'ouverture moyenne des réseaux de ces systèmes soit comparable : a priori rien ne nous oblige à envisager le contraire. Selon notre hypothèse sur la relation entre α et la

géométrie du réseau karstique (la longueur dans ce cas), la valeur absolue de α devrait augmenter de l'Areuse à la Cascade en passant par les valeurs intermédiaires de la Venoge et du Montant.

En effet, (Figure 3.11) la valeur absolue de α augmente au fur et à mesure que la taille des bassins versants hydrogéologiques et donc la longueur moyenne des réseaux karstiques diminue.

La valeur absolue de α du Sandli est du même ordre de grandeur que celle de la Venoge et du Montant, et beaucoup plus petite que celle de la Cascade.

Le bassin versant hydrogéologique du Sandli est inférieur à 1 km^2 , la longueur moyenne du réseau est donc considérablement plus faible que celle des quatre autres systèmes karstiques considérés.

La valeur absolue de α petite du Sandli signifie donc une ouverture moyenne de son réseau beaucoup plus faible que celle des quatre autres sources. En effet le Sandli a un réseau peu ou pas développé (MÜLLER 1975, 1976a et b, 1982, MÜLLER ET AL. 1982; SCHOUWEY, 1989).

Les résultats de la comparaison entre les interprétations du paramètre α en termes de dimensions géométriques du réseau et les connaissances hydrogéologiques de terrain sont cohérentes et intéressantes. Pour mieux comprendre le lien et la sensibilité de α par rapport aux dimensions géométriques du réseau, il est indispensable de faire recours à un modèle déterministe capable de simuler la concentration et le débit à l'exutoire de réseaux de différentes dimensions géométriques. Dans ce but, le prochain chapitre sera consacré à la mise au point d'un modèle déterministe basé sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite.

3.7 Conclusion

Nous avons élaboré un modèle global empirique simulant, dans certaines conditions, la concentration à l'exutoire des systèmes karstiques en fonction de leur débit. Notre modèle définit la concentration comme une fonction exponentielle du logarithme du débit. Ce modèle permet de mettre en évidence deux comportements différents des systèmes karstiques pendant leur cycle de crue/récession. Ces différents comportements constituent deux phases hydrauliques distinctes appelées "PF" et "CBRF".

La phase "PF" dépend principalement de l'intensité et de la distribution des précipitations dans le temps et dans l'espace. Pendant cette phase, le processus global de la dissolution, de la dilution et du transport convectif ne sont pas fonction de la même vitesse d'écoulement. Ceci est la condition de base de notre modèle. Pendant cette phase, la concentration n'est pas une fonction exponentielle du logarithme du débit.

Notre modèle permet d'estimer le volume d'eau sortant pendant la phase "PF". Ce volume devrait représenter le volume du réseau karstique à proximité de l'exutoire.

Une quantification du volume du réseau karstique à proximité de l'exutoire reste quand même problématique car le volume d'eau de la phase "PF" n'est pas constant, mais varie énormément d'une crue à l'autre. Ce volume d'eau est fortement dépendant de l'état hydraulique du système précédent l'événement de crue et de l'intensité des infiltrations efficaces. Cependant, nous avons remarqué que l'ordre de grandeur du volume d'eau sortant pendant la phase "PF" varie

d'un système à l'autre en fonction de la taille du bassin versant hydrologique et du degré de karstification du système.

Pendant la phase "CBRF" les variations de charge dans le système sont graduelles. A ce stade, le processus global de la dissolution, de la dilution, et du transport convectif sont tous fonction de la même vitesse moyenne d'écoulement. A l'exutoire, la concentration est une fonction exponentielle du logarithme du débit.

Pendant la phase "CBRF", la relation entre la concentration et le débit permet de définir deux paramètres dont un (le paramètre α caractéristique de chaque système) peut être considéré, en première approche, comme dépendant principalement des dimensions géométriques moyennes du réseau karstique.

Chapitre 4 - Modélisation déterministe de la relation entre la concentration et le débit. – Etude de sensibilité du paramètre α

4.1 Résumé

Un modèle global simulant la concentration en fonction du débit à l'exutoire des systèmes karstiques pendant la phase hydraulique appelée "CBRF" a été présenté dans le chapitre 4. La relation exponentielle empirique qui est à la base de ce modèle permet de définir, pour chacun des systèmes, deux paramètres (A et α).

Dans le présent chapitre, nous présentons un modèle déterministe simulant la concentration en Ca^{++} à l'exutoire d'un "réseau" de conduits circulaires. Ce modèle, basé sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite, permet d'étudier la sensibilité des paramètres A et α vis-à-vis de différents scénarios chimiques, physiques et géométriques.

Sur la base des hypothèses du modèle, les résultats des simulations montrent que le paramètre A est fonction de la concentration de saturation en calcite, tandis que le paramètre α dépend des dimensions spatiales du réseau (ouverture et longueur des vides)

4.2 Introduction et buts

Nous avons vu au chapitre précédent que deux phases hydrauliques différentes caractérisent le comportement des systèmes karstiques pendant les épisodes de crue/récession (Chap. 3):

- La première phase appelée "PF" (Piston Flow) est gouvernée par le mécanisme d'impulsion de pression qui intervient après un événement de pluie. A la source, on observe une augmentation rapide du débit et l'expulsion de l'eau stockée antérieurement dans le système (Chap. 3).
- La deuxième phase appelée "CBRF" (Chemically Based Recession Flow) est caractérisée par une "vidange" du système qui n'est plus influencée par l'onde de pression provoquée par l'infiltration de l'eau de la pluie (Chap. 3).

Empiriquement (Chap.3) nous avons vu que pendant la phase "CBRF", les variations de concentration en TSD (réponse chimique) à l'exutoire du système karstique peuvent être décrites par une fonction exponentielle du logarithme du débit (3.5).

$$C = A * e^{-\alpha \ln(Q)} \quad (3.5)$$

La relation fonctionnelle (3.5) entre concentration et débit permet de définir deux paramètres A et α .

Dans ce chapitre, nous présentons un modèle déterministe de simulation, basé sur l'hydraulique et la cinétique de la dissolution de la calcite. Nous comparerons les résultats de ce modèle déterministe avec ceux de l'approche empirique résumée ci-dessus et présentée au chapitre (3). Ceci nous permet de donner une justification physique aux résultats du modèle global empirique (éq. 3.5) et d'étudier la sensibilité des paramètres A et α vis-à-vis de différents scénarios chimiques, physiques et de dimensions géométriques du réseau karstique noyé.

En particulier, l'étude de sensibilité de α au moyen d'un modèle déterministe a pour but de justifier sur une base physique les relations 3.5 et 3.6 et d'étudier le lien entre le paramètre α et les dimensions géométriques (ouverture et longueur) des vides du réseau karstique.

Cette justification permettrait d'utiliser ce paramètre pour comparer et peut-être pour classer les différents systèmes karstiques.

4.3 Cinétique de la dissolution de la calcite

Les processus de dissolution du calcaire sont à la base de la genèse du karst (FEITKNECHT 1949, ROQUES 1962, BÖGLI 1980, RAUCH ET WHITE 1977, BAKALOWICZ 1979, 1980, DREYBRODT 1981b, 1987, 1988, 1991, 1996, 1997). L'étude de ces processus a connu un développement très important dans les vingt dernières années, grâce principalement à l'intérêt porté à l'évolution de la karstification dans des systèmes influencés par des activités humaines : barrages en terrains calcaires, réservoirs souterrains (DREYBRODT 1996).

Le taux de dissolution du calcaire dans les conduits karstiques est fonction tant des conditions chimiques (principalement de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre) que des conditions hydrauliques (vitesse de l'eau).

Les mesures expérimentales (PLUMMER AND WIGLEY 1976, PLUMMER ET AL. 1978) ont montré qu'au fur et à mesure que la concentration de la calcite dans la solution s'approche de l'équilibre, le taux de dissolution décroît rapidement.

Sur la base des données expérimentales de PLUMMER ET WIGLEY (1976) et PLUMMER ET AL. (1978), PALMER (1991) a dérivé une expression qui donne le taux de retrait de la paroi d'un conduit karstique en fonction de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre thermodynamique.

$$S = \frac{31.56k_x \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^{n_x}}{\rho_r} \quad (4.1)$$

S taux d'abrasion de la paroi du conduit LT^{-1} ;

k_x coefficient expérimental dépendant de la température $ML^{-2}T^{-1}$;

n_x ordre de l'équation, sans dimension (fonction de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre);

C concentration de la solution ML^{-3} ;

C_s concentration de saturation ML^{-3} ;

ρ_r masse volumique de la roche ML^{-3} ;

La chute du taux de dissolution à proximité de l'équilibre est décrit par le changement des valeurs de k_x et de n_x . Les valeurs de n_x à proximité de l'équilibre sont généralement autour de 4.

Pour leur modèle, GROVES ET HOWARD (1994a et b) réarrangent la loi du taux de dissolution de PALMER :

$$\Gamma = K_x \left(\frac{C}{C_s} \right)^{n_x} \quad (4.2)$$

Γ = taux de dissolution $ML^{-2}T^{-1}$;

K_x = Constante cinétique.

La valeur de n_x est une variable discrète dépendant de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre.

Pour la dissolution de la calcite, DREYBRODT (1990) propose une loi cinétique du premier ordre si la concentration de la solution est en-dessous du 90% de saturation (C_s) :

$$\Gamma = \alpha (C_s - C) \quad (4.3)$$

et du quatrième ordre si la concentration est inférieure de 90% de (C_s) :

$$\Gamma = \beta (C_s - C)^4. \quad (4.4)$$

Γ taux de dissolution $ML^{-2}T^{-1}$;

α constante cinétique LT^{-1} ;

β constante cinétique $L^{10}M^{-3}T^{-1}$;

Dans tous ces modèles, les exposants (n) des équations cinétiques sont des grandeurs discrètes.

L'utilisation de valeurs discrètes de l'exposant (n) engendre des discontinuités dans la simulation du taux de dissolution lorsque l'exposant change (Figure 4.1). Or en conditions naturelles la courbe de la variation du taux de dissolution est lisse et continue. (DREYBRODT 1990).

Les modèles de Dreybrodt, Groves ou Palmer ont pour but l'étude de la spéléogénèse du karst. Ils utilisent une loi d'ordre élevé pour les phases initiales de la karstification et une loi d'ordre bas pour les phases avancées. L'utilisation de deux lois permet de définir le "temps de gestation T " du karst (Breakthrough Time, DREYBRODT 1988, 1990, 1996) qui représente le temps nécessaire pour passer d'une phase initiale dite "stable" du massif calcaire avec un faible développement de la karstification à une phase de karstification intense avec une augmentation importante de la dissolution. Dans ce cas, l'utilisation de deux lois cinétiques différentes et donc la présence d'un changement abrupt dans la courbe du taux de dissolution ne pose pas de problèmes particuliers mais, au contraire, devient une simplification avantageuse pour les buts du modèle.

Nous nous intéressons à la variation de la concentration pendant un événement de récession du débit à l'exutoire des systèmes karstiques. Donc, nous nous sommes intéressés à une distribution continue des valeurs de la concentration à l'intérieur de son intervalle de variation. Pour notre modèle, la présence d'une discontinuité dans la loi cinétique du taux de dissolution est gênante.

Pour obtenir une loi cinétique continue du taux de dissolution, nous proposons de modifier la loi du premier ordre (éq. 4.3) donnée par DREYBRODT (1990) de la façon suivante :

$$\Gamma = \alpha C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right) \quad (4.5)$$

et d'utiliser comme exposant une variable (n) continue et fonction du taux de saturation de la solution.

$$n = e^{\left(\frac{C}{C_s}\right)} \quad (4.6)$$

L'équation du taux de dissolution qui est à la base de notre modèle déterministe est donc du type :

$$\Gamma = \alpha C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^{e^{\left(\frac{C}{C_s}\right)}} \quad (4.7)$$

Γ taux de dissolution $ML^{-2}T^{-1}$;

α constante cinétique ;

cf coefficient sans dimension ;

Cette loi est continue pour toutes les valeurs de concentration de la solution (Figure 4.1). Le taux de dissolution décroît au fur et à mesure que la solution s'approche de l'équilibre.

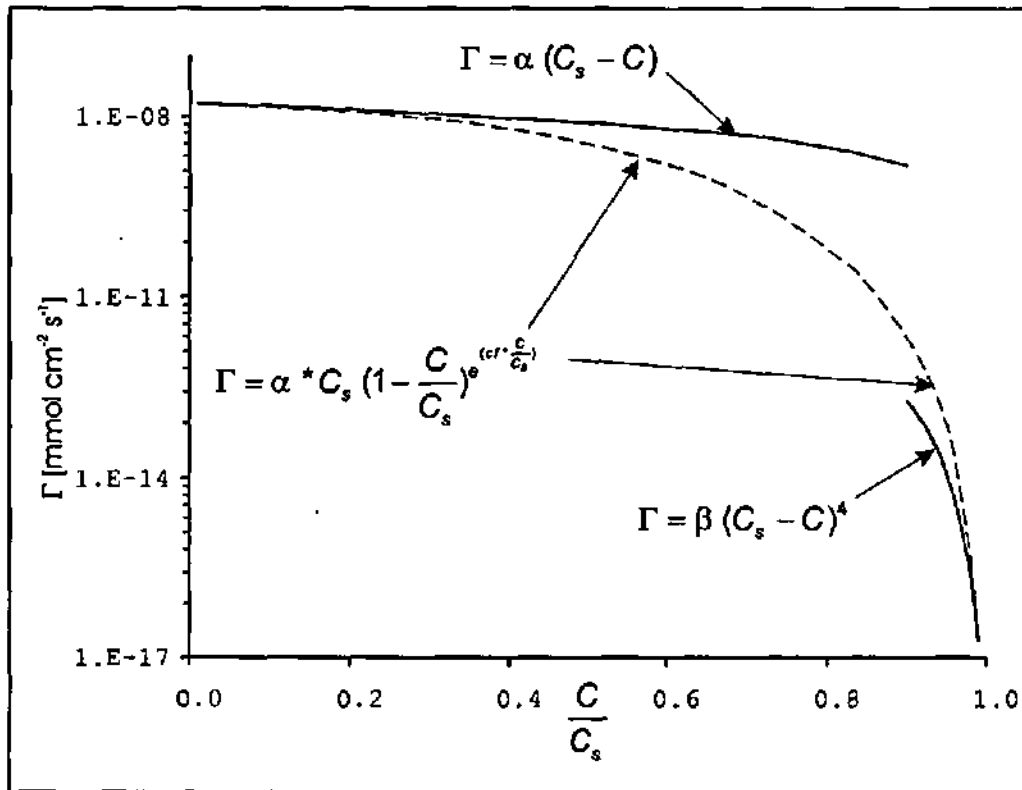


Figure 4.1 : Lois cinétiques de la dissolution de la calcite. En ligne continue les deux lois (du 1^{er} et du 4^{ème} ordre) tirées de DREYBRODT (1990). L'utilisation de ces deux lois pour la simulation de la dissolution de la calcite entraîne un changement abrupt lorsque la concentration de la solution est égale à 0.9 Cs (Cs concentration de saturation). En ligne pointillée : la loi cinétique proposée simulant une variation continue (sans changement abrupt) du taux de dissolution en fonction de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre (pour plus de détails voir le texte).

Pour déterminer la valeur du coefficient (cf) nous avons calé les valeurs du taux de dissolution de la relation (4.8) sur celles obtenues avec les lois du premier et du quatrième ordre données par DREYBRODT (1990) (figure 4.1). La valeur du coefficient (cf) obtenue est de 1.5.

Bien sûr, il est possible de caler la relation (4.7) sur d'autres valeurs théoriques ou expérimentales. Dans ce cas la valeur du (cf) sera différente.

4.3.1 Hydratation du CO₂ : effet potentiellement limitant du processus de dissolution

Le rôle de contrôle de la cinétique d'hydratation du CO₂ dépend du rapport V/A où V est le volume de la solution et A la surface de contact entre l'eau et le minéral (KERN 1960, DREYBRODT 1981b, GROVES ET HOWARD 1994).

L'hydratation du CO₂ est un processus rapide. Les expériences de DREYBRODT ET AL. (1996) ont montré qu'à 25°C et pour un pH entre 7 et 9, 99% de l'équilibre est atteint en environ 100 secondes.

Pour que la cinétique du CO₂ soit limitante vis-à-vis du taux de dissolution, il faut avoir de grandes surfaces minérales et de faibles volumes de solution. Le rapport entre le volume de la solution et la surface du minéral doit être inférieur de 0.1 cm (BUHMANN ET DREYBRODT 1985a et b, DREYBRODT ET AL. 1996). Pour des conduits circulaires de diamètre ≥ 0.4 cm, le rôle limitant de la cinétique du CO₂ est donc négligeable.

La cinétique du CO₂ joue un rôle important pendant la diagenèse des sédiments ainsi que dans la phase initiale de la karstification. Dans notre étude, les systèmes considérés ayant déjà un minimum de karstification, le rôle de l'hydratation du CO₂ n'est pas important et peut être négligé.

4.4 Principe de base du modèle de dissolution en fonction de l'hydraulique

4.4.1 Introduction

La base de notre modèle déterministe est le modèle de la couche limite de diffusion moléculaire de NERNST (1904). Dans le développement du modèle nous nous sommes aussi référés aux publications concernant les processus le transfert de masse et énergie de : BIRD (1960), BEEK ET MUTZALL (1975), SKELLAND (1975), KAY ET NEDDERMAN (1985) et au livre sur les processus dans le karst de DREYBRODT (1988).

4.4.2 Base physique du modèle

Dans des conditions d'écoulement turbulent, les particules d'eau fluctuent. Au centre du conduit, supposé circulaire, les fluctuations, aléatoires, déplacent les particules selon un parcours chaotique avec une vitesse moyenne. Le long de la paroi du conduit, en raison des forces d'adhésion, la vitesse du flux est nulle et il n'y a pas de fluctuation. La vitesse de fluctuation augmente avec la distance à la paroi, jusqu'à sa valeur maximale.

Dans la plus grande partie du système karstique, l'écoulement est turbulent. Lorsqu'on considère un conduit circulaire, on peut définir à proximité de sa paroi une couche limite visqueuse (couche limite hydrodynamique) très mince, où le mouvement du liquide est décrit comme un écoulement laminaire (BIRD ET AL 1960).

Le modèle de NERNST (1904) associe à la couche limite hydrodynamique d'épaisseur (ϵ_h) une couche d'épaisseur (ϵ), appelé couche de diffusion moléculaire, où le transport de masse est contrôlé par la diffusion moléculaire.

L'épaisseur ϵ de la couche de diffusion moléculaire et celle de la couche limite hydrodynamique ϵ_h sont liées par le nombre de Schmidt N_{sc} (BEEK & MUTZALL 1975, KAY & NEDDERMAN 1985, DREYBRODT 1988).

$$\epsilon = \epsilon_h N_{sc}^{1/3} \quad (4.8)$$

$$N_{sc} = \frac{v}{D_m} \quad (4.9)$$

v = viscosité cinématique L^2T^{-1} ;

D_m = diffusion moléculaire L^2T^{-1} ;

ϵ = épaisseur de la couche limite de diffusion moléculaire.

ϵ_h = épaisseur de la couche de limite hydrodynamique.

Selon le modèle de la couche limite, le taux de dissolution en conditions stationnaires est égal à (DREYBRODT 1988) :

$$\Gamma = \frac{D_m}{\epsilon} (C_s - C) \quad (4.10)$$

Nous avons modifié la relation (4.10) en remplaçant le facteur représentatif du taux de saturation ($C_s - C$) avec celui que nous avons proposé dans la relation (4.7) : $C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^e$ ($e = \frac{\epsilon}{\epsilon_h}$)

$$\Gamma = \frac{D_m}{\epsilon} C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^e \quad (4.11)$$

Etant donné que l'épaisseur de la couche de diffusion moléculaire ϵ est liée à celle de la couche limite hydrodynamique ϵ_h (éq. 4.8), qui est fonction de la vitesse moyenne de l'eau, le rapport D_m/ϵ dépend de la vitesse de l'eau et le taux de dissolution également.

En raison de la complexité du mécanisme du transfert de masse à travers cette couche limite, KAY ET NEDDERMAN (1985) proposent de définir un coefficient de transfert de masse k_g ;

$$k_g = \frac{D_m}{\epsilon} \quad (4.12)$$

L'utilité de ce coefficient est qu'il peut être décrit par le nombre sans dimension de Sherwood (KAY ET NEDDERMAN 1985).

$$k_g = \frac{D_m}{d} N_{sh} \quad (4.13)$$

où (d) est une dimension caractéristique du conduit (dans notre cas le diamètre).

En substituant les équations (4.12) et (4.13) dans l'équation (4.11), on obtient :

$$\Gamma = \frac{D_m}{d} C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^e N_{sh} \quad (4.14)$$

La relation (4.14) ne permet pas encore d'expliciter la relation fonctionnelle entre le taux de dissolution et la vitesse de l'eau. En exprimant le nombre de Sherwood N_{Sh} en fonction des nombres sans dimension de Reynolds N_{Re} et de Schmidt N_{Sc} (BEEK & MUTZALL 1975), nous introduisons dans la relation (4.14) le nombre de Reynolds dépendant de la vitesse d'écoulement.

$$N_{Sh} = a N_{Sc}^r N_{Re}^s \tag{4.15}$$

(a), (r), et (s) dépendent des conditions géométriques et du type d'écoulement. BEEK ET MUTZALL (1975) donnent les valeurs suivantes pour un conduit circulaire et en fonction du type d'écoulement:

- écoulement laminaire $N_{Re} < 2000$: $a=0.027$; $r=1/3$; $s=0.5$
- écoulement turbulent $N_{Re} \geq 2000$: $a=0.027$; $r=1/3$; $s=0.83$

en introduisant l'équation (4.15) dans la (4.14) on obtient :

$$\Gamma = \frac{D_m}{d} C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^e \left(\frac{C}{C_s}\right)^{\alpha} a N_{Sc}^r N_{Re}^s \tag{4.16}$$

avec :

$$N_{Sc} = \frac{\nu}{D_m} \tag{4.17}$$

$$N_{Re} = \frac{d v}{\nu} \tag{4.18}$$

ν = vitesse moyenne LT^{-1} ;

d = diamètre L ;

ν = viscosité cinématique L^2T^{-1} .

on peut multiplier le numérateur et le dénominateur du nombre de Reynolds par $(\pi \frac{d}{2})$

$$N_{Re} = \frac{2 \pi \left(\frac{d}{2}\right)^2 v_m}{\pi \frac{d}{2} \nu} \tag{4.19}$$

$$\pi \left(\frac{d}{2}\right)^2 v_m = Q \text{ (débit)} \tag{4.20}$$

$$N_{Re} = \frac{4}{\pi d \nu} Q \tag{4.21}$$

remplaçant l'équation (4.17) et l'équation (4.21) dans la (4.16) on obtient :

$$\Gamma = \frac{D_m}{d} C_s \left(1 - \frac{C}{C_s}\right)^e \left(\frac{C}{C_s}\right)^{\alpha} a \left(\frac{\nu}{D_m}\right)^r \left(\frac{4}{\pi d \nu}\right)^s Q^s \tag{4.22}$$

L'équation (4.22) met donc en relation le taux de dissolution et le débit (fonction de la vitesse d'écoulement) au moyen du nombre de Reynolds.

Pour un conduit de diamètre donné, admettons que la température et la p_{CO_2} sont constants, alors :

$\frac{D_m}{d}$; C_s ; a ; $\frac{v}{D_m}$; $\frac{4}{\pi d v}$ sont constants.

Si on définit d'autre part le régime d'écoulement (turbulent dans notre cas) les paramètres (a), (r) et (s) sont également fixés.

Dans ces conditions, le taux de dissolution est fonction du débit et du taux de saturation de l'eau.

Si on multiplie le taux de dissolution par la surface latérale du conduit parcourue par l'eau dans l'unité de temps, on obtient la masse $m(t)$ dissoute par unité de temps, qui va accroître la concentration de la solution :

La relation (4.22) est à la base de notre modèle déterministe.

4.4.3 Structure du modèle

Le schéma de la situation physique simulée par le modèle consiste en un ou plusieurs conduits de section circulaire reliant deux réservoirs statiques (situés à des hauteurs différentes) (figure 4.2).

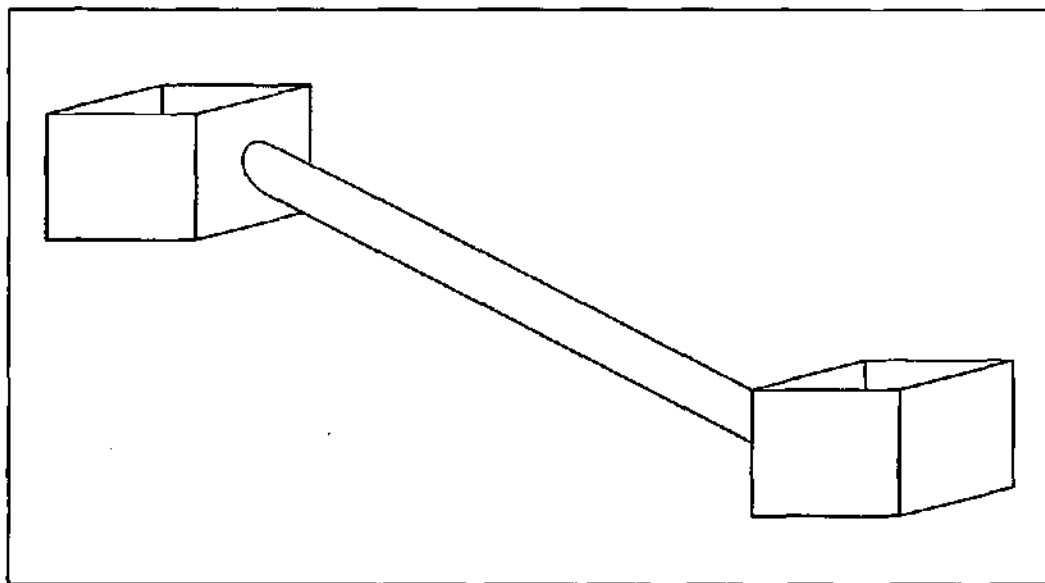


Figure 4.2 : Schéma du modèle physique simulé par le modèle déterministe.

Le modèle a été sujet à quelques simplifications physiques et chimiques.

- Le fluide dans le système est incompressible, de densité et de viscosité constantes.
- L'écoulement est permanent.
- La transition entre écoulement laminaire et turbulent correspond à un nombre de Reynolds égal à 2000.

Du point de vue thermodynamique et cinétique, le modèle considère seulement le système : $H_2O-CO_2-CaCO_3$.

La présence de ions étrangers n'est pas prise en compte par le modèle. Les ions étrangers influencent surtout le taux de dissolution à proximité de l'équilibre (BUHMANN ET DREYBRODT

1987). Généralement, l'influence des ions étrangers tend à diminuer le taux de dissolution à la surface du minéral.

Etant donné que le diamètre des conduits est supérieur à 0.4 cm dans nos simulations, le rôle de la cinétique de l'hydratation du CO₂ a été négligé.

Le conduit karstique est partagé en un certain nombre d'éléments en fonction de la vitesse d'écoulement. La longueur de chacun des éléments est égale à la distance parcourue par le flux par unité de temps. Un conduit de 100 km parcouru par un flux de vitesse de 0.1 cm/s sera formé de 10⁸ éléments de 0.1 cm de longueur (Figure 4.3).

Les vitesses d'écoulements dans les conduits sont calculées au moyen de la loi de perte de charge de Strickler (4.23).

$$v = K_s * R_h^{2/3} * \sqrt{\frac{\Delta H}{L}} \quad (4.23)$$

v = vitesse d'écoulement;

K_s = coefficient de perte de charge de Strickler;

R_h = rayon hydraulique;

ΔH = charge hydraulique;

L = distance

Le modèle fonctionne de la façon suivante, l'eau du réservoir supérieur entre dans le premier élément. Un taux de dissolution est déterminé en fonction des conditions hydrodynamiques et chimiques, puis est multiplié par la surface latérale de l'élément pour déterminer la masse dissoute. Cette masse va accroître la concentration de la solution. La concentration finale du premier élément devient celle d'entrée du deuxième élément. Ce processus se répète le long du conduit jusqu'au dernier élément.

Comme le conduit est partagé en éléments de longueur finie, il est possible que l'apport de masse dans la solution excède la concentration de saturation. Dans ce cas le taux de dissolution atteint la valeur zéro et aucune dissolution supplémentaire n'est possible. La valeur de la concentration donnée par le programme est égale à la concentration de saturation.

A la fin de la simulation, le programme donne la valeur de la concentration et du débit à la sortie de chaque élément en fonction :

- de la vitesse et du régime d'écoulement ;
- de la concentration de saturation de la calcite ;
- de la concentration d'entrée de la solution ;
- du diamètre du conduit.

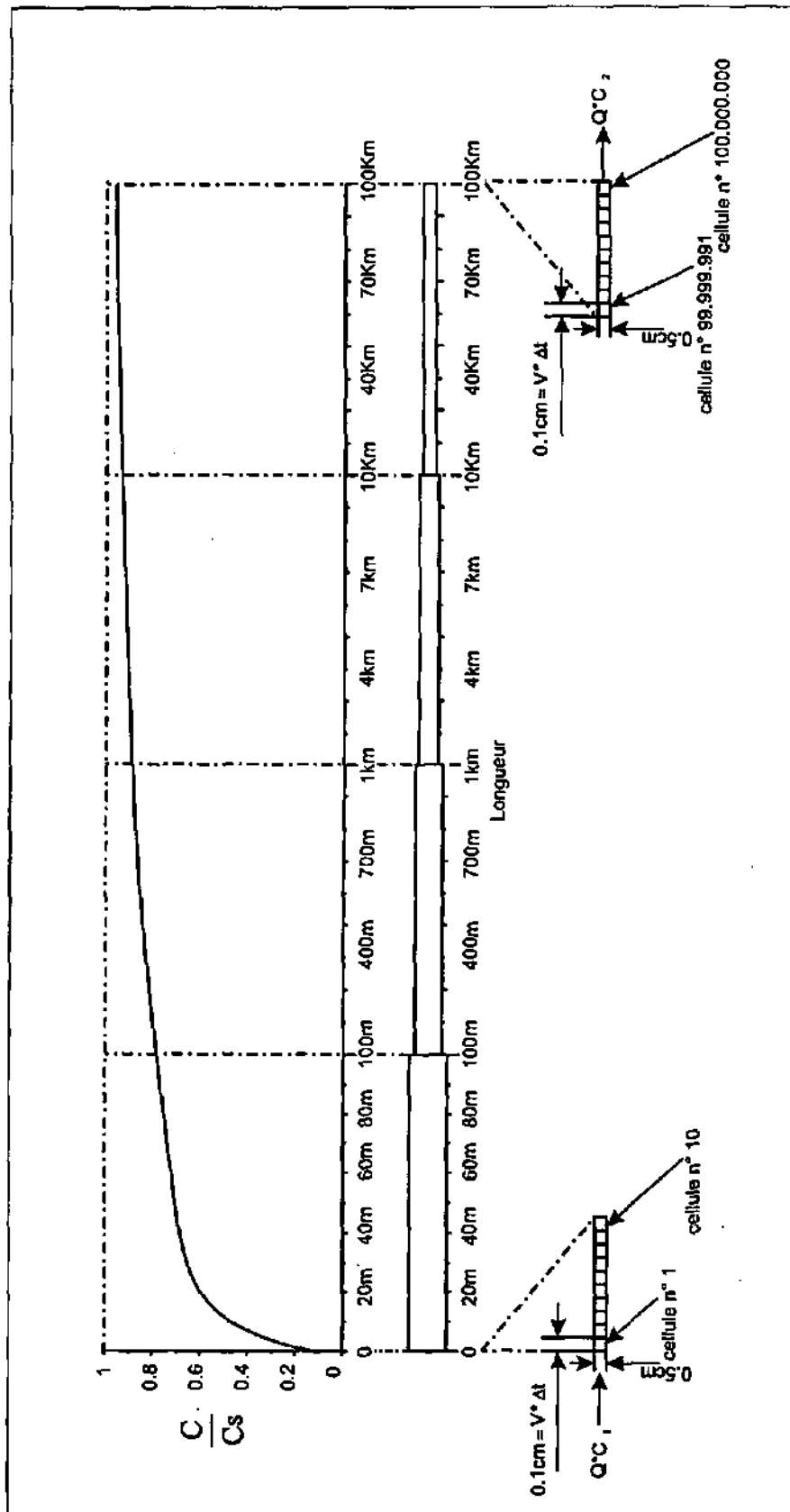


Figure 4.3 : Simulation de la variation de la vitesse de la dissolution de la calcite sur la paroi d'un conduit circulaire en fonction de la distance parcourue par l'eau. Dans le graphique, les changements de diamètre du conduit ont uniquement une fonction d'illustration. Ils indiquent les changements d'échelle utilisés par la représentation de ce conduit.

4.5 Simulation déterministe de la concentration en calcaire dissous en fonction du débit

4.5.1 Introduction

Au chapitre (3) nous avons proposé un modèle empirique de simulation de la concentration en calcaire dissous en fonction du débit. Le modèle est basé sur l'hypothèse que les variations de concentration à la source dépendent des variations de la vitesse d'écoulement dans le réseau karstique. La relation concentration/débit résultant de ce modèle permet de définir deux paramètres. Nous avons envisagé qu'un de ces paramètres α est lié à la géométrie du réseau karstique.

Le but principal du modèle déterministe est de tester la relation globale empirique entre la concentration et le débit proposée dans le chapitre 3.

4.5.2 Présentation des résultats des simulations

Les valeurs des paramètres physiques et chimiques utilisés dans le modèle déterministe sont les suivants :

Coefficient de perte de charge de Strickler, $K_s = 75$ (LENCASTRE 1961);

Diffusion moléculaire du Ca^{2+} , $D_m = 5.23 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (10°C) (DREYBRODT 1988).

Viscosité cinématique de l'eau, $\nu = 1.31 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (10°C) (LENCASTRE 1961).

$N_{Re} < 2000$ (écoulement laminaire), $a = 0.027$, $r = 1/3$, $s = 0.5$ (BEEK & MUTZALL 1975).

$N_{Re} \geq 2000$ (écoulement turbulent), $a = 0.027$, $r = 1/3$, $s = 0.8$ (BEEK & MUTZALL 1975).

Concentration initiale de la solution, $C = 0.1 \cdot C_s$.

Pour chaque scénario nous avons fixé :

- les dimensions géométriques du conduit (diamètre et longueur) ;
- la concentration de saturation ;
- les vitesses d'écoulement. Les vitesses d'écoulement des simulations varient, approximativement, entre 0.05 et 1 m/s.

Le modèle calcule, en conditions permanentes, la concentration en calcite à l'exutoire du "réseau" en fonction du débit. Les concentrations (mg/l de Ca^{++}) et les débits (m^3/s) ainsi obtenus sont reportés sur un repère logarithmique.

De façon générale, nous constatons que pour toutes les simulations, les couples de points $\ln(C)/\ln(Q)$ s'alignent sur des droites (Figure 4.4 à 4.9).

La relation entre la réponse chimique (mg/l de Ca^{++}) et hydraulique (débit) à l'exutoire des "réseaux" simulés par le modèle déterministe, paraît être analogue à celle simulant les phases "CBRF" des sources karstiques (chapitre 3).

$$C_{(t)} = A \cdot e^{-\alpha \cdot \ln(Q_{(t)})} \quad (3.5)$$

$$\ln(C_{(t)}) = \ln(A) - \alpha \cdot \ln(Q_{(t)}) \quad (3.6)$$

En ajustant l'équation (3.6) aux valeurs $\ln(C)/\ln(Q)$ de chaque simulation, nous pouvons calculer les paramètres α et A et étudier leur sensibilité par rapport aux différents scénarios considérés.

4.5.2.1 Scénario 1 : α dépend de la distance parcourue par l'eau

Dans le premier scénario, nous avons considéré des conduits d'égal diamètre (0.5 m) mais de longueurs différentes (10, 20, 30, 40, 50 km) en écoulement turbulent ($N_{Re} \geq 2000$).

Lors d'une diminution du débit la concentration croît et les points $\ln(C)/\ln(Q)$ s'alignent le long d'un segment de droite (Figure 4.4).

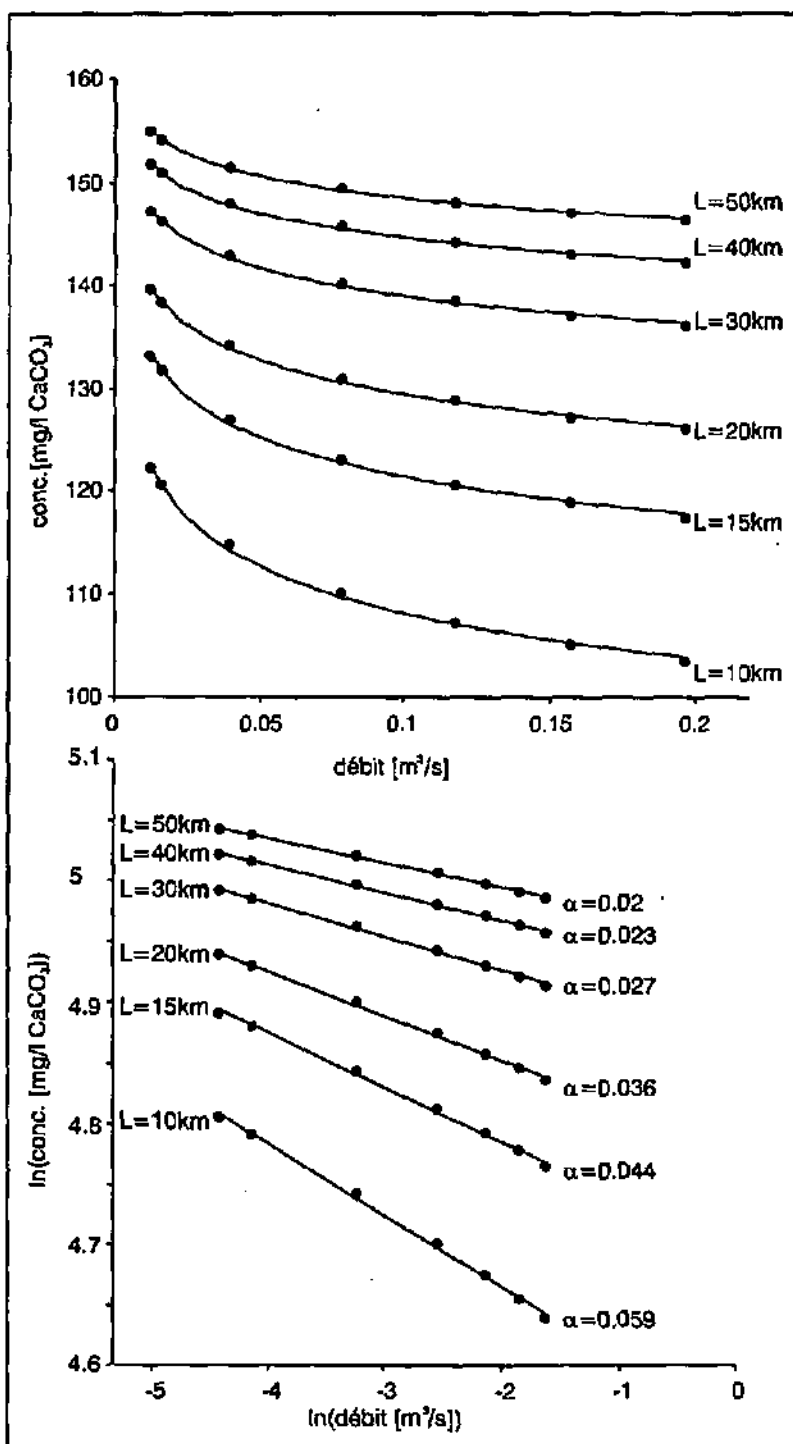


Figure 4.4 : Le paramètre α diminue pour des conduits de longueur croissante.

La pente de cette droite tend vers l'horizontale ($|\alpha|$ diminue) (Figure 4.4) pour des conduits de longueur croissante. La concentration de l'eau tend vers l'équilibre.

La figure 4.4 montre que lorsque la distance parcourue par l'eau augmente, la valeur absolue de α de la relation $\ln(C)/\ln(Q)$ diminue.

Intuitivement ceci traduit le fait que la surface de contact eau/roche augmente avec la longueur du conduit donc le flux massique en calcaire dissous évacué à l'exutoire croît pour des conduits de longueur croissante. Le flux volumique, quant à lui, reste constant.

Le rapport flux massique/flux volumique et donc la concentration deviennent plus grands au fur et à mesure que le parcours de l'eau augmente.

Dans l'équation du taux de dissolution de la calcite (éq. 4.16) nous avons utilisé comme exposant (s) du nombre de Reynolds un nombre inférieur à 1 (BEEK & MUTZALL 1975). Ceci signifie que la dérivée du flux massique est plus petite que celle du flux volumique. En conséquence, la concentration à l'exutoire varie de façon inverse au débit. C'est-à-dire qu'elle augmente au fur et à mesure que le débit diminue, et inversement.

4.5.2.2 Scénario 2 : α dépend du diamètre du conduit

Dans le deuxième scénario, nous avons considéré des conduits d'égale longueur (20 km) mais de diamètres différents (0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 1 m) avec un écoulement turbulent ($N_{Re} \geq 2000$).

Une diminution du débit engendre une augmentation de la concentration, les points $\ln(C)/\ln(Q)$ s'alignent le long d'un segment de droite. La valeur de $|\alpha|$ diminue (Figure 4.5) lorsqu'on considère des conduits de diamètre plus petit.

La figure 4.5 montre que les conduits les plus étroits ont les valeurs absolues du paramètre α les plus faibles.

Intuitivement, ceci traduit le fait que le flux massique de calcaire dissous évacué à l'exutoire dépend de la surface latérale du conduit, tandis que le flux volumique dépend de la section. Pour des conduits de longueur égale le rapport surface latérale/section diminue pour des diamètres croissants, le rapport flux massique/flux volumique et donc la concentration diminuent également.

4.5.2.3 Scénario 3 : "réseau" formé par plusieurs conduits

Jusqu'à présent, nous avons considéré un "réseau" formé par un seul conduit. Dans le scénario 3, des "réseaux" formés par plusieurs conduits parallèles de diamètres différents sont considérés (Figure 4.6). Les longueurs des tuyaux sont égales.

Pour comparer les $|\alpha|$ obtenus pour des "réseaux" formés par plusieurs conduits de différents diamètres, introduisons deux nouvelles dimensions géométriques du "réseau" de conduits :

- Le Rapport Volume Surface "RVS" ;

- Le Parcours Moyen de l'Eau "PME".

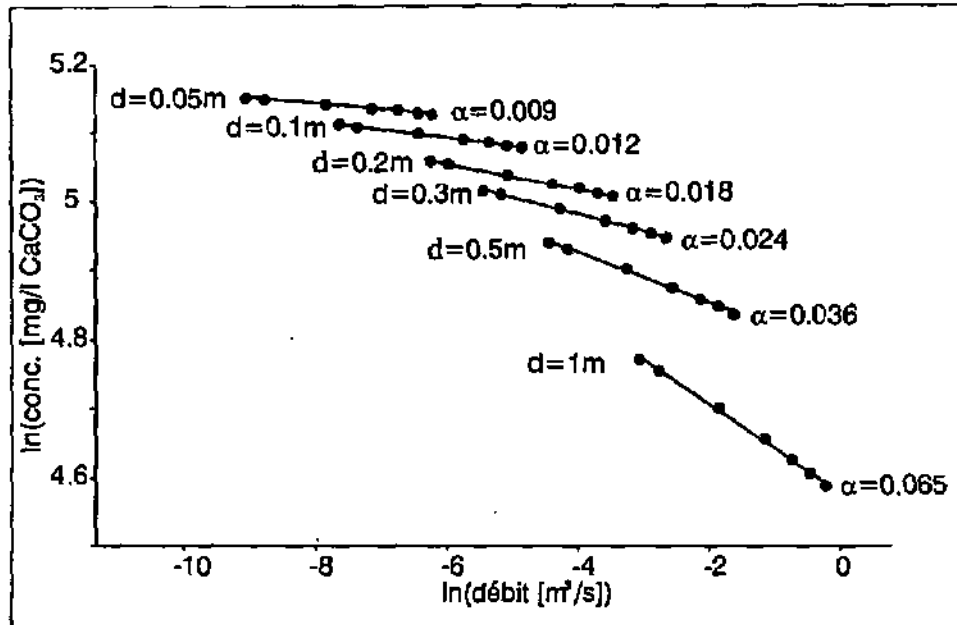


Figure 4.5 : Le paramètre α diminue pour des conduits plus étroits.

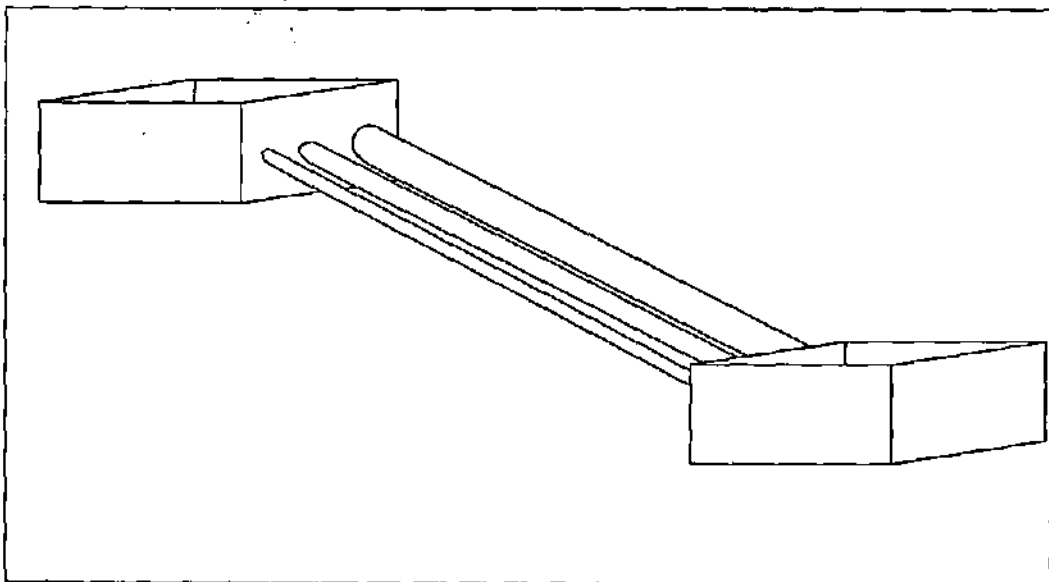


Figure 4.6 : Schéma du modèle physique du 3^{ème} scénario simulé par le modèle déterministe.

Le "RVS" est défini de la façon suivante :

$$RVS = 4 \frac{\text{volume du réseau}}{\text{surface du réseau}} \quad (4.24)$$

Le facteur 4 est choisi pour que dans le cas d'un "réseau" karstique formé d'un seul conduit circulaire, le "RVS" est égal au diamètre du conduit (4.25)

$$RVS = 4 \frac{\left(\frac{d}{2}\right)^2 \pi l}{d \pi l} = d \quad (4.25)$$

Le "PME" représente la distance parcourue par l'eau entre les deux réservoirs.

Les résultats de simulations relatives à des configurations de réseaux différentes sont représentées sur la figure 4.7.

La figure 4.7 montre que les "réseaux" avec le "RVS" plus petit ont le paramètre α plus faible, comme observé dans le deuxième scénario.

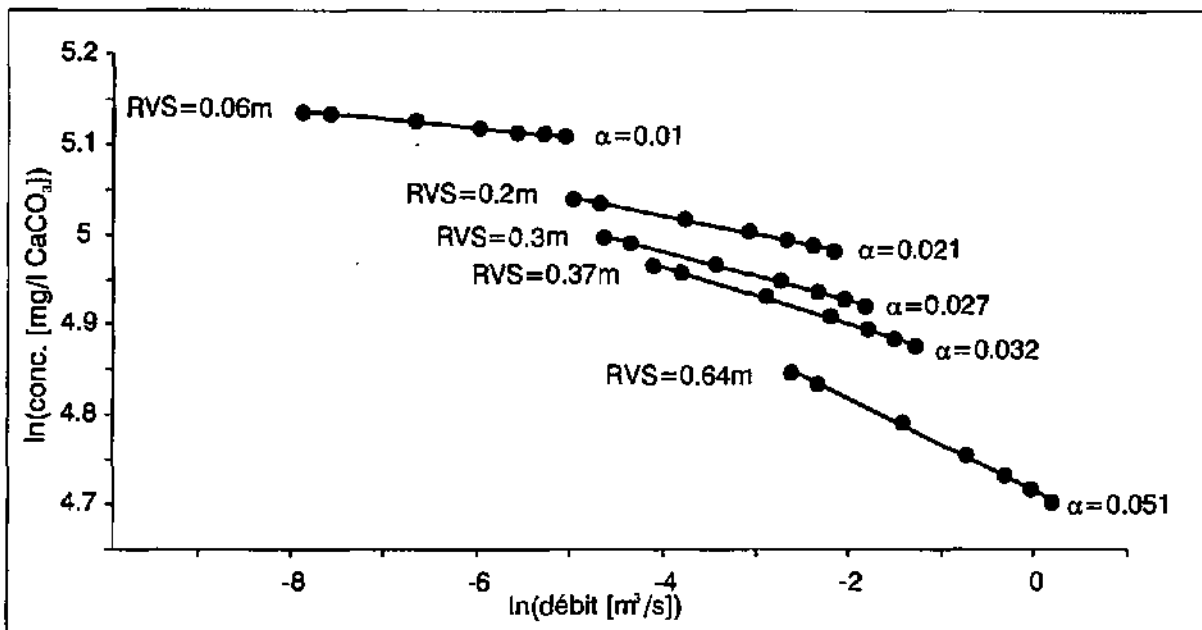


Figure 4.7 : Le paramètre $|\alpha|$ diminue lorsqu'on considère des réseaux avec un rapport volume/surface "RVS" plus petit.

Comme pour les simulations précédentes, les points $\ln(C)/\ln(Q)$ de chaque simulation s'alignent le long d'un segment de droite sur le repère logarithmique.

Ceci démontre qu'en augmentant le nombre de conduits du réseau, la relation (3.6) entre la concentration et le débit reste toujours valable.

4.5.2.4 Scénario 4 : Le paramètre A est fonction de la concentration de saturation

Dans le quatrième scénario, nous avons fixé les conditions géométrique et hydraulique (vitesse d'écoulement), mais nous avons considéré différentes valeurs de la concentration de saturation.

Les droites se déplacent parallèlement l'une à l'autre en fonction des valeurs de concentration de saturation considérées.

Les simulations, reportées sur la figure 4.8, montrent que le paramètre $|\alpha|$ reste constant tandis que le paramètre A varie en fonction de C_s .

Les figures 4.4, 4.5 et 4.7 montrent la dépendance du paramètre A en fonction des dimensions du "réseau". Pour la même configuration géométrique, le paramètre A est fonction uniquement de la concentration de saturation (Figure 4.8).

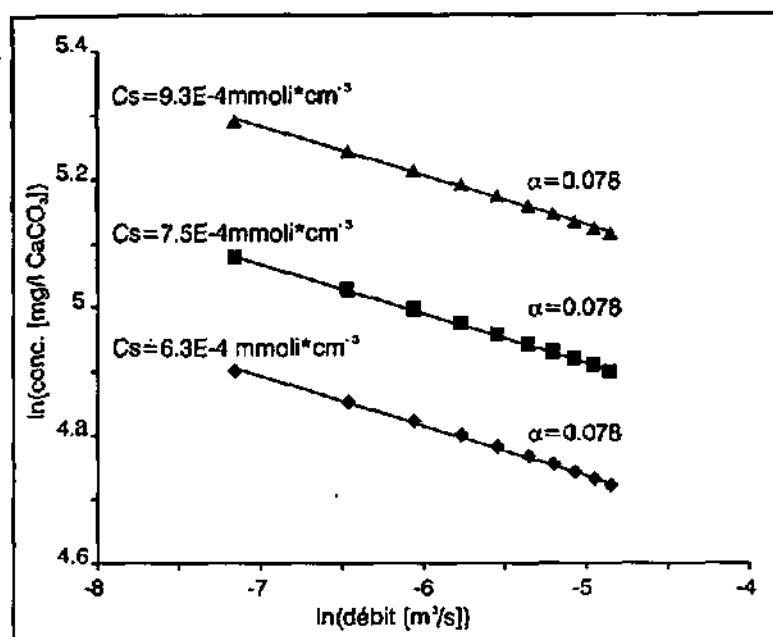


Figure 4.8 : Pour la même configuration géométrique, le paramètre α ne change pas lors d'une variation de la concentration de saturation.

4.5.2.5 Limites du modèle

Malgré les simplifications admises dans le modèle, les résultats des simulations sont intéressants. En effet, ce modèle est capable de simuler une partie importante de la variabilité de la réponse globale chimique (concentration en Ca^{++}) des systèmes karstiques par le moyen d'un modèle basé, principalement, sur l'hydraulique (variation de la vitesse d'écoulement dans les conduits).

Notre modèle n'a pas la prétention de représenter toute la complexité du fonctionnement hydrochimique du réseau karstique. Les résultats obtenus permettent cependant de montrer que l'hypothèse de travail ($\text{Conc.} = f(v_{\text{vitesse d'écoul.}})$) sur laquelle notre modèle est basé est réaliste. Ce modèle représente également une alternative aux modèles qui utilisent uniquement le mélange d'eaux pour expliquer les variations de la réponse globale chimique des sources karstiques.

Les valeurs de α simulés par notre modèle sont toujours positives. Ceci est dû au choix de l'exposant (s) du nombre de Reynolds inférieur à 1 (éq. 4.16). Cet exposant (BEEK ET MUTZALL 1975) caractérise les conduits circulaires, rectilignes et lisses.

Avec un tel exposant, nous ne pouvons pas simuler le comportement des quelques rares systèmes karstiques où la concentration augmente avec le débit (α négatifs).

Pour obtenir des α négatifs, il faut envisager l'existence de conditions hydrochimiques, hydrauliques et structurales du réseau (par exemple : ouverture très faible, rugosité importante, etc.) pour lesquels l'exposant (s) du nombre de Reynolds puisse être considéré comme supérieur à 1 (Figure 4.9).

Tous les ouvrages que nous avons consultés, sur la mécanique des fluides et les processus de transfert (BIRD 1960, BEEK ET MUTZALL 1975, SKELLAND 1975, KAY ET NEDDERMAN 1985), analysent le transfert de chaleur ou de masse pour des formes géométriques simples (Figure 4.10).

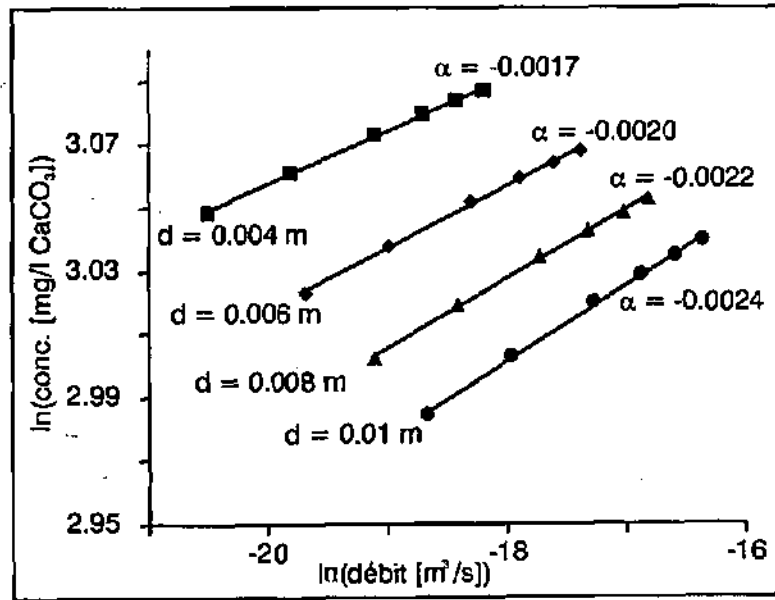


Figure 4.9 : Si on considère un exposant du nombre de Reynolds supérieur à 1, la concentration en calcite augmente avec le débit.

Flow situation	Sherwood number $N = L/\epsilon$
Flow through a straight circular pipe with diameter d_c , $N = \frac{v d_c}{\nu}$	$N_{Sh} = 0.023 N_{Re}^{0.83} N_{Sc}^{1/3}$ $0.6 \leq N_{Sc} \leq 2500$ $2000 \leq N_{Re} \leq 35000$
Flow along a flat plate with length L along one side $N = \frac{v \cdot L}{\nu}$	$N_{Sh} = 0.037 N_{Re}^{0.8} N_{Sc}^{1/3}$ (turbulent flow) $N_{Sh} = 0.664 N_{Re}^{0.5} N_{Sc}^{1/3}$ (laminar flow)
Flow around sphere of diameter d_c , $N = \frac{v d_c}{\nu}$	$N = 0.58 N_{Re}^{0.5} N_{Sc}^{1/3}$ $300 \leq N_{Re} \leq 7600$ $N_{Sc} = 1210$

Figure 4.10 : Corrélations expérimentales entre le nombre de Sherwood (N_{Sh}), celui de Reynold (N_{Re}) et celui de Schmidt (N_{Sc}). (SKELLAND 1975).

Les ajustements de l'équation 3.6 (relation linéaire entre $\ln(C)/\ln(Q)$) aux résultats des simulations (Figure 4.4) montrent que les points ne s'alignent pas parfaitement le long des droites mais qu'ils forment des arcs à grande courbure. On peut même remarquer que cette courbure augmente faiblement, au fur et à mesure que le rapport RVS/PME grandit. A notre avis, ceci est une conséquence de la structure très simple des "réseaux" simulés par le modèle.

Les résultats des nos simulations sont affectés par la valeur choisie du paramètre (cf). Il est évident que l'utilisation d'une valeur du paramètre (cf) différente produira pour le même scénario des résultats différents.

La concentration initiale de $0.1 C_s$ est arbitraire. Cette valeur de concentration initiale est basse dans les cas d'une alimentation distribuée du réseau noyé à travers l'épikarst mais peut être réaliste dans le cas d'une alimentation du réseau noyé ponctuelle à travers des pertes.

4.5.2.6 Interprétation du paramètre α

Résumons les résultats des simulations :

- a) α est dépendant des dimensions spatiales du "réseau" noyé donc de sa géométrie. En particulier, il varie de façon directe avec le "RVS" du réseau et de façon inverse au "PME". La dépendance du paramètre α de la géométrie du réseau noyé permet de considérer ce paramètre comme une caractéristique intrinsèque à chaque système. Il pourrait donc être utilisé pour caractériser chaque système karstique.
- b) A est fonction de la concentration de saturation de la calcite. Elle dépend de facteurs autres que le débit tels que la température et la pression partielle du CO_2 . La température et la pCO_2 sont sensibles aux variations saisonnières et/ou globales du climat (SCHOELLER 1980). Le "trend" du paramètre A pourrait donc représenter la réponse du système aux influences des variations climatiques sur les eaux karstiques.

En fonction de ce qui précède, nous avons reporté sur un graphique (Figure 4.11) la valeur de α en fonction du rapport RVS/PME pour les trois scénarios simulés.

La figure 4.11 montre qu'il existe une bonne relation linéaire entre α et le rapport $\frac{RVS}{PME}$.

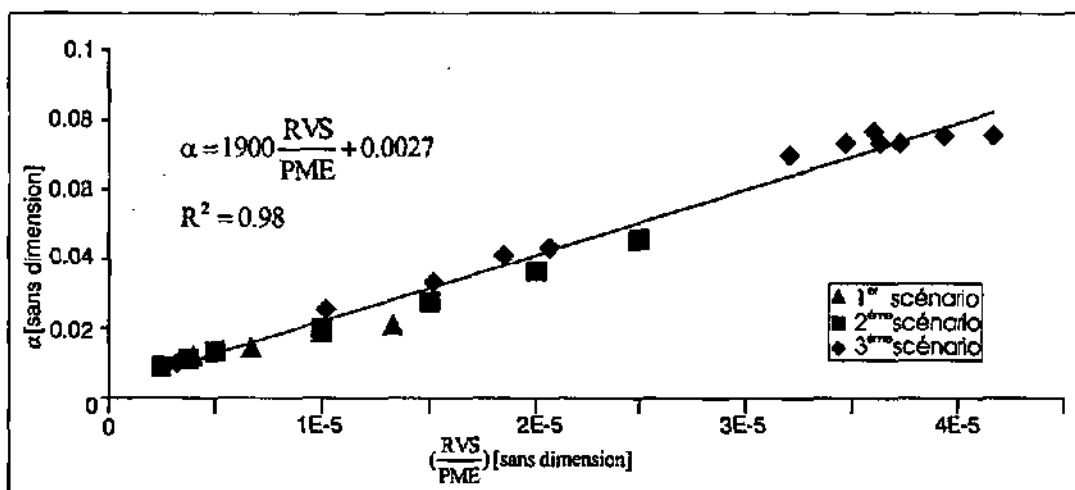


Figure 4.11 : Relation linéaire entre le paramètre α et le rapport $\frac{RVS}{PME}$.

Ce résultat est de grande importance car il confirme la relation entre α et les dimensions spatiales du réseau, mais aussi parce qu'il pourrait être appliqué, dans les limites des

hypothèses de notre modèle, aux systèmes karstiques réels. Une application du modèle aux systèmes karstiques réels est présentée au chapitre 5.

4.6 Conclusion

Le modèle déterministe présenté, basé sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite, a permis de simuler la variation de la concentration en Ca^{++} (réponse globale chimique) en fonction du débit à l'exutoire de "réseaux" de conduits circulaires de différentes dimensions géométriques.

Ce modèle démontre, sur une base physique, que la "variabilité" de la concentration en calcaire dissous à l'exutoire d'un système karstique pourrait être imputable aux variations de la vitesse de l'eau et donc du débit. La relation globale empirique ajustée aux résultats (concentrations et débits) des simulations déterministes montre que, au niveau global et sous certaines conditions, la concentration peut être considérée, avec une bonne approximation, comme une fonction exponentielle du logarithme du débit.

Les ajustements de l'équation 3.6 ont permis de calculer le couple de paramètres A et α pour chaque scénario simulé.

Le paramètre A est fonction de la concentration de saturation. La concentration de saturation dépend de la température et de la pression du CO_2 , paramètres très sensibles aux variations climatiques. Le "trend" du paramètre A pourrait représenter la réponse du système aux variations climatiques.

Le paramètre α dépend des dimensions géométriques suivantes :

RVS = rapport entre le volume et la surface latérale de contact eau/roche du réseau karstique noyé ;

PME = parcours moyen de l'eau dans le réseau karstique noyé.

La dimension "RVS" étant dépendante de l'ouverture des vides du réseau noyé, elle pourrait être considérée comme un "indice de karstification".

Le paramètre α est fonction directe du rapport $\frac{\text{RVS}}{\text{PME}}$.

α étant fonction du rapport entre le "RVS" et le "PME", deux systèmes pourraient avoir le même α mais différents "RVS" et "PME". Etant donné que le parcours moyen de l'eau dans le réseau noyé est dépendante de l'extension du bassin versant hydrogéologique, on pourrait imaginer utiliser l'extension du bassin versant hydrogéologique pour estimer grossièrement le "PME". En connaissant le α et le "PME", on pourrait alors calculer le rapport volume surface "RVS" du réseau karstique noyé et l'utiliser pour comparer différents systèmes karstiques. C'est la démarche qui est présentée au chapitre 5.

Chapitre 5 - Interprétation semi quantitative du paramètre α de la relation concentration - débit

5.1 Résumé

Dans le chapitre précédent, nous avons montré au moyen de la modélisation déterministe, que la concentration en calcaire dissous à l'exutoire d'un "réseau" de conduits karstiques circulaires peut être considérée comme une fonction exponentielle du logarithme du débit.

Le paramètre α de cette relation dépend des deux dimensions spatiales du "réseau" karstique noyé :

RVS = Rapport Volume Surface du réseau noyé ;

PME = Parcours Moyen de l'Eau.

Dans ce chapitre nous appliquons les résultats du modèle déterministe aux systèmes réels et évaluons le "RVS" de cinq systèmes karstiques. En général, le "RVS" étant dépendant de l'ouverture des vides du réseau karstique noyé, il pourrait être considéré comme un "indice de karstification" et être utilisé pour comparer les différents systèmes karstiques. Les interprétations montrent que les "RVS" estimés sont cohérents avec les connaissances hydrogéologiques de terrain.

5.2 Introduction

Dans le chapitre 3, nous avons vu que la concentration à l'exutoire des systèmes karstiques peut être liée au débit par une "relation fonctionnelle empirique" du type :

$$C_{(t)} = A * e^{-\alpha * \ln(Q_{(t)})} \quad (3.5)$$

$$\ln(C_{(t)}) = \ln(A) - \alpha * \ln(Q_{(t)}) \quad (3.6)$$

Au chapitre 4, nous avons simulé, par un modèle déterministe intégrant la cinétique de la dissolution de la calcite, les concentrations et les débits à l'exutoire de "réseaux" formés par des conduits circulaires. En reportant les valeurs de la concentration et du débit ainsi simulés dans un repère logarithmique, il a été montré que, comme observé empiriquement, la concentration peut être exprimée en fonction du débit au moyen de l'équation (3.6). La simulation déterministe reproduit donc les observations empiriques avec une bonne approximation.

Le modèle déterministe a aussi permis de définir deux nouveaux paramètres caractérisant les dimensions spatiales du réseau noyé :

- RVS = Rapport Volume Surface des vides du réseau noyé.
- PME = Parcours Moyen de l'Eau dans le réseau noyé.

Les résultats des simulations ont montré qu'il existe une bonne corrélation linéaire entre le paramètre α et le rapport $\left(\frac{RVS}{PME}\right)$.

Dans ce chapitre nous explorons de façon plus détaillée la relation entre α et $\left(\frac{RVS}{PME}\right)$

Nous tenons à souligner que cette étude n'a pas la prétention de donner les dimensions spatiales moyennes réelles du réseau noyé des cinq systèmes karstiques étudiés, mais de montrer que l'analogie des résultats du modèle déterministe avec ceux des systèmes réels permet une estimation, certes grossière, du rapport entre le volume et la surface du réseau noyé (RVS) de ces systèmes. La cohérence des résultats obtenus sera évaluée en comparant les résultats du modèle aux connaissances hydrogéologiques de terrain.

5.3 α fonction linéaire des dimensions géométriques du réseau noyé

Les valeurs de α simulées par l'ensemble des scénarios sont reportées sur un graphique en fonction du rapport entre les deux dimensions spatiales du "réseau" de conduit (RVS et PME). Chaque simulation représente une configuration géométrique différente du "réseau" noyé (différents RVS et PME).

Les couples de points s'alignent le long d'une droite (Figure 5.1) indiquant une corrélation linéaire entre α et le rapport $\left(\frac{RVS}{PME}\right)$.

"RVS" est égal à:

$$RVS = 4 * \frac{\text{volume des vides}}{\text{surface latérale des vides}} \quad (5.1)$$

dans le cas d'un conduit circulaire, le "RVS" est égal au diamètre.

$$RVS = 4 \frac{\left(\frac{d}{2}\right)^2 \pi l}{d \pi l} = d \quad (5.2)$$

d = diamètre;

l = longueur;

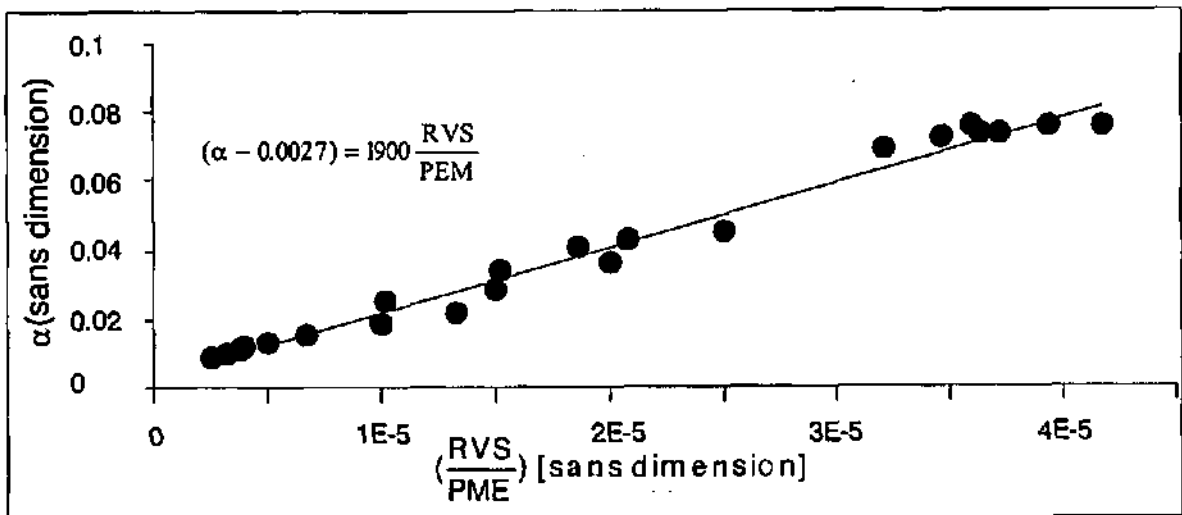


Figure 5.1 : Le paramètre α est une fonction linéaire du rapport RVS/PME. ("RVS" rapport volume surface du réseau de conduits et "PME" parcours moyen de l'eau dans le réseau). "RVS" et "PME" sont deux dimensions spatiales du réseau noyé.

Par analogie on peut étendre le concept du "RVS" au cas d'une fissure. Alors on a :

$$RVS = 4 \frac{a * b * l}{2(a + b) * l} \quad (5.3)$$

a = largeur de la fissure;

b = hauteur de la fissure.

La largeur des fissures étant en général beaucoup plus petite que la hauteur ($a \ll b$), elle peut être négligée au dénominateur. L'équation (5.3) devient :

$$RVS = 4 \frac{a * b * l}{2(a + b) * l} \approx 4 \frac{a * b * l}{2 * b * l} = 2a \quad (5.4)$$

Pour les fissures, le RVS est donc égal approximativement à deux fois la largeur de la fissure.

La relation linéaire entre le paramètre α et le rapport $\left(\frac{RVS}{PME} \right)$ est :

$$(\alpha + c) = a * \frac{RVS}{PME} \quad (5.5)$$

Comme la constante (c) est très petite par rapport aux α rencontrés dans les systèmes karstiques réels, elle peut être négligée.

Pour appliquer les résultats de notre modèle déterministe aux systèmes réels, nous utilisons comme constante de proportionnalité (a) celle obtenue au moyen des simulations, qui est égale à 1900 (pente de la droite, figure 5.1).

Donc :

$$\alpha = 1900 * \frac{RVS}{PME} \quad (5.6)$$

Le "RVS" et le "PME" étant de la même unité de mesure (mètre), α est un nombre sans dimension.

Connaissant la valeur de α , si nous pouvons évaluer le "parcours moyen" de l'eau dans le réseau noyé jusqu'à l'exutoire "PME", nous pourrions alors tenter d'estimer le rapport volume surface "RVS" du réseau karstique.

$$RVS = \frac{\alpha * PME}{1900}, \quad (5.7)$$

La valeur de "PME" n'est pas facile à estimer, le parcours moyen de l'eau dans le système karstique étant dépendant de la surface du bassin versant hydrogéologique. Nous proposons, dans l'attente d'outils d'estimation plus performants, d'apprécier la valeur de "PME" par la racine carrée de la surface du bassin versant hydrogéologique. Ceci permet d'utiliser dans l'équation (5.7) une valeur fictive de "PME" qui est en rapport avec la surface du bassin versant hydrogéologique. Pour les bassins versants dont les limites hydrogéologiques ne sont pas bien définies et donc la surface du bassin n'est pas connue, nous proposons d'utiliser comme paramètre "PME" la distance maximale à vol d'oiseau parcourue par un traceur.

5.4 Estimation du "RVS" de systèmes karstiques réels

A partir des mesures en continu du "TSD" (Total Solides Dissous) et du débit, nous avons défini pour chaque source plusieurs phases "CBRF". Les " α " calculés ont permis de délimiter pour chaque système karstique un intervalle de variation du paramètre caractéristique α (Tableau 5.1). Nous avons considéré comme moyenne de α la valeur centrale de l'intervalle de variation de α de chaque système.

Source	α min.	α moyen	α max.	"PME" [km]
Areuse	0.05	0.12	0.19	11.2
Venoge	0.08	0.19	0.29	6
Montant	0.13	0.20	0.27	6.4
Cascade	0.44	1.05	1.65	3.5
Sandli	0.09	0.22	0.34	0.5

Tableau 5.1 : Paramètres α et "PME" de cinq sources karstiques.

Pour l'Areuse, la Cascade et le Sandli, nous avons considéré la dimension "PME" comme égale à la racine carrée de leur bassin versant hydrogéologique.

Pour la Venoge et le Montant, nous ne connaissons pas exactement la surface de leurs bassins versants hydrogéologiques. Pour ces sources, nous avons considéré comme valeur du "PME" la distance en vol d'oiseau parcourue par un traceur, en supposant que l'injection a été faite à proximité des limites de leur bassin versant hydrogéologique.

Les valeurs de α et de la dimension "PME" reportées sur le graphique de figure 5.2 permettent d'estimer les rapports volume/surface "RVS" de chaque système. Les "RVS" sont calculés pour les valeurs minimales, moyennes et maximales du paramètre α propre à chaque système. Le "RVS" étant une fonction croissante de l'ouverture des vides (conduits et fissures), il peut être considéré comme un "indice de karstification" du système.

La figure 5.2 montre que pour les sources de l'Areuse, de la Cascade, de la Venoge et du Montant, le "RVS" moyen est d'ordre décimétrique à métrique, tandis que pour le Sandli, le "RVS" moyen est d'ordre centimétrique.

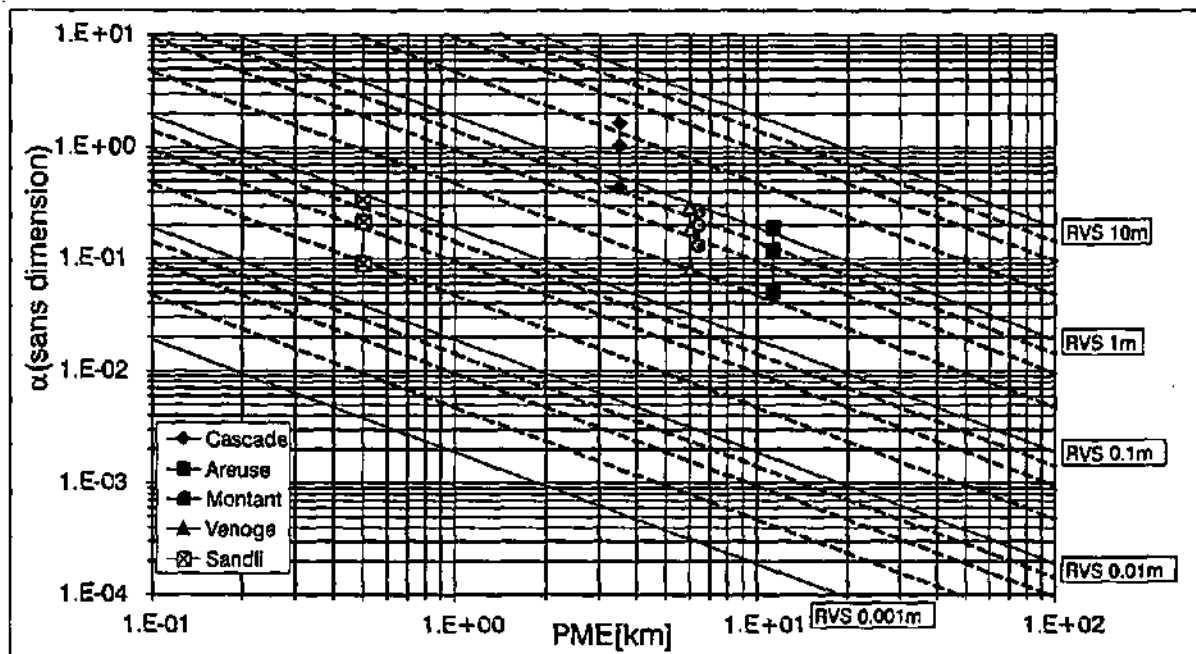


Figure 5.2 : Estimation de "RVS" (rapport volume surface du réseau noyé) pour cinq systèmes karstiques en fonction de la valeur moyenne de α et du "PME" (parcours moyen estimé de l'eau dans le réseau noyé).

Source	RVS [en mètres] pour α min.	RVS [en mètres] pour α moyen	RVS [en mètres] pour α max.
Areuse	0.30	0.71	1.13
Venoge	0.25	0.58	0.92
Montant	0.44	0.67	0.91
Cascade	0.81	1.93	3.04
Sandli	0.02	0.06	0.09

Tableau 5.2 : Gamme de variation du paramètre RVS estimé de cinq sources karstiques.

Selon notre modèle, l'Areuse, la Cascade, la Venoge, et le Montant ont un réseau de drainage bien développés, tandis que le Sandli a un réseau de drains très étroits. Ce résultat est en accord avec les observations hydrogéologiques de terrain et les études faites par d'autres auteurs avec des approches différentes.

Le Sandli est un système peu karstifié (MÜLLER 1975, 1976a et b, 1982, MÜLLER ET AL. 1982; SCHOUWEY, 1989), tandis que l'Areuse, la Cascade, la Venoge et le Montant sont les exutoires de systèmes très karstifiés. (BURGER 1958, 1959, 1976, MISEREZ 1971, TRIPET 1972, SCHOTTERER & MÜLLER 1982, WEXSTEEN 1986, KIRALY ET MORELL 1976a, MÜLLER, 1982, BURGER 1992, AUBERT ET AL. 1979, LAVANCHY 1988, DUCOMMUN 1979, FILALI-MOUTEI 1990, RADU 1993, PAGE 1969, MÜLLER 1975, 1976a et b, MÜLLER ET AL. 1982, MÜLLER ET PLANCHEREL 1982, BRASEY 1989).

La figure 5.3 montre la variabilité du débit de ces sources. On peut noter que la réponse hydraulique de l'Areuse, de la Venoge, du Montant et de la Cascade sont très différentes de celle du Sandli. Les quatre premières sources présentent une réponse hydraulique typique des systèmes karstiques, tandis qu'au Sandli, la réponse hydraulique est celle d'un système en milieu calcaire avec un réseau de drainage peu développé.

L'analyse couplée de la réponse chimique et de celle hydraulique permet l'estimation d'un paramètre géométrique (RVS) du réseau karstique qu'il est impossible à évaluer à partir de l'analyse de la seule réponse hydraulique.

Le "RVS" moyen de la Cascade est environ du double de celui de l'Areuse, de la Venoge et du Montant. Le bassin versant de la Cascade est de forme allongée. Son réseau, dans la partie aval est formé d'un conduit spéléologique noyé de plusieurs mètres de diamètre. Ce conduit, qui représente probablement une partie importante du volume du réseau, fait augmenter sensiblement le "RVS" du système.

5.5 Discussion sur les paramètres " α ", "RVS", "PME" et "a"

Nous avons vu que le paramètre α varie à l'intérieur d'un intervalle propre à chaque système. Rappelons que le paramètre α est la pente de la phase "CBRF" définie au moyen d'un repère logarithmique à partir des mesures du "TSD" et de débit.

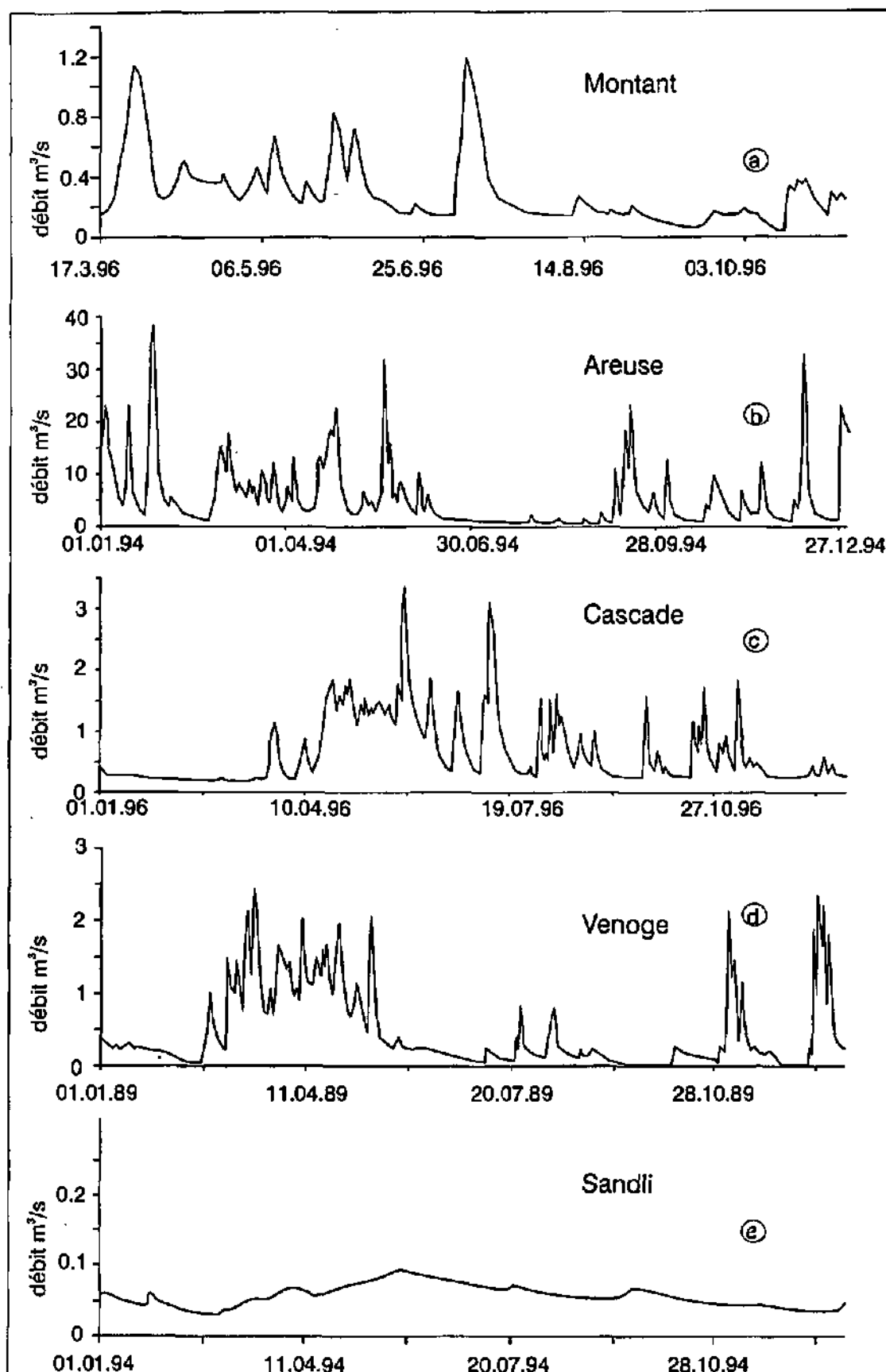


Figure 5.3 : Réponse hydraulique karstique au Montant, à l'Areuse, à la Cascade, et à la Venoge. Réponse hydraulique non karstique au Sandli.

Pour définir l'intervalle de variation de α , nous avons ajusté l'équation (3.6) à toutes les phases "CBRF" disponibles à chaque source. Nous avons pris comme valeur moyenne de α la valeur centrale de son intervalle de variation. En réalité il y a des valeurs de α qui se répètent avec une fréquence beaucoup plus importante que d'autres et qui ne correspondent pas forcément à la valeur moyenne. Nous pensons que les valeurs de α "anormales" sont dues à la distribution non homogène de la pluie sur le bassin versant hydrogéologique et à l'état hydrogéologique du système avant la crue, mais aussi à la présence pendant la phase "CBRF" de petites pluies parasites qui influencent la phase "CBRF" et donc sa pente sur le repère logarithmique.

Nous avons décidé, quand même, de prendre en compte les valeurs "anormales" de α car, même avec ces variations, l'angle de variation des pentes des phases "CBRF" de chaque système reste petit (Figure 3.10). De toute façon, sur la figure 5.2 les valeurs du "RVS" relatives aux valeurs minimales et maximales de α sont du même ordre de grandeur que la valeur centrale.

Le "RVS" de chaque source présenté à la figure 5.2 a été calculé au moyen de l'équation (5.7), en utilisant une valeur fictive du "PME". Il est évident que l'évaluation du paramètre "PME" peut représenter une source d'erreur importante. Vu que la relation (5.7) est linéaire une erreur sur le "PME" engendre la même erreur mais de signe contraire sur le "RVS". A une surestimation du "PME" correspond une sous-estimation du "RVS" et inversement. Par exemple, à une erreur de 100% de la surface du bassin versant hydrogéologique correspond une erreur de 40% sur le "PME" et donc sur le "RVS". Une erreur de 40% sur le "RVS" ne change toutefois pas son ordre de grandeur.

Comme constante de proportionnalité (a), nous avons utilisé la valeur fictive calculée au moyen des simulations déterministes sur des "réseaux" de conduits très simples. A ce stade, nous n'avons pas la possibilité de vérifier si la même valeur est valable pour les réseaux noyés de systèmes réels. Une éventuelle erreur de sur ou sous-estimation de (a) occasionnera une sur ou sous-estimation du "RVS" pour tous les systèmes analysés, tandis que les rapports entre les "RVS" des différents systèmes karstiques resteront constants (éq. 5.7). En utilisant la même constante de proportionnalité (a), il sera donc toujours possible de comparer les systèmes karstiques par l'intermédiaire de leurs "RVS".

5.6 Conclusion

La relation $\ln(C)/\ln(Q)$ permet de définir deux paramètres (A et α). Le paramètre α est caractéristique à chaque système et fonction du rapport entre les deux dimensions spatiales "RVS" et "PME" du réseau karstique noyé.

- RVS = "Rapport Volume Surface" des vides du réseau noyé.
- PME = "Parcours Moyen de l'Eau" dans le réseau karstique.

Le "PME" peut être évalué par essai de traçage ou par l'intermédiaire de la surface du bassin versant hydrogéologique.

En connaissant les paramètres α et "PME", nous pouvons calculer le "RVS" qui dépend de l'ouverture des vides du réseau karstique noyé. Le "RVS" pourrait être considéré comme un "indice de karstification" et être utilisé pour comparer les différents systèmes ou pour les classer. Le calcul du RVS du réseau karstique noyé, exprimée en mètres, est basé sur des mesures hydrogéologiques de terrain (mesure de débit, de conductivité et essais de traçages) et sur un modèle déterministe cohérent.

Dans le futur, il serait important de tester cette méthode d'analyse des réponses globales chimique et hydraulique sur d'autres systèmes karstiques et éventuellement fissurés, pour mieux en connaître les limites.

Il serait également intéressant d'utiliser ce type d'approche sur d'autres types de réponses globales des systèmes karstiques. Enfin, il serait utile de pouvoir modéliser des réseaux karstiques ayant une géométrie plus complexe.

Chapitre 6 - Approche statistique de l'impact des variations climatiques sur la réponse chimique des systèmes karstiques

6.1 Résumé

La concentration en bicarbonates (réponse chimique) des sources karstiques est fonction de plusieurs facteurs concomitants, en particulier le débit à l'exutoire du système (réponse hydraulique) et le climat.

Un modèle global permettant de simuler les variations de la réponse chimique en fonction de la réponse hydraulique à l'exutoire du système a été mis au point et présenté dans les chapitres précédents.

L'analyse des écarts entre les concentrations en carbonates mesurées à la source de l'Areuse et simulées en fonction du débit montre l'existence de fluctuations saisonnières qui semblent résulter des variations de la production de CO_2 dans les sols et par conséquent des variations climatiques. Cette influence est cependant nettement subordonnée à celle de variations du débit.

La méthode présentée dans le cadre de ce chapitre permet en principe de mettre en évidence l'influence de différents paramètres sur la réponse chimique comme l'influence à long terme des changements climatiques.

6.2 Introduction

Comme nous l'avons vu au chapitre 4, la concentration en calcaire dissous à l'exutoire dépend de plusieurs facteurs, dont les plus importants sont : la concentration de saturation (C_s), la surface de contact eau/roche, la vitesse de l'eau, la température, la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$), le coefficient de diffusion moléculaire (D_m), la viscosité de l'eau (ν), etc. (FEITKNECHT 1949, BÖGLI 1980, DREYBRODT 1988).

La structure du réseau noyé (la surface de contact eau/roche) et l'hydraulique (vitesse d'écoulement, débit) sont des facteurs propres à chaque système karstique.

Le coefficient de diffusion moléculaire (D_m), la viscosité de l'eau (ν), la concentration de saturation (C_s), la température, la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) sont des facteurs très sensibles aux variations climatiques. Ils ne peuvent pas être considérés comme une caractéristique propres à chaque système karstique.

La production de CO_2 dans les sols (SCHOELLER 1980) est fonction principalement des conditions climatiques, c'est-à-dire de la température et de l'humidité du sol à chaque instant. Elle est aussi fonction de la production de matière organique et de la disponibilité en oxygène dissous ou combiné.

Les variations climatiques (variation de la température et de la teneur en humidité) entraînent des variations dans la production du CO_2 dans les sols, par conséquent des variations de la

teneur en acide carbonique dans les eaux souterraines. La capacité de l'eau à dissoudre le calcaire varie donc avec le climat.

La production de CO₂ varie principalement avec les saisons, mais aussi probablement avec les changements à plus long terme du climat.

En schématisant, nous pouvons admettre que la variation de la concentration en calcaire dissous mesurée à l'exutoire des systèmes karstiques dépend d'une part du climat et d'autre part de l'hydraulique du système.

Le but de ce chapitre est de mettre en évidence l'influence de la composante liée aux variations climatiques (à court, moyen, long terme), en soustrayant l'effet sur la concentration en calcaire dissous de la composante hydraulique (débit) du système.

6.3 Approche conceptuelle

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, le comportement hydraulique du système karstique est caractérisé par deux phases différentes

- La phase "PF" (Piston Flow);
- La phase "CBRF" (Chemically Based Recession Flow).

La phase "CBRF" peut être modélisée au moyen de la relation (3.5) (Chap. 3 et 4)

$$C_{(t)} = A * e^{-\alpha * \ln(Q_{(t)})} \quad (3.5)$$

La relation (3.5) permet de définir deux paramètres A et α .

Le paramètre A dépend de la concentration de saturation du calcaire.

Le paramètre α dépend de la géométrie du réseau karstique noyé.

La géométrie du réseau et le débit à la source sont des caractéristiques propres au système. La concentration de saturation du calcaire dépend principalement de la température et de la pression en CO₂. Vu que la température et la pression en CO₂ varient en fonction du climat, nous pouvons considérer que la concentration de saturation dépend principalement du climat.

Selon notre modèle (eq. 3.5), le paramètre A est fonction de la concentration de saturation du calcaire dissous (chapitre 3 et 4) et donc dépend aussi du climat.

Pour détecter l'influence du climat sur la concentration en calcaire dissous par l'intermédiaire du paramètre A, nous simulerons d'abord la concentration en fonction du débit au moyen de la relation (3.5), en considérant A et α constants (le paramètre α est une caractéristique du système et ne dépend pas du climat). Puis nous soustrairons les concentrations simulées aux concentrations observées. L'analyse des résidus permettra de détecter la tendance du paramètre A et donc l'influence des variations du climat sur la concentration en calcaire dissous.

6.4 Simulations mathématiques

6.1.1 1^{ère} simulation

Pour ce test nous utiliserons la chronique du Tac (titre alcalimétrique complet) mesurée à la source de l'Areuse (Neuchâtel, CH) par KIRALY ET MULLER (1979) entre octobre 1977 et septembre 1979. Ces deux auteurs ont effectué un échantillonnage très serré qui a permis d'effectuer environ 1000 analyses et l'acquisition des données pour des paramètres tels que : débit, T, K20, TAC, Ca, Na, K, Mg.

Le Tac présente des variations opposées à celles du débit (Figure 6.1), c'est-à-dire qu'il a tendance à augmenter lorsque le débit diminue et inversement. Les valeurs du Tac et du débit sont des moyennes journalières.

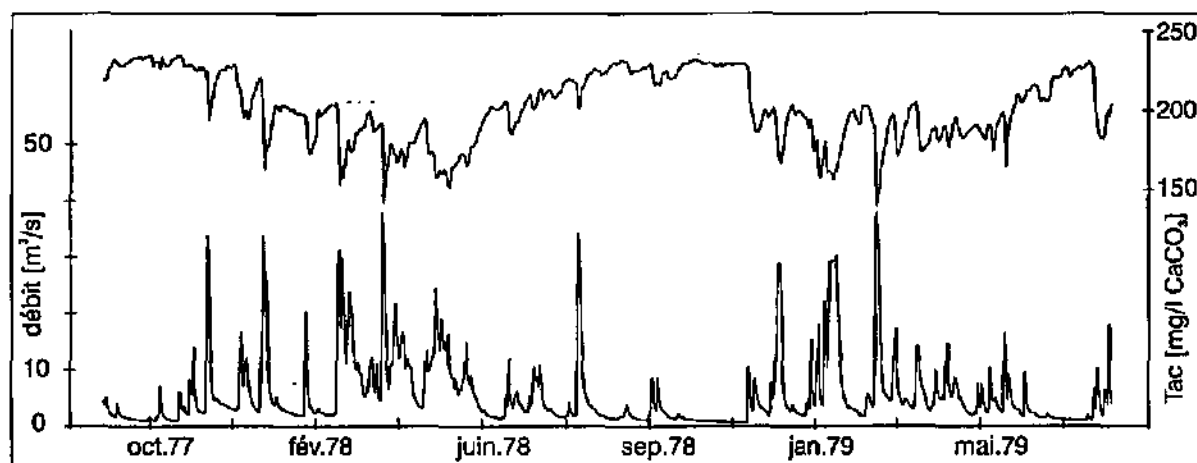


Figure 6.1 : Les variations du Tac sont opposées à celles du débit. Le Tac augmente lorsque le débit diminue et inversement. Les valeurs du Tac et du débit sont des moyennes journalières.

Les crues sont marquées par des chutes brusques de la valeur du Tac. Entre le débit de pointe des crues et celui correspondant à la valeur minimale du Tac, il y a un décalage de deux à quatre jours. Pendant les simulations, ce décalage entre les deux séries a été corrigé en déplaçant la série du Tac de trois jours vers l'arrière.

Pour simuler les variations du Tac en utilisant la relation (3.5), nous avons dû estimer les valeurs moyennes des paramètres A et α . Cette estimation a été faite en utilisant l'ensemble des valeurs du "Tac" correspondant aux phases "CBRF" (Figure 6.2a).

Pour estimer les valeurs moyennes de A et α et en raison de la distribution non homogène des mesures du Tac dans la gamme des débits observés, nous avons classé tous les couples de valeur Tac/débits par classes de débits croissant. Puis, pour chaque classe, nous avons calculé la valeur moyenne du Tac et du débit. (Figure 6.2b). Les couples de valeurs C_{moy}/Q_{moy} ont été reportés dans un repère logarithmique (Figure 6.2c).

L'ajustement de la relation (3.6) à la série des valeurs $\ln(C)/\ln(Q)$ a permis de calculer les deux paramètres A et α moyens pour toute la série. Ces deux paramètres moyens sont utilisés dans la première simulation.

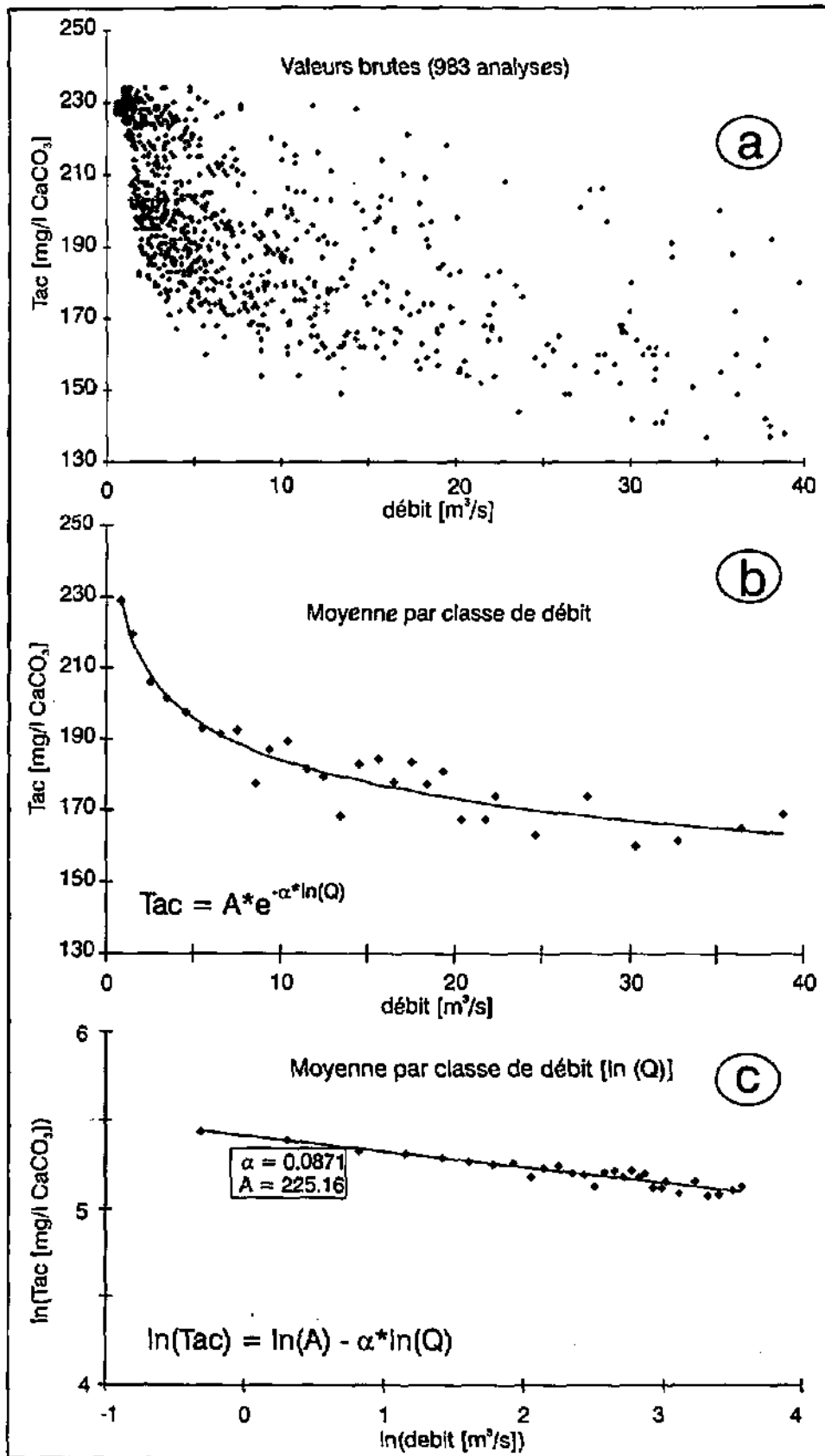


Figure 6.2 : (a) Distribution des valeurs du Tac en fonction du débit pendant les cycles hydrologiques 77/78 et 78/79. (b) Valeurs moyennes du Tac pour chaque classe de débit. (c) Valeurs moyennes du Tac pour chaque classe de débit reportées dans un repère logarithmique et permettant de calculer les paramètres A et α

Nous avons dit précédemment que la relation (3.5) est uniquement valable pendant la phase "CBRF" (la phase "PF" est exclue). La phase "PF" étant beaucoup plus courte que la phase "CBRF", elle a été négligée et la même équation (6.1) a été utilisée pour simuler la totalité de la série.

$$TAC_{(t)}^1 = 225 * e^{-0.087 * \ln(Q_{(t)})} \tag{6.1}$$

La figure 6.3a montre que l'essentiel des variations du "Tac" pendant les deux cycles hydrologiques 77/78 et 78/79 peut déjà être expliqué par les variations du débit. Il subsiste toutefois des écarts significatifs entre la chronique simulée et la chronique observée (Figure 6.3 a et b)

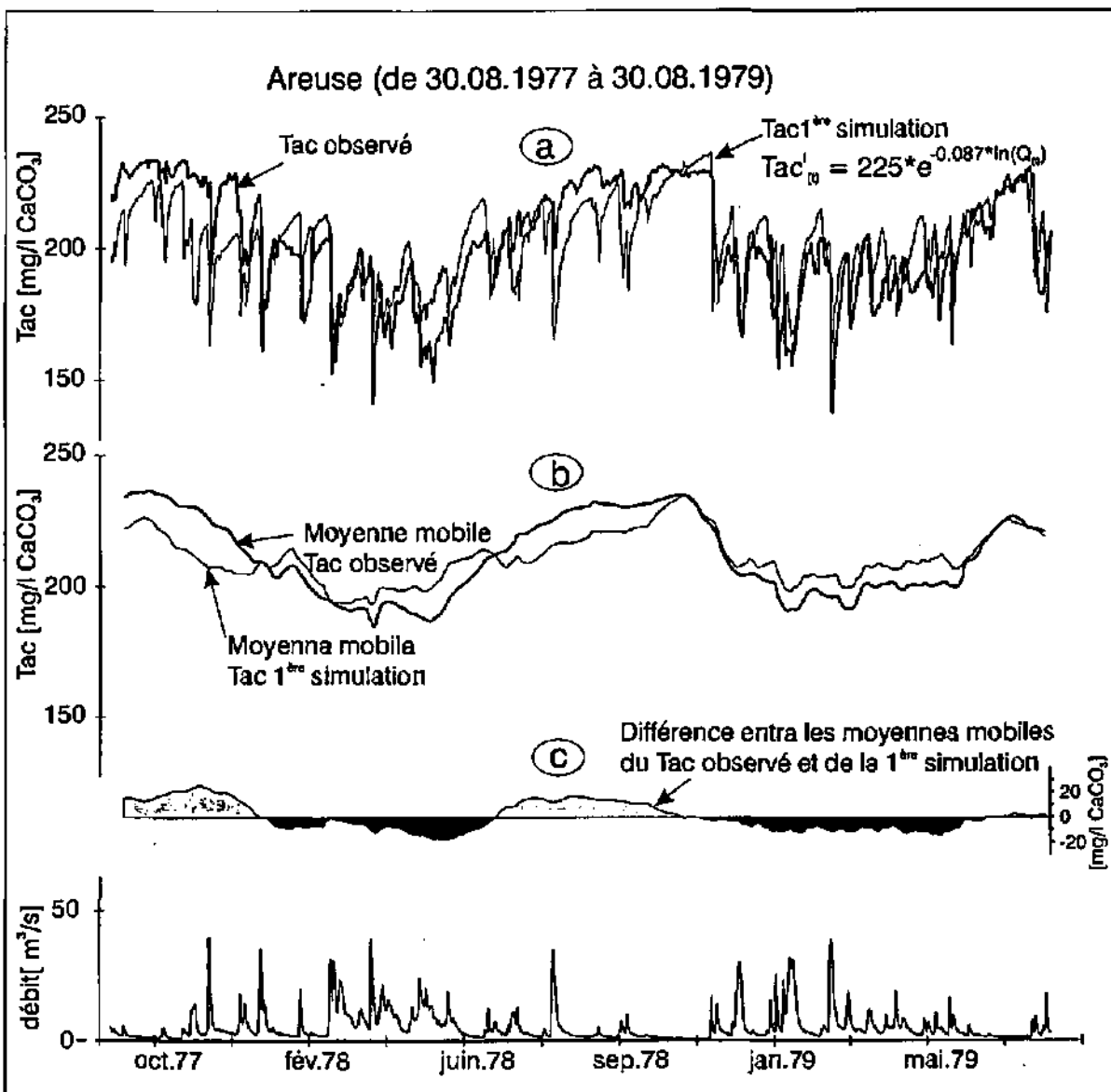


Figure 6.3 : Chroniques Tac observé, simulé $f(Q)$ et résiduel. Les résidus présentent des variations saisonnières.

6.1.2 Analyse des résidus : recherche des effets du climat

Pour analyser les différences d'amplitude entre la courbe observée et la courbe simulée, nous avons calculé les moyennes mobiles du Tac sur 30 jours pour les deux séries (figure 6.3b).

La moyenne mobile permet de diminuer l'effet des variations à court terme (<30 jours) du débit et des erreurs aléatoires de mesure et ainsi de mettre en évidence les effets dus aux variations du climat à moyen terme (variations saisonnières et éventuellement à long terme (changements globaux)).

La figure 6.3b montre que l'amplitude du "trend" de la série simulée est moins importante que celle de la série mesurée.

La différence entre les deux moyennes mobiles (Figure 6.3c) représente la partie de la variabilité du Tac qui ne peut pas être expliquée par le débit. Un cycle saisonnier y apparaît clairement.

A et α ayant été admis constants, nous essayerons d'étudier les variations de ces deux paramètres en fonction du temps.

La figure 6.4a montre quelques phases "CBRF" du cycle hydrologique 77/78. On peut observer que les phases "CBRF" fluctuent en fonction des saisons. C'est à dire qu'elles se déplacent verticalement en fonction des saisons (Figure 6.4a).

Si l'on prend en considération les dates, on note que les phases "CBRF" avec les valeurs du Tac les plus élevées correspondent à la fin de l'automne tandis que celles avec les valeurs du Tac les plus basses correspondent à la fin du printemps. Le paramètre A varie donc de la même façon (Figure 6.4b). Notre modèle (éq. 3.5) est cohérent avec cette observation si l'on admet que le paramètre A est fonction de la concentration de saturation en carbonates qui dépend elle-même du climat.

Le paramètre α ne présente aucune tendance. La faible variation d'une phase "CBRF" à l'autre de ce paramètre semble dépendre principalement de la distribution spatiale des précipitations sur le bassin versant hydrogéologique, mais aussi de l'état hydraulique du système avant la pluie.

6.1.3 Remarques

Pour améliorer l'ajustement de la chronique simulée à la chronique observée, deux options mathématiques sont possibles :

- A variable et α constant : cette option est présentée dans le paragraphe suivant.
- A constant et α variable : cette option comporte l'utilisation de valeurs du paramètre α au dehors de la gamme observée. Cette option a été écartée.

6.1.4 2^{ème} simulation

Dans la 1^{ère} simulation, le paramètre A a été considéré comme constant. En réalité, nous avons vu à la figure 6.4, que ce paramètre varie pendant le cycle hydrologique avec une tendance annuelle (variabilité saisonnière).

Pour diminuer l'écart entre la chronique du Tac observée et celle de la 1^{ère} simulation, il faut, donc, considérer les variations saisonnières du paramètre A.

La variation de A, nécessaire pour calibrer le modèle, représentera la contribution aux variations du "Tac" indépendantes du débit, mais dépendant du climat.

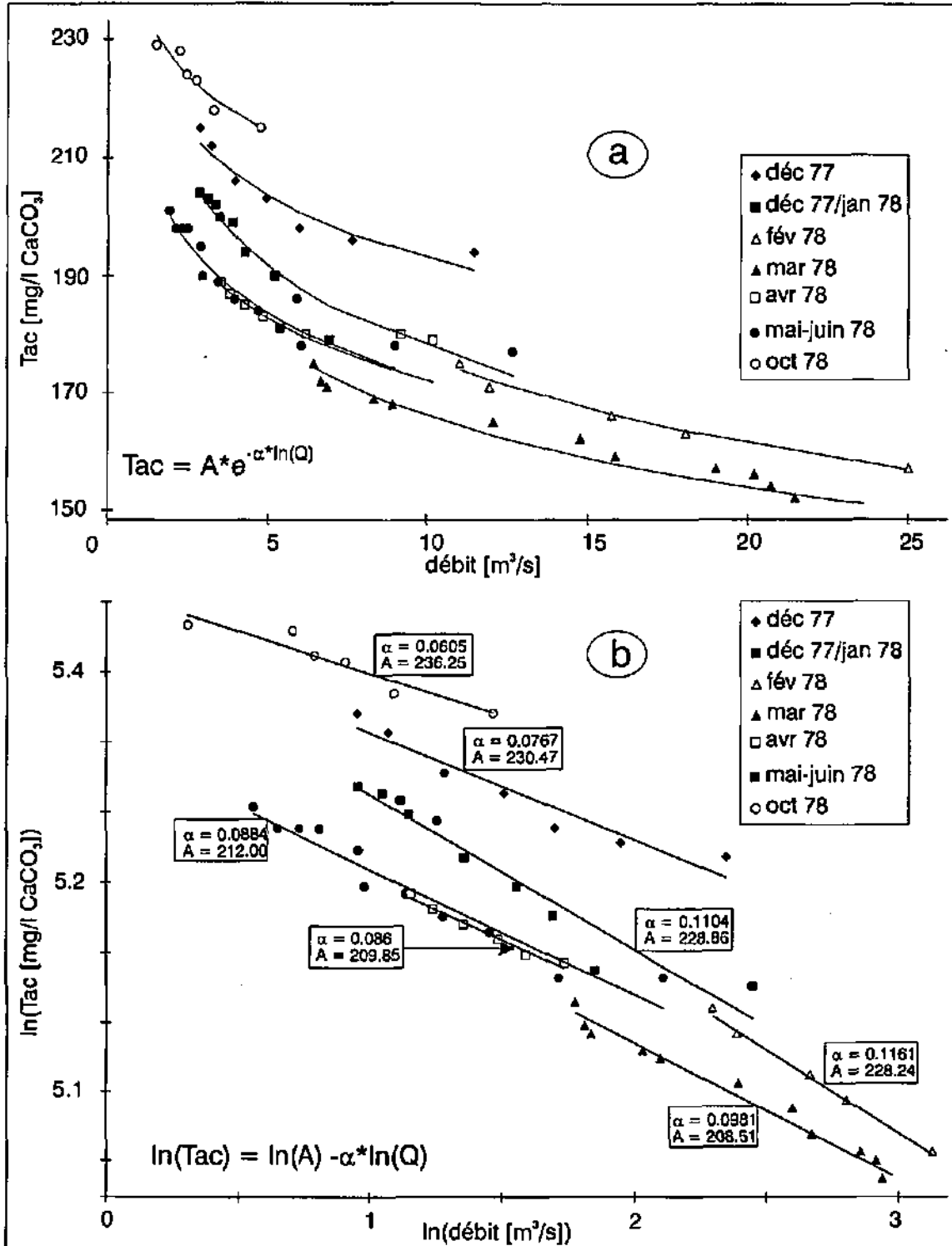


Figure 6.4 : (a) variations du Tac relatives à quelques phases "CBRF" du cycle hydrologique 77/78. (b) valeurs de Tac/débit dans le repère logarithmique. Les R² des droites ajustées sont tous supérieurs de 0.9. La différence d'inclinaison entre la pente maximale et celle minimale des droites de la figure (b) est de 3°.

Pour estimer la tendance du paramètre A au cours de l'année, il convient d'introduire la concentration du Tac mesuré (C^1) dans l'équation (3.5) et de calculer l'erreur A_{er} (éq. 6.2) sur le paramètre A considéré constant dans la première simulation (le paramètre α , caractéristique du système, est constant).

$$A_{er} = \frac{C^1_{(t)}}{e^{-\alpha \cdot \ln(Q_{(t)})}} \quad (6.2)$$

La variabilité de la série A_{er} ainsi calculée (Figure 6.5) englobe en plus du "trend" du paramètre $A_{(t)}$, un bruit de fond dû à plusieurs causes telles que les erreurs de mesure et l'effet du décalage moyen de la chronique du Tac etc. Il est possible de débarrasser la chronique du bruit de fond en calculant la moyenne mobile, sur 30 jours du A_{er} .

La chronique ainsi obtenue représente la tendance du paramètre $A_{(t)}$ dans le temps (Figure 6.5).

En introduisant le paramètre $A_{(t)}$ (moyenne mobile de A_{er}) dans l'équation (3.5) nous obtenons la chronique du Tac en fonction de $A_{(t)}$ et de $Q_{(t)}$ (éq. 6.3):

$$C_{(t)} = A_{(t)} * e^{-0087 * \ln(Q_{(t)})} \quad (6.3)$$

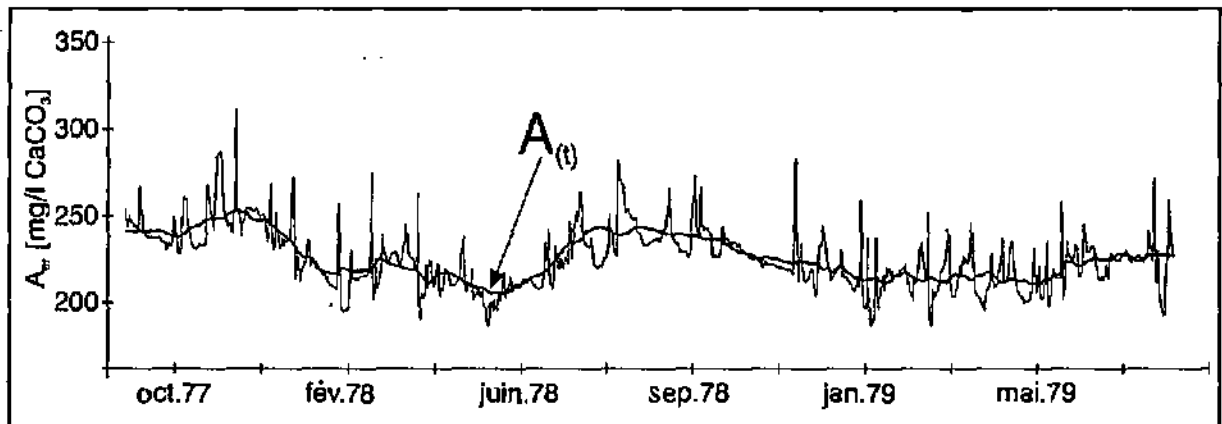


Figure 6.5 : Chronique de l'erreur d'estimation (A_{er}) produit par la première simulation. Détermination de la tendance saisonnière du paramètre ($A_{(t)}$) par moyenne mobile.

La chronique de la 2^{ème} simulation montre alors une amplitude très voisine de celle de la chronique observée à la source de l'Areuse (figure 6.6a). En admettant les hypothèses inhérentes à notre méthode, ces simulations indiquent que les variations du Tac sont principalement fonction du débit mais aussi, dans une moindre mesure, des saisons et donc des variations climatiques.

Certaines petites différences entre les deux séries subsistent principalement pendant les crues. En plus des erreurs de mesure aléatoires, qui représentent une partie très importante de ces différences, les effets dus à la correction du décalage entre les deux séries jouent également un rôle, de même que le fait d'avoir appliqué la relation (6.3) à la totalité de la chronique en négligeant l'effet piston.

Pour tester la validité de la méthode, il convient de contrôler la ressemblance entre la série simulée et la série observée en mettant en évidence les fréquences caractéristiques ou les

périodicités des séries. L'analyse spectrale des séries temporelles permet de tester la similitude entre deux séries.

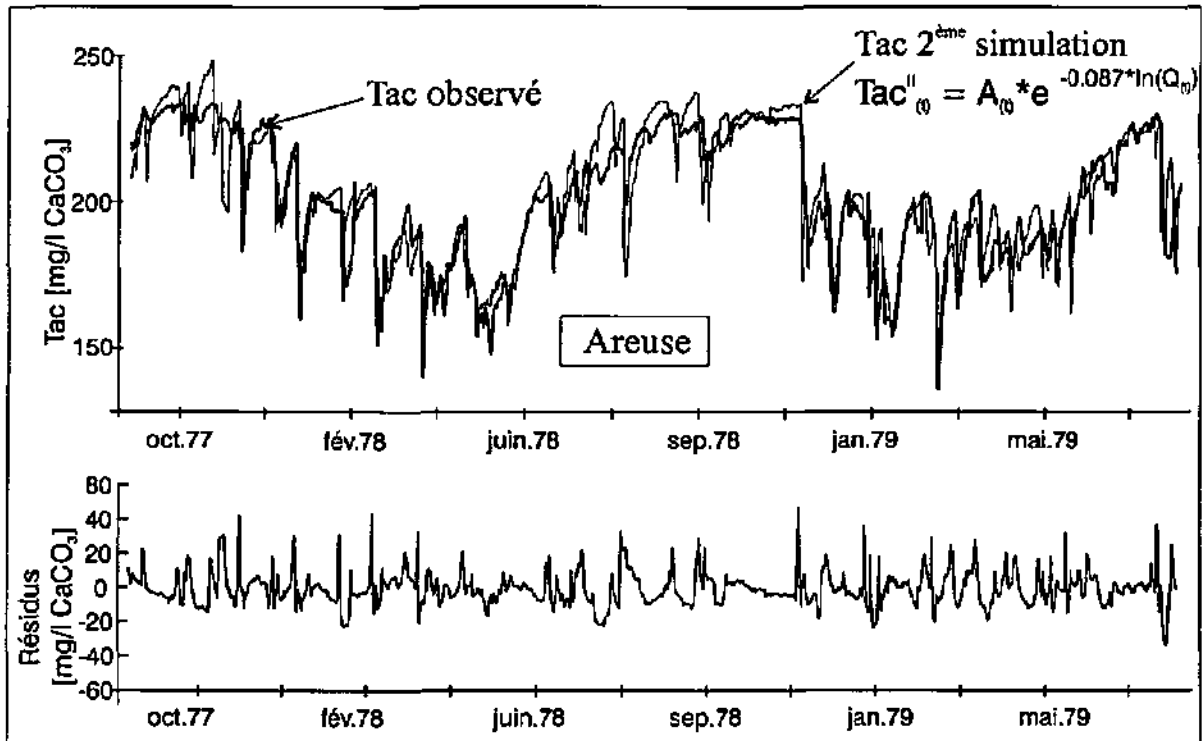


Figure 6.6 : (a) Chroniques du Tac mesuré, du Tac simulé en fonction du débit et des variations saisonnières de $A_{(t)}$. (b) Les résidus sont aléatoires.

Cette méthode permet de décomposer la variance totale d'une chronique en fonction de ses fréquences (BOX & JENKINS 1970, MANGIN 1984, GRASSO & JEANNIN 1994).

Les spectres des séries mesurées et simulées (Figure 6.7) présentent trois pics distincts qui correspondent aux mêmes fréquences caractéristiques pour les trois chroniques ($f_1=0.0028$, $f_2=0.00714$, $f_3=0.0229$).

Ces fréquences correspondent à des périodicités de 350 jours (cycle hydrologique annuel), 140 jours (cycle saisonnier) et 44 jours (intervalle moyen entre les crues les plus importantes).

L'amplitude des pics de la deuxième simulation (série $C_{(Q;A;t)}$) est très proche de celle des données observées à la source.

La présence des mêmes pics de fréquence dans la série mesurée et dans les deux séries simulées représente un indice clair de la relation fonctionnelle entre la réponse chimique et celle hydraulique du système.

L'amélioration de l'ajustement entre la courbe observée et la courbe simulée lors de la deuxième simulation atteste de l'effet des variations climatiques saisonnières sur les variations du Tac des eaux de la source. Cet effet apparaît cependant nettement subordonné au premier, à savoir le débit.

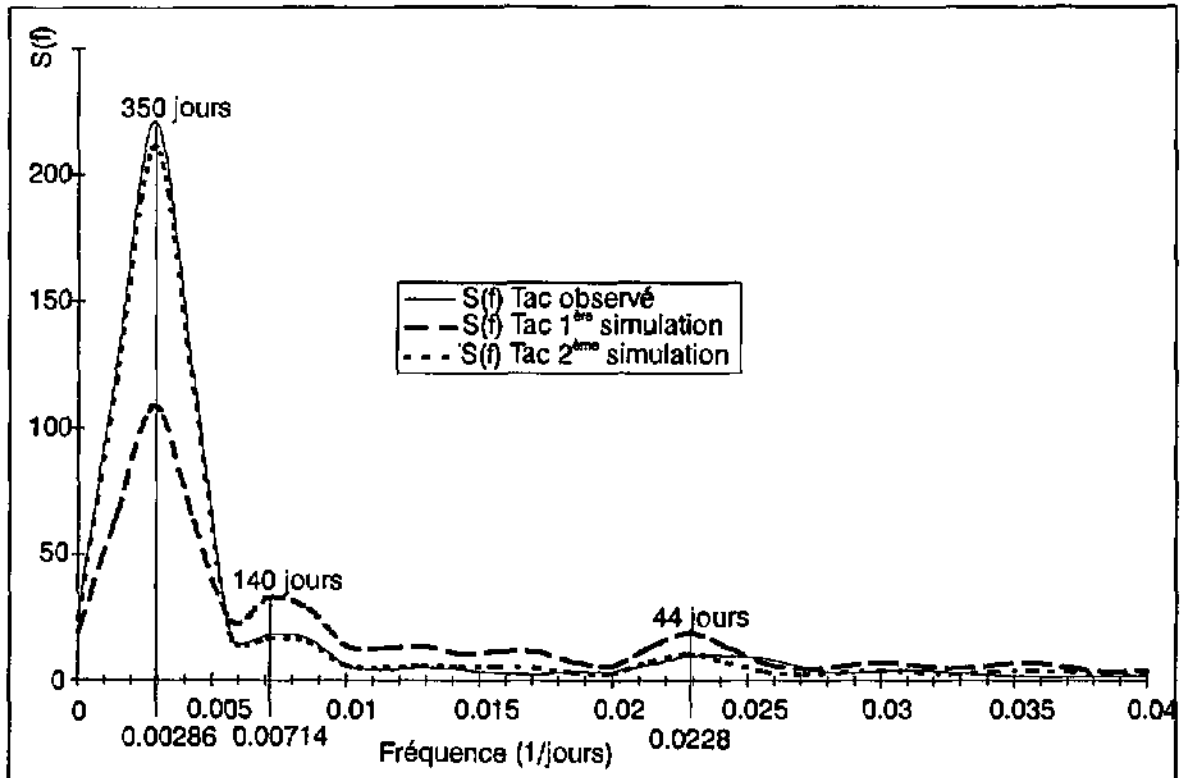


Figure 6.7 : La présence des mêmes périodicités dans le spectre du Tac observé et simulé confirment la relation fonctionnelle entre la réponse chimique et l'état hydraulique du système.

6.5 Conclusions

Le même type d'analyse a été appliqué à trois autres sources du Jura et des Préalpes suisses en utilisant les chroniques de concentration du total des solides dissous (TSD). Malgré des contextes hydrogéologiques et climatiques bien différents, les résultats généraux obtenus sont restés pratiquement les mêmes. Il ressort donc de cette étude que :

- Le débit joue un rôle très important sur la réponse chimique des sources karstiques. Ceci indique clairement que l'analyse du comportement chimique d'une source karstique sans prendre en considération son comportement hydraulique n'a pas de sens. Pour tester l'influence - généralement faible - d'autres facteurs que le débit sur la réponse chimique des systèmes karstiques, en particulier le climat, la méthode présentée ici consiste à modéliser l'influence du débit sur la réponse chimique, puis à soustraire cette influence de la réponse observée et à analyser la réponse résiduelle.
- La méthode présentée ici a été appliquée au Tac en vue de tester l'hypothèse d'une influence des variations de la pression de CO_2 dans les sols et de la température - dépendant du climat - sur la minéralisation des sources. Les résultats confirment cette influence, qui est cependant nettement subordonnée à celle du comportement hydraulique du système karstique.
- La méthode présentée peut être utilisée pour tester d'autres hypothèses; il faut cependant relever que les résidus analysés après retranchement de l'effet du débit, sont faibles, entachés de variations aléatoires et dépendent des simplifications admises dans le modèle.

utilisé. Les fluctuations recherchées sont du même ordre de grandeur que les incertitudes inhérentes aux mesures et à la méthode d'analyse.

La méthode proposée ici est en principe utilisable pour détecter les variations à long terme (changement climatique globaux) de la réponse chimique des sources karstiques liées aux variations climatiques globales. Cependant, par rapport aux variations annuelles du climat, les variations climatiques à moyen terme (5 à 10 ans) sont très faibles et de ce fait probablement pas détectables. Sur les cinq à sept années de chroniques disponibles pour les 4 sources étudiées, aucune tendance significative n'a pu être dégagée. Seules des chroniques nettement plus longues (30 ou 50 ans) seraient susceptibles de fournir des résultats interprétables.

Chapitre 7 - Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique (Analyse des courbes de récession)

7.1 Résumé

Les "interprétations" (inférences sur la structure des systèmes) obtenues par l'analyse de la réponse hydraulique (analyse des courbes de récession) des systèmes karstiques sont testées à partir des données de débit du sous-système de la Milandrine amont et du système Bâme-Saivu.

La décomposition des courbes de récession en plusieurs fonctions exponentielles peut donner une idée de l'importance respective des différents domaines réservoirs des aquifères, sans en préciser la structure.

La méthode de l'ajustement d'une fonction hyperbolique aux courbes de récession est assez aisée et permet de prévoir facilement le débit d'une source, mais elle ne permet aucune inférence sur la structure de l'aquifère.

La méthode proposée par d'ajustement des courbes de récession avec une fonction exponentielle et une fonction homographique de même que la classification des systèmes karstiques qui en découle montre que le "pouvoir régulateur du karst" (paramètre K) peut être considéré comme une caractéristique stable du système, mais que, par contre, le paramètre i (caractéristique du sous-système infiltration) dépend d'éléments externes au système karstique (pluie, humidité du sol, etc).

L'analyse des débits classés peut donner des indications utiles sur le fonctionnement ou la structure des systèmes karstiques, toutefois les interprétations restent généralement ambiguës et doivent être confrontées à d'autres méthodes.

7.2 Introduction

Les aquifères karstiques présentent un fonctionnement hydrodynamique particulier caractérisé par des variations importantes et rapides des paramètres globaux des exutoires (débit, chimisme, température, etc). Ce comportement n'est pas comparable à celui des aquifères en milieu poreux ou fissuré.

Les caractéristiques du milieu définissent le comportement des différents aquifères. Pour les aquifères poreux ou fissurés l'analyse de l'écoulement peut être aisée car le milieu n'est pas trop hétérogène. Pour les aquifères karstiques les problèmes sont généralement plus difficiles à résoudre à cause de la grande hétérogénéité des paramètres physiques du milieu (perméabilité, coeff. d'emmagasinement, dispersivité, etc). Cette hétérogénéité est conservée quel soit le niveau d'échelle considéré.

Pour tenter de contourner ce problème, des méthodes dites "Boîte noire" ou globales ont été développées. Ces méthodes considèrent le système karstique comme une boîte dont les caractéristiques sont inconnues.

L'interprétation de la réponse à l'exutoire de la boîte noire consiste généralement à inférer sur la structure interne de la boîte. La limite de ces interprétations est liée au fait que la réponse globale du système est fonction d'une multitude de variables qui en rendent l'interprétation problématique et non univoque.

Nous présentons ici quelques applications de méthodes d'analyse globale qui utilisent le traitement du signal de sortie (débit). Les limites des inférences possibles sur la structure du milieu seront également présentées.

7.3 Analyse de l'hydrogramme de la crue des sources karstiques

L'hydrogramme d'un événement de crue d'une source se compose de deux parties : la crue (montée du débit) et la récession (diminution du débit). La courbe de récession est, elle-même, subdivisée en une courbe de décrue, qui représente la décroissance du débit encore influencée par l'alimentation de l'aquifère, et une courbe de tarissement, qui représente la décroissance non influencée du débit pendant une période sans alimentation de l'aquifère (CASTANY & MARGAT 1977).

Dans ce chapitre trois différentes méthodes d'analyse des courbes de récession seront présentées.

7.3.1 Décomposition de la courbe de récession en plusieurs fonctions exponentielles

En reportant une courbe de récession dans un repère semi-logarithmique ($\log(Q_{(t)})$ en fonction de t), la partie terminale de la courbe s'ajuste généralement bien à une droite. En soustrayant les ordonnées de la droite aux ordonnées de la courbe de récession, on obtient une deuxième courbe dont la partie terminale s'ajuste à une droite. En procédant ainsi, la courbe de récession correspond généralement assez bien à la superposition de trois droites de pentes α_n :

$$Q_t = Q_{01} * e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} * e^{-\alpha_2 t} + Q_{03} * e^{-\alpha_3 t} \quad (7.1)$$

L'hydrogramme de récession peut ainsi être considéré comme la somme de plusieurs fonctions exponentielles. Les différentes exponentielles correspondent à différents types d'écoulements eux-mêmes correspondant à la vidange de fissures de moins en moins perméables ou à différents régimes d'écoulements (FORKASIEWICZ & PALOC 1967).

7.3.1.1 Application à la Milandrine amont

RECESSION	du 18/04/1990 au 01/06/1990	du 05/07/1990 au 22/09/1990	du 16/05/1991 au 05/10/1991	du 21/07/1992 au 29/08/1992	du 22/06/1993 au 20/08/1993
Q01 l/s	56,4	263,5	179,6	104,5	303,4
Q02 l/s	40,0	40,1	33,0	24,5	48,2
Q03 l/s	19,8	18,6	17,4	24,6	21,7
α_1 en jour ⁻¹	0,9	0,67	1,32	9,5	1,6
α_2 en jour ⁻¹	0,12	0,085	0,11	0,19	0,20
α_3 en jour ⁻¹	2,35E-3	2,20E-3	2,23E-3	2,35E-3	2,77E-3

Tableau 7.1 : Coefficients de tarissement de quelques courbes de récession à la Milandrine amont. Le dernier coefficient est presque le même pour toutes les courbes de récession.

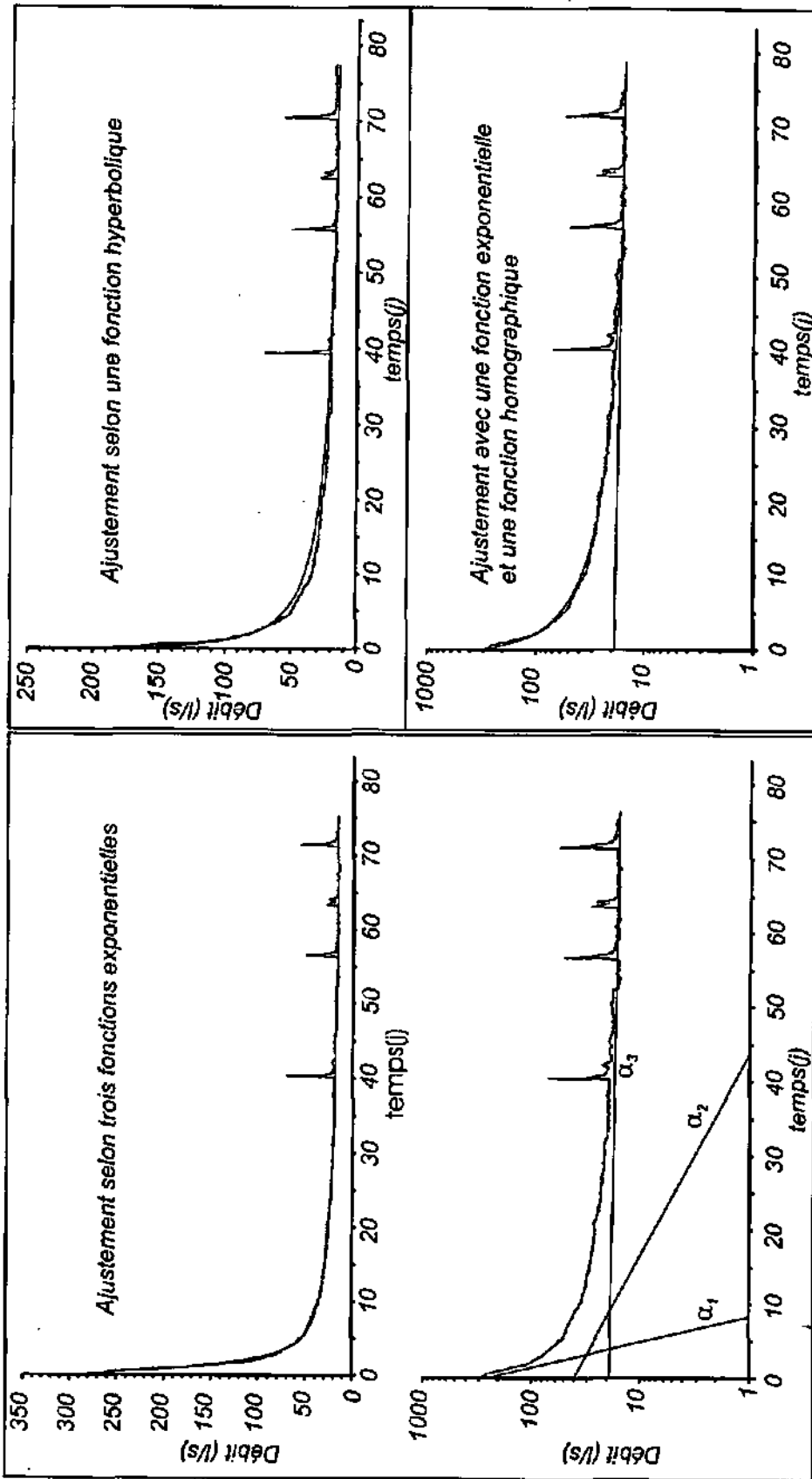


Figure 7.1 : Courbe de récession typique (décrué + torissement du 05/07/90 au 22/09/90) de la Milandrine amont et ajustement selon trois méthodes différents. A gauche : ajustement selon trois fonction exponentielles, en haut à droite : selon une fonction hyperbolique; en bas à droite : ajustement selon une fonction homographique et une exponentielle.

Cinq courbes de récession de la Milandrine amont ont été analysées (Tableau 7.1).

Le premier coefficient (α_1) varie beaucoup plus que le deuxième (α_2) qui varie lui même plus que le troisième (α_3). Cela s'explique par le fait que les coefficients (α_1) et (α_2), dépendent de l'infiltration et du ruissellement souterrain, et qu'ils sont influencés par les effets de l'hétérogénéité des alimentations autant spatial que temporel, par le temps écoulé depuis les événements pluvieux précédents, etc. Le troisième coefficient lié à la vidange des zones les moins perméables de l'aquifère karstique est peu influencé par ces facteurs.

Les réserves de tarissement ou "réserves écoulables" d'un système karstique correspondent au volume d'eau qui se trouve dans les parties peu perméables de l'aquifère. Pour calculer ces réserves, il faut intégrer la troisième exponentielle qui représente la vidange des volumes peu perméables, pour un temps qui va du début du tarissement t_0 à l'infini.

$$V = Q_{ti} \int_0^{\infty} e^{-\alpha_3 \cdot t} = \left(\frac{Q_{ti}}{\alpha} \right) * C \quad (7.2)$$

C est une constante qui tient compte du fait qu'en général α et Q_{ti} ne sont pas pris dans la même unité. Lorsque Q_{ti} en m^3/s et α en $jours^{-1}$ $C = 86400$. Lorsque Q_{ti} en l/s et α en $jours^{-1}$ $C = 86,4$

Le Q_{ti} de la formule d'intégration est le débit total relatif au moment t_i .

$$Q_{ti} = Q_{01} * e^{-\alpha_1 \cdot t_i} + Q_{02} * e^{-\alpha_2 \cdot t_i} + Q_{03} * e^{-\alpha_3 \cdot t_i} \quad (7.3)$$

Comme une fonction exponentielle du type $A \cdot e^{-X}$ ne devient jamais nulle, nous avons défini le temps t_i comme le temps à partir duquel le débit dû au deuxième facteur exponentiel devient inférieur à 1% du débit dû au troisième facteur exponentiel.

t_i s'obtient alors par la formule suivante :

$$t_i = \frac{1}{\alpha_2 - \alpha_3} \ln \left(\frac{Q_{02}}{0.01 * Q_{03}} \right) \quad (7.4)$$

Les réserves écoulables calculées sont alors les suivantes (Tableau 7.2) :

Récession	du 18/04/1990 au 01/06/1990	du 05/07/1990 au 22/09/1990	du 16/05/1991 au 05/10/1991	du 21/07/1992 au 29/08/1992	du 22/06/1993 au 20/08/1993
Q_0 au temps t_i [l/s]	18,05	16,29	15,73	23,45	20,30
t_i en jours	43,6	65,2	49,6	24,5	27,7
α_3 en jour ⁻¹	2,34929E-3	2,199E-3	2,231627E-3	2,349517E-3	2,768E-3
réserve en m ³	663908	640158	609131	862446	633691

Tableau 7.2 : Réserves écoulables calculées pour quelques courbes de tarissement de la Milandrine amont. Les réserves sont comprises entre 600'000 et 900'000 m³.

7.3.1.2 Application au système Bâme-Saivu

La chronique à notre disposition est relative à un seul cycle (92/93).

Les réserves du système Bâme-Saivu calculées (Tableau 7.3) sont beaucoup moins importantes que les réserves calculées à la Milandrine amont. Ceci est étonnant car le bassin versant de la Milandrine amont est un sous-bassin du système Bâme-Saivu. Par ailleurs des mesures directes ont mis en évidence des pertes entre le point de mesure "Milandrine amont" et les exutoires du système (Bâme et Saivu) (GRASSO ET JEANNIN 1995). Ces pertes font baisser rapidement le débit de tarissement. En fonction du débit de la Milandrine, les pertes

varient entre 28 et 45 l/s. En effectuant le calcul des réserves sur la courbe de récession "correcte" (débit mesuré + pertes), les réserves du système Bâme-Saivu sont environ trois fois plus importantes que les réserves de la Milandrine amont (Tableau 7.3). Ceci est plus cohérent, car le bassin versant de la Milandrine amont correspond environ à un tiers du bassin versant du système Saivu-Bâme. Cet exemple montre bien que le calcul des réserves écoulables n'est possible que si le débit mesuré correspond effectivement au débit total de l'exutoire.

Récession du 23/6/93	Débit mesuré	Débit mesuré + pertes
Q_{01} l/s	1000	1040
Q_{02} l/s	101	104
Q_{03} l/s	37	57
α_1 en jour ⁻¹	2,1	1,7
α_2 en jour ⁻¹	0,23	0,16
α_3 en jour ⁻¹	0,0095	0,0025
Q_0 au temps t_i l/s	29,3	53,2
t_i en jours	25,5	33
réserve en m ³	267'000	1'838'500

Tableau 7.3 : Réserves calculées pour le système Bâme-Saivu. Les réserves calculées à partir du débit mesuré sont plus faibles que celles de la Milandrine amont. Seules les réserves calculées en tenant compte des pertes de la rivière souterraine entre l'amont et les exutoires Bâme-Saivu donnent un résultat cohérent avec les réserves mesurées à la Milandrine amont.

7.3.2 Ajustement des courbes de récession avec une fonction hyperbolique

Il est possible d'essayer de traduire la partie non influencée de la courbe de récession au moyen d'une équation simple du type :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha \cdot t)^n} \quad (7.5)$$

où Q_0 est le débit de la source au temps $t=0$.

Le début de l'ajustement ($t=0$) est choisi de façon à éliminer la partie de l'hydrogramme trop influencée (DROGUE 1972). Ce point correspond au point d'inflexion de la décrue. Les paramètres " α " et " n " de l'équation (7.5) sont des coefficients caractérisant la rapidité et la forme de la décrue.

7.3.2.1 Application à la Milandrine amont

Pour chacune des cinq courbes de la Milandrine amont nous avons ajusté une fonction hyperbolique. Les résultats de ces ajustements sont présentés dans le tableau 7.4.

V_e (volume évacué) et V_c (volume calculé par le modèle) sont calculés en intégrant la courbe des débits mesurés et la courbe des débits simulés entre $t=0$ et la fin de la période observée. La comparaison entre le volume d'eau écoulé V_c et le volume d'eau V_e évacué à l'exutoire au cours de la récession donne des écarts E très petits, du même ordre de grandeur que les erreurs des mesures du débit de la source. On peut dire que la fonction hyperbolique donne une bonne représentation de l'hydrogramme de récession de la Milandrine amont.

Récession	du 18/04/1990 au 01/06/1990	du 05/07/1990 au 22/09/1990	du 16/05/1991 au 05/10/1991	du 21/07/1992 au 29/08/1992	du 22/06/1993 au 20/08/1993
Q_0 l/s	112	210	220	154	223
α	0,085	0,11	1,04	12,8	2,23
n	0,41	0,50	0,35	0,20	0,31
V écoulé (m3)	112500	174000	235000	94700	132400
V calculé (m3)	106000	179000	240000	94100	134800
$E = \frac{(V_e - V_c)}{V_c} * 100$	5,94	-2,94	-2,36	0,64	-1,86

Tableau 7.4 : Paramètres des fonctions hyperboliques ajustées à quelques courbes de récession de la Milandrine amont. Cette méthode permet un bon ajustement des courbes de récession.

7.3.3 Ajustement des courbes de récession avec une fonction exponentielle et une fonction homographique

Pour modéliser la courbe de récession de l'hydrogramme karstique, MANGIN (1975) partage le système karstique en deux sous-systèmes: la zone d'infiltration (zone non saturée) et le karst noyé (zone saturée). La zone d'infiltration est caractérisée par des fissures élargies de densité relativement faible. Cette zone possède une perméabilité très importante. Le karst noyé est organisé selon une ossature centrale constituée de galeries ou de drains principaux (zone transmissive). En dehors il est constitué d'un ensemble de vides anastomosés répartis en ensembles bien délimités indépendants les uns des autres ("Systèmes annexes", MANGIN 1975) mais en relation avec les drains (zone capacitive). La courbe de récession est donc caractérisée par l'infiltration rapide à travers la zone non saturée et la vidange lente du karst noyé.

Mangin propose d'ajuster la courbe de récession de la source avec la formule :

$$Q_t = \Psi_t + \Theta_t \quad (7.6)$$

où Ψ_t tient compte des eaux d'infiltration (décruée), et Θ_t des eaux de réserve (tarissement).

Pour la décrue Mangin propose l'ajustement au moyen d'une fonction homographique du type:

$$\Psi = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t} \quad (7.7)$$

pour le tarissement il propose une décroissance exponentielle selon le modèle de Maillet (1905) :

$$\Theta_t = Q_{R0} \cdot e^{-\alpha t} \quad (7.8)$$

L'équation complète devient:

$$Q_t = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t} + Q_{R0} \cdot e^{-\alpha t} \quad (7.9)$$

où

$q_0 = Q_{t0} - Q_{R0}$ (débit des eaux d'infiltration au moment de la pointe de la crue);

η = paramètre qui tient compte de la vitesse d'infiltration, qui est égal à l'inverse du temps à partir du moment où les apports par infiltration cessent ($1/t_i$);

ϵ = coefficient d'hétérogénéité caractérisant la concavité de la courbe de décrue;

Q_{R0} = débit des eaux de réserve au moment de la pointe de crue;

α = coefficient de tarissement;

t = temps;

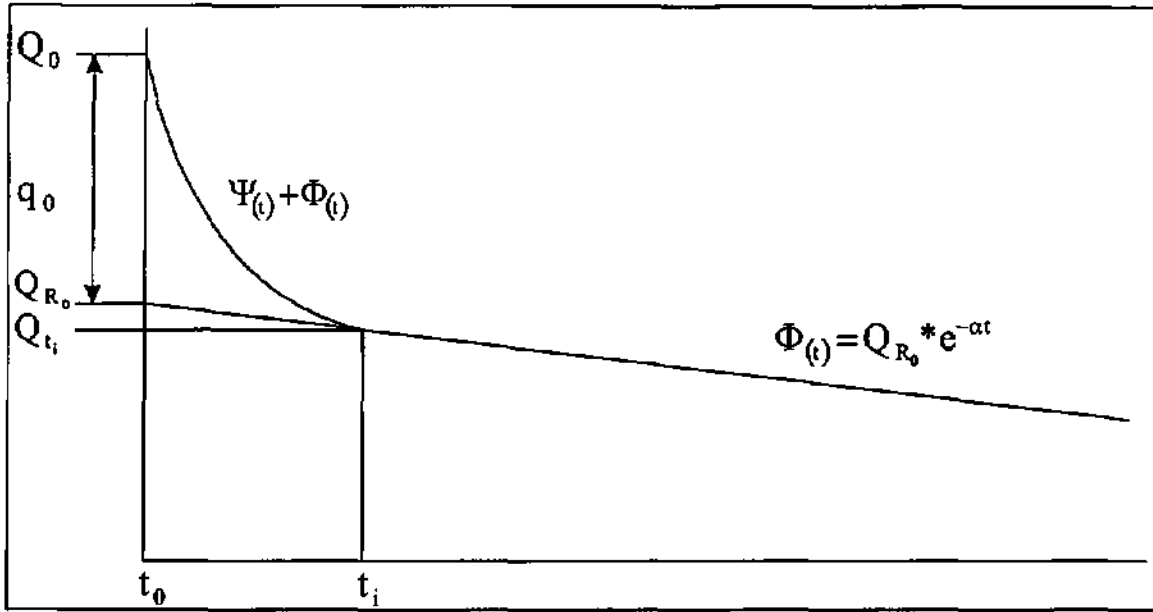


Figure 7.2 : Modèle de Mangin (1975).

7.3.3.1 Application à la Milandrine amont

Le modèle de Mangin présenté ci-dessus a été appliqué aux cinq courbes de récession de la Milandrine amont. Les résultats de ces ajustements sont reportés sur le tableau 7.5.

Récession	du 18/04/1990 au 01/06/1990	du 05/07/1990 au 22/09/1990	du 16/05/1991 au 05/10/1991	du 21/07/1992 au 29/08/1992	du 22/06/1993 au 20/08/1993
Q0 l/s	119	322	220	199	373
QR0 l/s	19,8	18,6	17,4	24,6	21,7
q0 l/s	100	304	203	174	351
Qi l/s	17,9	16,6	15,1	23,2	19,5
ti (j)	42,7	53,3	62,5	25	47,9
α jour ⁻¹	2,35E-3	2,20E-3	2,23E-3	2,35E-3	2,77E-3
ε	0,023	0,048	0,07	0,35	0,14
η	9,76E-4	7,96E-4	6,7E-4	1,67E-3	8,70E-4
Vd (réserve) m ³	658700	65200	586000	853000	609000

Tableau 7.5 : Paramètres des fonctions hamographiques et exponentielles ajustées aux courbes de récession de la Milandrine amont. Les réserves écoulables calculées par cette méthode sont très proches de celles calculées par la décomposition en trois fonctions exponentielles.

Les coefficients de tarissement "α" calculés avec ce modèle sont égaux à ceux du tableau 7.2 calculés en décomposant la récession en trois segments exponentiels. Le volume des réserves écoulables Vd est le volume intégré de la récession entre "ti" et l'infini. La faible différence entre les valeurs des réserves calculées par les deux méthodes de Mangin et de Paloc est due au fait que, dans le cas de la décomposition de l'hydrogramme en trois exponentielles, le début du tarissement est déterminé au moyen d'une formule mathématique, alors que dans la méthode de Mangin l'estimation est graphique (rupture de pente dans la récession reporté dans un repère semi-logarithmique).

7.3.3.2 Classification des systèmes karstiques

Mangin propose d'estimer l'importance du karst noyé en comparant le "volume dynamique", (ou volume des réserves écoulables), avec le volume d'eau écoulé à l'exutoire au cours d'un cycle hydrologique. Cette comparaison permet d'avoir une idée du pouvoir régulateur de l'aquifère (K) :

$$K = \frac{V_d}{V_t} \quad (7.10)$$

Mangin définit aussi un paramètre d'infiltration "i" qui caractérise la forme de l'hydrogramme de décrue. Ce paramètre correspond à la valeur de la fonction (Y) :

$$Y = \frac{1 - \eta t}{1 + \epsilon t} \quad (7.11)$$

calculé deux jours après le maximum de la crue. Ce paramètre exprime l'importance du retard à l'exutoire des apports d'eau dues à l'infiltration.

7.3.3.3 Application à la Milandrine amont

Le tableau 7.6 résume les résultats obtenus pour la Milandrine amont :

Récession	du 18/04/1990 au 01/06/1990	du 05/07/1990 au 22/09/1990	du 16/05/1991 au 05/10/1991	du 21/07/1992 au 29/08/1992	du 22/06/1993 au 20/08/1993
VD (réserve) m ³	659000	652000	586000	853000	609000
Vt (global) m ³	2092063	2092063	1848638	2089653	2093934
K = VD / Vt	0,31	0,31	0,32	0,4	0,3
Y (t=2j.) = i	0,45	0,29	0,22	0,052	0,12

Tableau 7.6 : Paramètres "K" et "i" utilisés dans la classification de Mangin. Le paramètre "K" (pouvoir régulateur de l'aquifère) varie peu contrairement au paramètre "i" (paramètre infiltration). La forte variabilité de ce dernier paramètre rend la classification difficile.

Le paramètre "K" qui représente le pouvoir régulateur de l'aquifère est compris entre 0,3-0,4. Ceci signifie que l'aquifère qui alimente la Milandrine amont a un pouvoir régulateur important par rapport à l'effet du ruissellement souterrain.

Le paramètre "i" par contre varie considérablement entre les quatre courbes de récession, ce qui traduit le fait que la décrue est influencée par l'hétérogénéité des pluies, l'état d'humidité de l'aquifère avant la crue, la taille du bassin versant, etc.

La dispersion des points sur le diagramme de Mangin ne permet pas d'avoir une réponse univoque sur la classe à laquelle le système appartient (Figure 7.3). Cette méthode de classification est donc peu performante.

Le calcul d'une courbe moyenne pour déterminer le paramètre "i" – méthode préconisée par Mangin – n'a guère de sens puisque l'écart-type du paramètre "i" est du même ordre de grandeur que sa moyenne.

Quoi qu'il en soit, aucune de ces classes ne correspond au cas de la Milandrine amont où l'effondrement d'une doline crée une retenue (tampon) derrière laquelle le réseau karstique se met en charge lors des crues, mais se désature rapidement en période de tarissement.

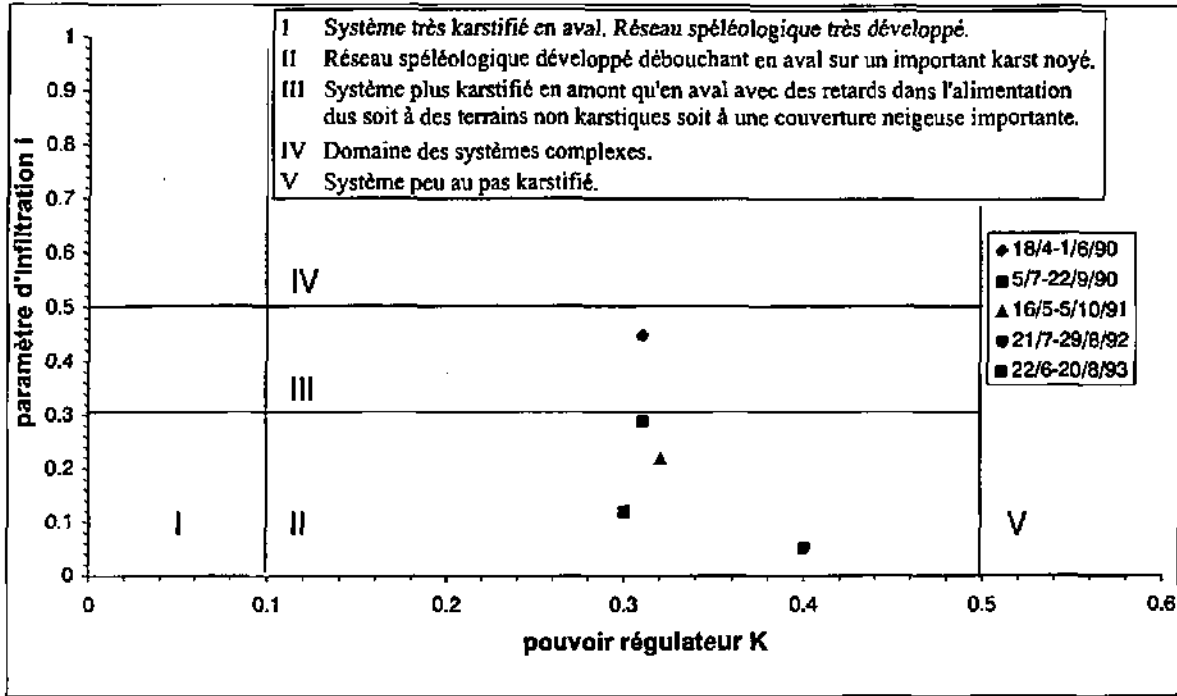


Figure 7.3 : Classification des systèmes karstiques selon Mangin (1975). Selon la courbe de récession considérée, le système de la Milandrine amont entre dans la classe II ou III. Le paramètre "i" dépend fortement de la forme des pluies qui ont généré la crue. Cette classification ne dépend donc pas seulement du système aquifère.

7.4 Analyse des pourcentages cumulés des débits classés

7.4.1 Introduction et méthode

Cette méthode développée en hydrologie de surface a été appliquée aux systèmes karstiques par MANGIN (1971). Elle permet de mettre en évidence les spécificités du comportement hydrodynamique des sources, telles que l'existence de trop-pleins, de stockages et de déstockages, d'apports ou de fuites d'eau.

Elle se base sur le principe suivant : les débits journaliers sont classés par grandeur décroissante et regroupés en classes de débits. Pour chacune des classes, un pourcentage de jours peut ainsi être calculé. La courbe ainsi construite peut être traitée de la même manière qu'une courbe cumulative de fréquences bien que les débits successifs soient dépendants les uns des autres.

La courbe des débits classés cumulés peut ensuite être ajustée à une loi de probabilité donnée. La loi de probabilité utilisée, dérivée de celle de Laplace (MANGIN 1971), est donnée sous la forme :

$$F(x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} du \tag{7.12}$$

avec $F(x) = \text{Prob}(X > x)$, $X = a \cdot \log \frac{Q}{Q_0}$

Lorsqu'une ou plusieurs classes de débit présentent des fréquences anormalement faibles ou élevées, ceci se traduit par une discontinuité (rupture de pente) sur la courbe des débits classés cumulés.

En principe, une augmentation de la pente de la courbe des débits classés est, lors de la montée d'une crue, provoqué par un ralentissement de l'augmentation du débit, (stockage momentané ou présence d'un trop-plein), et par un ralentissement de la décroissance du débit pendant la décrue ou le tarissement (déstockage). Inversement une diminution de la pente est provoquée par une croissance accélérée du débit lors de la montée d'une crue (apports d'eau d'un autre bassin versant) et à une décroissance accélérée du débit, pendant la décrue ou le tarissement (stockage d'eau dans un réseau abandonné ou formation de réserves qui sont restituées plus tardivement).

Les causes des ruptures de pente sont difficiles à interpréter puisqu'elles sont différentes, selon qu'elles sont liées à une croissance du débit (crue) ou à une décroissance du débit (décrue au tarissement). C'est pourquoi il est important de vérifier au moyen d'autres méthodes d'investigation les hypothèses élaborées à partir de cette méthode.

7.4.2 Courbe des débits classés cumulés du Saivu

Le Saivu présente un exutoire temporaire de trop-plein : la Bâme. Celle-ci se met à couler lorsque le débit du Saivu atteint 75 l/s. L'hydrogramme du Saivu présente un palier à ce débit alors que le débit de la Bâme peut quant à lui atteindre plusieurs centaines de l/s. En forte crue, si la Bâme ne parvient pas à évacuer la totalité du débit, le débit du Saivu augmente à nouveau.

La courbe des débits classés cumulés (Figure 7.4a) traduit clairement ce comportement. Lorsque le débit atteint 75 l/s, elle présente une augmentation de pente qui traduit la présence du trop-plein qui stabilise la charge hydraulique dans le réseau karstique. Lorsque le débit atteint 100 l/s, la pente diminue sans toutefois atteindre la pente de la première droite. Ainsi, lorsque le débit est très élevé, la Bâme ne réussit pas à évacuer toute l'eau, ce qui provoque une mise en charge du réseau karstique, ce qui peut d'ailleurs être observée dans le réseau karstique.

7.4.3 Courbe des débits classés cumulés de la Milandrine amont

La courbe des débits classés cumulés de la Milandrine amont (Figure 7.4b) présente une rupture de pente lorsque le débit dépasse 220 l/s qui traduit un ralentissement de la croissance et de la décroissance du débit au-dessus de 220 l/s. La rupture de pente peut être due, lors de la montée de la crue, à la présence d'un trop-plein ou à un stockage momentané de l'eau, et lors de la décroissance du débit à un déstockage ou à un apport supplémentaire.

Pour les crues dépassant 220 l/s, l'hydrogramme de la Milandrine amont présente un palier bien visible pendant la décrue. Un faible palier est également visible pendant la montée des crues. Il semble donc y avoir stockage pendant la crue et déstockage pendant la décrue.

Il faut par conséquent imaginer qu'il existe à l'intérieur du sous-bassin versant de la Milandrine amont une zone très capacitive, qui se remplit dès que le débit dépasse 220 l/s, puis qui se vide au fur et à mesure de la décrue. Cette interprétation est confirmée par les observations directes dans les forages et dans le réseau karstique (existence d'un étage de

conduits semi-fossiles qui se noyent pendant les crues).

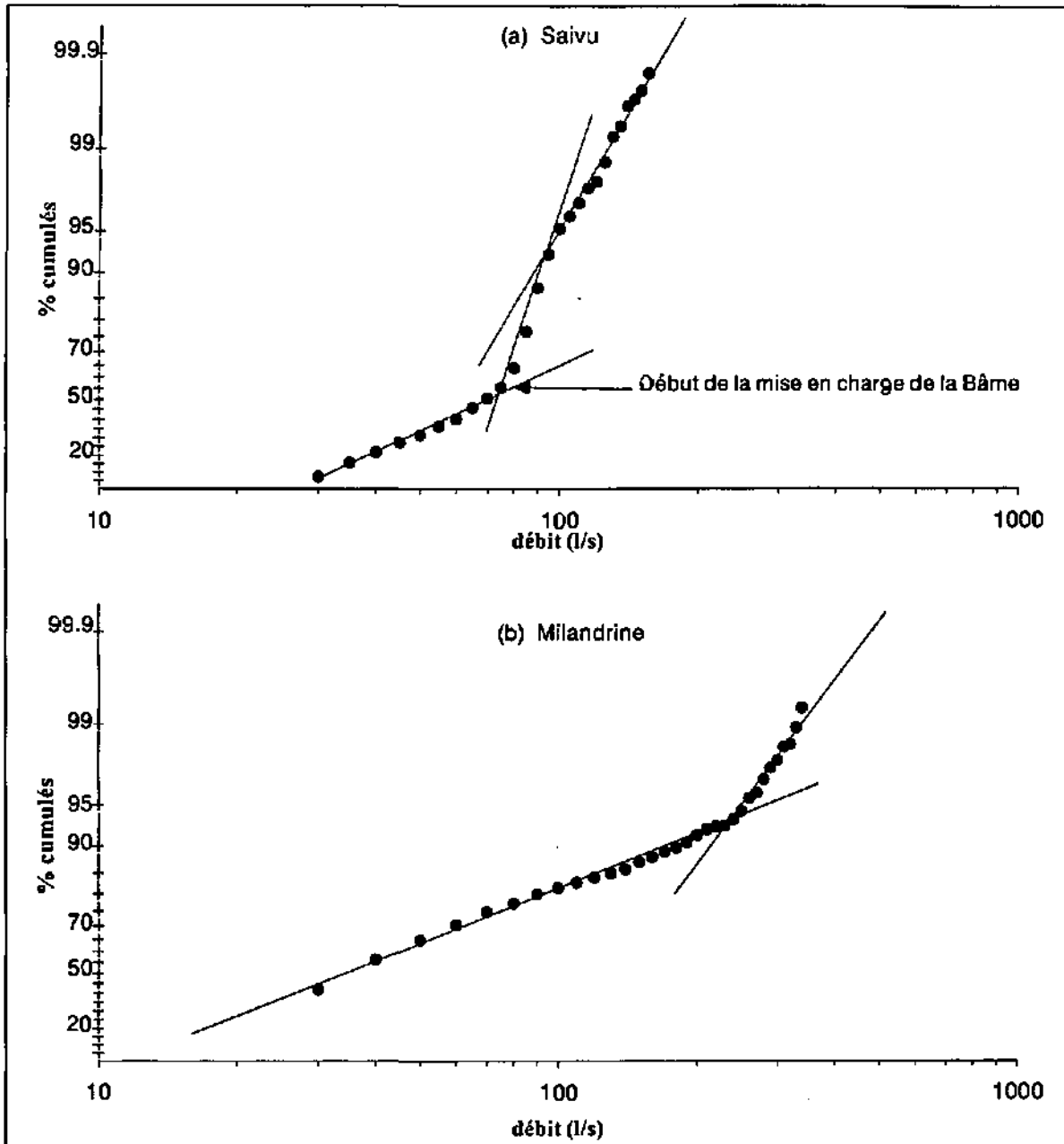


Figure 7.4 : Courbe des débits classés cumulés de la source du Saivu (en haut) et de la Milandrine amant (en bas). Au Saivu, la forte rupture de pente visible vers 75 l/s traduit l'existence d'un trap-plein : La Bâme. A la Milandrine amant, la rupture de pente visible vers 220 l/s traduit probablement l'existence d'une zone de stockage à porosité élevée qui accumule les eaux à partir de ce débit.

7.5 Conclusion

La décomposition des hydrogrammes de récession en plusieurs facteurs exponentiels donne une idée de l'importance respective des différents domaines "réservoirs" du milieu karstique. La connaissance du site (réseau karstique connu, forages dans volumes peu perméables) incite à penser que ces domaines ne sont pas vraiment délimitables dans l'espace, mais représentent

des zones enchevêtrées). Le comportement hydraulique de chacun des domaines "réservoirs" est spécifique et détermine le coefficient de tarissement " α " (différente perméabilité, porosité, extension de l'aquifère, etc.).

La représentation schématique de ce fonctionnement correspond à différents réservoirs qui se vident simultanément selon des décroissances exponentielles, chacun à des vitesses différentes.

KIRALY & MOREL (1976) ont démontré avec des simulations numériques qu'il est possible de décomposer en trois fonctions exponentielles une courbe de récession simulée à partir de deux réservoirs seulement (lire deux classes de perméabilité/porosité). Ceci démontre que les exponentielles résultant de la décomposition des courbes de récession ne correspondent, dans la réalité, pas forcément à des domaines à perméabilités et/ou porosités différentes (voir aussi SCHOELLER 1967).

L'ajustement hyperbolique a l'avantage de représenter l'ensemble de la courbe de récession, et son usage est plutôt aisé pour prévoir le débit d'une source à un instant donné en connaissant le débit Q_0 au temps t_0 . Cette méthode ne correspond cependant pas à un modèle physique du Karst.

Malgré une période d'observation relativement courte (4 ans), nos études permettent de montrer que le paramètre "K" donne une bonne idée du pouvoir régulateur du karst, et qu'il peut être considéré comme une caractéristique stable du système. Le paramètre "i", au contraire, ne dépend pas seulement des caractéristiques stationnaires du sous-système infiltration mais est lié également à des éléments extrêmement variables tels que l'hétérogénéité de la pluie, la fréquence des événements pluvieux, l'humidité du sol, la taille du bassin versant hydrologique, etc.

La méthode des débits classés cumulés est facile à mettre en œuvre et peut donner des indications utiles sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères. Il faut toutefois être prudent quant aux interprétations qui en découlent car celles-ci peuvent mener à différents modèles interprétatifs.

La méthode est très utile pour rechercher des indices en vue de confirmer des hypothèses envisagées par d'autres moyens d'investigation. Elle peut par exemple mettre en évidence l'existence d'apports temporaires inconnus.

Chapitre 8 - Méthodes d'analyse de la réponse hydraulique (Analyses corrélatoire et spectrale)

8.1 Résumé

Les méthodes d'analyses corrélatoire et spectrale appliquées aux chroniques de pluie et de débits permettent d'après plusieurs auteurs de caractériser le comportement hydraulique des systèmes karstiques et d'en inférer la structure. Nous avons testé ces méthodes sur les chroniques des précipitations (pluie brute et pluie efficace) et des débits du sous-système de la Milandrine amont. Les résultats de nos analyses montrent que toutes les fonctions et les "paramètres hydrogéologiques" définis par l'analyse corrélatoire et spectrale (simple et croisée) sont principalement affectés par la distribution dans le temps des précipitations. Cette distribution varie d'un cycle hydrologique à l'autre. Les "paramètres hydrogéologiques", qui devrait caractériser le système, varient donc considérablement selon le cycle hydrologique considéré. Il ne paraît par conséquent pas judicieux d'utiliser ces méthodes pour tenter de classer ou de comparer les systèmes karstiques.

8.2 Introduction

Dans les quinze dernières années, une nouvelle approche des systèmes karstiques a été utilisée par différents auteurs. Cette approche dite "fonctionnelle" (MANGIN 1981 a et b) se base sur les techniques de l'analyse statistique des séries chronologiques (JENKINS & WATTS 1968, BOX & JENKINS 1970 ; DAVIS 1973, etc.).

Le principe de base de ces méthodes est d'assimiler le système karstique à un filtre qui laisse plus ou moins passer l'information contenue dans un signal d'entrée. La méthode consiste donc à analyser et à comparer les signaux d'entrée (précipitation) et de sortie (débit aux exutoires) du système.

Les chroniques des signaux d'entrée et de sortie peuvent être traitées séparément dans le domaine temporel (analyse corrélatoire simple), ou dans le domaine fréquentiel (spectre de densité simple) ou bien l'un par rapport à l'autre (analyse corrélatoire et spectrale croisées).

8.3 Analyse corrélatoire

8.3.1 Le corrélogramme simple

Pour tester le caractère répétitif d'une série temporelle, il est possible de la comparer avec elle-même en la décalant progressivement. Le degré de ressemblance d'une série avec la même série décalée est déterminé au moyen de la fonction d'autocorrélation définie comme la valeur de la corrélation linéaire entre les valeurs des deux séries. Pour chaque décalage le coefficient de corrélation est reporté en fonction du décalage ; c'est le corrélogramme simple qui met en évidence l'éventuelle nature cyclique de la série.

La fonction d'autocorrélation est donnée par la formule suivante (JENKINS & WATTS 1968, BOX & JENKINS 1970, MANGIN 1984).

$$r_k = \frac{C_k}{C_0}; \quad C_k = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad k=0, 1, 2, \dots, m \quad (8.1)$$

où "N" est le nombre d'observations de la série temporelle;
et "m" est le décalage maximum de la série par rapport à elle même.

Il est conseillé par les différents auteurs de prendre un "m" maximum de N/3. Lorsque k est égal 0, r_k est égal à 1.

L'allure de la fonction d'autocorrélation renseigne sur la structure de la série temporelle. En effet une chronique reproduisant un phénomène purement aléatoire génère un corrélogramme "plat", c'est-à-dire que la fonction d'autocorrélation ne présente aucune périodicité mais oscille autour de la valeur zéro de façon aléatoire.

8.3.2 Le corrélogramme croisé

La fonction de corrélation entre deux séries finies différentes est définie par le corrélogramme croisé. Celui-ci représente les corrélations existant entre les entrées (x) et les sorties (y) du système pour des pas de temps positifs ou négatif croissant (décalage des séries).

$$r_{+k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x * S_y} \quad \text{avec} \quad C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x}) * (y_{i+k} - \bar{y}) \quad (8.2)$$

$$r_{+k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{S_x * S_y} \quad \text{avec} \quad C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (y_i - \bar{y}) * (x_{i+k} - \bar{x}) \quad (8.3)$$

$$S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad \text{et} \quad S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (8.4)$$

8.4 L'analyse spectrale

8.4.1 Le spectre simple

- La fonction de densité spectrale S(f) est la transformée de Fourier du corrélogramme simple (BOX & JENKINS, 1970, MANGIN 1984). Le spectre simple représente l'allure de S(f) en fonction de la fréquence.

A l'image d'un prisme qui décompose les différentes longueurs d'onde d'un rayon lumineux, le spectre simple permet de dissocier les diverses composantes de la variance totale en fonction de la fréquence : la tendance à long terme, les phénomènes périodiques saisonniers et les phénomènes purement aléatoires assimilables au bruit de fond.

La fonction de densité spectrale est égale à :

$$S(f) = 2 \left\{ \sum_{k=1}^{k=m} D_k r_k \cos 2\pi f k \right\} \quad k=0, 1, 2, \dots, m \quad (8.5)$$

où

- "f" est la fréquence, fonction du pas de décalage considéré. Elle a pour expression $f=j/2m$, si le pas de temps est journalier ;
- r_k le coefficient d'autocorrélation ;
- D_k est une fonction de pondération.

La fonction D_k est donnée par le filtre de Tukey, " $D_k=(1+\cos k\pi/m)/2$ " (MANGIN 1984) qui introduit volontairement une surestimation de la variance totale de 8%, rendant ainsi le spectre plus lisible.

Pour une chronique reproduisant un phénomène purement aléatoire, le spectre de fréquence ne présente pas de pics marquants des fréquences caractéristiques.

8.4.2 Le spectre croisé

La fonction de densité spectrale croisée est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé. Comme le corrélogramme croisé ne présente pas de symétrie entre les décalages positifs et négatifs des deux séries, le spectre croisé doit être exprimé par une fonction complexe :

$$S_c = |S_{xy}(f)| * e^{(-i*\theta_{xy}(f))} \tag{8.6}$$

dont "i" représente le $\sqrt{-1}$, $|S_{xy}(f)|$ et $\theta_{xy}(f)$ sont les valeurs de l'amplitude croisée et de la fonction de phase.

$$|S_{xy}(f)| = \sqrt{K_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)} \text{ (fonction d'amplitude croisée)} \tag{8.7}$$

$$\theta_{xy}(f) = \text{ArcTang} \frac{Q_{xy}(f)}{K_{xy}(f)} \text{ (fonction de phase)} \tag{8.8}$$

où $K_{xy}(f)$ est le co-spectre et $Q_{xy}(f)$ le spectre de quadrature. Ils sont définis par les relations :

$$K_{xy}(f) = 2(r_{xy}(0) + \sum_{k=1}^m (r_{xy}(k) + r_{yx}(k)) * D_k * \cos(2\pi f k)) \tag{8.9}$$

$$Q_{xy}(f) = 2 * \sum_{k=1}^m (r_{xy}(k) - r_{yx}(k)) * D_k * \sin(2\pi f k) \tag{8.10}$$

La fonction d'amplitude fournit une décomposition de la covariance totale entre entrée et sortie du système en fonction de la fréquence, et indique ainsi comment la fonction d'entrée est transformée par le système. La fonction de phase permet d'estimer pour une fréquence donnée le déphasage φ entre entrée et sortie :

$$\varphi = \frac{\theta_{xy}(f)}{2\pi f} \tag{8.11}$$

8.4.3 Combinaison des analyses spectrales simples et croisées

En combinant les sorties des analyses spectrales simples et croisées on obtient deux nouvelles fonctions :

- la fonction de "cohérence" montre comment varie la corrélation entre les signaux d'entrée et de sortie du système en fonction de la fréquence :

$$C_{xy}(f) = \frac{S_{xy}(f)}{\sqrt{S_x(f) \cdot S_y(f)}} \quad (8.12)$$

- La fonction de "gain" montre comment le signal d'entrée est amplifié ou atténué par le système.

$$g_{xy}(F) = \frac{S_{xy}(F)}{S_x(f)} \quad (8.13)$$

si $g_{xy}(f) > 1$: le signal d'entrée est amplifié par le système;

si $g_{xy}(f) < 1$: le signal d'entrée est atténué par le système.

8.5 Analyses corrélatoire et spectrale et hydrogéologie du karst

Mangin (1981a et b, 1984) a été un des pionniers de l'application des analyses corrélatoires et spectrales à l'hydrogéologie du karst.

Mangin a appliqué ces méthodes d'analyse aux séries hydrologiques des quelques systèmes karstiques des Pyrénées françaises dont l'hydrogéologie était de déjà bien connue. En comparant les résultats des analyses corrélatoires et spectrales aux connaissances hydrogéologiques de ces systèmes karstiques, Mangin a mis au point une méthode d'interprétation basée sur les différentes fonctions vues précédemment ainsi que sur quelques nouveaux paramètres qu'il a défini de la manière suivante :

- "L'effet mémoire" du système : c'est le temps nécessaire à ce que le coefficient d'autocorrélation r_k de la chronique du débit décroisse de la valeur 1 pour $k=0$ à la valeur 0.2. Il traduit la plus ou moins bonne corrélation des événements entre eux et ainsi l'inertie d'un système.
- "La largeur de la bande spectrale" : c'est la fréquence du spectre simple à partir de laquelle les informations liées à la fonction d'entrée sont totalement filtrées par le système. Pour les fréquences au-delà de cette limite le signal est nul ou assimilable à un bruit de fond. Un système laissant bien passer l'information aura une bande spectrale large, au contraire d'un système filtrant, impliquant une distorsion du signal, qui sera caractérisé par une bande spectrale étroite.
- "Le temps de régulation" : c'est la valeur maximale du spectre simple divisée par la surface décrite par cette courbe. Il fournit une information sur la durée d'influence engendrée par une impulsion unitaire sur le système, donc sur l'organisation du transfert d'information.
- "La réponse impulsionnelle" : en admettant que le signal d'entrée du système, la pluie en l'occurrence, est aléatoire, le corrélogramme croisé donne une approximation de la réponse impulsionnelle du système. La réponse impulsionnelle permet de comparer les systèmes entre eux. Un système transmettant bien l'information se caractérise par une réponse impulsionnelle pointue, dans le cas contraire elle est plus aplatie, plus étalée.

8.6 Application des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude des hydrogrammes des sources karstiques

8.6.1 Analyse corrélatoire simple (débit/débit)

Selon MANGIN (1981a ; 1984a) "L'effet mémoire" défini par la fonction d'autocorrélation du débit représente "l'effet mémoire du système karstique". La décroissance plus ou moins rapide de la fonction d'autocorrélation est due à la régulation du débit par les réserves de l'aquifère. Un effet mémoire important (décroissance lente de la fonction d'autocorrélation) traduirait ainsi une forte régulation du débit par un stockage important dans les réserves de l'aquifère. L'effet mémoire du système karstique est défini par MANGIN (1982) comme le nombre de jours nécessaire pour que la fonction d'autocorrélation atteigne la valeur du coefficient de corrélation de 0,2. Le paramètre "effet mémoire" est utilisé pour décrire les réserves écoulables de l'aquifère et pour classer les aquifères karstiques (MANGIN 1982, MUET 1985, MEUS 1993).

8.6.1.1 Corrélogramme simple du débit à la Milandrine

Trois cycles hydrologiques (90/91, 91/92 et 92/93) (Figure 8.1 et 8.2) à la Milandrine amont ont été analysés. Les corrélogrammes simples sont donnés en figure 8.3.

La décroissance de la fonction d'autocorrélation (r_k passe de 1 à 0,2) est rapide pour le cycle 91/92 (env. 5 jours), moins rapide pour le cycle 90/91 (12 jours) et lente pour le cycle 92/93 (32 jours).

MANGIN 1982 propose une classification des aquifères karstiques, en utilisant les sources d'Aliou, du Baget et de Fontestorbes comme systèmes de référence. Sur des périodes d'observation de 9 années, ces trois systèmes ont donné des temps de décroissance du corrélogramme ($r_k=0,2$) de 4, 15 et 60 jours respectivement "effet mémoire" faible, réduit, et important.

Selon le cycle considéré, "l'effet mémoire" de la Milandrine amont est tantôt proche de celui d'Aliou ou du Baget ou intermédiaire entre Baget et Fontestorbes.

Selon MANGIN (1982), un "effet mémoire" important correspond à une réserve importante et inversement. Dans notre cas l'effet mémoire le plus important est mesuré pour le cycle 92/93, tandis que les réserves écoulables les plus importantes, estimées au moyen de l'analyse des courbes de récession, sont celles du cycle 91/92. Les renseignements obtenus par l'analyse corrélatoire simple sont donc en contradiction avec les résultats obtenus par l'analyse des courbes de récession.

"L'effet mémoire" du système tel qu'il est défini par MANGIN (1982) dépend uniquement de la forme du corrélogramme qui lui-même dépend de la forme et de la fréquence des pluies, ainsi que du climat. La fréquence des événements de crue peut varier considérablement d'un cycle hydrologique à l'autre. "L'effet mémoire" du système karstique tel qu'il est défini ci-dessus serait donc influencé par la distribution dans le temps des événements pluvieux et donc par le climat.

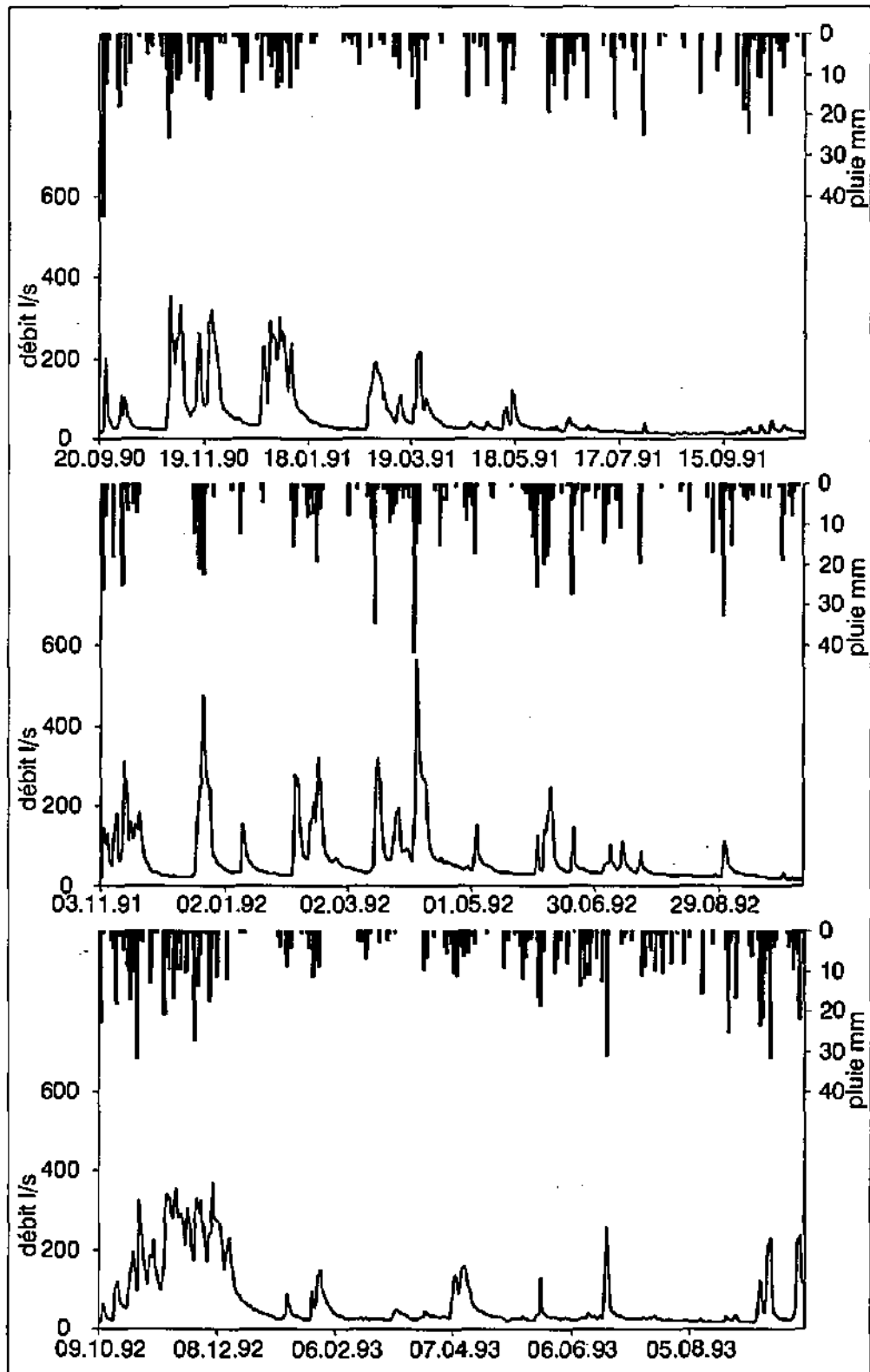


Figure 8.1 : Pluies brutes et débits pendant trois cycles hydrologique à la Milondrine amont.

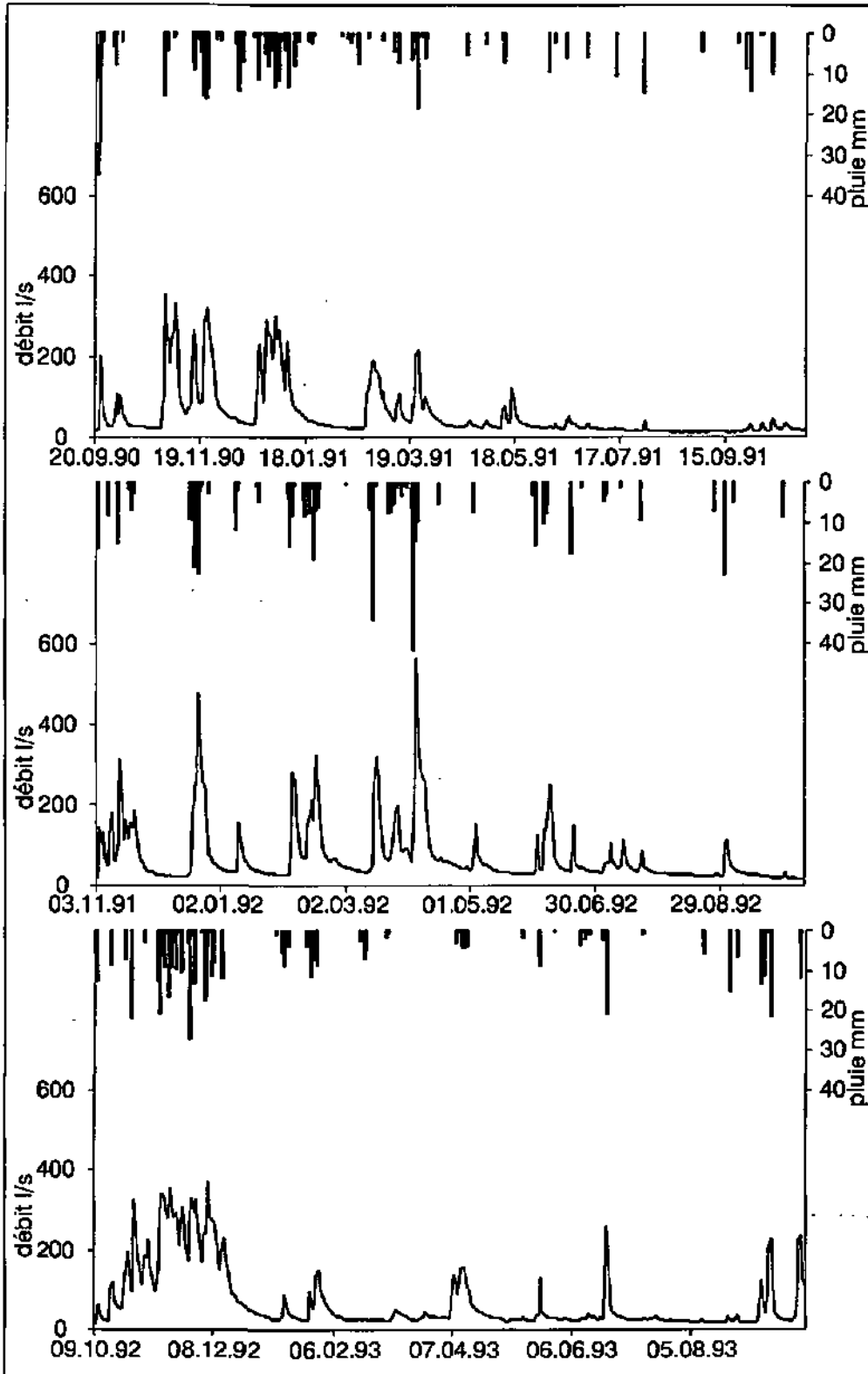


Figure 8.2 : Pluies efficaces et débits pendant trois cycles hydrologique à la Milandrine amont.

La relation entre l'évolution des réserves et "l'effet mémoire" du système est donc très ambiguë. L'utilisation de cette méthode pour tenter de classer ou de comparer les systèmes karstiques nous paraît donc discutable puisque les résultats de l'analyse corrélatrice de la chronique de la Milandrine sont en contradiction avec l'analyse des courbes de récession.

La figure 8.1 montre que la distribution dans le temps, de même que l'amplitude des crues, est différente pour les trois cycles hydrologiques. Ces différences de fréquence et d'amplitude se répercutent sur la fonction d'autocorrélation par une décroissance plus ou moins rapide du corrélogramme en fonction du cycle hydrologique considéré (Figure 8.3).

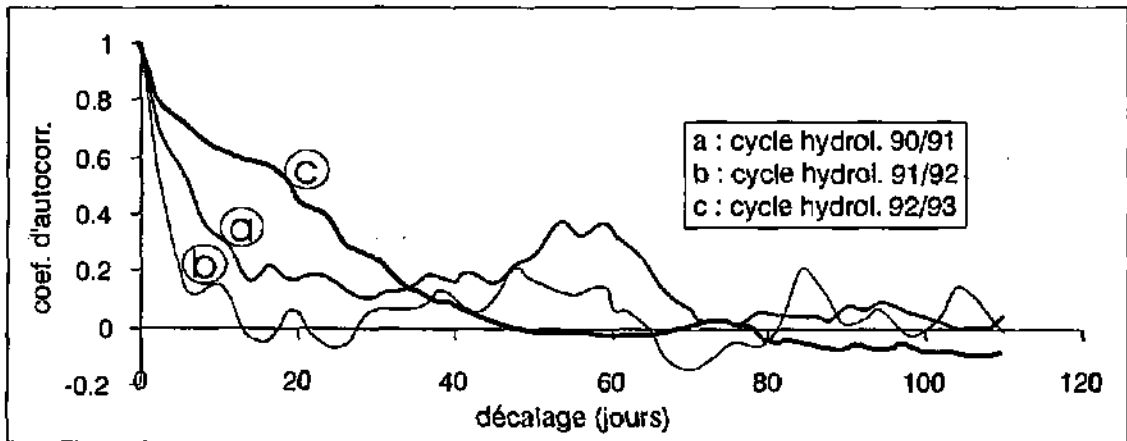


Figure 8.3 : Corrélogrammes simples du débit pour les trois cycles hydrologiques. La fonction d'autocorrélation décroît plus ou moins rapidement selon le cycle hydrologique considéré.

L'allure de la fonction d'autocorrélation dépend essentiellement de la forme de la chronique et non des valeurs absolues du débit. En effet, deux chroniques de forme similaire mais avec des valeurs absolues du débit différentes (bassins versants hydrogéologiques de tailles différentes) seront représentées par des fonctions d'autocorrélation similaires.

GRASSO ET JEANNIN (1994) et EISENLOHR (1995) ont montré, au moyen de simulations mathématiques, que l'allure de la fonction d'autocorrélation est fortement influencée par la fréquence des événements présents dans la série temporelle. En fait, la décroissance de la fonction d'autocorrélation est d'autant plus rapide que la périodicité de la série est plus courte ou que la fréquence est plus grande (Figure 8.4).

8.6.2 Analyse spectrale simple

L'analyse spectrale permet de décomposer la variance totale d'une chronique en fonction de la fréquence des événements qui la composent et donc de mettre en évidence la structure de la chronique. L'analyse spectrale permet en particulier de détecter le caractère aléatoire d'une série temporelle. Un phénomène purement aléatoire est caractérisé par l'absence de pics de la fonction de densité spectrale pour des fréquences caractéristiques.

A partir du spectre simple des chroniques du débit, on peut calculer le "temps de régulation" du système karstique qui devrait fournir l'ordre de grandeur de la durée de l'influence engendrée par une impulsion unitaire sur le système. L'analyse spectrale simple peut être appliquée aux chroniques des précipitations pour montrer leur comportement aléatoire.

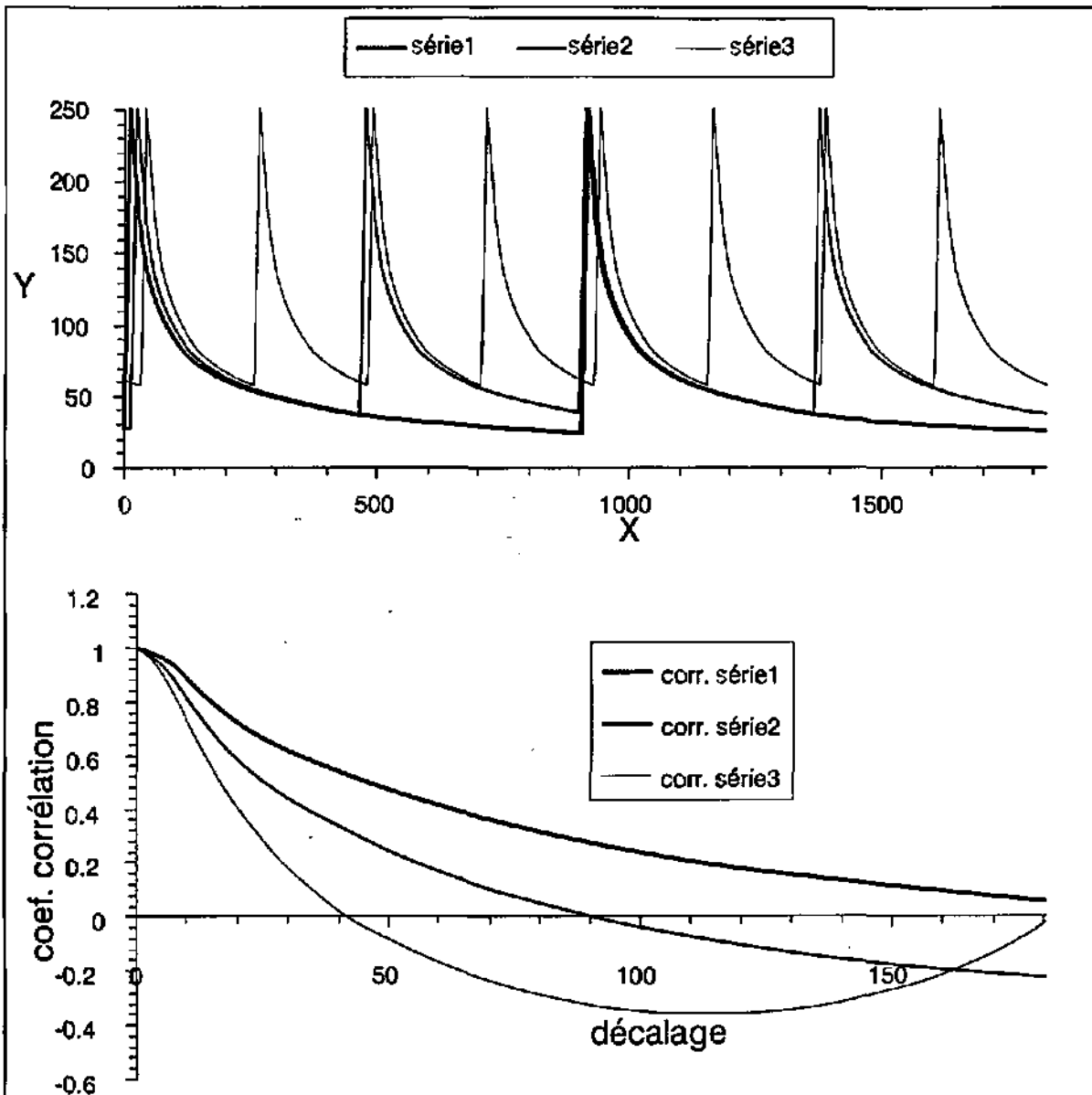


Figure 8.4: Fonctions mathématiques de différentes fréquences (en haut) et corrélogrammes correspondant (en bas). La décroissance de la fonction d'autocorrélation est d'autant plus rapide que la période de la série est courte ou que la fréquence est grande (GRASSO ET JEANNIN 1994).

8.6.2.1 Spectre simple des chroniques du débit et des pluies à la Milandrine

Les spectres des chroniques du débit des trois cycles hydrologiques sont présentés en figure 8.5. Les "temps de régulation" calculés sont : 28 j (cycle 90/91), 11 j (cycle 91/92) et 34 j (cycle 92/93). On peut noter que, comme pour "l'effet mémoire", le "temps de régulation" varie énormément d'un cycle hydrologique à l'autre. Ce résultat est logique vu que le spectre est la transformé de Fourier du corrélogramme. Le "temps de régulation" est donc aussi affecté par la différente distribution des pluies pendant les cycles hydrologiques.

Le "temps de régulation" peut en principe varier en fonction de l'état hydraulique du système, mais dans le cas du système de la Milandrine amont, qui a un bassin versant hydrogéologique d'environ 4.5 km², il est difficile d'imaginer que la durée de l'influence d'une impulsion

unitaire puisse être de 28 j ou de 34 j. Un temps de régulation de 11 jours nous paraît raisonnable.

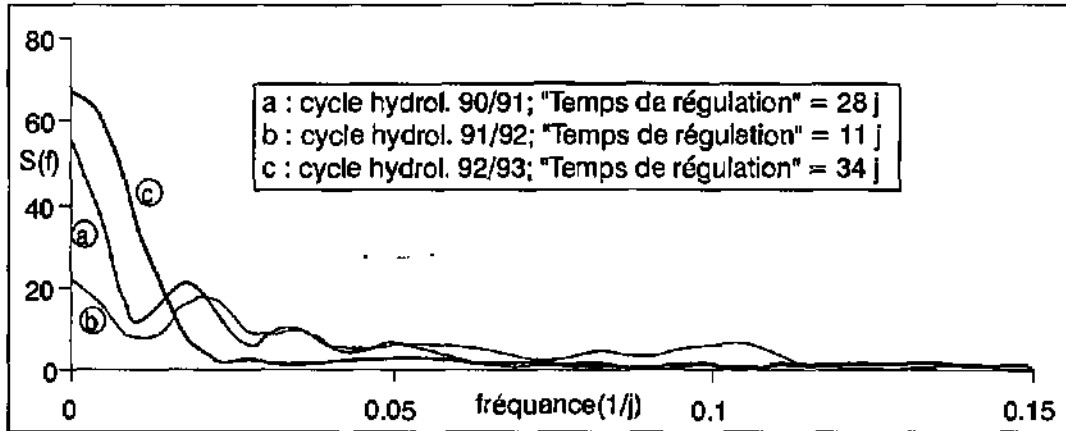


Figure 8.5 : Spectres simples du débit pour les trois cycles hydrologiques. D'un cycle hydrologique à l'autre, les variations du "temps de régulation" du système sont importantes.

A partir des précipitation brutes de 1/1/90 à 30/9/93 sur le sous-bassin hydrogéologique de la Milandrine amont, JEANNIN ET GRASSO (1995) ont estimé les pluies efficaces (Figure 8.2) et les pertes par évapotranspiration au moyen d'un bilan hydrologique.

L'analyse spectrale simple (Figure 8.6) appliquée aux pluies brutes, aux pluies efficaces et aux pertes par évapotranspiration, montre que les pluies brutes et les pluies efficaces présentent une structure substantiellement aléatoire tandis que les pertes par évapotranspiration ont une périodicité annuelle. Le spectre des pertes par évapotranspiration

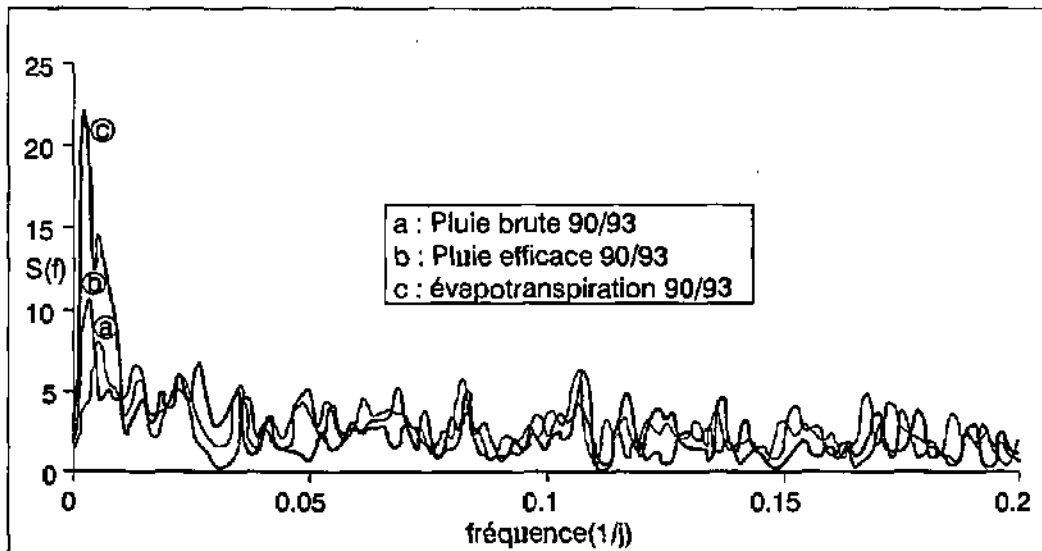


Figure 8.6 : Spectre simple des pluies brutes (a), des pluies efficaces (b) et des pertes par évapotranspiration (c). Les chroniques des pluies montrent un comportement aléatoire, tandis que la série de l'évapotranspiration présente une périodicité annuelle (Pic de la fonction de densité spectrale pour une fréquence de 0.003 1/j).

présente un pic de fréquence important pour une période de 300 jours (fréquence $f=0.003$) correspondant au cycle hydrologique annuel.

Le comportement aléatoire des pluies brutes (Pb) et des pluies efficaces (Pe) permet de les utiliser comme signal d'entrée pour l'analyse corrélatoire croisée.

8.6.3 Analyse corrélatoire croisée

Le corrélogramme croisé est la fonction de corrélation entre deux séries l'une représentant le signal d'entrée (pluie) et l'autre celui de sortie (débit). Lorsque le signal d'entrée du système est aléatoire, la forme du corrélogramme croisé reproduit l'image de sa "réponse impulsionnelle" (MANGIN 1981). Dans cette approche on sous-entend comme système l'ensemble des processus qui contribuent à modifier le signal d'entrée jusqu'à produire le signal de sortie.

L'utilisation de la pluie efficace comme signal d'entrée sous-entend que le système analysé est formé par le sous-système infiltration et par le sous-système karst noyé (MANGIN 1975).

L'utilisation de la pluie brute comme signal d'entrée sous-entend que le système analysé englobe, en plus des sous-systèmes infiltration et karst noyé, aussi le sous-système sol et donc le processus d'évapotranspiration.

8.6.3.1 Corrélogramme croisé pluies / débit de la Milandrine

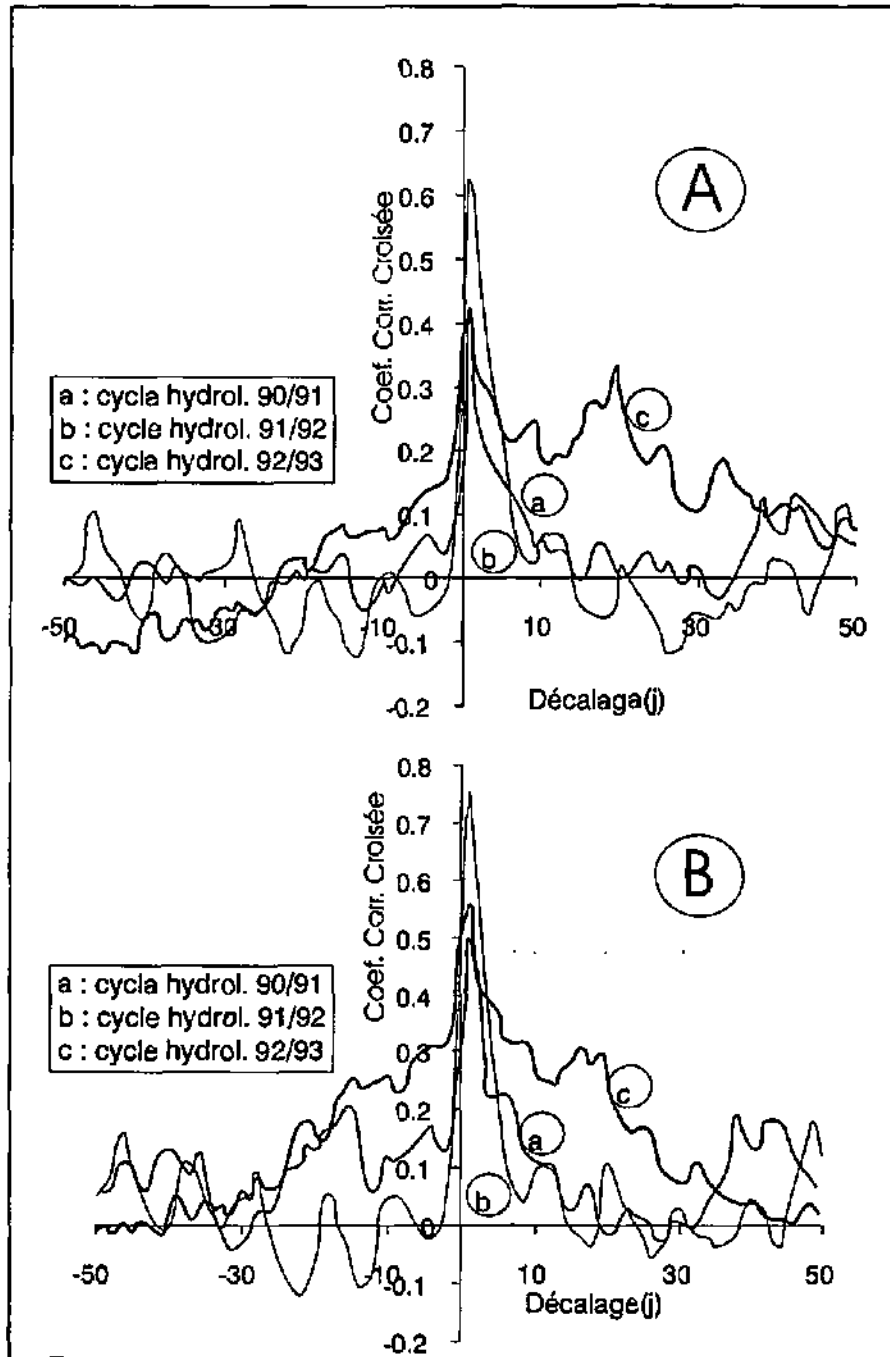
Nous avons calculé la fonction de corrélation croisée (Figure 8.7) pour les trois cycles hydrologiques en utilisant comme signal d'entrée d'abord la pluie brute (Pb) puis la pluie efficace (Pe).

Pour les trois cycles hydrologiques, la corrélation initiale Pb/Q est toujours plus faible que celle Pe/Q. Ceci est logique vu que la pluie efficace estimée est plus proche du vrai signal d'entrée que la pluie brute, puisque c'est le signal d'entrée de la pluie efficace qui est modifié par les processus hydrauliques du karst. Au contraire, la pluie brute englobe les pertes par évapotranspiration, qui dépendent surtout du climat et faiblement de l'hydraulique du karst.

La figure 8.7 montre que, "grosso modo", la forme du corrélogramme croisé ne change guère que l'on utilise comme signal d'entrée la pluie brute ou la pluie efficace. Par contre, il varie beaucoup d'un cycle hydrogéologique à l'autre. Comme pour le corrélogramme simple, la fonction de corrélation croisée dépend de la fréquence des événements enregistrés dans la chronique, beaucoup plus que de leur amplitude. Dans notre cas, la distribution de la pluie brute et celle de la pluie efficace pendant les cycles hydrologiques sont, approximativement, les mêmes. Ceci explique la ressemblance entre les deux corrélogrammes croisés.

D'un cycle hydrologique à l'autre, la distribution dans le temps (fréquence) des précipitations et donc des crues, est différente, par conséquent la fonction de corrélation croisée est différente également.

L'étroite relation entre la forme du corrélogramme croisé et la distribution des précipitations est en contradiction avec l'hypothèse que le corrélogramme croisé représente l'image de la "réponse impulsionnelle".



- **Figure 8.7 :** *Corrélogrammes croisés pluie brute/débit (A) et pluie efficace/débit (B). L'image de la "fonction impulsionnelle" varie d'un cycle hydrologique à l'autre en fonction de la distribution dans le temps des précipitations.*

8.6.4 Analyse spectrale croisée

8.6.4.1 Fonction d'amplitude et fonction de phase

La fonction d'amplitude fournit une décomposition de la covariance totale entre entrée et sortie en fonction de la fréquence et indique comment la fonction d'entrée est transformée par le système.

La fonction de phase permet d'estimer le déphasage ϕ entre signal d'entrée et de sortie. Selon PADILLA ET PULIDO-BOSCH (1995) le retard moyen sur la gamme des fréquences considérées est égal à $d=A/2\pi$, où A est la pente de la droite de régression sur les points de la fonction de phase.

8.6.4.2 Fonction d'amplitude et fonction de phase à la Milondrine

La figure 8.8 montre la fonction d'amplitude croisée (FAC) pour les couples de chroniques pluie brute (Pb) / débit (Q) et pluie efficace (Pe) / débit (Q) des trois cycles hydrologiques 90/91, 91/92 et 92/93.

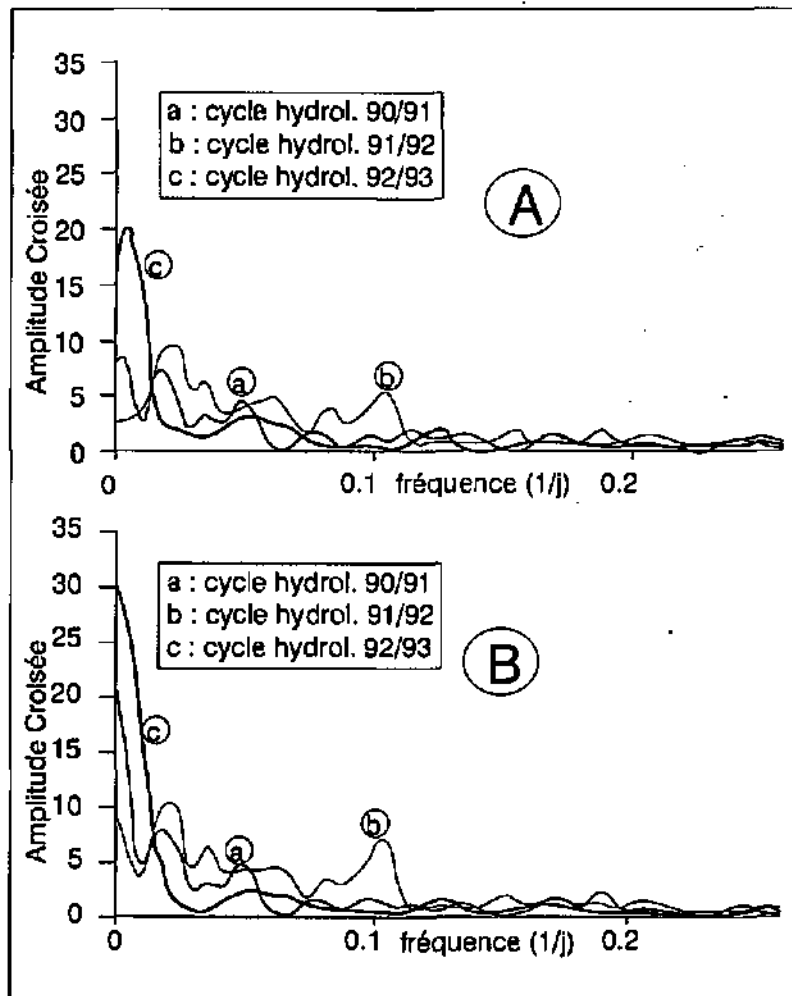


Figure 8.8 : Fonction d'amplitude croisée : (A) pluie brute / débit et (B) pluie efficace / débit. L'allure de la fonction d'amplitude croisée varie selon le cycle hydrologique considéré.

Pour chaque cycle hydrologique, la fonction d'amplitude présente des pics pour les mêmes fréquences du couple Pb/Q et du Pe/Q. La distribution de la covariance totale de chaque cycle hydrologique selon ses fréquences caractéristiques est approximativement la même car les fréquences des deux signaux d'entrées (Pb et Pe) ne se différencient pas énormément (les "Pb" et "Pe" représentent les mêmes précipitations). La pluie brute et la pluie efficace se différencient par leur amplitude (la pluie brute surestime le signal d'entrée). Ceci a pour conséquence, que, pour les basses fréquences, les pics de la fonction d'amplitude du couple Pb/Q sont moins importants. La distribution de la covariance totale en fonction des

fréquences du couple Pb/Q surestime l'influence des hautes fréquences (bruit de fond) au détriment des basses fréquences. Comme nous le verrons, ceci se répercute sur la fonction de cohérence qui présente des valeurs plus basses pour le couple pluie brute / débit que pour le couple pluie efficace / débit.

Les fonctions de phase des couples de séries pluie efficace / débit sont présentées à la figure 8.9. A nouveau, en fonction de la fréquence des événements, la fonction de phase varie selon le cycle hydrologique considéré.

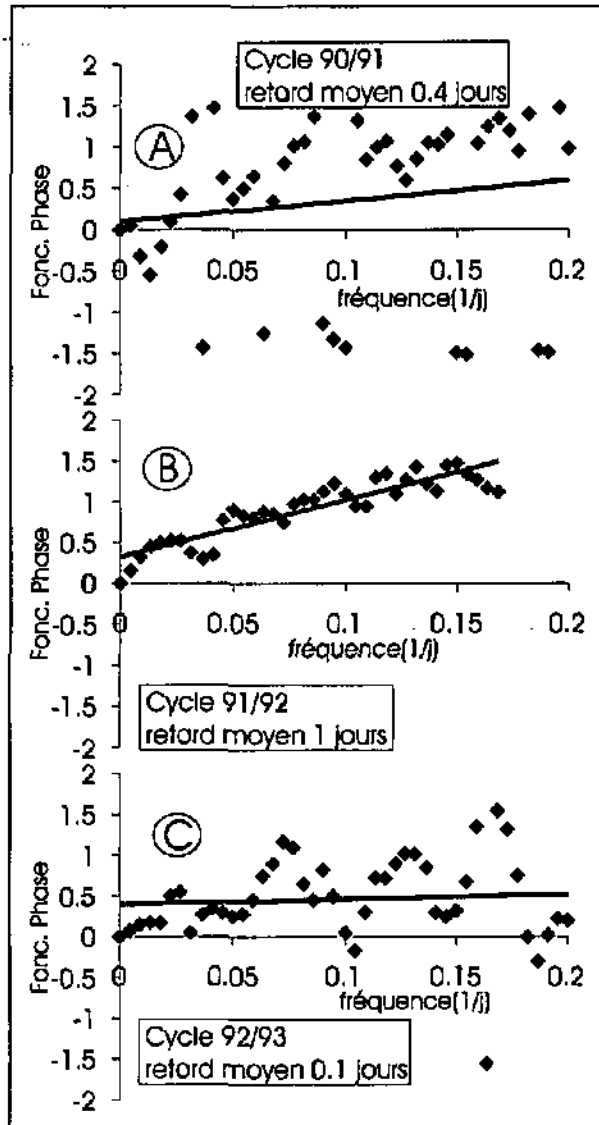


Figure 8.9: Calcul du retard moyen pour des périodes supérieures à 5j (fréquence < 0.2). (A) cycle 90/91, (B) cycle 91/92 et (C) cycle 92/93.

Revenons à la figure 8.2, nous pouvons noter que les pluies et donc les crues du cycle 91/92 sont mieux séparées les unes des autres que les pluies et les crues des cycles 90/91 et 92/93. La présence d'événements mal séparés dans les séries cause des oscillations importantes de la fonction de phase bien visibles à la figure 8.9A et C. Pour les cycles 90/91 et 92/93, la variance de fonction de phase en fonction de la fréquence est importante.

Pour des périodes supérieures à 5 jours (fréquence < 0.2), les retards moyens calculés entre les entrées et les sorties du système sont respectivement de 0.1j (cycle 90/91), 1j (cycle 91/92) et 0.4j (cycle 92/93) (Figure 8.9). Pour la même gamme de fréquences considérées, le retard

moyen calculé varie beaucoup selon le cycle hydrologique considéré. L'allure de la fonction de phase dépend donc de la distribution dans le temps des précipitations et des crues.

8.6.4.3 Fonction de cohérence et fonction de gain

La combinaison du spectre croisé avec les spectres simples des signaux d'entrées et de sorties permet de définir la fonction de "cohérence" et celle de "gain".

La première représente la variation de la corrélation entre les signaux d'entrée et de sortie du système en fonction de leur fréquence. Cette fonction permet d'évaluer la linéarité des systèmes.

La fonction de gain indique comment le signal d'entrée est amplifié ou atténué par le système. Selon MANGIN (1981) la fonction de gain met en évidence le rôle joué par les réserves du système. Du point de vue qualitatif, la présence de réserves (MANGIN 1981) tend à provoquer une atténuation considérable du signal d'entrée (la pluie) pour les hautes fréquences (semaine, jour) au profit d'une amplification très importante pour les basses fréquences (saison, année). Selon MANGIN (1981) la fonction de gain donne la possibilité d'évaluer quantitativement l'importance des atténuations et des amplification.

Elle devrait permettre d'évaluer la mise en réserve en comparant l'aire comprise sous la courbe de gain et au-dessus de la droite $y=1$ avec celle située au-dessous de la courbe de gain et sous la droite $y=1$. La première est associée au flot traversant l'aquifère rapidement, la deuxième représente la mise en réserve.

8.6.4.4 Fonction de cohérence et fonction de gain à la Milandrine

La fonction de cohérence entre pluie et débit est en général bonne (bonne corrélation) (Figure 8.10) que l'on utilise comme signal d'entrée la pluie brute ou la pluie efficace.

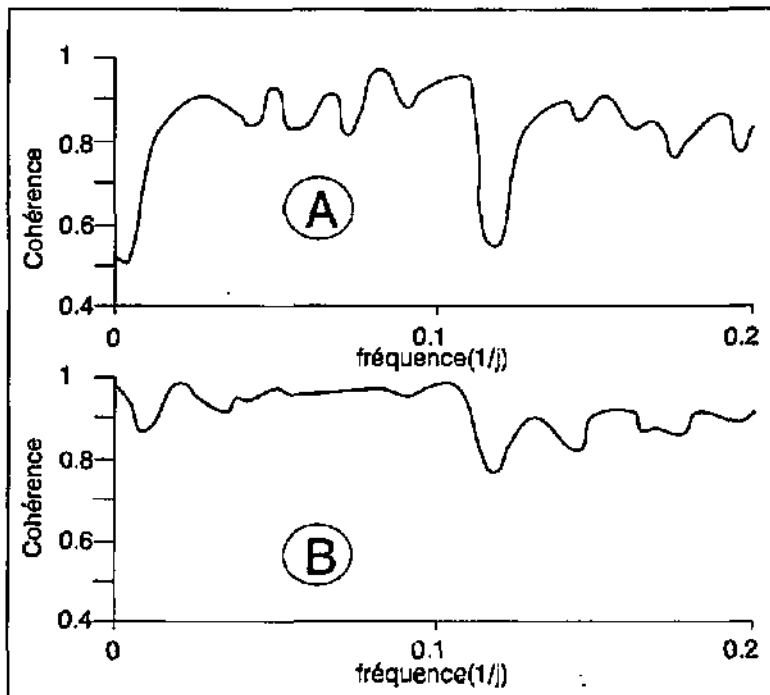


Figure 8.10 : Fonction de cohérence (cycle 91/92) : (A) P_b/Q et (B) P_e/Q . La cohérence entre pluie efficace et débit est meilleure que celle entre pluie brute et débit.

Toutefois, comme prévu, la corrélation entre le signal d'entrée et celui de sortie en fonction de la fréquence est meilleur (plus élevée) lors de l'utilisation de la pluie efficace comme signal d'entrée du système.

Le système de la Milandrine amont présente donc une bonne linéarité. Pour la même gamme de fréquences, la corrélation entre le signal d'entrée et celui de sortie montre des différences aussi importantes d'un cycle hydrologique à l'autre (Figure 8.11). La fonction de cohérence est sensible à la structure des signaux d'entrée et de sortie du système (distribution dans le temps des précipitations et des crues - Figure 8.2).

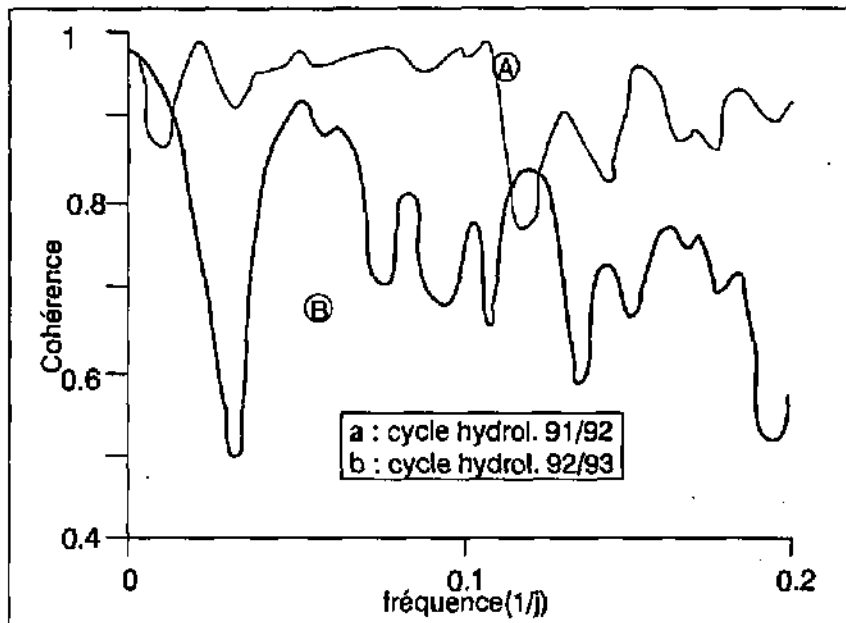


Figure 8.11 : Fonction de cohérence du couple de séries pluie efficace / débit : (A) (cycle 91/92) et (B) cycle 92/93.

Pour évaluer quantitativement l'importance des atténuations et amplification au moyen de la fonction de gain, pour les couples de séries pluie brute / débit et pluie efficace / débit du cycle hydrologique 91/92, nous avons calculé le rapport entre l'aire comprise sous la courbe de gain et au-dessus de la droite $y=1$ et celle au-dessous de la courbe de gain et sous la droite $y=1$. Ce rapport reste essentiellement le même (0.09 pour P_b/Q et 0.1 pour P_e/Q) (Figure 8.12)

Or, comme la pluie brute à la Milandrine est environ du double de la pluie efficace (Figure 8.13 JEANNIN & GRASSO 1995) on en déduit que la fonction de gain est indépendante de l'amplitude du signal d'entrée mais dépend de sa fréquence. L'interprétation quantitative de cette fonction est, à notre avis, discutable.

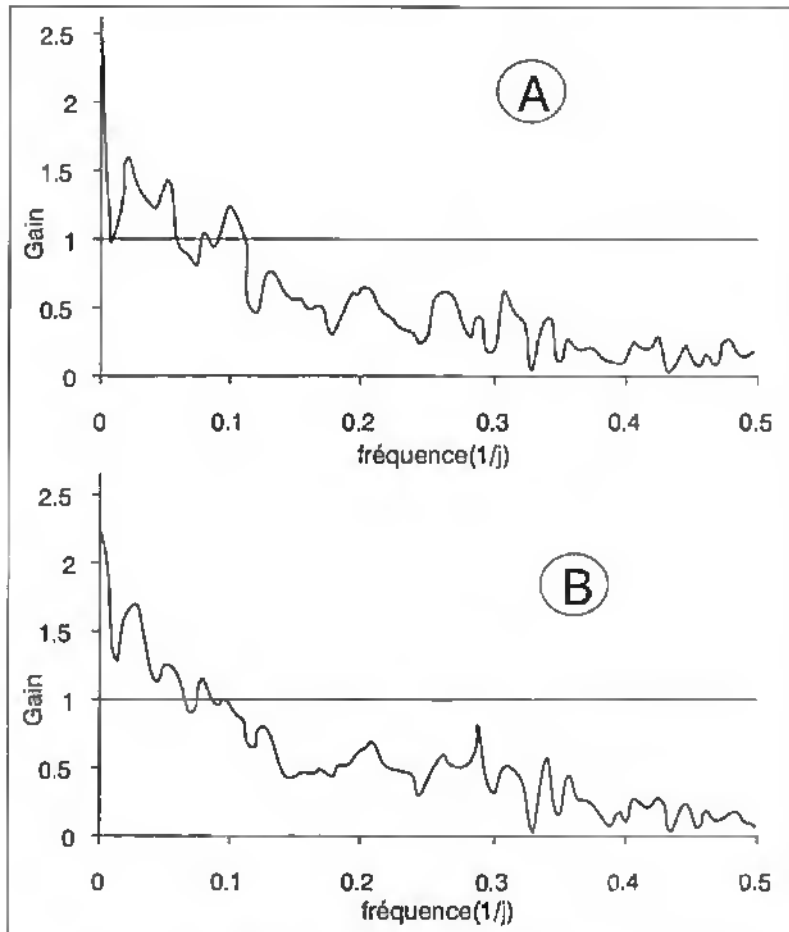


Figure 8.12 : Fonction de gain : (A) P_b/Q et (B) P_e/Q .

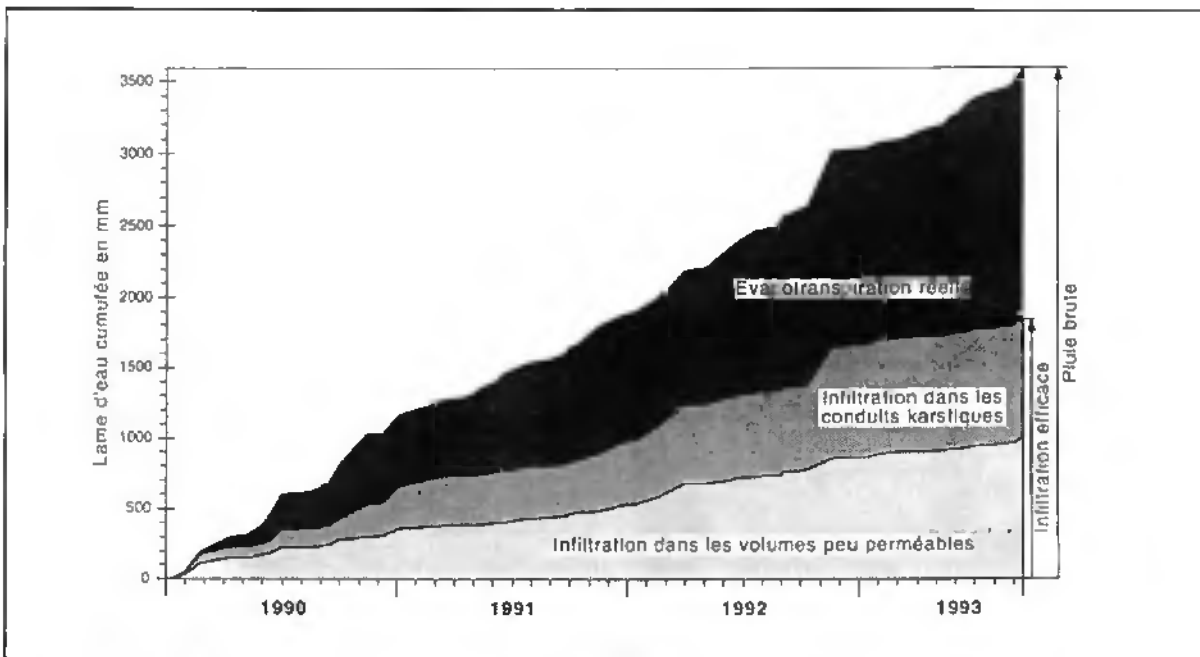


Figure 8.13 : Bilans cumulés partiels. Les pertes par évapotranspiration sont du même ordre de grandeur que les infiltration efficaces (JEANNIN & GRASSO 1995).

8.7 Conclusions

Nous avons vu que les fonctions et les paramètres issus des analyses corrélatoires et spectrales sont fortement dépendants de la distribution dans le temps des événements enregistrés dans les chroniques (précipitations et crues). Au contraire, ces fonctions et paramètres sont peu affectés par l'amplitude de ces mêmes événements. L'utilisation de la pluie brute ou de la pluie efficace comme signal d'entrée produit, grosso modo, les mêmes résultats. Ceci est étonnant, étant donné que la pluie brute surestime largement la fonction d'entrée dans le système, approchée par la pluie efficace calculée.

On a observé que pour un même système karstique, la distribution temporelle des précipitations et des crues peut varier beaucoup d'un cycle hydrologique à l'autre. Dans ce cas, l'analyse corrélatoire et spectrale peut amener à des interprétations différentes selon le cycle hydrologique analysé.

Pour des systèmes karstiques situés dans des régions climatiques différentes, la fréquence des pluies et donc la fréquence des crues peut être très différente. L'interprétation des résultats de l'analyse corrélatoire et spectrale en terme de structure des systèmes karstiques et leur comparaison sont alors, à notre avis, impossibles.

Pour comparer deux systèmes au moyen de l'analyse corrélatoire et spectrale, il faut donc que le signal de sortie (hydrogramme) des deux systèmes soit le résultat de la modification du même signal d'entrée (pluviogramme). Ceci est possible seulement dans des modèles mathématiques ou, éventuellement si les systèmes à comparer sont très proches, de façon à envisager que, pendant la période d'observation, les systèmes sont concernés par les mêmes précipitations.

L'analyse corrélatoire et spectrale reste cependant un important outil d'investigation de l'hydrogéologie des systèmes karstiques. L'interprétation des différentes fonctions et paramètres issus de cette méthode n'est toutefois pas encore satisfaisante puisqu'elle ne tient pas en compte de l'effet de la distribution dans le temps des précipitations et donc de l'effet du climat.

Chapitre 9 - Conclusion générale

9.1 Conclusions

Dans ce travail de recherche, nous avons présenté une nouvelle méthodologie d'inférence de la structure des systèmes karstiques basée sur l'analyse couplée des réponses hydraulique et chimique observées aux exutoires karstiques. La mise au point et la vérification des hypothèses à la base de cette méthodologie a comporté plusieurs étapes comprenant d'une part l'approche "fonctionnelle" basée sur l'analyse statistique des données hydrochimiques, et d'autre part l'approche "structurale – déterministe" basée sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite.

Nous avons aussi testé quelques méthodologies d'analyse de la réponse globale hydraulique en les appliquant aux données de notre site expérimental de Bure (CH).

L'Analyse en Composantes Principales de la réponse globale chimique (concentrations des éléments majeurs) des sources karstiques a permis d'analyser la structure du nuage (distribution dans l'espace multidimensionnelle) des individus (analyses chimiques). La structure du nuage des individus sur le plan factoriel formé par les deux premières composantes principales montre clairement l'existence d'une relation "cause - effet" entre la variation de la minéralisation des eaux des sources et l'état hydraulique du système.

L'effet de l'état hydraulique du système sur la variabilité des paramètres chimiques est très important et rend difficile la mise en évidence d'effets liés à d'autres facteurs qui pourraient éventuellement influencer la chimie de la source (par exemple variations climatiques saisonnières ou globales, activité anthropique, etc.).

En effet, au cours des périodes étudiées, les plans factoriels n'ont pas mis en évidence d'autres structures du nuage des individus pouvant être corrélées aux variations saisonnières ou à long terme du climat. Ceci est dû au fait que les "variations déterministes" de la composition chimique détectées sont essentiellement liées à l'état hydraulique du système (cycle : crue, décrue, tarissement). Les variations causées par d'autres facteurs, qui sont vraisemblablement d'amplitude très faible, ne peuvent pas être mises en évidence à ce stade.

Pour montrer l'effet d'autres facteurs sur la réponse chimique des sources, nous avons élaboré un modèle global empirique simulant, dans certaines conditions, la concentration à l'exutoire des systèmes karstiques en fonction de leur débit.

Le modèle global empirique est basé sur l'hypothèse simplificatrice que la variation de la concentration à l'exutoire karstique dépend de l'action de trois processus physiques et chimiques : la dissolution, la dilution et le transport convectif. Par hypothèse, l'efficacité de ces trois processus dépend seulement de la vitesse de l'eau dans le système et donc du débit à l'exutoire.

Notre modèle définit la concentration comme une "fonction exponentielle du logarithme du débit". Ce modèle permet de mettre en évidence deux comportements différents du système karstique pendant le cycle de crue/récession. Ces deux comportements correspondent à deux phases hydrauliques distinctes appelées "PF" (Piston Flow) et "CBRF" (Chemically Based Recession Flow). Nous avons appelé cette dernière "CBRF" parce qu'elle ne peut être déterminée qu'en couplant la réponse chimique à la réponse hydraulique.

La phase "PF" dépend principalement de l'intensité et de la distribution dans le temps et dans l'espace des précipitations. Le comportement hydraulique du système est gouverné par le mécanisme d'impulsion de pression provoqué par l'infiltration des eaux de pluie. Les processus globaux de dissolution, de dilution et de transport convectif ne dépendent pas de la vitesse moyenne d'écoulement. Pendant cette phase, la concentration ne peut pas être simulée par notre modèle global.

Pendant la phase "CBRF" les variations de charge dans le système sont graduelles. A ce stade, les processus globaux de la dissolution, de la dilution, et du transport convectif sont tous, en première approximation, fonction de la même vitesse moyenne d'écoulement. A l'exutoire, la concentration varie selon une fonction exponentielle du logarithme du débit et peut donc être simulée par le modèle global empirique.

La relation entre la concentration et le débit permet de définir deux paramètres dont un, le paramètre α est propre à chaque système karstique.

Un modèle de simulation déterministe basé sur l'hydraulique et sur la cinétique de la dissolution de la calcite a été mis au point pour tester les hypothèses à la base du modèle global empirique.

Le modèle déterministe permet de simuler la variation de la concentration en Ca^{++} (réponse globale chimique) en fonction du débit à l'exutoire de "réseaux" de conduits circulaires de différentes dimensions géométriques.

Les résultats des simulations montrent que la variation de la concentration en calcaire dissous à l'exutoire du modèle déterministe peut être considérée, avec une bonne approximation, comme une fonction exponentielle du logarithme du débit. Les résultats du modèle global empirique sont donc confirmés par le modèle déterministe. Les simulations déterministes montrent aussi que, des deux paramètres définis par la relation globale empirique, l'un (paramètre "A") dépend de la concentration de saturation et l'autre (paramètre " α ") dépend des dimensions géométriques du réseau noyé (longueur et ouverture moyennes). Ce dernier représente une caractéristique propre à chaque système simulé.

Ainsi, le paramètre " α " permet de calculer le rapport volume/surface du réseau noyé (RVS). Ce rapport dépend de l'ouverture des vides du réseau karstique noyé. Le RVS peut être considéré comme un "indice de karstification" et être utilisé pour comparer ou classer les différents systèmes.

En pratique, le rapport volume/surface du réseau noyé (RVS) est évalué, exclusivement, par l'intermédiaire d'observations hydrogéologiques de terrain tels que les mesures de débit, celles de conductivité et les essais de traçage.

En général, les variations de la réponse globale chimique du système karstique ne dépendent pas seulement des variations du débit. Pour détecter les influences liées à des facteurs autres que l'hydraulique, nous avons appliqué notre modèle global empirique à la chronique du Tac (titre alcalimétrique complet) de la source de l'Areuse. Nous avons ainsi simulé les variations du Tac en fonction du débit pendant deux cycles hydrologiques. La comparaison entre la chronique du Tac simulée et la chronique observée a permis de détecter une tendance saisonnière du Tac attribuable aux variations climatiques saisonnières.

Notre étude a montré que le débit joue un rôle très important sur la réponse chimique des sources karstiques. L'analyse du comportement chimique d'une source karstique, qui ne prendrait pas en considération son comportement hydraulique, est voué à l'échec. Pour détecter l'influence - généralement faible - d'autres facteurs que le débit sur la réponse

chimique des systèmes karstiques, il faut d'abord soustraire l'influence prédominante du facteur hydraulique de la variation totale de la réponse chimique, puis analyser les résidus qui peuvent mettre en évidence l'effet d'autres facteurs, tels que le climat. La méthode proposée dans cette étude permet ce type d'approche.

En utilisant les données du site expérimental de Bure (JU) et en particulier celles du sous-système de la Milandrine amont, nous avons appliqué différentes méthodes d'analyse de la réponse globale hydraulique. Notre but a été de tester l'efficacité et la faiblesse de ces méthodes. Ces dernières sont de deux types : celles qui analysent seulement une partie de l'hydrogramme (récession de la source) et celles qui analysent l'hydrogramme dans sa totalité.

La décomposition de l'hydrogramme de récession en plusieurs facteurs exponentiels donne une idée de l'importance respective des différents domaines "réservoirs" du milieu karstique. Ces domaines, à notre avis, ne sont pas vraiment séparables dans l'espace, mais représentent des zones enchevêtrées. Par exemple, la décomposition des courbes de récession en plusieurs fonctions exponentielles ne correspond, dans la réalité, pas forcément à des domaines de perméabilité et/ou porosités différentes.

L'ajustement de fonctions hyperboliques aux courbes de récessions a l'avantage de représenter l'ensemble de la courbe de récession et son usage est plutôt aisé pour prévoir le débit d'une source à un instant donné en connaissant le débit Q_0 au temps t_0 . Cette méthode ne correspond cependant pas à un modèle physique du karst.

L'ajustement d'une fonction exponentielle et d'une fonction homographique à l'hydrogramme de récession permet de définir deux paramètres (K et i) "caractéristiques" des systèmes karstiques. Nos études ont montré que le paramètre "K" donne une bonne idée du "pouvoir régulateur du karst" et qu'il peut être considéré comme une caractéristique stable du système. Le paramètre "i", au contraire, ne dépend pas seulement des caractéristiques stationnaires du sous-système infiltration mais est lié également à des éléments extrêmement variables tels que l'hétérogénéité de la pluie, la fréquence des événements pluvieux, l'humidité du sol, etc.

La méthode des débits classés cumulés est facile à mettre en œuvre et peut donner des indications utiles sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères. Il faut toutefois être prudent quant aux interprétations qui en découlent car celles-ci peuvent mener à différents modèles interprétatifs.

Les tests sur les méthodes d'analyse corrélatoire et spectrale ont montré que les fonctions issues de cette analyse sont dépendants de la structure même des chroniques utilisées comme signaux d'entrée et de sortie : notamment la distribution dans le temps (fréquence) des précipitations et des événements de crue. La variation de la distribution des précipitations d'un cycle à l'autre peut être grande et peut générer des erreurs importantes d'interprétation.

Pour comparer deux systèmes au moyen de l'analyse corrélatoire et spectrale, il faudrait donc que les signaux de sortie (hydrogramme) des deux systèmes soient le résultat de la modification du même signal d'entrée (pluviogramme). Ceci est possible seulement dans les modèles mathématiques. Dans la nature, cela doit être en principe possible seulement si les systèmes à comparer sont très proches, de façon à ce que, pendant la période d'observation, les systèmes soient influencés par les mêmes précipitations.

9.2 Critiques et perspectives de recherche

Ce travail de recherche a eu pour but principal la mise au point d'un modèle empirique permettant d'inférer la structure du réseau karstique à partir de l'analyse des réponses globales chimique et hydraulique du système. Les hypothèses schématiques sur les processus de production du flux massique (dissolution) dans le système karstique font la faiblesse et la force du modèle global empirique. La force du modèle consiste dans sa simplicité qui rend son application aux systèmes réels très aisée. La faiblesse du modèle réside dans le fait qu'il est trop schématique comparé à la complexité des processus physico-chimiques internes aux systèmes karstiques. Cependant, les tests du modèle sur cinq systèmes karstiques ont montré la cohérence entre les interprétations déduites du modèle et les connaissances hydrogéologiques de terrain. Toutefois, nous sommes d'avis qu'il faudrait augmenter le nombre des tests afin de mieux pouvoir détecter les limites du modèle.

La constante de proportionnalité (α) exprimant la relation entre le paramètre α propre à chaque système et les dimensions du réseau karstique (RVS et PME) a été évaluée au moyen d'un modèle déterministe ne pouvant simuler que des "réseaux" noyés de géométrie très simple. Ceci est une faiblesse du modèle déterministe. Notre modèle n'est également pas capable de simuler un régime d'écoulement transitoire, ni de coupler un réseau de conduits à des blocs peu perméables (entre 10^{-3} m/s et 10^{-7}). L'idéal serait donc de pouvoir simuler des réseaux plus complexes en condition d'écoulement transitoire prenant en compte une alimentation par les blocs peu perméables et de voir si la constante de proportionnalité (α) reste la même.

L'identification et la séparation des phases "PF" et "CBRF" par l'intermédiaire du modèle global empirique permettent de calculer le volume d'eau sortant pendant la phase "PF". Ce volume devrait représenter le volume du réseau karstique à proximité de l'exutoire. Nous avons remarqué que l'ordre de grandeur du volume d'eau sortant pendant la phase "PF" varie d'un système à l'autre en fonction de la taille du bassin versant hydrologique et du degré de karstification du système. Le volume d'eau sortant pendant la phase "PF" pourrait être aussi considéré comme un paramètre caractéristique du système. Des études supplémentaires de cette phase hydraulique seraient souhaitables.

Notre approche de l'analyse couplée des réponses chimique et hydraulique peut être adaptée à d'autres types de réponses globales des systèmes karstiques. Il serait, dans ce cas, intéressant de comparer les différents résultats des interprétations de la structure des réseaux karstiques obtenues par les diverses méthodes.

Bibliographie

- [1] ASHTON K. (1966) - The analyses of flow data from karst drainage system. *Trans. Cave Reserch Group G.B.* 7(2), 161-203.
- [2] AUBERT D., BADOUX H., LAVANCHY Y. (1979) - La carte structurale et les sources du Jura vaudois - *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* 74: 333-343.
- [3] BAKALOWICZ M.(1979) - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Paris IV.
- [4] BAKALOWICZ M.(1980 - Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO₂-H₂O-Carbonate. In *Coll. Cristallisation, déformation, dissolution des carbonates*):
- [5] BAKALOWICZ M.(1982) - La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. *Reun. Monogr. Sobre Karst-Larra* 82 : 159-174.
- [6] BAKALOWICZ M.(1986) - La karstification, processus, modèles et exemples - 9ème *Congres International de Spéléologie*, volume III, Barcelone, pp 59-63.
- [7] BEEK W.J., MUTZALL K.M.K. (1975) - *Transport phenomena*. Wiley, New York.
- [8] BEZES C. (1976) - Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques. *Etablissement du modèle berner*. C.E.R.G.A., Montpellier, t. X, fasc. I-II, 137p.
- [9] BIRD R.B., STEWART W.E., LIGHTFOOT E.M. (1960) - *Transport phenomena*. Wiley, New York.
- [10] BÖGLI A. (1980) - *Karst hydrology and physical speleology*. Springer, Berlin, Heidelberg New York.
- [11] BONACCI O. (1987) - *Karst hydrology*. Springer series in physical environments 2. Springer, Berlin, Heidelberg New York.
- [12] BONACCI O. (1993) - Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *Hydrol. Sci.*, 38: 51-62
- [13] BOX G.P., JENKINS G.M. (1970) - *Time series analysis, forecasting and control*. Ed. Holden-Day, San Francisco ; 553 pp.
- [14] BRASEY J. (1989) - La Cascade de Jaun. In : *Le Canard mousquetonné*. - *Bull. spéléo-club des Préalpes fribourgeoises*.
- [15] BROWN M.C. (1973) - Mass balance and spectral analysis applied to karst hydrologic networks. *Water Resources research* 9(3), 749-52
- [16] BUHMANN D., DREYBRODT W. (1985a) - The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas : 1. Open system. *Chem. Geol.*, v. 48, p. 189-1211.
- [17] BUHMANN D., DREYBRODT W. (1985b) - The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas: 2. Closed system. *Chem. Geol.*, v. 48, p. 189-1211.
- [18] BUHMANN D., DREYBRODT W. (1987) - Calcite dissolution kinetics in the system H₂O-CO₂-CaCO₃ with participation of foreign ions. *Chem. Geol.* 64 : 89-102.

- [19] BURGER A. (1958) - Interprétations mathématiques des courbes de décroissance du débit de l'Areuse (Jura Neuchâteloise) Bull.Soc.Neu.Sci.Nat. t 79 1956
- [20] BURGER A. (1959) - Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. - Thèse, Université de Neuchâtel.
- [21] BURGER A. (1976) - Le Bassin de l'Areuse, 2^e coll. Hydrol. en pays calcaire, Ann. Scient. Univ. de Besançon, 25, 3^e sér., p 127-136.
- [22] BURGER A. (1992) - Hydrogéologie du bassin de la source de l'Areuse. International contributions to hydrogeology, vol. 13, 159-177
- [23] DAVIS J. C. (1986) - Statistics and data analysis in Geology; John Wiley & Sons, Chichester (second edition) 550p.
- [24] DELPORTE C. (1995) - Etude de trois systèmes karstiques du Quercy. - Utilisation des analyses corrélatoires et spectrales. Diplôme DEA National d'Hydrologie (France).
- [25] DODGE E.D. (1983) - Hydrogéologie des aquifères karstiques du Causse Comtal (Aveyron, France) Thèse Doct.Sci.Univ. Bruxelles.
- [26] DREYBRODT W. (1981b) - Kinetics of dissolution of calcite and its application to karstification. Chem. Geol. 31 : 245-269.
- [27] DREYBRODT W. (1987) - The kinetics of calcite dissolution and its consequences to karst evolution from the initial to the mature stage. National Speleological Society Bull. 49 : 31-49
- [28] DREYBRODT W. (1988) - Processes in karst systems. Springer series in physical environments 4. Springer, Berlin, Heidelberg New York.
- [29] DREYBRODT W. (1990) - The role of dissolution kinetics in the development of karstification in limestone : a model simulation of karst evolution. J. Geology, 98 : 639-655
- [30] DREYBRODT W. (1991) - Theoretical and experimental results on the kinetics of calcite dissolution and precipitations. In World Karst Correlation, International Symposium on Karst of inner plate region with monsoon climate, pp. 17-31. Guilin, China.
- [31] DREYBRODT W. (1996) - Principle of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. Water resources Research, 32 (9), 2923-2935.
- [32] DREYBRODT W., LAUCKNER J., LIU ZAIHUA, SVENSSON U., BUHMANN D. (1996) - The kinetics of the reaction $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ as one of the rate limiting steps for the dissolution of calcite in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60 (18), 3375-3381.
- [33] DREYBRODT W. (1997) - Limestone dissolution rates in karst environments. Proceeding of the 12th International Congress of Speleology.
- [34] DROGUE C. (1967) - Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Chronique d'Hydrogéologie, BRGM, 10 : 42-47.
- [35] DROGUE C. (1972) - Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. Journal of Hydrology, 15: 49-68.
- [36] DROGUE C. (1991) - Schéma conceptuel de l'aquifère karstique et application à l'analyse hydrodynamique. Trav. Inst Spéol. "Émile Racovitza", t. XXX, 111 -127, Bucarest, 1991
- [37] DUCOMMUN L. (1979) - Approche hydrogéologique des bassins versants du Nozon, de la haute Venoge et du Veyron- Rapport inédit CHYN.

- [38] EISENLOHR L. (1995) - Variabilité des réponses naturelles des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel.
- [39] EISENLOHR L., ROSSIER Y., BOUZELBOUDJEN M., KIRALY L. (1995) - Numerical simulation as a tool for controlling the interpretation of karst spring hydrographs. Actes 26^e congrès Ass. Int. Des Hydrogéologues, Edmonton, Alberta, Canada, 11p
- [40] FEITKNECHT W. (1949) - Allgemeine und physikalische Chemie. Basel. E. Reinhardt
- [41] FILALI-MOUTEI J. (1990) - Etude comparative des paramètres physicochimiques de six sources appartenant à des milieux différents. Rapport de stage, Uni. De Neuchâtel.
- [42] FORD D., WILLIAMS P. (1996) - Karst geomorphology and hydrology. Chapman & Hall.
- [43] GIGON R. (1986) - Inventaire spéléologique de la Suisse, II. CANTON DU JURA, 50.1. Grotte de MILANDRE - Comm. Spéleo. de la Soc. helv. des Sci. nat., Porrentruy, p.191 - 207.
- [44] GRASSO D.A., JEANNIN P.Y. (1994) - Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). Bull. Centre d'hydrogéologie, n° 13, 88-113
- [45] GRASSO D.A., JEANNIN P-Y (1994) - Estimation des pertes dans la partie aval du réseau karstique de la Milandrine : bilan hydrique au sein d'un aquifère karstique. Bull. d'Hydrogéologie, 13, 87-113.
- [46] GRASSO D.A., JEANNIN P-Y (1994) - Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). Bull. d'Hydrogéologie, 13, 87-113.
- [47] GRASSO D.A., JEANNIN P-Y (1997) - Approche statistique de l'impact des variations climatiques sur la réponse chimique des sources karstiques. Proceeding of the 12th International Congress of Speleology, Volume 2
- [48] GRASSO D.A., KIMMEIER F.(1995) - Etude de la variation du chimisme de quelques sources; CHYN, Université de Neuchâtel, rapport interne.
- [49] GRETILLAT P.-A (1992) - Carte hydrogéologique de l'Ajoie (Canton du Jura, Suisse). Eléments pour la gestion et la protection des eaux, 1:25'000. Rép. et cant. du Jura, Office des Eaux et de la Protection de la Nature, ST-Ursanne.
- [50] GRETILLAT P.-A., SCHÜTZ F., LIEVRE A., SCHINDLER B. (1988) - Multitraçage en Haute-Ajoie (Jura). Bull. du Centre D'Hydrologie, p.121 - 149.
- [51] GRETILLAT P.-A.(1996) - Les systèmes aquifères karstiques de l'Ajoie (Jura, Suisse). Eléments pour la carte hydrogéologique au 1:25'000. Thèse Université de Neuchâtel.
- [52] GROVES C.G., HOWARD A.D. (1994) - Early development of karst systems, 1. Preferential flow path enlargement under laminar flow.. Water res. Res., vol.30, No. 10, p. 2837-2846.
- [53] GROVES C.G., HOWARD A.D. (1994) - Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development. Water res. Res., vol.30, No. 3, p. 607-615.
- [54] GUERIN F., LELONG F., LEPILLER M.,(1988) - Etude du fonctionnement de trois systèmes hydrologiques en milieu cristallin fissurée (Mont Lozère-France): Applications des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude des principales relations hydrologiques à court, moyen et long terme. Quatrième Colloque d'hydrologie en pays calcaire. Besançon 29 Sept. - 1^{er} Oct. 1988.

- [55] HELITAS N. (1997) - Application des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude de quatre sources karstiques. Diplôme Université de Neuchâtel
- [56] HOWARD A.D., GROVES C.G. (1995) - Early development of karst systems, 2. Turbulent flow.. Water res. Res., vol.31, No. 1, p. 19-26.
- [57] JEANNIN P.Y., GRASSO A.D. (1995) - Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU, Suisse). Note brève, Bull. Centre d'hydrogéologie, n° 14, 83-93
- [58] JEANNIN P.Y., GRASSO A.D. (1995) - Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. Bull. Centre d'hydrogéologie, n° 14, 95-111
- [59] JENKINS G.M., WATTS D.G. (1968) - Spectral analysis and its applications. Holden Day, San Francisco, CA 525 pp.
- [60] KAY J.M., NEDDERMANN R.M. (1985) - Fluid mechanics and transfer processes. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- [61] KERN D.M. (1960) - The hydration of carbon dioxide. J. Chem. Educ. 37 : 14-23
- [62] KIRALY L. (1969 b) Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae géol. Helv. 62(2): 613-619.
- [63] KIRALY L. (1978): La notion d'unité hydrogéologique: essai de définition - Thèse. Université de Neuchâtel, 216 p.
- [64] KIRALY L., MÜLLER A., SCHOETTERER U., SIEGENTHALER U. (1983) - Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées. - Rapport de synthèse du Projet National d'Hydrologie sur le cycle de l'eau.
- [65] KIRALY L. (1975) - Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. Hydrogeology of karstic terrains. Int. Union Geol. Sci., B, 3: 53-67.
- [66] KIRALY L., MATHEY B., TRIPET J-P. (1971) - Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). - Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. nat. 94, p. 99-144.
- [67] KIRALY L., MOREL G. (1976a)- Etude de la régulation de l'Areuse par modèle mathématique. Bull. Centre d'Hydrogéologie Univ. Neuchâtel.
- [68] KIRALY L., MOREL G., (1976b) Remarques sur l'hydrogramme des sources karstique simulé par modèles mathématiques. Bull. Centre d'Hydrogéologie Univ. Neuchâtel.
- [69] KIRALY L., MÜLLER I. (1979) - Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques, Bull. Centre d'Hydrogéologie Univ. Neuchâtel nr 3, 237-282.
- [70] KIRALY L., PERROCHET P., ROSSIER Y. (1995) - Effect of epikarst on the hydrograph of karst springs : a numerical approach. Bull. d'Hydrogéologie 14, 199-220
- [71] LAVANCHY Y. (1988) - Observations concernant des circulations d'eau profondes dans les calcaires en relation avec le décrochement de Saint-Cergue. (région de La Côte, canton Vaud, CH) Quatrième colloque d'hydrogéologie en pays calcaire.

- [72] LENCASTRE A. (1961) - Manuel d'hydraulique générale. - Ed. Eyrolles, Paris.
- [73] MANGIN A. (1970) - Méthode d'analyse des courbes de décrue et tarissement dans les aquifères karstiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t 270, 1295-1297
- [74] MANGIN A. (1971) - Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. de Spéléologie Tome 26, fascicule 2, 1971.
- [75] MANGIN A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstique. Thèse Doct. ès. Sci , Université de Dijon.
- [76] MANGIN A. (1976) - Les systèmes karstiques et leur méthodologie d'investigation - Ann. Sci. Univ. Besançon 2ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Géologie, fasc.25, 3ème série pp 263-273.
- [77] MANGIN A. (1984) - Incidence du choix du pas de discrétisation d'un processus sur la simulation à partir de modèles. Hydrogéol-géol. Ingén., 3, p 317-321.
- [78] MANGIN A. (1981a) - Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sci. Paris 293: 401 - 404
- [79] MANGIN A. (1981b) - Apports des analyses corrélatoire et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. C.R. Acad. Sc. Paris.
- [80] MANGIN A. (1982) - Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. 3ème coll. d'hydrologie en pays calcaire, Neuchâtel, oct. 1982. 159- 172.
- [81] MANGIN A., (1984) - Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, 67: 25-43.
- [82] MANGIN A. (1985) - Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karsts. Stygologia 1 (3)
- [83] MATHYS A. (1982) - Interprétation des données physico-chimiques des sources de la région Delémont-Develier (canton du Jura), à l'aide de l'analyse statistique multivariée. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie N° 4, 1982.
- [84] MEUS Ph, (1993) - Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthisnes, Belgique) Thèse Doct. ès. Sci , Université de Liege
- [85] MISEREZ J.-J. (1971) - Premier bilan des indices de saturation en carbonates dans le bassin supérieur de l'Areuse (NE). Actes 4è Congr. Nat. Spél. Neuchâtel 1970, p104-120.
- [86] MISEREZ J.-J. (1971) - Premier bilan des indices de saturation en carabonates dans le bassin supérieur de l'Areuse (NE, Suisse) Actes 4^{ème} Congr. Nat. Spél. Neuchâtel, p104-120.
- [87] MONDAIN P.H. (1991) - Hydrogéologie des systèmes karstiques de l'unité delphino-helvétique inférieure entre les vallées du Fier et du Bornre (massif des Boenes, Haute-Savoie France). Thèse Doc. Es Sci., Orléans, 2vol. , 645p.
- [88] MUDRY J., Blavoux B. (1986) - Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. Hydrogéologie, 1, 53-59.
- [89] MUET J-P. (1985) - Etude hydrogéologique du Causse du Martel.-Thèse
- [90] MÜLLER I. (1975) - Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). Actes 5e Congr. Nat. Spéléologie Interlaken, p138-144.

- [91] MÜLLER I. (1976a) - Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 69, p138-144.
- [92] MÜLLER I. (1976b) - Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 65, p165-181.
- [93] MÜLLER I. (1982) - Multitraçage des eaux souterraines dans le bassin de la source de l'Areuse. *Bull. Centre Hydrogéologie N° 4*, 1982.
- [94] MÜLLER I., PLANCHEREL R. (1982) - Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 71 (1/2), p 481-499.
- [95] MÜLLER I., SCHOTTERE U., SIEGENTHALER U. (1982) - Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées. *ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE* vol. 75 n1, 1982
- [96] NERNST (1904) - Theorie der Reaktionsgeschwindigkeit in heterogenen Systemen. *Z phys. Chem.* 47 : 52-55.
- [97] PADILLA A., PULIDO-BOSCH A (1995) - Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168 73-89.
- [98] PAGE C. (1968/69) - Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 58, p 83-177.
- [99] PALMER A.N. (1991) - The origin and morphology of limestone caves. *Geol. Sic. Am. Bull.*, 103, 1-21.
- [100] PALOC H. FORKASIEWICZ J. (1967) - Régime de tarissement de la Foux-de-la-vis (Gard). Etude préliminaire. *Chroniques d'hydrogéologie, BRGM*, 10, 61-73
- [101] PANTILLON P. (1993) Etude hydrogéologique du site expérimental du Maira. Travail de diplôme en hydrogéologie. CHYN
- [102] PAPRITZ K.(1997) - ISHYDRO : Inventaire et état des mesures physicochimiques continués sur le réseau de sources ISHYDRO: 1987 – 1996, rapport interne CHYN
- [103] PLUMMER L.N, WIGLEY T.M.L., PARKHURST D. L. (1978) - The kinetics of dissolution in CO₂-water system at 5 to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. *Am. J. Sci.*, 278, 179-216.
- [104] PLUMMER L.N., WIGLEY T.M.L. (1976) - The dissolution of calcite in CO₂ saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 191-202.
- [105] Radu P. (1993) - comportement hydrogéologique du bassin versant de la Venoge. Séminaire long, cycle postgrade en hydrogéologie, Centre d'hydrogéologie, Univ. Neuchâtel; non publié.
- [106] RAUCH H.W., WHITE W.B. (1977) - Dissolution kinetics of carbonate rock 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resour. Res.* 76 : 1539-1549
- [107] REMENIERAS G. (1965) - L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles Paris.
- [108] ROSSIER Y, ET EISENLOHR L. (1993) - Project Fond National PNR-31. Impact des changements climatiques sur les aquifères. Rapport interne CHYN, tome I, texte, 25p, tome 2, 30 fig.
- [109] SAPORTA A. (1990) - Probabilités analyse des données et statistique. Paris : Editions Technip
- [110] SAUTER M. (1992) - Nonpoint-source transport in a karst hydrological system. *Annales sci de l'Université de Besançon, Géologie*, 11 : 65-76.

- [111] SCHOELLER H.-J. (1967) - Hydrodynamique dans le karst. Ecoulement et emmagasinement. Bull. Ass. int. Hydr. scient., 12, n°2 1967, p. 3-20.
- [112] SCHOELLER H.-J. (1980) - Influence du climat, de la température sur la teneur en HCO₃ et H₂CO₃ des eaux souterraines. Journal of Hydrology, 46 p. 365-376.
- [113] SCHOTTERER U, MÜLLER I (1982) - Estimation of groundwater reserves of a karstic aquifer (Areuse Spring, Jura of Neuchâtel, Switzerland). Bull. du Centre d'hydrogéologie 4 : 213-229.
- [114] SCHOUWEY V. (1989) - comparaison des paramètres physico-chimiques de quatre systèmes karstiques (Préalpes fribourgeoises et Jura neuchâtelois), mémoire de travail de diplôme de 3^{ème} cycle en hydrogéologie, Centre d'hydrogéologie, Univ. Neuchâtel.
- [115] SIMEONI G., JAMIER D. (1975) - Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure. - CHYN, Neuchâtel, p.163-173.
- [116] SKELLAND A.H.P. (1974) - Diffusional mass transport. Wiley, New York.
- [117] STROHMEIER A. (1977) - L'analyse factorielle, aspects mathématiques. Faculté de droit et des sciences économiques, Université de Neuchâtel.
- [118] THIERRIN J. (1988) - Essai de coloration aux confins des bassins des sources de l'Areuse, du Pont de la Roche, de la Noiraigue et de l'Arvoux (Jura Neuchâtelois) ; in Cavernes n°1-1988.
- [119] THIERRIN J. (1990) - Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale). Thèse Uni. Neuchâtel.
- [120] TRIPET, J.,-P., (1972) - Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Thèse, Université de Neuchâtel. Mat. Carte géol. de la Suisse, sér. Hydrologie, 21, 183p.
- [121] WEBER-TIECHE I. (1997) - Elaboration de fiches synthétiques sur l'hydrochimie des sources du réseau LSHYDRO. Rapport de séminaire long du cycle postgrade en hydrogéologie, non publié.
- [122] WEXSTEEN P. A. (1986) - Relations entre le chimisme et l'hydrogramme de la source de l'Areuse (Jura Neuchâtelois, Suisse). Bulletin du Centre d'Hydrogéologie N° 6, 1986.
- [123] WHITE W.B. (1988) - Geomorphology and Hydrology of Karst terrains. Oxford University Press, New York.
- [124] WILCOCK, J. D. (1968) - Some developments in pulse-train analysis. Trans. Cave Reserch Group G.B. 10(2), 989-995

Liste des figures

- Figure 1.1 :** *Le type de réponse hydraulique (débit) observé à un exutoire karstique est une caractéristique du système.* 2
- Figure 1.2 :** *(a) Modèle par éléments finies (les lignes pointillées représentent les conduits karstiques) ; (b) Débit pour différents pourcentages de l'infiltration drainée par l'épikrst (KIRALY ET AL. 1995).* 3
- Figure 1.3 :** *Schéma d'écoulement dans le réseau karstique. A : épikarst; B : zone vadose; C : zone épinoyée; D : zone noyé; E) exutoire karstique; F et G : terrains imperméables; h : ligne de charge.* 6
- Figure 1.4 :** *Localisations des sources.* 7
- Figure 1.5 :** *Site expérimental de Bure.* 9
- Figure 2.1 :** *Nuage des individus définis par les variables X et Y ; "a" droite de régression des moindres carrés horizontaux ; "b" " droite de régression des moindres carrés verticaux; "c" droite de régression des moindres carrés orthogonaux (facteur); moyenne des variables; "d" centre de gravité du nuage.* 13
- Figure 2.2 :** *Espace des individus ; "a" axe factoriel 1 ; "b" axe factoriel 2. Cette espace est muni d'une structure euclidienne afin de pouvoir définir les distances entre les individus.* 14
- Figure 2.3 :** *Plan factoriel engendré par les axes F1 (a) et F2 (b). Les individus se distribuent dans le repère F1/F2 avec des nouvelles coordonnées.* 14
- Figure 2.4 :** *Cercle de Corrélation entre les facteurs F1 et F2 et les variables X et Y. L'axe F1 est très corrélé positivement avec les deux variables tandis que le F2 est peu corrélé avec les deux variables.* 15
- Figure 2.5 :** *Pourcentage de la variance totale représenté par les cinq premières composantes principales.* 16
- Figure 2.6 :** *Cercles de corrélation entre les composantes principales et les variables chimiques des quatre sources. La composante principale 1 est corrélée avec les paramètres représentatifs de la minéralisation totale de l'eau.* 18
- Figure 2.7 :** *Variabilité de la conductivité électrique de quatre sources karstiques. Les variations de la conductivité électrique sont moins importantes à la source du Sandli qu'aux autres sources.* 19
- Figure 2.8 :** *Pourcentage de la variance totale représenté par les composantes principales 1 et 2.* 19
- Figure 2.9 :** *Décomposition de l'hydrogramme de la source en quatre états hydrauliques.* 21
- Figure 2.10 :** *Débits de l'Areuse et dates d'échantillonnage.* 21
- Figure 2.11 :** *Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux*

- graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à l'Areuse.* 22
- Figure 2.12 :** *Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à la Venoge.* 23
- Figure 2.13 :** *Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation à la Cascade.* 24
- Figure 2.14 :** *Débits d'échantillonnage chimique classés selon l'état hydraulique de la source (Figure a) ; Plan factoriel formé par les composantes principales 1 et 2 (Figure b). La comparaison entre les deux graphiques montre la corrélation existant entre l'état hydraulique du système et la minéralisation au Sandli.* 26
- Figure 3.1 :** *La concentration à la sortie du conduit karstique est fonction du rapport entre le flux massique du calcaire dissous et le flux volumique.* 31
- Figure 3.2 :** *Le paramètre (α) est fonction de l'importance relative des processus de dissolution et de dilution. Si la dissolution est plus importante que la dilution, α sera négatif (pente positive). Une augmentation du débit entraînera une croissance de la concentration et inversement (Figure a). Si la dissolution est moins importante que la dilution, α sera positif (pente négative). Une augmentation du débit entraînera une décroissance de la concentration (Figure b) et inversement.* 32
- Figure 3.3 :** *(a) Pourcentages des éléments chimiques majeurs dans les eaux de l'Areuse. L'échantillon est pris en conditions de basse eaux. (b) Corrélation linéaire entre le TDS et la teneur en Calcium.* 33
- Figure 3.4 :** *Phase CBRF à l'Areuse de 12.3.79 à 22.3.79. La valeur du paramètre α calculée à partir des données de TSD est presque la même que celle calculée à partir des données de concentration en calcium.* 33
- Figure 3.5 :** *Concentrations et débits pendant un cycle de crue/récession à la source de l'Areuse reportés dans un repère logarithmique (en bas) les mesure s'alignent sur une droite.* 34
- Figure 3.6 :** *L'onde de pression provoquée par l'arrivée des eaux de pluie dans la zone saturée occasionne une augmentation rapide du débit et l'expulsion de l'eau stockée antérieurement dans le système.* 35
- Figure 3.7 :** *Deux phases hydrauliques différentes caractérisent le cycle de crue/récession : La phase (PF), et la phase (CBRF). Ces phases, correspondant à deux comportements distincts du système, peuvent être mises en évidence au moyen d'un repère logarithmique. La gradation de la couleur grise a simplement une fonction illustratrice montrant la croissance ou la décroissance de la concentration à la source en fonction des variations du débit.* 37

- Figure 3.8 :** *Deux cycles de crue/récession à l'Areuse. Sur le repère logarithmique on peut distinguer deux phases (PF) et trois phases "CBRF"* 39
- Figure 3.9 :** *Pourcentages des éléments chimiques majeurs dans les eaux de six sources. Les échantillons sont pris en conditions de basses eaux.* 40
- Figure 3.10 :** *Les phases "CBRF" de trois sources karstiques (Areuse, Venoge, Cascade) et d'une source molassique (Les Haches) sont reportées dans les repères logarithmiques.* 41
- Figure 3.11 :** *Gamme de variation des paramètres α de sept sources.* 42
- Figure 4.1 :** *Lois cinétiques de la dissolution de la calcite. En ligne continue les deux lois (du 1er et du 4ème ordre) tirées de DREYBRODT (1990). L'utilisation de ces deux lois pour la simulation de la dissolution de la calcite entraîne un changement abrupt lorsque la concentration de la solution est égale à 0.9 Cs (Cs concentration de saturation). En ligne pointillée : la loi cinétique proposée simulant une variation continue (sans changement abrupt) du taux de dissolution en fonction de l'écart entre la concentration de la solution et l'état d'équilibre (pour plus de détails voir le texte).* 50
- Figure 4.2 :** *Schéma du modèle physique simulé par le modèle déterministe.* 54
- Figure 4.3 :** *Simulation de la variation de la vitesse de la dissolution de la calcite sur la paroi d'un conduit circulaire en fonction de la distance parcourue par l'eau. Dans le graphique, les changements de diamètre du conduit ont uniquement une fonction d'illustration. Ils indiquent les changements d'échelle utilisés par la représentation de ce conduit.* 56
- Figure 4.4 :** *Le paramètre α diminue pour des conduits de longueur croissante.* 58
- Figure 4.5 :** *Le paramètre α diminue pour des conduits plus étroits.* 60
- Figure 4.6 :** *Schéma du modèle physique du 3ème scénario simulé par le modèle déterministe.* 60
- Figure 4.7 :** *Le paramètre $|\alpha|$ diminue lorsqu'on considère des réseaux avec un rapport volume/surface "RVS" plus petit.* 61
- Figure 4.8 :** *Pour la même configuration géométrique, le paramètre " α " ne change pas lors d'une variation de la concentration de saturation.* 62
- Figure 4.9 :** *Si on considère un exposant du nombre de Reynolds supérieur à 1, la concentration en calcite augmente ensemble au débit.* 63
- Figure 4.10 :** *Corrélations expérimentales entre le nombre de Sherwood (NSh), celui de Reynold (NRe) et celui de Shmidt (NSc). (SKELLAND 1975).* 63
- Figure 4.11 :** *Relation linéaire entre le paramètre " α " et le rapport RVS/PME.* 64
- Figure 5.1 :** *Le paramètre " α " est une fonction linéaire du rapport RVS/PME. ("RVS" rapport volume surface du réseau de conduits et "PME" parcours moyen de l'eau dans le réseau). "RVS" et "PME" sont deux dimensions spatiales du réseau noyé.* 68
- Figure 5.2 :** *Estimation de "RVS" (rapport volume surface du réseau noyé) pour cinq systèmes karstiques en fonction de la valeur moyenne de " α " et du "PME" (parcours moyen estimé de l'eau dans le réseau noyé).* 70

- Figure 5.3 :** *Réponse hydraulique karstique au Montant, à l'Areuse, à la Cascade et à la Venoge. Réponse hydraulique non karstique au Sandli.* 72
- Figure 6.1 :** *Les variations du Tac sont opposées à celles du débit. Le Tac augmente lorsque le débit diminue et inversement. Les valeurs du Tac et du débit sont des moyennes journalières.* 77
- Figure 6.2 :** *(a) Distribution des valeurs du Tac en fonction du débit pendant les cycles hydrologiques 77/78 et 78/79. (b) Valeurs moyennes du Tac pour chaque classe de débit. (c) Valeurs moyennes du Tac pour chaque classe de débit reportées dans un repère logarithmique et permettant de calculer les paramètres "A" et "α".* 78
- Figure 6.3 :** *Chroniques Tac observé, simulé $f(Q)$ et résiduel; Les résidus présentent des variations saisonnières* 79
- Figure 6.4 :** *(a) variations du Tac relatives à quelques phases "CBRF" du cycle hydrologique 77/78. (b) valeurs de Tac/débit dans le repère logarithmique. Les R2 des droites ajustées sont tous supérieurs de 0.9. La différence d'inclinaison entre la pente maximales et celle minimales des droites de la figure (b) est de 3°.* 81
- Figure 6.5 :** *Chronique de l'erreur d'estimation (A_{er}) produit par la première simulation. Détermination de la tendance saisonnière du paramètre ($A(t)$) par moyenne mobile.* 82
- Figure 6.6 :** *(a) Chroniques du Tac mesuré, du Tac simulé en fonction du débit et des variations saisonnières de $A(t)$. (b) Les résidus sont aléatoires.* 83
- Figure 6.7 :** *La présence des mêmes périodicités dans le spectre du Tac observé et simulé confirment la relation fonctionnelle entre la réponse chimique et l'état hydraulique du système.* 84
- Figure 7.1 :** *Courbe de récession typique (décrue + tarissement du 05/07/90 au 22/09/90) de la Milandrine amont et ajustement selon trois méthodes différents. A gauche : ajustement selon trois fonction exponentielles, en haut à droite : selon une fonction hyperbolique; en bas à droite : ajustement selon une fonction homographique et une exponentielle.* 89
- Figure 7.2 :** *Madèle de Mangin (1975).* 93
- Figure 7.3 :** *Classification des systèmes karstiques selon Mangin (1975). Selon la courbe de récession considérée, le système de la Milandrine amont entre dans la classe II ou III. Le paramètre i dépend fortement de la forme des pluies qui ont généré la crue. Cette classification ne dépend donc pas seulement du système aquifère.* 95
- Figure 7.4 :** *Courbe des débits classés cumulés de la source du Saivu (en haut) et de la Milandrine amont (en bas). Au Saivu, la forte rupture de pente visible vers 75 l/s traduit l'existence d'un trop-plein : La Bâme. A la Milandrine amont, la rupture de pente visible vers 220 l/s traduit probablement l'existence d'une zone de stockage à porosité élevée qui accumule les eaux à partir de ce débit.* 97
- Figure 8.1 :** *Pluies brutes et débits pendant trois cycles hydrologique à la Milandrine amont.* 104

LISTE DES FIGURES	133
Figure 8.2 : <i>Pluies efficaces et débits pendant trois cycles hydrologique à la Milandrine amont.</i>	105
Figure 8.3 : <i>Corrélogrammes simples du débit pour les trois cycles hydrologiques. La fonction d'autocorrélation décroît plus au moins rapidement selon le cycle hydrologique considéré.</i>	106
Figure 8.4 : <i>Fonctions mathématiques de différentes fréquences (en haut) et corrélogrammes correspondant (en bas). La décroissance de la fonction d'autocorrélation est d'autant plus rapide que la période de la série est courte au que la fréquence est grande (GRASSO ET JEANNIN 1994).</i>	107
Figure 8.5 : <i>Spectres simples du débit pour les trois cycles hydrologiques. D'un cycle hydrologique à l'autre, les variations du "temps de régulation" du système sont importantes.</i>	108
Figure 8.6 : <i>Spectre simple des pluies brutes (a), des pluies efficaces (b) et des pertes par évapotranspiration (c). Les chroniques des pluies mantrent un comportement aléatoire, tandis que la série de l'évapotranspiration présente une périodicité annuelle (Pic de la fonction de densité spectrale pour une fréquence de 0.003 1/j).</i>	108
Figure 8.7 : <i>Corrélogrammes croisés pluie brute/débit (A) et pluie efficace/débit (B). L'image de la "fonction impulsionnelle" varie d'un cycle hydrologique à l'autre en fonction de la distribution dans le temps des précipitations.</i>	110
Figure 8.8 : <i>Fonction d'amplitude croisée : (A) pluie brute / débit et (B) pluie efficace / débit. L'allure de la fonction d'amplitude croisée varie selon le cycle hydrologique considéré.</i>	111
Figure 8.9 : <i>Calcul du retard moyen pour des périodes supérieures à 5j (fréquence < 0.2). (A) cycle 90/91, (B) (cycle 91/92) et (C) cycle 92/93.</i>	112
Figure 8.10 : <i>Fonction de cohérence (cycle 91/92) : (A) P_b/Q et (B) P_e/Q. La cohérence entre pluie efficace et débit est meilleure que celle entre pluie brute et débit.</i>	113
Figure 8.11 : <i>Fonction de cohérence du couple de séries pluie efficace / débit : (A) (cycle 91/92) et (B) cycle 92/93.</i>	114
Figure 8.12 : <i>Fonction de gain : (A) P_b/Q et (B) P_e/Q.</i>	115
Figure 8.13 : <i>Bilans cumulés partiels. Les pertes par évapotranspiration sont du même ordre de grandeur que les infiltration efficaces (JEANNIN & GRASSO 1995).</i>	115

Liste des tableaux

Tableau 3.1 : <i>Coordonnées des sources étudiées.</i>	40
Tableau 5.1 : <i>Paramètres "α" et "PME" de cinq sources karstiques.</i>	70
Tableau 5.2 : <i>Gamme de variation du paramètre RVS estimé de cinq sources karstiques.</i>	71
Tableau 7.1 : <i>Coefficients de tarissement de quelques courbes de récession à la Milandrine amont. Le dernier coefficient est presque le même pour toutes les courbes de récession.</i>	88
Tableau 7.2 : <i>Réserves écoulables calculées pour quelques courbes de tarissement de la Milandrine amont. Les réserves sont comprises entre 600'000 et 900'000 m³.</i>	90
Tableau 7.3 : <i>Réserves calculées pour le système Bâme-Saivu. Les réserves calculées à partir du débit mesuré sont plus faibles que celles de la Milandrine amont. Seules les réserves calculées en tenant compte des pertes de la rivière souterraine entre l'amont et les exutoire Bâme-Saivu donnent un résultat cohérent avec les réserves mesurées à la Milandrine amont.</i>	91
Tableau 7.4 : <i>Paramètres des fonctions hyperboliques ajustées à quelques courbes de récession de la Milandrine amont. Cette méthode permet un très bon ajustement des courbes de récession.</i>	92
Tableau 7.5 : <i>Paramètres des fonctions homographiques et exponentielles ajustées aux courbes de récession de la Milandrine amont. Les réserves écoulables calculées par cette méthode sont très proches de celles calculées par la décomposition en trois fonctions exponentielles.</i>	93
Tableau 7.6 : <i>Paramètres "K" et "i" utilisés dans la classification de Mangin. Le paramètre "K" (pouvoir régulateur de l'aquifère) varie peu contrairement au paramètre "i" (paramètre infiltration). La forte variabilité de ce dernier paramètre rend la classification difficile.</i>	94