



HAL
open science

Incidence des bétoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles.

S. El Janyani

► To cite this version:

S. El Janyani. Incidence des bétoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles.. Interfaces continentales, environnement. Université de Rouen, 2013. Français. NNT : . tel-00920267

HAL Id: tel-00920267

<https://theses.hal.science/tel-00920267v1>

Submitted on 18 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Rouen – UFR des Sciences et Techniques
UMR –CNRS 6143

THESE DE DOCTORAT

Pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences

Discipline : Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Spécialité: Hydrogéologie

**Incidence des bétoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux
de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de
l'aquifère de la craie**

Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes
échelles spatio-temporelles.

Par
Sanae El Janyani

Soutenue le 14 mars 2013 devant la commission d'examen composée de :

Jacques Mudry	Professeur, Université de Franche-Comté	Rapporteur
Moumtaz Razack	Professeur, Université de Poitiers	Rapporteur
Hervé Jourde	HDR, Université de Montpellier	Examineur
Jean-Paul Dupont	Professeur, Université de Rouen	Directeur de thèse
Nathalie Dörfliger	HDR, Chef de département D3E, BRGM	Codirectrice de thèse
Nicolas Massei	Professeur, Université de Rouen	Codirecteur de thèse

Avant propos :

Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire de Géologie UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière. Elle s'inscrit dans l'axe de recherche « Dynamique des surfaces continentales » et a été encadrée par Jean-Paul Dupont, Nicolas Massei et Nathalie Dörfliger. Ce travail a été co-financé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et par la région Haute-Normandie.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	VI
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX	XII
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE 1 : LES AQUIFERES KARSTIQUES, PROBLEMATIQUE ET ENJEUX	8
I. Etat de connaissances des aquifères karstiques	9
I.1. Les milieux karstiques	9
I.1.1. Le karst.....	9
I.1.2. La karstification	10
I.1.3. Les aquifères karstiques	11
I.1.3.1. Caractéristiques générales : Description.....	11
I.1.3.2. Structure et fonctionnement.....	11
I.1.3.3. Modalités d’infiltration.....	14
I.1.3.4. Méthodes et classification	16
I.1.4. Géomorphologie des aquifères karstiques.....	18
I.2. Le karst dans la craie.....	21
I.2.1. Caractéristiques physiques de la craie	21
II. Le karst de la craie de la région Haute-Normandie	22
II.1. Mise en place des systèmes karstiques régionaux	23
II.1.1. Le karst d’introduction.....	24
II.1.1.1. Bétaires	25
II.1.2. Le karst de restitution.....	26
II.1.3. Le karst d’introduction et le karst de restitution deux ensembles dynamiques différents	27
II.2. Problématique et enjeux associés	27
II.2.1. Le risque sanitaire des bétaires	27
II.2.1.1. Les transports karstiques et la turbidité.....	27
II.2.2. Le risque géotechnique des dolines ou bétaires	28
CHAPITRE 2 : CADRE PHYSIQUE ET METHODOLOGIE.....	30
I. Contexte général de l’étude	31
I.1. Contexte géomorphologique	31
I.2. Contexte climatique	32
I.3. Occupation des sols en Haute-Normandie	33
I.4. Contexte géologique Haut Normand.....	34
I.4.1. La craie.....	35
I.4.2. Formations superficielles	37
I.5. Contexte structural	41
I.6. Contexte hydrogéologique régional	43
I.6.1. L’aquifère de la craie	43
I.6.2. La géométrie de l’aquifère	44
I.6.3. Les autres nappes	45
II. Méthodologie d’étude	46
II.1. Données disponibles	46

II.1.1. Base de données bétoires	46
II.1.2. Données piézométriques et climatiques	48
II.1.3. Suivis de terrain	51
II.2. Méthodes d'investigation.....	53
II.2.1. Analyses statistiques	53
II.2.1.1. Analyses de séries temporelles.....	53
II.2.2. Analyse des données spatiales	60
II.2.2.1. Système d'information géographique (SIG)	61
II.2.2.2. L'indice topographique de beven-kirkby	62
II.2.3. Outils de modélisation	63

CHAPITRE 3 : LES MODALITES DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE L'AQUIFERE SUPERFICIEL DES PLATEAUX CRAYEUX KARSTIFIES 66

I. L'importance du contexte régional sur les bétoires et le développement des réseaux karstiques 67

II. Rôle des formations superficielles dans les processus de recharge de l'aquifère de la craie 69

II.1. Fonctionnement hydrologique du karst d'introduction	69
II.2. Hydrological role of regolith cover in the vicinity of a sinkhole towards the chalk aquifer of Western Paris Basin.....	71

III. Zones préférentielles au développement des bétoires..... 87

III.1. L'organisation spatiale des zones d'introduction karstique: les bétoires	87
III.2. Liens entre la répartition des bétoires et des épaisseurs de formations superficielles	88
III.3. L'indice de Beven Kirkby appliqué sur la région Haute-Normandie.....	89
III.4. Impact de la répartition spatiale de l'IBK sur la distribution des bétoires	91

CHAPITRE 4 : LES MODALITES DE LA RECHARGE ET DES ECOULEMENTS DANS L'AQUIFERE DE LA CRAIE 93

I. Impact du forçage climatique sur la recharge de l'aquifère 95

I.1. Variabilités temporelle et spatiale du signal climatique d'entré la pluie	96
I.1.1. Variabilité temporelle.....	96
I.1.2. Variabilité spatiale.....	98
I.1.3. Réactivité des piézomètres étudiés au signal pluie.....	100
I.2. Etude de la signature climatique "NAO" dans les piézomètres de la Haute-Normandie et son influence sur le stock d'eau disponible.....	104
I.2.1. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes de la NAO et les précipitations brutes.....	105
I.2.2. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes des pluies corrigées et les réponses piézométriques	106
I.2.3. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes de la NAO et des réponses piézométriques.....	108

II. Variabilité spatiale des réponses piézométriques dans l'aquifère de la craie 109

III. Le (s) rôle (s) des écoulements dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants..... 126

IV. Variabilité spatiale de la géochimie de l'aquifère crayeux et implications sur la vulnérabilité de la nappe 145

IV.1. La géochimie de l'aquifère de la craie	145
IV.2. Preuve de l'influence de l'hétérogénéité locale et régionale dans l'aquifère de la craie en se basant sur des analyses de nitrates	145

CHAPITRE 5 : TESTS DE MODELISATION DE L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIFIE DE LA HAUTE-NORMANDIE..... 162

I. Généralités 163

I.1. La modélisation hydrologique.....	163
--	-----

I.2. La typologie des modèles.....	163
I.3. Modélisation des écoulements dans un milieu karstique	165
II. Résultats de modélisation globale par GARDENIA et de modélisation distribuée par MARTHE	167
SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	185
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	195

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (d'après Smart et Friedrich, 1986 in Jeannin, 1996)	12
Figure 1.2 : Schéma fonctionnel du système karstique (Bakalowicz, 1979).....	14
Figure 1.3 : Les deux types de systèmes karstiques: unaire et binaire (Marsaud, 1996).....	15
Figure 1.4: Les différentes configurations d'infiltration du karst (Goldscheider, 2004)	16
Figure 1.5 : Bloc diagramme représentant un paysage karstique en surface et le milieu karstique souterrain (Bakalowicz, 1999).....	19
Figure 1.6 : La classification des dolines d'après Lowe et Waltham, 2002	20
Figure 1.7: Schéma simplifié d'une béttoire connectée à la source karstique	26
Figure 1.8: Exemple de turbidité observée au niveau de la source de Bourdainville en octobre 2000; la turbidité a atteint la valeur maximale de 2950 NTU (Dussart-Baptista, 2003).....	28
Figure 1.9: Exemple de risque d'effondrement d'une béttoire au niveau d'une route à Saint Jouin de Bruneval, observations BRGM du 06/11/2009	29
Figure 2.1 : Carte de localisation de la région Haute-Normandie (Système de projection : Lambert II étendu) ..	31
Figure 2.2: Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la Région Haute-Normandie. a) MNT ; b) Répartition des altitudes par tranches de 50m. (Système de projection : Lambert II étendu, données fournies par l'IGN) .	32
Figure 2.3 : Carte des pluviométries annuelles du bassin versant Seine Normandie (données Météo France).....	33
Figure 2.4: Utilisation des sols en Haute-Normandie (Corine land cover). Source BRGM (Système de projection: Lambert II étendu).....	34
Figure 2.5 : Coupe schématique des trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de l'Ouest du bassin de Paris (Quesnel et al., 1996; Laignel, 2003; Laignel et al., 2004) (Quesnel et al., 1996; Laignel, 2003 ; Laignel et al., 2004).....	35
Figure 2.6: Carte du substrat de l'Ouest du Bassin de Paris, d'après Quesnel, 1997 (système de projection : Lambert II étendu).....	36
Figure 2.7 : Carte de répartition des épaisseurs d'argiles à silex dans la région Haute-Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu).....	39
Figure 2.8 : Carte d'épaisseur des loess (système de projection : Lambert II étendu).....	40
Figure 2.9: Schéma structural de la région Haute-Normandie superposé au MNT d'après (Cavelier et Kuntz 1974) complétée par (Wazi 1988) pour l'Eure et (Hauchard et al. 2002) pour la Seine Maritime. in Slimani 2009	42
Figure 2.10: Niveau piézométrique moyen (données de sondages géophysiques obtenues par le BRGM) (Système de projection: Lambert II étendu)	44
Figure 2.11 : Carte de puissance de la nappe en moyennes eaux à partir des données du BRGM de niveau piézométrique et du mur de la craie (système de projection: Lambert II étendu).....	45
Figure 2.12: Carte de répartition des béttoires dans la région Haute-Normandie avec le Modèle Numérique de Terrain- Etat de la bancarisation au terme de l'Année 4 (béttoires classées par type de perte).....	47
Figure 2.13: distribution des indices de béttoires dans la région Haute-Normandie	48

Tables des illustrations

Figure 2.14: Localisation des piézomètres étudiés et des pluviomètres de la région Haute-Normandie. (Système de projection : Lambert II étendu).....	49
Figure 2.15: localisation des différents puits de prélèvements.....	52
Figure 2.16: Exemple d'intercorrélogramme entre deux piézomètres dans la région Haute-Normandie. La réponse impulsionnelle est de 90 jours, le coefficient de corrélation est de 0.3	55
Figure 2.17 : Séries chronologiques artificielles constituées de trois harmoniques et spectre correspondant (Grasso et Jeannin, 1994)	56
Figure 2.18 : Calcul de la bande passante (Slimani et al., 2009).....	57
Figure 2.19 : Exemple de spectre en ondelettes par cohérence (a) et par phase (b) obtenus entre les signaux de la pluie à la station de Boos et le signal climatique NAO	60
Figure 2.20: Schéma d'un maillage régulier d'un MNT.	61
Figure 2.21 : exemple de modèle de drainage multi-directionnel (d'après Arousseau et Squivadent, 1995)	62
Figure 2.22: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Thiery, 2004).	64
Figure 2.23: exemple de sous-maillage gigogne au voisinage du puits de pompage (Thiery, 2010).....	65
Figure 3.1: La zone de sub-surface concernée, englobant les bétoires et les formations superficielles	67
Figure 3.2 : Fonctionnement de l'aquifère perche a l'interface craie formations superficielles au niveau du karst de la rivière du Heurt (Lacroix et al., 2000)	70
Figure 3.3: Carte de la répartition spatiale des bétoires dans la région Haute-Normandie	88
Figure 3.4: Confrontation de la répartition spatiale des bétoires et la distribution des formations superficielles (Argiles à silex "a" et loess "b")	89
Figure 3.5: L'indice de beven kirkby réalisé sur la région Haute-Normandie -A- et carte des pentes de la région - B-	90
Figure 3.6: L'indice de Beven Kirkby superposé à la carte des pentes; a) et b) : respectivement agrandissement des zones dans la Seine Maritime et dans l'Eure	91
Figure 3.7: Confrontation entre la répartition spatiale des bétoires et l'indice de Beven Kikby	92
Figure 4.1: Schéma simplifié du compartiment souterrain étudié, englobant la recharge et les écoulements dans l'aquifère de la craie.....	95
Figure 4.2: Régimes mensuels pluviométriques corrigés pour chaque année et le régime pluviométrique moyen corrigé annuel : a) Rouen, b) Dieppe et c) Evreux	97
Figure 4.3: (a) Spectre en ondelettes d'une série de précipitations journalières moyennes du Nord Ouest du bassin parisien (Massei et al., 2007b); (b) Spectre en ondelettes des précipitations dans le bassin versant de l'Austreberthe (Mesquita, 2009)	98
Figure 4.4: Carte des précipitations efficaces moyennes interannuelles (données Météo-France - période 1946-2001 - Fichier AURELHY)	99
Figure 4.5: Les trois zones considérées en prenant en compte la répartition spatiales des pluies efficaces avec la localisation des piézomètres étudiés et des pluviomètres selon les zones	103
Figure 4.6: a) Spectre de cohérence en ondelettes entre la NAO et la pluie à Boos, b) spectre de phase correspondant	106

Tables des illustrations

Figure 4.7: Spectres de cohérence en ondelettes entre les pluies corrigées à Boos et les réponses piezométriques: 1- Blacqueville, 2- Rocquemont, 3- Fontaine-Le-Bourg; Spectres de phase correspondants: 1'- Blacqueville, 2'- Rocquemont, 3'- Fontaine-Le-Bourg.....	108
Figure 4.8: Spectres de cohérence en ondelettes entre la NAO et les réponses piezométriques: 1- Blacqueville, 2- Rocquemont, 3- Fontaine-Le-Bourg; Spectres de phase correspondants: 1'- Blacqueville, 2'- Rocquemont, 3'- Fontaine-Le-Bourg	109

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: Les caractéristiques générales des piézomètres étudiés dans la région Haute-Normandie.....	50
Tableau 2.2 : Caractéristiques générales des puits suivis.....	53
Tableau 4.1: résultats des intercorrélations (temps de décalage et intensité de cotrrélation) entre chaque station pluviométrique considérée et les 40 piezomètres étudiés au pas de temps mensuel.....	102
Tableau 4.2: Récapitulatif des résultats du test Kruskal-Wallis.....	103
Tableau 4.3: Récapitulatif des résultats de test Kruskal-Wallis entre les stations pluviométriques et les piezomètre disponibles dans chaque zone.....	104

INTRODUCTION GENERALE

La maîtrise de l'eau constitue un enjeu majeur pour le développement des sociétés humaines. Son importance pour la vie ainsi que les écosystèmes ne sont plus à démontrer. En outre, l'accessibilité à l'eau potable est l'un des objectifs majeurs des projets de développement à travers le monde pour les années à venir. En Europe, la gestion de l'eau du point de vue de la qualité n'est pas satisfaisante : 20% de toutes les eaux de surface sont gravement menacées par la pollution. Ces eaux sont facilement accessibles et nécessitent peu d'infrastructures pour leurs exploitations, cependant ce sont des ressources sensibles aux pressions démographiques. C'est pour cela que l'exploitation des eaux est détournée vers les eaux souterraines, moins exposées et globalement de meilleure qualité. Cette ressource fournit environ 65% de l'eau potable en Europe. Cependant, les eaux souterraines sont également impactées par l'impact des pressions anthropiques, en particulier liées à l'activité agricole (nitrates, produits phytosanitaires–pesticides).

Les terrains karstifiables représentent environ 12% de la surface terrestre mondiale, et environ 25% de la population mondiale consomme de l'eau provenant des aquifères karstiques (Ford et Williams, 2007). En Europe, par exemple, un tiers de la surface continentale renferme des aquifères karstiques (Commission européenne, 1995). Ces aquifères contiennent des ressources en eau abondantes et de bonne qualité de manière générale mais des stratégies appropriées sont nécessaires pour protéger et gérer ces ressources, du fait de leurs spécificités (structure et fonctionnement).

Les aquifères karstiques sont des systèmes complexes; ils présentent des caractéristiques hydrogéologiques qui les distinguent des autres aquifères (White, 1988; Bakalowicz, 1995, 2005; Ford et Williams, 2007). Ils se caractérisent par une hétérogénéité spatiale des paramètres hydrauliques rendant leur étude difficile en ayant recours aux approches classiquement utilisées pour les aquifères à porosité. Cette remarquable hétérogénéité est liée à la présence de fractures et de réseaux de drainage souterrain constitués de conduits de taille variable (Aquilina et al., 2006). L'organisation des écoulements souterrains de ces systèmes aquifères karstiques est influencée d'une part par la nature de la recharge (diffuse ou concentrée), le stockage (vadose ou phréatique), le réseau de drainage souterrain et d'autre part par des débits variables aux exutoires (diffus ou concentrés) (Smart et Friederich, 1986; Ford et Williams, 1989; White, 1988; Perrin et al, 2003). L'étude de ces aquifères karstiques peut être effectuée en analysant les réponses des aquifères (Goldscheider and Drew, 2007): par une approche hydrodynamique (Mangin, 1975; Jeannin, 1996), hydrothermique (Andrieux, 1978; Genthon et al, 2005) ou hydrochimique (Shuster and White, 1971; Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). L'utilisation conjointe de différentes techniques, dans le cadre d'une approche multidisciplinaire, fournit une caractérisation plus fiable du fonctionnement hydrogéologique des aquifères carbonatés.

Dans le Bassin Parisien, la craie du Crétacé supérieur est présente sur près de 110000 km², soit sur 20 % du territoire français métropolitain. Avec celle du Bassin de Londres, elle correspond à la plus grande entité carbonatée d'Europe occidentale. En France, cette craie constitue l'un des aquifères majeurs avec ses 11 à 12 milliards de m³/an d'eau. La bonne gestion de cette ressource qui doit rester renouvelable nécessite une connaissance approfondie des caractéristiques de l'aquifère lui-même dans sa globalité, de celles du matériau qui le compose et de tous les paramètres qui influencent les modalités du fonctionnement de l'aquifère et notamment le renouvellement de ses réserves en fonction de forçages du climat, des propriétés d'écoulement, de la géométrie, du relief,....

En Haute-Normandie, l'essentiel de la ressource en eau potable provient de l'exploitation de la nappe de la craie. Dans les secteurs de plateau de Haute-Normandie, le substratum crayeux karstifié est recouvert par des formations superficielles, d'épaisseur variable: sols sur limons et argiles à silex (Laignel et al., 1998, 1999, 2002; Lautridou, 1985) qui correspondent aux altérites de la craie.

Des bassins versants prennent place sur les plateaux crayeux. Ainsi, dans ce contexte de bassins versants de plateau, les eaux de ruissellement s'écoulent vers des points d'engouffrement appelés régionalement bétoires (dolines), directement connectés avec le réseau de fissures et conduits karstiques de la craie. Le transfert rapide dans l'aquifère de la craie par l'intermédiaire de ces points d'introduction connectés à des conduits karstiques se traduit par la restitution d'eaux turbides selon les épisodes pluvieux. Les vitesses de transfert sont élevées (supérieures à 100m/h) de la surface jusqu'aux exutoires et aux forages d'alimentation en eau potable, situés au niveau des vallées. Depuis les années 1970, de nombreuses études ont été réalisées afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement de ces hydrosystèmes karstiques et des causes de la vulnérabilité des ressources en eau de l'aquifère de la craie de Haute-Normandie (Lepiller, 1975; Calba, 1980; Rodet, 1991; Rico, 1990; Feeny, 1993; Nebbache, 1999; Massei, 2001; Dussart-Baptista, 2003; Valdès, 2005; Fournier, 2006; Slimani, 2009; Mesquita, 2009; Mouhri, 2010; Hanin, 2010 et Raux, 2012). Ces études ont montré que la craie est un milieu essentiellement à double perméabilité: une perméabilité de fracture, de l'ordre de 10⁻⁴ à 10⁻⁶ m.s⁻¹, permettant des temps de transfert de l'ordre de quelques mois (Wazi, 1988; Maqsood, 1996) et une perméabilité de conduit qui permet les transferts rapides karstiques qui sont illustrés par les données des nombreux traçages référencées dans une base de données régionale élaborée par le BRGM. La perméabilité de fracture exerce un rôle primordial dans la fonction transmissive de l'aquifère et dans l'organisation des gradients hydrauliques. Selon les connexions actives entre les bétoires et le réseau de drainage souterrain assurant la fonction transmissive, la perméabilité des conduits karstiques peut assurer des vitesses de transfert pouvant atteindre ou dépasser 100m.h⁻¹, soit des perméabilités de l'ordre de 10⁻¹ m.s⁻¹ à 10⁻³ m.s⁻¹. Compte tenu de la taille modeste des conduits karstiques (Rodet, 1992), cette perméabilité n'a qu'un rôle transmissif dans les transferts rapides.

Outre l'enjeu lié à la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine, le soutirage des matériaux des formations superficielles vers les vides du karst d'introduction génère des risques géotechniques vis-à-vis des habitations et ouvrages routiers notamment.

Compte-tenu de ces enjeux, le BRGM a mis en place une banque de données pour inventorier les bétoires. Dans ce type de démarche d'inventaire, la collecte de données est longue et ne peut prétendre être exhaustive.

L'objectif principal de ce travail de thèse est ainsi de comprendre l'influence des paramètres géologiques (lithologie, structure) et géomorphologiques sur la formation des bétoires et des réseaux karstiques ainsi que sur le fonctionnement hydrologique. Il a pour finalité de simuler l'évolution spatiale et temporelle de la piézométrie en prenant en compte la transformation du signal climatique en fonction des caractéristiques du karst d'introduction et du contexte morpho-structural régional. La réalisation de cet objectifs considère deux approches de modélisation :

1- une, à l'échelle régionale pour simuler le comportement hydrologique régional en régime permanent (état piézométrique de 2006) à l'aide d'un modèle distribué maillé et,

2- la seconde, à l'échelle locale, pour affiner le fonctionnement hydrologique de compartiments structuraux en fonction des spécificités locales du système d'introduction.

Des objectifs appliqués sont également associés à savoir, l'établissement d'une cartographie des zones potentielles de développement de bétoires qui pourra servir dans la définition des zones de risque de contamination de la ressource en eau et dans la définition des périmètres de protection notamment. Au delà de la localisation de bétoires au fonctionnement avéré, la notion de zones de vulnérabilité de type bétoire pourra être prise en compte dans la gestion des espaces concernés et de la remédiation qu'elle soit d'ordre hydrologique et/ou de génie civil.

Les travaux récents (Jardani, 2007) et publications de Jardani et al., 2006; Delaroche, 2007; Chafiki, 2007, concernant les processus hydrogéophysiques observés dans l'environnement des bétoires, révèlent que le fonctionnement hydrologique superficiel ne constitue que la partie événementielle visible du bilan hydrologique de l'aquifère crayeux karstifié haut-normand. La contribution hydrologique de l'aquifère superficiel fait l'objet de la thèse en cours de Joël Brown sur un site atelier instrumenté parallèlement à l'exploitation des données climatiques et piézométriques locales.

Par ailleurs, la thèse de Smail Slimani (2009) permet de disposer d'une première synthèse régionale des relations pluie-piézométrie qui intègre la diversité des contextes morpho-structuraux. Dans les secteurs de plateaux crayeux karstifiés, recouverts par une épaisseur conséquente d'argile à silex et de loess, il apparaît que la part événementielle des épisodes pluvieux est filtrée lors de la recharge de l'aquifère. Les travaux du BRGM concernant la géologie de la craie du Bassin de Paris (Lasseur, 2007), les formations d'altération (Laignel et al., 1999, 2002, Quesnel et al., 1996) permettent de disposer d'une part de bonnes informations géologiques en termes de géométrie 3D et, d'autre part, d'une connaissance des processus d'altération des formations de la craie. De plus, le BRGM possède

des outils de modélisation hydrogéologique éprouvés tels que le modèle MARTHE, modèle à différences finies permettant d'intégrer des conduits karstiques (approche double continuum) si nécessaire, en fonction des connaissances de réseaux ou d'analyse statistiques de discontinuités, dans des simulations hydrogéologiques à grande échelle, et de coupler des données climatiques importantes en nombre. Le modèle global GARDENIA (Thiéry, 2003) permet de traiter des séries chronologiques de type précipitations, piézométries et débits, et ainsi de simuler le bilan hydrologique. Ce modèle a été utilisé à différentes échelles (Bassin de la Somme, Bassin de la Seine, Bassin de la Loire).

Les données disponibles dans les bases de données (BSS, base de données d'essais de traçage et de bétoires (en ligne sur le site: <http://sigressn.brgm.fr/spip.php?rubrique59>) constituent un jeu important de données qui a fait l'objet d'une valorisation dans le cadre de ce travail de thèse.

Comme les milieux étudiés sont particulièrement complexes, l'idée ici est d'avoir une vision la plus complète possible des propriétés physiques et hydrauliques du fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie. Le schéma ci-dessous donne une vision schématique de différents aspects abordés dans ce travail.

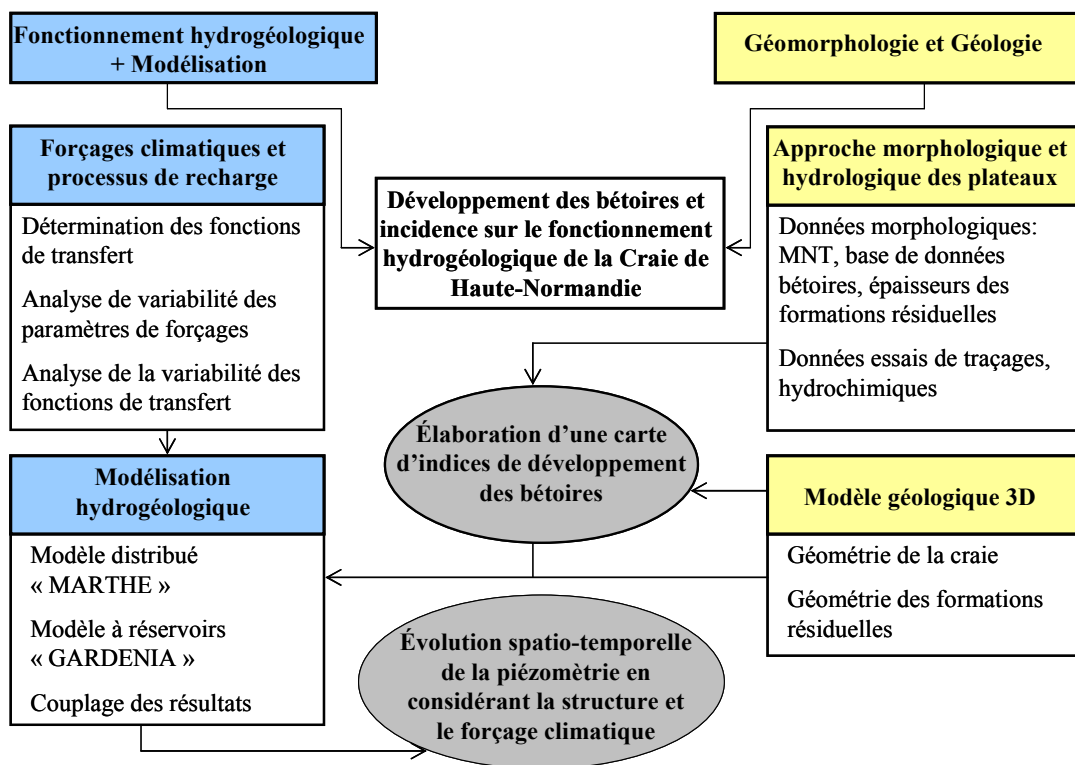


Schéma synthétique de l'approche méthodologique envisagée pour ce travail, incluant tous les objectifs et l'organisation de la thèse

Ce travail s'articulera autour de cinq chapitres, le premier présente, une revue des avancées scientifiques sur les systèmes souterrains et les différentes études réalisées ainsi que les méthodes

utilisées sur d'autres systèmes karstiques, donnant au lecteur un aperçu des caractéristiques et des techniques utilisées pour décrire et étudier les propriétés physiques des aquifères karstiques d'une manière générale et d'identifier les caractéristiques d'un aquifère crayeux qui constitue notre contexte d'étude d'une manière spécifique.

Le deuxième chapitre présente le cadre physique de l'étude, à savoir le contexte régional, les données utilisées et décrit aussi les méthodes appliquées pour l'interprétation des données.

Le troisième chapitre s'intéresse particulièrement au fonctionnement hydrologique de l'aquifère superficiel de la craie des plateaux karstifiés de la Haute-Normandie. Le travail présenté dans ce chapitre vient compléter les résultats des travaux réalisés dans le cadre des thèses de A. Jardani et de J. Brown qui tendent à démontrer que les bétoires actives et les cryptobétoires (bétoires non matures), identifiées par leur fonctionnement hydrologique révélé par les prospections hydrogéophysiques, sont positionnées sur des alignements structuraux au sein des thalwegs situés au sein des impluviums de type plateau ou à proximité immédiate de ces derniers. A partir de cette hypothèse, une analyse spatiale et statistique des informations géoréférencées (thalwegs, failles, linéaments) identifiables sur le modèle numérique de terrain permettra de réaliser une prédétermination de zones ayant une probabilité plus ou moins forte de posséder bétoires et/ou cryptobétoires. Dans ce cadre, une modélisation spatiale des zones sensibles aux développements de bétoires est réalisée en utilisant une méthodologie de prédétermination des zones humides potentielles en têtes de bassins versants à l'échelle régionale (l'indice de Beven-Kirkby). Le deuxième volet de ce chapitre contient un article qui traite le problème du développement des bétoires ou dolines et de l'aquifère perché de transition situé dans les dépôts épikarstiques superficiels de l'aquifère de la craie.

Le quatrième chapitre s'intéresse aux modalités de recharge et des écoulements dans l'aquifère de la craie. Les résultats des travaux réalisés dans le cadre des thèses de D. Valdès (2005) et de S. Slimani (2009) démontrent que le signal climatique est modifié par les modalités de la recharge de l'aquifère de la craie. Le signal climatique de la pluie (pluies journalières corrigées par les données journalières d'ETP de Météo-France) peut-être décomposé en 3 principales bandes de fréquences : les hautes fréquences correspondant aux épisodes pluvieux, les fréquences annuelles du cycle saisonnier des pluies efficaces et les basses fréquences pluri-annuelles. Dans les piézomètres de plateau, le signal hydrologique résulte d'un filtrage de la part événementielle qui est transmise directement, par les conduits karstiques, aux exurgences du karst de restitution dans les vallées. Les ressources en eau, sous les plateaux, enregistrent donc uniquement les variabilités annuelles et pluriannuelles dont les importances relatives dépendent du contexte morpho-structural régional contrôlant la puissance de l'aquifère.

Dans ce contexte, le retard de 1 à 4 mois, enregistré entre la période maximale des pluies efficaces et celle des maxima annuels des niveaux piézométriques, est à rapprocher du fonctionnement du compartiment de recharge. Pour les systèmes karstiques sous couverture, l'épaisseur et la capacité de stockage transitoire de la couverture de limons des plateaux pourraient expliquer l'effet retard dans la recharge de l'aquifère de la craie.

Ces hypothèses de fonctionnement hydrologique restent à confirmer. Les travaux en cours sur le site atelier étudié par J. Brown apporteront uniquement des réponses dans le cadre du contexte local.

L'ambition, dans ce projet de thèse, consiste à définir la variabilité spatiale des fonctions de transfert et des paramètres de forçage associés aux différents compartiments hydrologiques déjà identifiés ou à définir. Ce chapitre est composé de trois articles, le premier traite de l'influence de l'organisation morpho-structurale des plateaux crayeux sur les modalités de recharge de l'aquifère de la craie, Le deuxième traite du rôle des conduits karstiques dans l'ensemble des écoulements de cet aquifère karstique sous couverture, et le troisième traite de l'influence de l'hétérogénéité locale et régionale dans l'aquifère de la craie en se basant sur la variation spatio-temporelle des concentrations en nitrates des eaux souterraines.

Le cinquième chapitre présente les résultats de tests de modélisation hydrologique de l'aquifère de la craie. Les travaux antérieurs ont montré une diversité des comportements piézométriques dans l'espace, correspondant à différentes modulations du signal d'entrée climatique (Thèse S.Slimani, 2009). Ces différences spatiales d'évolution de la piézométrie sur de grandes périodes de temps (au moins 20 ou 30 ans) ont pu être interprétées en termes de capacité d'écoulement au sein de l'aquifère liée à sa géométrie. Il serait donc d'un intérêt particulier de parvenir à des modèles régionaux de piézométrie vérifiant les contraintes données par les points d'observation piézométriques.

Dans un premier temps, la démarche consiste à simuler la piézométrie régionale observée (piézométrie en 2006) à partir d'un modèle physique de type MARTHE. Dans un second temps, le modèle est couplé à une démarche de modélisation plus simple, basée sur un modèle à réservoirs (modèle globale GARDENIA) appliquée sur une entité géologique (Echelle du bassin versant). Les résultats de ce couplage sont discutés, des améliorations du modèle distribué sont proposées en modifiant les paramètres physiques régionaux.

Ce document se termine par une synthèse des résultats obtenus et par une discussion sur le fonctionnement hydrologique global de l'aquifère de la craie du nord-ouest du bassin parisien en cherchant à définir la raison de l'abondance des bétoires et des manifestations karstiques de l'aquifère de la craie de Haute-Normandie par rapport aux résultats et observations réalisées, par d'autres auteurs, sur le fonctionnement de l'aquifère de la craie dans les contextes du Nord du bassin de Paris et du bassin de Londres. Des perspectives en termes de recherche sont également formulées considérant les résultats de ce travail de thèse.

CHAPITRE 1 : LES AQUIFERES KARSTIQUES, PROBLEMATIQUE ET ENJEUX

Ce chapitre a pour objectif d'introduire la problématique de notre étude. Il se compose d'une part, d'une synthèse bibliographique portant sur les systèmes souterrains et les différentes études faites sur ces systèmes et, d'autre part présente le système karstique dans le milieu particulier de la craie, afin d'illustrer les spécificités du modèle hydrologique régional Haut Normand.

Une définition des bétoires est présentée, ces dernières étant une des caractéristiques des plateaux crayeux du karst de Haute-Normandie et le lieu des problèmes majeurs liés à la vulnérabilité des aquifères via le transport rapide des contaminants vers les captages d'alimentation en eau potable sans oublier les problèmes de stabilité des terrains.

I. ETAT DE CONNAISSANCES DES AQUIFERES KARSTIQUES

I.1. Les milieux karstiques

I.1.1. Le karst

Le mot Karst est dérivé des termes «Carso» et «Kras» utilisés par la population slovène pour décrire le paysage de pierres typiques de la région du karst classique (la région autour de Trieste et les montagnes Dinariques de la Slovénie) (Gams, 1993).

Le début des études karstiques peut être fixé à la fin du XIXe siècle, quand un étudiant serbe de Albrecht Penck, Jovan Cvijic, a publié sa thèse de doctorat intitulée «Das Karstphänomen» (Le phénomène du karst), à l'école de la géologie et la géographie de Vienne (Cvijic, 1893). Ce fut le premier travail important sur le karst qui, non seulement décrit les reliefs karstiques du karst classique, mais se réfère aussi à des régions voisines avec des morphologies similaires. Depuis, de nombreux auteurs ont étudié les reliefs karstiques dans de nombreuses zones du monde, d'abord de façon indépendante en Europe et en Amérique du Nord, plus tard de manière conjointe.

Le karst est un système complexe très particulier, fortement hétérogène, sur une grande gamme d'échelles d'observation. Selon Bakalowicz (1979), le karst est un ensemble de formes de surface et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaire, marbre, dolomie, craie) par les eaux souterraines rendues acides par le dioxyde de carbone CO₂.

Le karst est l'objet d'étude de plusieurs disciplines. Il a fait l'objet de descriptions selon différentes approches: géomorphologique (Cvijic, 1925), spéléologique et hydrogéologique.

L'approche géomorphologique, basée essentiellement sur l'étude de paramètres géographiques (climat, latitude) et géomorphologiques permet la description des formes de surface (exokarst). Deux théories tentent d'expliquer la formation de ces objets exokarstiques: la théorie anglo-saxonne basée sur des cycles d'érosion, la théorie française, basée sur une théorie climatique de la karstification (Corbel, 1957). Cependant, cette dernière a été critiquée, d'abord parce qu'elle ne prend pas en compte les phénomènes physiques expliquant la karstogenèse et ensuite parce qu'elle reste éloignée des objectifs de l'hydrogéologie. Les recherches concernant le karst s'orientent ainsi vers une approche plus globale se basant sur les recherches géologiques, hydrogéologiques, pédologiques et spéléologiques (Maire, 1992).

La deuxième approche est spéléologique, elle est basée sur la description des formes souterraines (endokarst); elle a souvent été abordée dans les études du karst (Bakalowicz, 1979), qui est aperçu comme la continuité des écoulements de surface, c'est-à-dire comme un simple agencement de conduits reliant des pertes à des résurgences par l'intermédiaire de rivières souterraines. Cette approche du karst, dont le précurseur est Martel (1905, 1921) ne peut être généralisée, mais peut toutefois fournir de bonnes informations sur la karstification, une fois replacée dans un contexte hydrogéologique global.

La troisième approche quant à elle, est hydrogéologique, elle est basée sur l'évaluation des réserves en eau souterraine des massifs karstiques et l'appréhension de leur mode d'écoulement (Mangin, 1975, 1978); elle considère le milieu karstique dans son ensemble comme un aquifère dont les vides, pénétrables ou non, contiennent de l'eau susceptible d'être utilisée, en particulier pour l'alimentation en eau potable.

I.1.2. La karstification

La karstification est un processus d'altération chimique et d'érosion mécanique (abrasion) qui permet la formation de vides karstiques (grottes, avens, lapiaz...) connectés et hiérarchisés en constituant une unité de drainage karstique au sein de la roche originelle.

Vis-à-vis du problème de la karstification actuelle, Salomon en 1999 a montré qu'il y a des facteurs qualifiés de « passifs » comme la nature lithologique des carbonates, disposition structurale et fracturation, potentiel hydraulique et âge du karst. Donc, il y a l'intervention d'autres facteurs dits « dynamiques », liés essentiellement au climat et à ses variations et, faisant intervenir le principal agent de la karstification : l'eau. Le temps de karstification peut alors s'étirer sur des échelles fort différentes.

Les roches concernées sont celles qui pourront être dissoutes directement par l'eau de pluie et surtout celles qui peuvent être dissoutes par l'eau infiltrée à travers le sol, ce qui, en climat tempéré, regroupe principalement l'ensemble des formations carbonatées (calcaires et dolomies). La solubilité de ces roches carbonatées explique l'évolution superficielle et souterraine du paysage karstique.

Il est admis que c'est le dioxyde de carbone (CO_2) dissous dans l'eau qui est l'agent principal quant à l'attaque chimique des calcaires, même si bien d'autres acides interviennent, fournis par les plantes (acide humique, fulvique, nitrique, etc.) et les éléments issus des sols (Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1997). L'activité biologique au niveau du sol joue aussi un rôle fondamental en augmentant la pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) du milieu ; l'eau infiltrée va alors s'équilibrer avec ce milieu et s'enrichir en CO_2 , ce qui lui confère un caractère acide qui favorise la dissolution des carbonates (système calco-carbonique) (Ford et Williams, 1989). Ces eaux infiltrées sont dites agressives, l'agressivité est liée à sa plus ou moins grande acidité. Une eau dite "agressive" est une eau sous-saturée capable de dissoudre. Le temps d'intervention sur un karst sera donc d'autant plus rapide qu'une eau sera plus acide. Il y a aussi l'oxydation de la matière organique qui produit du CO_2 et favorise d'autant plus la dissolution de la calcite et le développement des réseaux de drainage karstique (Jehl et Rougerie, 1995). Dans le cas d'une perte en rivière qui transporte des quantités plus ou moins importantes de matière organique, le flux d'éléments sera lié au débit de la rivière qui atteint le karst (Palmer, 2003).

La vitesse d'évolution de la karstogenèse est fonction de l'état de sous-saturation de la solution vis-à-vis des minéraux constitutifs de l'aquifère, mais aussi avant tout des flux d'eau entraînant les ions mis en solution.

I.1.3. Les aquifères karstiques

L'eau souterraine est totalement impliquée dans la formation et le fonctionnement d'un karst. Ce n'est que depuis les années 1970 que le karst est reconnu comme un aquifère à part entière, différent des aquifères poreux et des aquifères fissurés classiques.

I.1.3.1. Caractéristiques générales : Description

Les aquifères karstiques présentent des caractéristiques hydrogéologiques qui les distinguent des autres aquifères (White, 1988; Ford et Williams, 2007 ; Bakalowicz, 1995, 2005). La description de ces aquifères repose sur deux modèles : les modèles "globaux" et les modèles déterministes (Jeannin, 1996). Les premiers considèrent l'aquifère comme une "boîte noire" dont on étudie le comportement par des fonctions mathématiques. Ces modèles sont fréquemment appliqués en hydrologie, leur application au karst est due principalement à Mangin (1975). Ces modèles ne font pas intervenir les processus physiques de l'écoulement et du transport, et donnent, par conséquent, peu d'information sur le fonctionnement à l'intérieur de l'aquifère. Ils permettent cependant de décrire les variations temporelles d'un paramètre de façon satisfaisante, et peuvent dans certains cas permettre de classer les aquifères (Mangin 1982, Padilla et Pulido-Bosch 1995, Grasso et Jeannin 1994).

Les modèles déterministes tiennent compte du mécanisme physique de chaque phénomène reconnu dans les aquifères (hydraulique et transport). Les modèles déterministes permettent de tester l'effet sur les réponses de l'aquifère de certaines hypothèses sur sa structure; ils forcent l'hydrogéologue à faire des hypothèses sur la structure tridimensionnelle de l'aquifère (champ des paramètres physiques de l'aquifère et conditions aux limites).

Les deux types d'approche sont complémentaires, les modèles globaux fournissant des indices sur la base desquels des hypothèses sont élaborées, dont on peut ensuite vérifier les effets à l'aide de modèles déterministes.

I.1.3.2. Structure et fonctionnement

Il n'est pas suffisant de constater l'existence de phénomènes karstiques mais il faut aussi et surtout considérer la fonctionnalité karstique de l'aquifère. Cela revient à vérifier l'adéquation entre l'existence d'une structure karstique et son fonctionnement. Dans les aquifères karstiques, structure et fonctionnement sont indissociables.

Les aquifères karstiques appartiennent à la famille des aquifères fracturés. Au sein de ces réservoirs existent des processus d'écoulement complexes qui sont la conséquence directe des contrastes de perméabilité affectant ces milieux hétérogènes (Charmoille, 2005). Les praticiens ont défini une variété de ces processus chacun selon sa discipline et selon les conditions géologiques, hydrologiques et climatiques du site d'étude (Ford et Williams, 1989). La structure interne d'un aquifère karstique se divise en plusieurs entités distinctes, au sein desquelles, l'écoulement est structuré de manière différente. En effet, les réseaux d'écoulement drainent efficacement les eaux en prenant support sur les

discontinuités présentes qui sont elles même fonction de la lithologie, des processus diagénetiques et de l'histoire tectonique du massif considéré. En plus de cette structuration amont-aval, vient s'ajouter une composition verticale d'organisation, on distingue donc trois entités d'écoulement différentes au sein d'un aquifère karstique, depuis la surface vers l'aquifère (Figure 1.1) :

- L'épikarst qui constitue la partie la plus superficielle de l'aquifère karstique, caractérisé par une perméabilité élevée comparé au reste de l'aquifère. C'est la zone de l'alimentation du karst, si on ne prend pas en compte les zones d'infiltration rapide comme les pertes. Elle joue un rôle très important dans les processus de stockage d'eau près de la surface et d'infiltration verticale vers les zones non saturée et noyée (Bakalowicz, 1995). Parfois, une zone drainante peut être observée à sa base (Jeannin, 1992).

- La zone non saturée (ou variablement saturée) est la zone de transfert, où les infiltrations lentes sont en partie collectées par les chenaux qui conduisent déjà les infiltrations rapides. Ce compartiment se caractérise par un écoulement diphasique eau-air, dans un réseau de discontinuités de perméabilité très variable. Elle possède en général des tronçons verticaux (puits) et horizontaux (galeries) au sein d'une matrice plus ou moins fissurée. Elle est le domaine de prédilection des observateurs spéléologues.

- La zone noyée constitue la partie la plus active dans le drainage d'un massif carbonaté. C'est la zone qui contient les réserves principales de l'aquifère. Son étendue en profondeur est variable, elle dépend de la structure géologique du bassin, de la présence ou non d'un horizon imperméable, de la fracturation, de l'histoire de la karstification, de la pente de la nappe - aussi appelée gradient - et de la stabilité du niveau de base.

Ces différentes entités d'écoulement sont le résultat de la variabilité spatiale des champs de perméabilité dans les trois directions de l'espace.

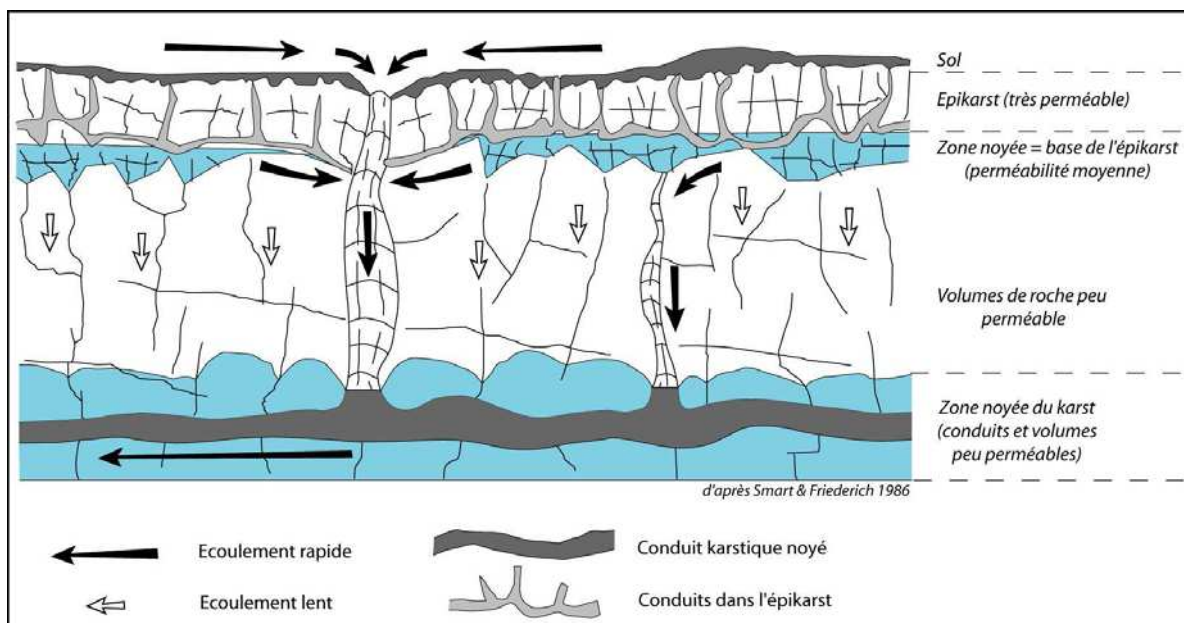


Figure 1.1 : Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (d'après Smart et Friedrich, 1986 in Jeannin, 1996)

Les deux fonctions classiques d'écoulement souterrain dans les aquifères karstiques sont le stockage et le drainage et sont séparées, au moins, dans la zone noyée, et sont assurées par des éléments distincts de la structure :

- Le fonction de drainage est assurée par un réseau de conduits hiérarchisés.
- La fonction de stockage est fournie soit par les parties microfissurées ou poreuses de la roche encaissante (Drogue, 1974 ; Mudry, 1990 ; Kiraly, 1997), soit par des cavités karstiques, parfois de grandes dimensions, connectées au drainage par des zones à fortes pertes de charge (Systèmes Annexes au Drainage, SAD).

Le stockage est réalisé par un ensemble d'entités physiques indépendantes les unes des autres, mais le tout est plus ou moins bien connecté au réseau de conduits. Il en résulte un ensemble hydraulique responsable de très fortes hétérogénéités (Bakalowicz, 1999).

L'aquifère karstique n'est pas d'un type unique. Marsaud (1996) propose trois types d'aquifères karstiques en fonction de l'état de développement de la karstification, depuis le pôle aquifère fissuré jusqu'au pôle aquifère karstique pur :

Type 1 : Systèmes non-fonctionnels à faible ou fort potentiel et à structure peu karstique. Il s'agit des systèmes n'ayant pas assez évolué pour que la structure de drainage ait une influence notable sur l'écoulement. Le milieu peut alors être considéré comme fissuré. Il s'agit des systèmes pour lesquels les vides et les écoulements ne sont pas organisés.

Type 2 : systèmes fonctionnels à fort potentiel et à structure karstique. Il s'agit des systèmes ayant une structure organisée et un fort potentiel hydraulique entraînant l'existence d'un comportement karstique. Il s'agit des systèmes pour lesquels les vides et les écoulements sont bien organisés.

Type 3 : systèmes non fonctionnels à faible potentiel et à structure karstique. Dans ce cas, la structure tend à imposer un écoulement de type karstique, mais les conditions extérieures déterminent un faible potentiel et donc de faibles vitesses d'écoulement. L'écoulement n'est alors plus contrôlé par la structure interne de l'aquifère, mais par les conditions aux limites. Il s'agit des systèmes pour lesquels les vides sont organisés, mais les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation.

La complexité du fonctionnement des aquifères reflète la complexité des champs tridimensionnels des paramètres physiques formant l'aquifère et des conditions aux limites de ce dernier (Jeannin, 1996). Le degré d'évolution karstique de l'aquifère se traduit dans son fonctionnement hydrogéologique.

Bakalowicz en 1979 a proposé un schéma conceptuel général du fonctionnement des systèmes karstiques où préfigurent les différentes boîtes et processus (Figure 1.2).

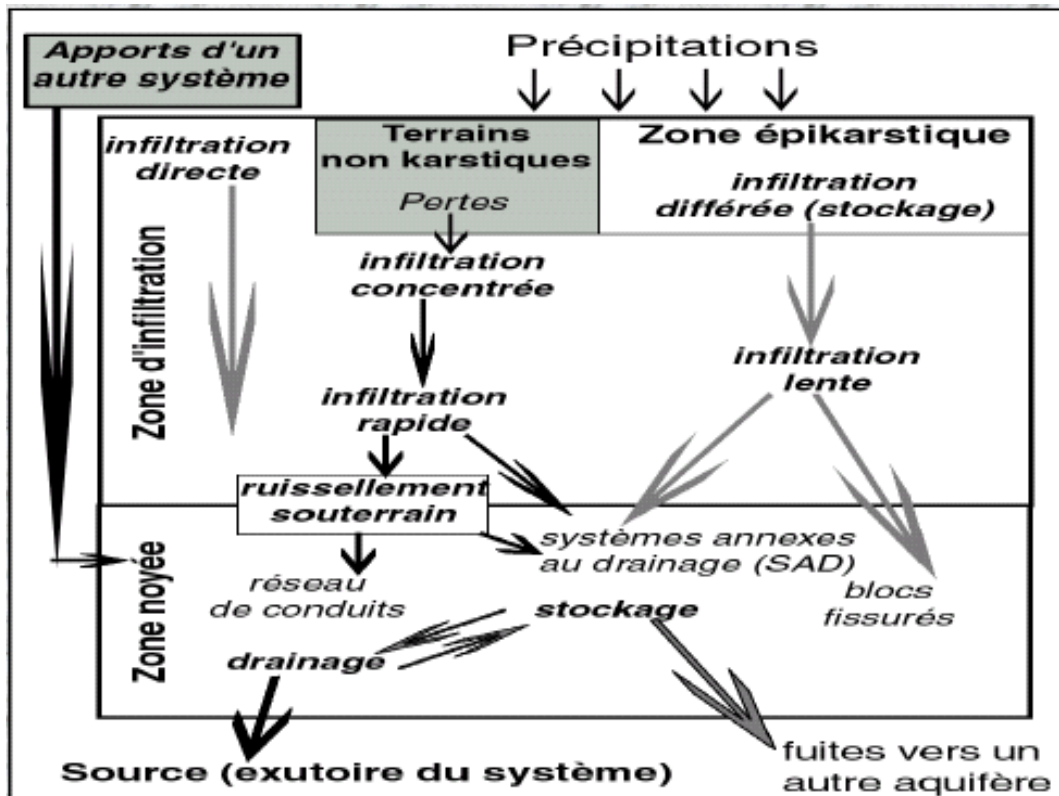


Figure 1.2 : Schéma fonctionnel du système karstique (Bakalowicz, 1979)

1.1.3.3. Modalités d'infiltration

L'aquifère karstique possède des modalités d'infiltration particulières qui n'existent pas dans les autres aquifères. En fonction de la nature de l'impluvium, on distingue les karsts dits unaires et les karsts binaires (Figure 1.3) qui se différencient par le mode d'infiltration de l'eau de surface :

- Les systèmes karstiques unaires dont l'aquifère est uniquement alimenté de manière diffuse, l'ensemble de l'impluvium correspond à la surface de roche perméable affleurante. (Système karstique = aquifère karstique),
- Les systèmes karstiques binaires qui possèdent dans leur bassin versant des terrains non karstiques (formations superficielles) siègent de ruissellement et qui concentrent l'infiltration des eaux en un point (perte). (Système karstique = aquifère karstique + bassin de surface drainé par des pertes).

Le caractère unaire ou binaire des systèmes karstiques conditionne fortement le développement de la karstification et la mise en place des structures karstiques (Plagnes, 1997). En fonction de la configuration de l'aval hydraulique, on distingue aussi les karsts vaclusiens, où la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base, et les karsts jurassiens, où le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire.

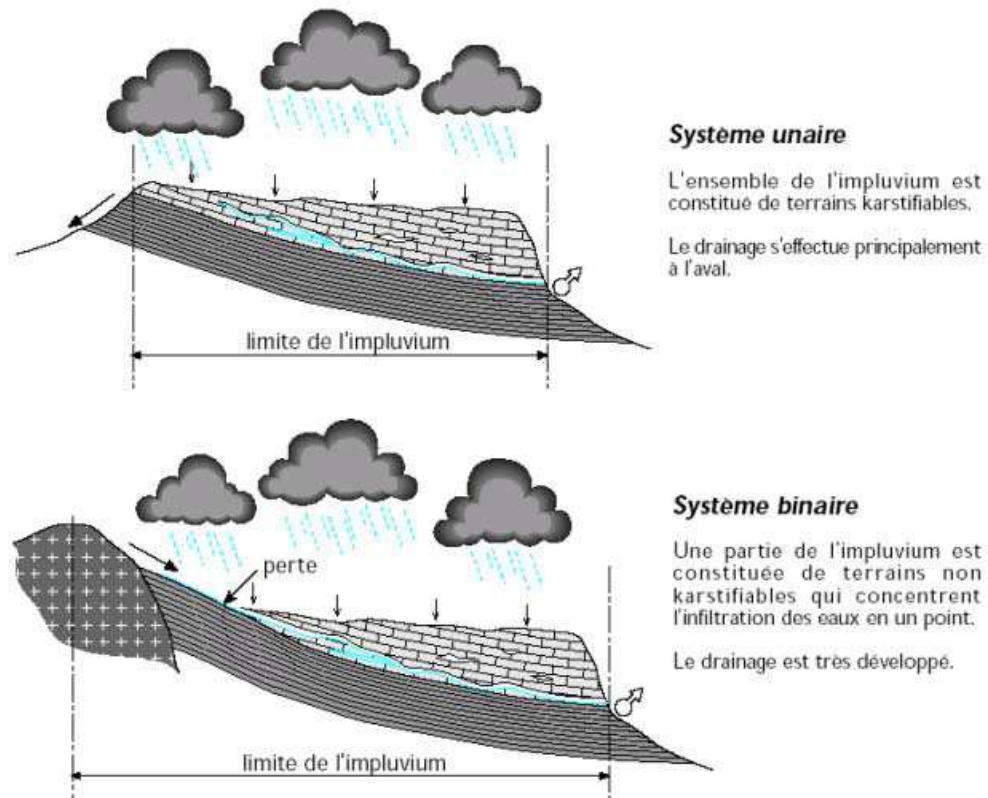


Figure 1.3 : Les deux types de systèmes karstiques: uniaire et binaire (Marsaud, 1996)

En résumé de ce paragraphe, les aquifères karstiques présentent une dualité des processus d'infiltration: infiltration diffuse dans les volumes peu perméables, de la matrice poreuse, du sol, de l'épikarst et une infiltration concentrée au niveau des dolines, des pertes, des lapiez et des parties très perméables de l'épikarst.

Plusieurs types d'infiltrations peuvent être identifiés à la surface d'un même aquifère karstique. La figure 1.4 donne une représentation synthétique des différents types d'infiltrations.

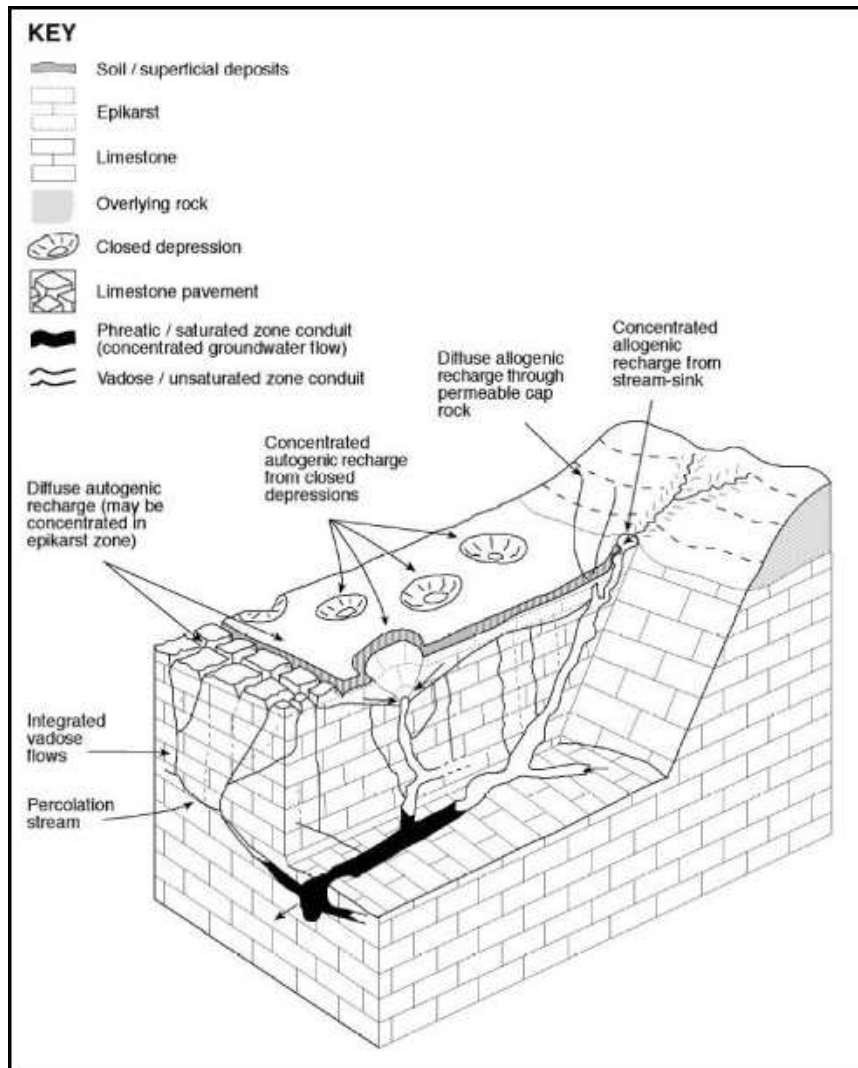


Figure 1.4: Les différentes configurations d'infiltration du karst (Goldscheider, 2004)

1.1.3.4. Méthodes et classification

Les études hydrogéologiques dans les aquifères karstiques peuvent être effectuées en analysant les réponses des aquifères (Goldscheider et Drew, 2007), réponses hydrodynamiques (Mangin, 1975; Jeannin, 1996), hydrothermales (Andrieux, 1978 ; Genthon et al., 2005) ou hydrochimiques (Shuster et White, 1971; Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). L'utilisation conjointe de techniques diverses, dans le cadre d'une approche multidisciplinaire, fournit une caractérisation plus fiable du fonctionnement hydrogéologique des aquifères carbonatés. Ces dernières décennies, de nombreuses études ont été publiées sur l'hydrogéologie karstique en utilisant l'analyse conjointe des différents types susmentionnés de réponses (Andreo et Carrasco, 1999; Grasso et al., 2003; Perrin et al., 2003; Birk et al., 2004; Jeannin et al., 2007).

Plusieurs méthodes utilisent les analyses des hydrogrammes de sources afin d'évaluer les ressources ou réserves en eau, et indirectement de caractériser le rôle du développement de la structure karstique, et ainsi, tirer des informations sur le degré de karstification.

Les méthodes classiques visant à identifier une loi expérimentale dans les hydrogrammes ont été discutées, critiquées et complétées par Mangin (1975) qui a proposé une méthode qui caractérise séparément les conditions d'infiltration et la zone phréatique, et identifie le degré de développement du karst. Cette méthode testée et complétée par Marsaud (1996), malgré qu'elle a été ignorée par certains travaux récents (Grasso et Jeannin, 1994; Bonacci, 1987, 1995) ou même des travaux qui tentent de l'améliorer (Dewandel et al., 2003), elle apparaît la plus appropriée pour identifier la part du karst dans le fonctionnement des aquifères carbonatés, elle a été adoptée dans plusieurs travaux (Soulis, 1991; Samani et Ebrahimi, 1996; Bouchaou et al, 1996; Crochet et Marsaud, 1997; Andreo et al, 2002). D'autres approches récentes tentent de modéliser les hydrogrammes des sources karstiques de différentes manières afin de caractériser la relation entre les propriétés hydrauliques et géométriques de ces aquifères et leur réponse globale, ceci pour faciliter la modélisation de la répartition des écoulements souterrains des systèmes karstiques (Jeannin et Sauter, 1998; Cornaton et Perrochet, 2002; Grasso et al., 2003; Kovacs et al., 2005).

Le fonctionnement hydrodynamique des aquifères carbonatés dépend de : (1) l'état de développement du réseau de conduits karstiques, que ça soit dans la zone d'infiltration ou la zone saturée, (2) de la dualité des infiltrations rapides et lentes, et (3) de la capacité de stockage de la zone saturée. Ces caractéristiques peuvent être identifiées avec des paramètres ou des représentations simples, afin de comparer et choisir les méthodes appropriées pour étudier ces aquifères, et en particulier évaluer les ressources en eaux souterraines et définir les meilleures méthodes pour les exploiter et les gérer.

Plusieurs méthodes ont été proposées pour classer les aquifères karstiques, à partir des informations hydrodynamiques (Mangin, 1975; Smith et Atkinson, 1976; Bakalowicz et Mangin, 1980) et la géochimie de l'eau (Shuster et White, 1971; Smith et Atkinson, 1976; Bakalowicz, 1977). Contrairement aux classifications géomorphologiques à partir de l'analyse des reliefs, ces classifications sont basées uniquement sur des critères de fonctionnement hydrologique.

La méthode de classification proposée par Mangin (1975) et détaillée par Marsaud (1996) est certainement la plus adaptée, car elle est basée sur une caractérisation quantitative de l'infiltration et de stockage dans la zone phréatiques karstique. Cette classification se réfère à deux critères obtenus avec l'analyse des hydrogrammes de crues de sources, c'est à dire l'analyse de la courbe de récession; le premier critère est relatif aux conditions d'infiltration, et le second est relatif à la capacité de stockage de la zone phréatique.

Utilisée depuis de nombreuses années dans les études hydrologiques, en particulier en France et en Espagne, cette classification est renforcée par l'ensemble de ces études.

I.1.4. Géomorphologie des aquifères karstiques

Le paysage karstique caractérise près de 20% des continents et plus d'un quart de la population mondiale vit sur ou à proximité des régions karstiques (Ford et Williams, 2007).

La géomorphologie karstique est un terrain classique interdisciplinaire sur lequel les scientifiques de la terre, hydrologues, géographes, chimistes, biologistes et autres scientifiques peuvent trouver leur chemin vers une meilleure compréhension des processus impliqués. Les études concernant la géomorphologie du karst sont de plus en plus importantes dans les études d'impact environnemental (Veni, 1999) ou dans l'évaluation des perturbations dans les régions karstiques (Van Beynen et Townsend, 2005; De Waele, 2008).

Plusieurs ouvrages ont été dédiés à la géomorphologie karstique, pour avoir un aperçu, on peut citer (Bögli, 1960; Sweeting, 1981; Jennings, 1985; Trudgill, 1985; White, 1988; Ford et Williams, 1989, 2007), les deux encyclopédies récemment publiées (Culver et White, 2004; Gunn, 2004) ou à l'excellent papier de Ford (2006).

Les aquifères karstiques sont caractérisés par des phénomènes géomorphologiques particuliers tels que l'existence de grandes sources localisées, de pertes, l'absence de drainage superficiel, l'existence de dolines, poljés, vallées sèches, lapiés et enfin l'existence d'un réseau karstique mis en évidence par les explorations spéléologiques (Jeannin, 1996).

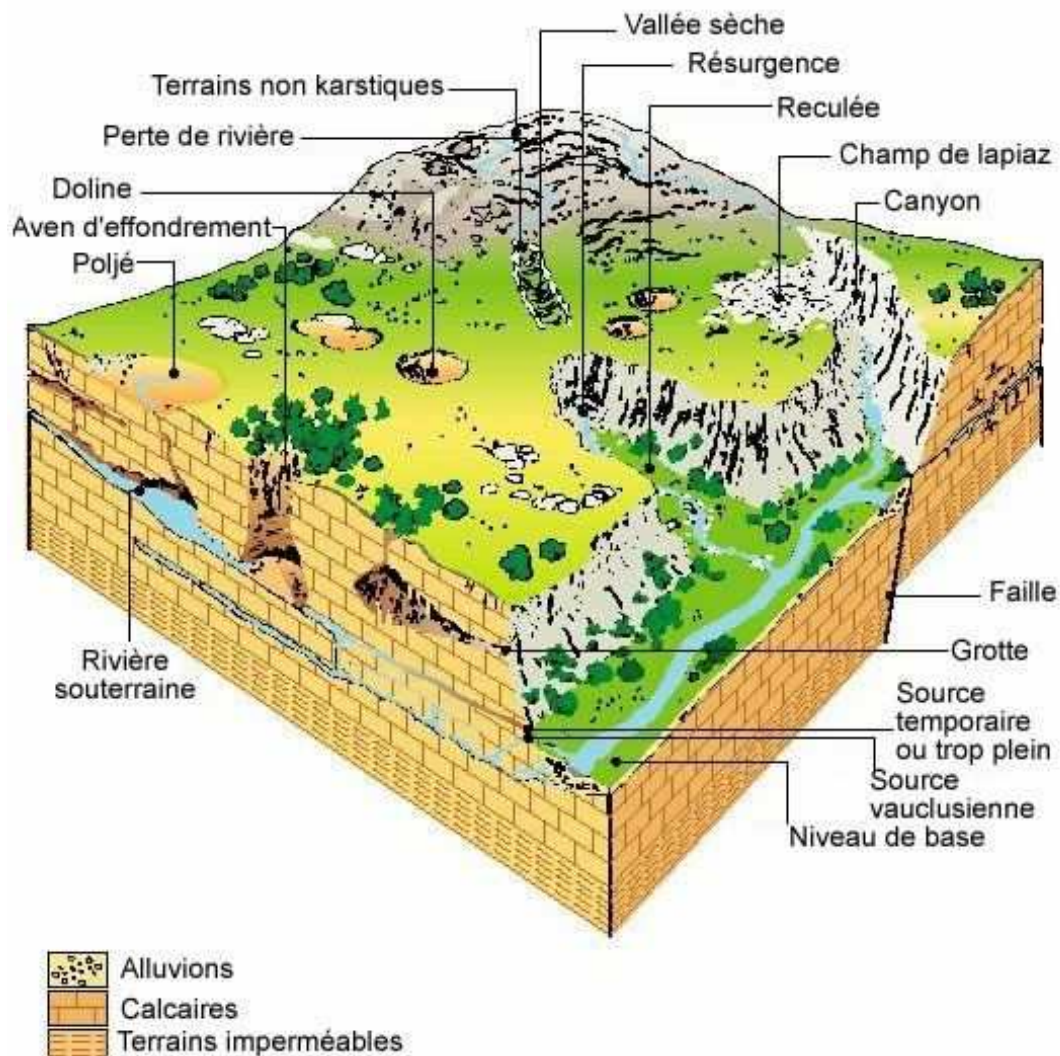


Figure 1.5 : Bloc diagramme représentant un paysage karstique en surface et le milieu karstique souterrain (Bakalowicz, 1999)

Cette morphologie particulière (Figure 1.5) est due à la manière dont sont distribuées les discontinuités affectant le massif carbonaté avant l'action de karstification, mais aussi au gradient hydraulique et plus généralement aux conditions aux limites affectant ce système à un moment donné de son évolution. Par conséquent, suivant l'explication de la distribution des vides et des discontinuités, mais aussi de l'échelle d'étude, de l'échelle temporelle considérée et des conditions climatiques, l'étude des écoulements diffère.

La dissolution de la roche se produit à la surface (affleurement), et en profondeur le long des ruptures souterraines. Les formes en surface et dans le sous-sol sont intégrées dans le système karstique (Waltham et Fookes, 2005), elles définissent cinq larges groupes de dispositifs selon Lowe et Waltham (2002) :

- Les micro- dispositifs de surface : ruisseau, la plupart de temps < 1 m de profondeur, produit par l'usure et la dissolution de la roche qui affleure (Bögli, 1960), y compris grykes, le sol de sub-surface érodé, s'étendant, au niveau de la taille, de 2 à 30 m de haut dans le karst de pinceau (Waltham, 1995) ;
- Les macro-dispositifs de surface : vallée sèche, dolines, poljes, cônes et tours, et toutes les formes de la terre dont l'échelle est kilométrique dans différents types de karst (Ford et Williams, 1989) ;
- Les dispositifs du sous-sol : morphologie complexe de la roche mère avec un relief local qui peut excéder des dizaines de mètres, suite à une dissolution du sol (Klimchouk et al., 2000) ;
- Les dolines : diverses dépressions de la surface, de 1 à 1000 m de diamètre, en relation avec les cavités des roches sous-jacentes (Waltham, 2005). Selon le mécanisme de formation, les dolines sont classées en six types (Figure 1.6) (Lowe et Waltham, 2002) ;
- Les cavernes : cavités typiquement métriques, comme elles peuvent atteindre une dizaine de mètres de diamètre. Formées dans la roche par sa dissolution en laissant un vide qui peut être rempli par les sédiments (Ford et Williams, 1989).

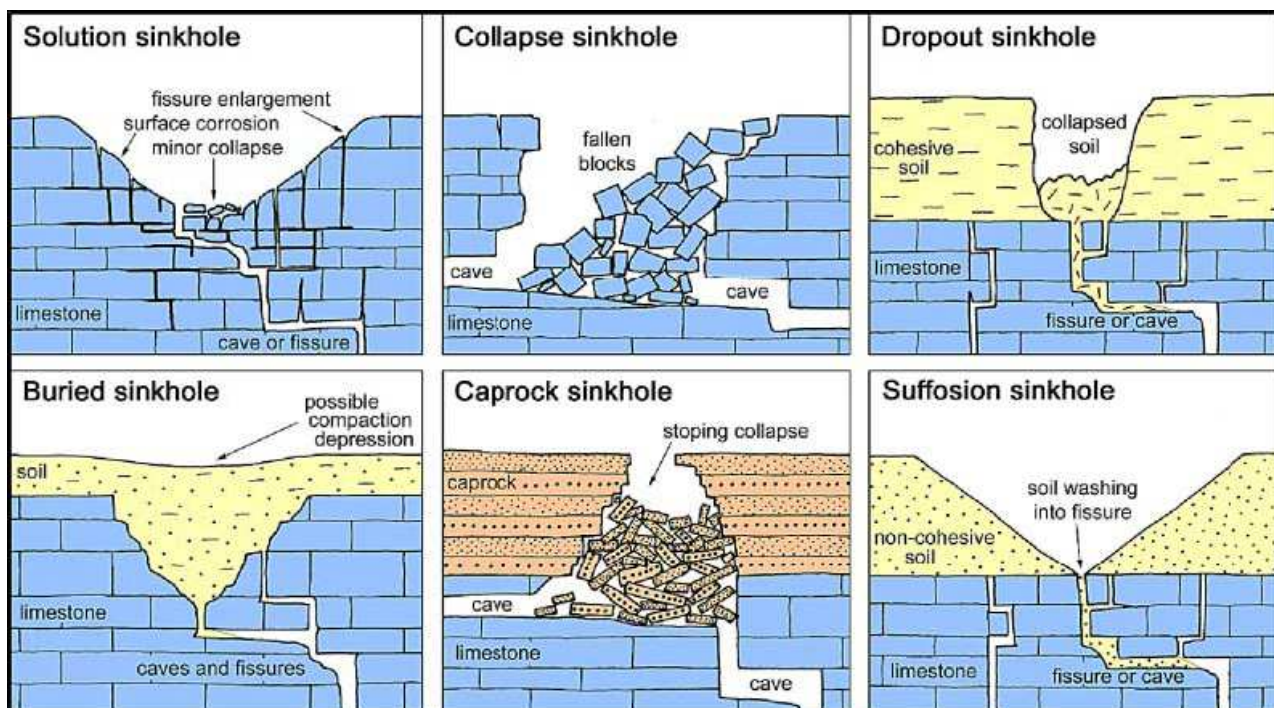


Figure 1.6 : La classification des dolines d'après Lowe et Waltham, 2002

Les études de la morphogenèse du karst paraissent difficiles. Cependant, de nouveaux outils comme la tomographie, et le développement de puissants moyens de calculs numériques laissent entrevoir quelques lueurs dans cette voie de recherche.

I.2. Le karst dans la craie

I.2.1. Caractéristiques physiques de la craie

La craie est une roche sédimentaire carbonatée, formée par l'accumulation de coccolithes, un peu particulière, très pure, composée à plus de 95% de CaCO₃ (Vachier et al., 1979, Vachier et al., 1987). C'est une biomicrite (calcaire à microorganismes et à grains fins), perméable, friable et poreuse.

Elle peut être marneuse lorsque le calcaire et l'argile sont en proportions à peu près égales, glauconieuse, si elle contient de la glauconie, dolomitique (si elle contient des recristallisations de dolomite comme dans la craie de Vernon), à silex, etc.

La craie possède la même solubilité aux acides que les calcaires (12 mg/l). Elle peut donc subir une karstification. Les qualités propres de la craie sont à l'origine toutefois du développement d'un réseau karstique particulier. La craie est en effet une roche à double porosité : la porosité de la matrice et la porosité de fissure.

La matrice poreuse de la craie est caractérisée par une grande porosité, de l'ordre de 30 à 45 % (Juignet, 1974; Maqsood, 1996) et une faible perméabilité de l'ordre de 10⁻⁷ à 10⁻⁹ m/s, ce qui lui permet d'emmagasiner une très grande quantité d'eau. La taille des grains formant la matrice poreuse est comprise entre 1 et 100 µm et le diamètre des pores est en général inférieur à 1 µm (Young et al., 1976 ; Vachier et al., 1979 ; Crampon et al., 1993 ; Price et al., 2000). Par contre, la porosité est un caractère a priori empêchant le développement d'un karst du fait de la circulation lente d'une faible quantité d'eau à travers les pores. La porosité matricielle n'est pas constante avec la profondeur (Edmunds et al., 1973; Mortinore et al., 1990). Toutefois la craie présente également des fissures, ce qui permet de contrecarrer la très faible perméabilité en favorisant les transferts avec une conductivité élevée. Les eaux circulant dans les discontinuités de la craie (joints de stratifications et fractures/diaclases) agrandissent progressivement ces fissures jusqu'à la création d'un réseau de conduits de circulation (le réseau karstique) (Béranger, 2006).

Le réseau de fissures ne représente qu'un volume restreint de la porosité totale de l'ordre de 1 à 2 % (Young et al., 1976 ; Vachier et al., 1987). D'après Gardner et al. (1991), la conductivité hydraulique des fissures est supérieure de deux ordres de grandeur à celle de la matrice poreuse. Dans le bassin d'Artois Picardie, au sein de la nappe de la craie, la porosité de fissures décroît rapidement avec la profondeur, surtout au dessous de 20m de profondeur (Lacherez, 2005). La taille des fissures dépend du degré d'altération de la craie, d'autant plus important que l'on se trouve dans les vallées (Bernard, 1979). La craie constitue une très bonne réserve d'eau, où le temps de séjour de ces eaux peut être très long (Ballif, 1972; Jarvis, 1973; Ballif et Muller, 1993).

II. LE KARST DE LA CRAIE DE LA REGION HAUTE-NORMANDIE

La Craie est l'une des plus importantes formations de l'ensemble sédimentaire du bassin parisien, elle constitue le principal aquifère de Haute-Normandie. La notion de karst de la craie a été introduit par (Rodet, 1991). Il a fallu beaucoup de travaux pour que l'aquifère de la craie retrouve son statut étant qu'aquifère karstique : Bakalowicz, 1973 ; Lepiller, 1975 ; Calba et al., 1979, 1980; Rico, 1990 ; Rodet, 1991 ; Feeny, 1993, Maqsoud, 1996 ; Massei, 2001 ; Valdès, 2005 ; Fournier, 2006), et plus récemment : Slimani, 2009, Mouhri 2010 et Hanin 2010.

Même s'il ne présente pas la même ampleur que les karsts de pays calcaires (grands causses du Sud de la France, Croatie, Slovénie), le karst de la craie est très développé dans certaines zones de la région et sa genèse est spécifique (Rodet, 1978, 1991, 1996, 1997; Rodet et al., 2009). On citera comme exemples importants de développement des systèmes karstiques, le karst de Caumont (Eure) (8 Km de drains) dont le réseau très complexe illustre des fonctionnements de type « fluvial » et « estuarien » du karst de restitution. On peut également citer le cas du karst des Petites Dalles (Seine Maritime), ou bien encore la rivière souterraine d'Yport (Seine Maritime) présentant des débits moyens de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ à partir des observations spéléologiques.

Nous avons vu précédemment les caractéristiques générales de la craie, le karst de la craie est un karst binaire à triple perméabilité: matricielle qui assure une recharge pluriannuelle, fissurale qui assure une recharge annuelle et karstique qui assure une recharge directe en quelques heures via les dolines (perte ou bétoire en terme local).

- Perméabilité matricielle: il a été montré que les valeurs de la porosité de la craie sont élevées, mais il est nécessaire de considérer un paramètre plus significatif du point de vue hydrodynamique, la porosité efficace. Ce paramètre caractérise le degré d'interconnexion des pores. Calba (1980) a estimé la porosité efficace pour l'ensemble du bassin versant de la Rançon et donne comme valeur 0.5 %, conforme aux valeurs de porosité efficace trouvées par Mégnien (1979). Cette faible valeur est vraisemblablement liée à la petite taille des pores, généralement inférieure à $1 \mu\text{m}$ (Maqsoud, 1996). La porosité assure la fonction capacitive de l'aquifère alors que la fonction transmissive est caractérisée par la perméabilité hydraulique ou conductivité hydraulique. La craie est donc essentiellement aquiclude (elle contient de l'eau mais il n'y a pas d'écoulement) et très peu transmissive. La conductivité hydraulique de la craie matricielle a été estimée à environ 1 m.an^{-1} , soit environ $3.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ (Bracq, 1992; Mathias et al., 2005).

- Perméabilité fissurale: la craie devient un aquifère que si elle est suffisamment affectée de fractures interconnectées et ouvertes. Cette fracturation permet le drainage de l'eau de la craie et lui confère ses propriétés aquifères (conductivité hydraulique, emmagasinement,...). Cette perméabilité hydraulique exerce donc un rôle primordial dans la fonction transmissive de l'aquifère et dans l'organisation des gradients hydrauliques. La fracturation de la craie permet d'obtenir des valeurs de conductivité

hydraulique de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-6} m.s⁻¹ (Wazi, 1988 ; Maqsoud, 1996). De la Quérière et Roux (2006) ont parlé des valeurs de 10^{-4} m.s⁻¹ en vallée sèche et 10^{-5} m.s⁻¹ en plateau.

- Drainage karstique: La présence de réseaux karstiques au sein de la craie apporte une autre dimension aux propriétés transmissives de la craie. Ainsi, la perméabilité hydraulique de conduit, selon les connexions actives avec les points d'engouffrement, peut localement assurer des vitesses de transfert pouvant atteindre et dépasser 100 m.h⁻¹, soit des perméabilités hydrauliques de l'ordre de 10^{-1} m.s⁻¹ à 10^{-3} m.s⁻¹. Cette perméabilité hydraulique n'a qu'un rôle transmissif dans les transferts rapides, rôle qui est en partie contrôlé par la porosité de fracture et le contexte structural régional. Son importance et les vitesses de transfert qui en découlent, exercent aussi un rôle primordial sur la vulnérabilité des ressources exploitées. De nombreux traçages réalisés dans la région Haute-Normandie ont mis en évidence des vitesses de circulation moyennes de l'ordre de 200 m.h⁻¹ (Calba, 1980; Rico, 1990 ; Rodet, 1991 ; Maqsoud, 1996 ; Massei, 2001 ; Fournier, 2008), pouvant même atteindre 600 m.h⁻¹ (Nebbache, 1999).

En dehors du Bassin Parisien, la craie est essentiellement cantonnée au NW de l'Europe formant des falaises remarquables (Kent, Sussex, île de Wight, Danemark ...).

La craie offrant le contexte de développement de formes karstiques est présente en Angleterre et en France (Pomerol, 1988), en Belgique et en Hollande (Walsh et al., 1973; De Bruijn, 1983).

II.1. Mise en place des systèmes karstiques régionaux

A l'échelle du temps géologique, le karst est un milieu très réactif vis-à-vis des modifications régionales ou locales du relief, du climat et des conditions hydrodynamiques. Les phénomènes géologiques ayant le plus d'impact sur la structuration du karst sont ceux qui entraînent des soulèvements ou des affaissements de compartiments de l'écorce terrestre. Ces processus induisent de notables variations du niveau de base qui influent fortement sur le potentiel de karstification et déterminent les conditions de la dissolution et donc l'évolution spatiale du système karstique.

Lorsqu'il y a une élévation du niveau de base, le gradient hydraulique diminue ce qui entraîne une diminution du potentiel de karstification. Les parties basses et l'exutoire du système karstique sont colmatées et un nouveau système de drainage s'installe au-dessus. Lorsqu'il y a une diminution du niveau de base, le gradient hydraulique, et donc le potentiel de karstification, augmente. Le réseau de drainage s'adapte en s'enfonçant pour rester connecter au niveau de base, donc, il libère un certain nombre de conduits noyés qui deviennent perchés. D'après plusieurs auteurs (Camus, 1997; Quinif, 1999; Rodet, 1991), l'existence de stades de stabilité du niveau de base suffisamment longs qui ont permis la mise en place de réseaux spéléologiques. On parle de réseaux spéléologiques étagés lorsque les phases de remontée et d'abaissement du niveau de base se succèdent.

Dans la basse vallée de Seine, les variations du niveau marin durant le Quaternaire ont entraîné l'instabilité du niveau de base, ce qui a favorisé la rupture du profil d'équilibre. Les différents niveaux

de base sont restés stables suffisamment longtemps pour réorganiser le profil d'équilibre des systèmes karstiques et désorganiser le drainage karstique entraînant l'étagement, la diffluecence et/ou la déconnexion des différents niveaux de drainage des systèmes karstiques de Haute-Normandie (Rodet, 1991). Les exutoires ont été adaptés avec le changement de niveau de base durant les cycles de transgression/régression, le karst de restitution a fossilisé, donc, ces variations de niveau de base dans leur organisation fonctionnelle.

La jointure d'une zone en creux à une galerie karstique est communément appelée la connexion logique de la pénétration des eaux de la surface vers les collecteurs souterrains (Maire, 1990). En conséquence, les observations se limitent généralement à de simples descriptions morphologiques qui éclairent l'élargissement des ouvertures dues aux courants de convection thermique initiées par des chutes d'eau. Rodet (1992) propose le concept de deux dynamiques fonctions distinctes: celle associée à l'entrée du karst (karst d'introduction) comme illustré par l'entrée d'eau de surface concentré et/ou diffuse et sa diffusion vers le bas au niveau de base et la seconde liée à la sortie du karst (karst de restitution) avec la collecte, la concentration et la restitution de l'eau pour les résurgences. Ce concept permet donc de comprendre que ces deux ensembles dynamiques peuvent évoluer de façon autonome sans lien systématique (Rodet, 1997). Cette déclaration est largement illustrée par la spéléologie de l'endokarst et par plusieurs études hydrologiques menées dans les calcaires crayeux du bassin de l'Ouest parisien.

II.1.1. Le karst d'introduction

Le karst d'introduction correspond à la zone amont du drainage karstique, là où les eaux pénètrent dans le massif et participent à la collection et à l'organisation des eaux devenues souterraines. Les plateaux crayeux du bassin de Paris sont couverts d'un manteau d'altération et de divers dépôts tertiaires dont d'importantes formations meubles. Selon Rodet (1993), la nature et les qualités hydrologiques de la couverture meuble sont responsables de la dynamique d'introduction de l'eau dans le karst crayeux.

Les formations superficielles peuvent avoir une fonction de stockage transitoire des eaux infiltrées dans les sols limoneux avant leur introduction dans l'aquifère via des bétoires (appellation régionale des dolines) identifiées ou des crypto-bétoires (Jardani, 2007) (système d'introduction non mature qui n'a pas encore été l'objet d'un soutirage des formations superficielles). Ces formations superficielles peuvent constituer des aquifères épikarstiques non carbonatés. Le rôle de ces formations non karstifiables est capital vu que les eaux engouffrées ont une énergie importante et un fort potentiel chimique et mécanique d'altération de la craie (Ford and Williams, 2007). Rodet (1993) a montré que la qualité de ces formations superficielles est un paramètre prépondérant dans le développement de la karstification. En effet, la perméabilité des formations superficielles est un critère de différenciation du fonctionnement hydrologique du karst d'introduction. Trois cas sont ainsi envisageables :

- Les formations superficielles présentent une perméabilité en grand du type des sables : l'eau parvient de manière diffuse au toit de la craie, et son action de dissolution s'exprime de manière homogène sur toute la surface. La dissolution différentielle n'est due qu'aux hétérogénéités de cette surface, comme la fracturation.
- Les formations superficielles sont globalement imperméables : le toit de la craie est protégé par les formations de recouvrement, et se trouve donc « fossilisé » sous le contact argileux.
- Les formations superficielles sont perméables, mais le champ de perméabilité n'est pas constant (variations de la lithologie, rétraction plastique...) : les eaux de ruissellement sont concentrées vers des points d'engouffrement et provoquent une importante dissolution de la craie.

II.1.1.1. Bétoires

Comme explicité précédemment les plateaux crayeux sont recouverts par des formations superficielles dont l'épaisseur varie tout en restant relativement importante. Ces formations superficielles sont constituées par des limons des plateaux recouvrant les argiles à silex qui correspondent au manteau d'altération de la Craie. Ainsi l'impluvium du karst de la Craie est constitué de terrains non karstifiables et est qualifié de binaire, par opposition aux systèmes unaires pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiables (*cf.* Figure 1.3). Cette formation supérieure non karstifiable implique la concentration des eaux en certains points, pertes ou bétoires (terme signifiant « bois tout » en Cauchois) qui relie directement la surface au sous-sol (Figure 1.7). Ces figures morphologiques font partie du modelé karstique (exo karst) spécifique à l'aquifère crayeux et sont à rapprocher aux modelés karstiques classiques des petits avens souvent présents dans le fond des dolines.

Les bétoires se forment d'abord par dissolution, entraînement des matériaux fins et érosion interne des voûtes instables des conduits, puis une fois l'affaissement du sol initié, par accentuation du phénomène par les eaux de ruissellement. En période de pluie importante et lors du déclenchement de ruissellement, les eaux s'engouffrent dans les bétoires et alimentent les réseaux karstiques ; à l'intérieur les eaux sont turbides du fait de ce ruissellement et de la remise en suspension de limons résiduels dans les conduits. Elles sont alors souvent contaminées bactériologiquement et leur minéralisation diminue (De La Quèrièrè et Roux, 2006).

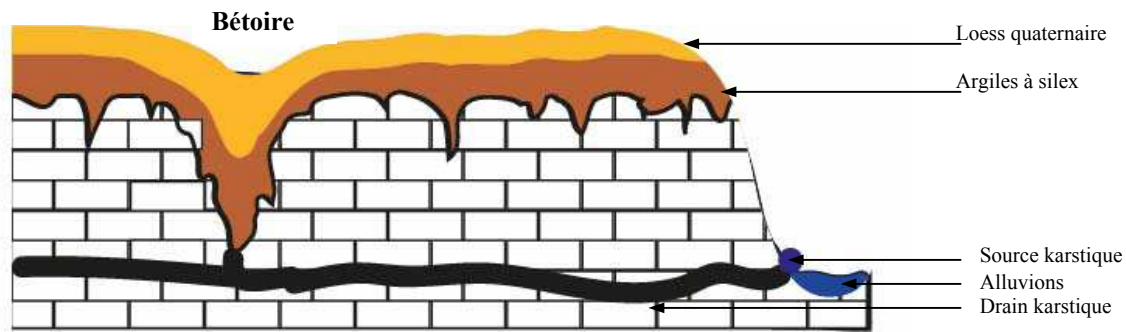


Figure 1.7: Schéma simplifié d'une bétoire connectée à la source karstique

Dans ce contexte, une importante quantité d'eau disponible est quasiment indissociable du transport de matériaux fins. Régionalement, la plupart des captages et forages AEP régionaux, étant implantés dans les zones productives de la craie, c'est à dire karstifiées, sont donc soumis à des épisodes de restitution d'eaux turbides (de courtes durées mais récurrents). Une des principales problématiques régionales est donc de trouver des compromis entre productivité et potabilité.

II.1.2. Le karst de restitution

Le karst de restitution correspond au drainage de la zone saturée, là où les eaux souterraines, concentrées et organisées en un réseau de drains hiérarchisés, s'apprêtent à émerger et à redevenir superficielles. La nature, l'importance des formations superficielles meubles, plus encore les héritages géomorphologiques, sont responsables de la dynamique de restitution aux émergences, en particulier des formes d'adaptation (Rodet et al., 2009).

Le karst de restitution, c'est à dire les exutoires karstiques, est contrôlé par l'altitude du niveau de base, dont les variations aux cours des temps géologiques ont engendré la formation de plusieurs niveaux de drainage karstique aboutissant finalement à une structure de karst étagé. Le niveau de base est directement contrôlé par le niveau de la mer pour les systèmes karstiques littoraux, alors qu'il correspond au niveau des cours d'eau pour les systèmes karstiques « continentaux » développés entre les plateaux et les vallées.

Les formes de restitution sont des sources importantes de plus de 50 l/s. Des exemples remarquables en Seine-Maritime sont les sources d'Yport (1,5 m³/s), ou encore le groupe de sources de Radicatel (750 l/s sur une ligne d'émergence de plusieurs centaines de mètres) (De La Quèrière et Roux, 2006).

II.1.3. Le karst d'introduction et le karst de restitution deux ensembles dynamiques différents

Entre karst d'introduction et karst de restitution, Rodet (1992) propose le concept de deux fonctions dynamiques différentes: celle associée au karst d'introduction, illustré par l'entrée concentrée et/ou diffuse des eaux de surface et leur circulation vers la zone saturée et, la seconde liée au karst de restitution illustré par la collecte, la concentration et la restitution de l'eau dans les résurgences. Ce concept permet donc de comprendre que ces deux ensembles dynamiques peuvent évoluer de façon indépendante sans lien systématique (Rodet, 1997). Cette affirmation est largement illustrée par la spéléologie endokarstique et par plusieurs études hydrologiques menées dans la craie de l'Ouest bassin parisien. Dans la plupart des cas, les conduits (solution pipes) perfore la sortie des drains. La genèse diachronique de l'entrée et de sortie du karst a été observée dans plusieurs endroits en Normandie (Rodet et al., 2006a, 2009) et en Belgique (Minguet, 2006; Rodet et al., 2006b; Willems et al., 2007).

II.2. Problématique et enjeux associés

Les plateaux crayeux de la Haute-Normandie sont caractérisés par la présence des points d'engouffrement des eaux de surface vers la nappe de la craie, ces bétoires présentent un double risque, un risque sanitaire et un risque géotechnique.

II.2.1. Le risque sanitaire des bétoires

Les bétoires mettent en contact direct les eaux de ruissellement avec la nappe de la craie. Lors d'épisodes pluvieux intenses ou lors de l'accélération des gradients hydrauliques de l'aquifère crayeux du fait d'une conjonction de processus naturels et de problèmes liés à l'exploitation de la ressource, la nappe devient alors vulnérable à la turbidité (liée au phénomène d'érosion des sols), et aux pollutions accidentelles du fait des transferts rapides des contaminants. Les ressources en eau souterraine de Haute-Normandie (soit plus de 95% de l'alimentation en eau potable) sont sensibles à de tels événements qui peuvent induire des coupures de l'alimentation en eau des villages, voire des villes.

II.2.1.1. Les transports karstiques et la turbidité

La turbidité est un paramètre qui caractérise le « trouble » de l'eau (Figure 1.8). En Haute-Normandie, la turbidité a une influence non négligeable sur la santé publique : (Beaudeau et al., 1999, 2010) montrent par des études statistiques que 10 % des cas annuels de troubles gastro-intestinaux sont susceptibles d'être liés à la consommation de l'eau du robinet. Aux exutoires karstiques, le problème est généralement associé aux crues turbides qui sont observées à l'occasion de périodes de fortes précipitations.

Ainsi, le transport de matières solides et le risque sanitaire associé dans les zones karstiques sont au centre des préoccupations depuis de nombreuses années (Dussart-Baptista et al., 2003; Laroche-Ajzenberg, 2010; Khaldi et al., 2011).

La turbidité observée aux exutoires karstiques a deux origines potentielles : soit elle provient du transport direct depuis l'introduction d'eaux de ruissellement déjà chargées en particules, soit elle correspond à de la remobilisation de dépôts intra-karstiques remis en suspension sous l'effet des transferts de pression (onde de crue dans le réseau) (Lacroix et al., 2000 ; Massei, 2001 ; Fournier et al., 2007a, 2007b). Les sources de sédiments mobilisables créant la turbidité sont globalement de deux types : (i) soit d'origine allochtone par rapport au karst, c'est-à-dire être issus de sédiments érodés sur les plateaux et engouffrés aux bétoires avec les eaux de ruissellement, (ii) soit provenir de stocks déjà présents dans l'aquifère, que l'on qualifiera alors de sédiments autochtones (Valdès et al., 2005a). Parmi les sédiments d'origine autochtone, on peut également définir deux catégories : les sédiments originaires de la surface stockés un temps dans le karst et remobilisés sous certaines conditions hydrodynamiques, et les résidus de l'altération de la craie (de la karstification).

Plusieurs études dans le laboratoire M2C ont été dédiées à cet aspect de turbidité dans l'aquifère de la craie de la Haute-Normandie (Massei, 2001; Dussart-Baptista, 2003; Valdès, 2005; Hanin, 2010).



Figure 1.8: Exemple de turbidité observée au niveau de la source de Bourdainville en octobre 2000; la turbidité a atteint la valeur maximale de 2950 NTU (Dussart-Baptista, 2003)

II.2.2. Le risque géotechnique des dolines ou bétoires

Les bétoires peuvent être à l'origine de mouvements de terrain en surface "effondrement" (Figure 1.9) par soutirage karstique (entraînement de matériaux en profondeur). C'est pourquoi, des périmètres d'inconstructibilité (rayon de 30m en Seine-maritime et 35m dans l'Eure) autour des bétoires sont

actuellement en vigueur dans les plans d'urbanisme. Tout projet d'aménagement doit nécessairement tenir compte de ces phénomènes qui prennent place sur les plateaux comme dans les vallées.



Figure 1.9: Exemple de risque d'effondrement d'une béttoire au niveau d'une route à Saint Jouin de Bruneval, observations BRGM du 06/11/2009.

Les événements les plus catastrophiques des dolines (régionalement appelées béttoires) sont ceux qui se produisent instantanément; ceux-ci peuvent même entraîner des pertes de vie (Waltham et Fookes 2003). Ces événements se produisent lorsque les sols, devenant instables à cause de la dissolution et du développement des conduits karstiques, s'effondrent (Hubbard, 2003; Waltham et Fookes 2003). Les risques typiques comprennent la dégradation de bâtiments et des réseaux d'infrastructure.

En réponse aux problèmes environnementaux liés au karst, de nombreuses recherches sont dédiées au karst, afin de répondre aux impacts du développement urbain sur les paysages karstiques. Veni (1999) a étudié les effets des surfaces imperméables sur les zones karstiques et a constaté que les impacts environnementaux négatifs ont augmenté de manière significative lorsque la couverture imperméable dépasse 15% de la surface d'un bassin versant. Stephenson et al., (1999) a étudié les impacts des eaux de ruissellement routier dans les régions karstiques à Knoxville, Tennessee et a constaté que la charge de contaminants dans une formation de karst est plus étroitement liée au volume des eaux de ruissellement qu'à la concentration de contaminant.

Dans la littérature, le développement urbain peut avoir des effets négatifs coûteux sur la qualité des eaux karstiques. Une grande partie de la destruction de l'environnement passé associée au karst peut être liée à l'absence quasi générale d'une compréhension des processus karstiques par les habitants (Kastning et Kastning 1997). Waltham et Fookes (2003) postule que les problèmes karstiques dans le monde entier sont exacerbés par une compréhension insuffisante du karst par des ingénieurs. En réponse, de nombreux chercheurs (Zwahlen et Dörfliger 1997; Kastning et Kastning 1997; Green et al., 2002; Denizman, 2003; Waltham et Fookes 2003) affirment qu'il est essentiel de comprendre le réseau hydrologique du terrain karstique lors de la mise en œuvre des stratégies de conception du développement urbain.

CHAPITRE 2 : CADRE PHYSIQUE ET METHODOLOGIE

Ce chapitre a pour objectif de présenter le contexte général de l'étude et la méthodologie adoptée. Il se subdivise en deux axes.

Le premier est consacré à une étude globale des caractéristiques de la région de Haute-Normandie à savoir les caractéristiques géologiques, climatiques et hydrogéologiques.

Le deuxième est dédié à la description du matériel, des données et des méthodes utilisées dans cette étude.

I. CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

Le site d'étude correspond à la région Haute-Normandie située à l'Ouest du bassin de Paris, dans la partie aval du bassin hydrographique de la Seine. Elle est délimitée au Nord par la Manche, à l'Est par les départements de l'Oise, du Val d'Oise, des Yvelines et de l'Eure et Loir, au Sud-Est par l'Orne et à l'Ouest par le Calvados (Figure 2.1). La région administrative de Haute-Normandie englobe deux départements: l'Eure (27) et la Seine Maritime (76) et s'étend sur une superficie de 12 317 km², soit plus de 12% du bassin "Seine Normandie", et 2 % du territoire national. Les plateaux vallonnés recouverts principalement d'un sol limoneux forment une des régions les plus arables de la France (de Bouärd, 2001)(de Bouärd, 2001).

La Haute-Normandie affiche un développement économique dynamique où les activités dominantes sont l'agriculture, l'industrie, la construction et le secteur tertiaire.

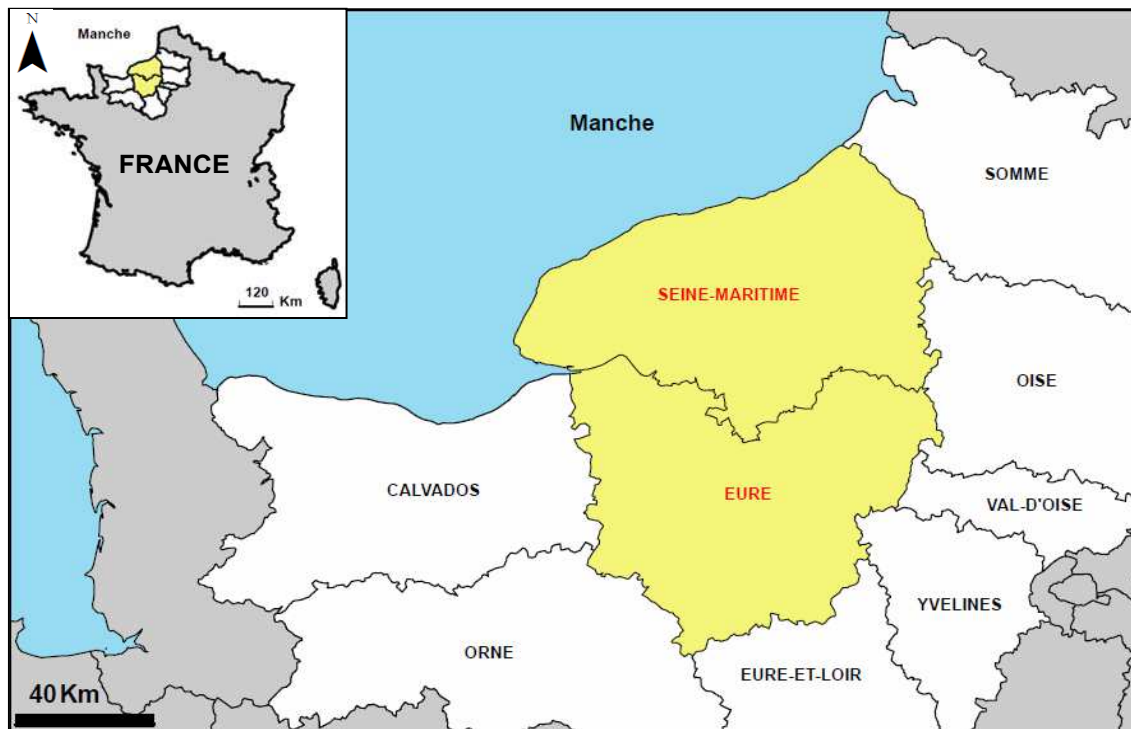


Figure 2.1 : Carte de localisation de la région Haute-Normandie (Système de projection : Lambert II étendu)

I.1. Contexte géomorphologique

L'Ouest du Bassin de Paris est caractérisé par de vastes plateaux d'altitudes modérées (<300 m) fortement entaillés par un faible réseau de vallées assez étroites. Cette opposition plateaux-vallées et la

faible fréquence du réseau hydrographique caractérisent la morphologie karstique des paysages de Haute-Normandie.

Comme montré dans la figure 2.2, l'altitude des plateaux varie régionalement. On peut distinguer :

- Les plateaux élevés (altitudes supérieures à 150 m) comprenant le Pays de Bray, le Sud du Talou, le Pays d'Ouche, le Nord du Vexin Normand et le Sud Est du Pays de Caux ;
- Les plateaux moyennement élevés (altitudes comprises entre 125 et 150 m), tels que le Pays de Caux central, le Roumois, la Plaine du Neubourg et la Plaine de Saint André ;
- Les zones basses (altitudes inférieures à 125 m) comprenant le littoral de la Manche (qui ne concerne pas le bassin versant de la basse Seine), l'extrémité occidentale du Pays de Caux, Lieuvin, le Sud du Vexin Normand et les vallées qui entaillent les plateaux, dont la vallée de Seine.

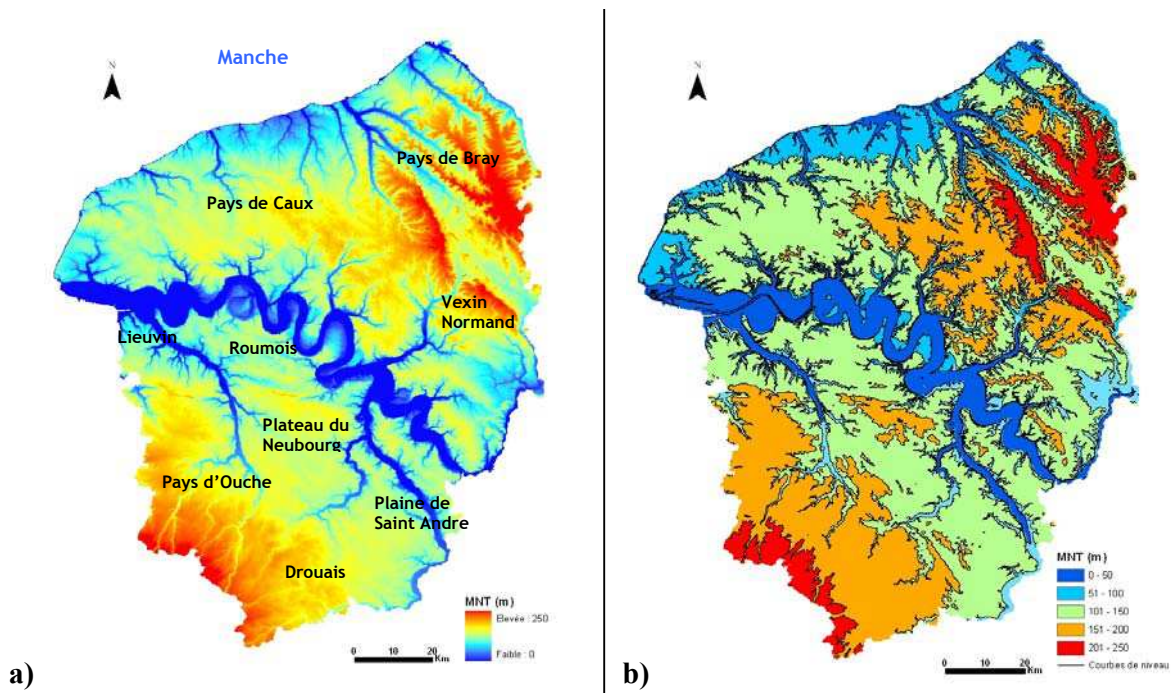


Figure 2.2: Modèles Numériques de Terrain (MNT) de la Région Haute-Normandie. a) MNT ; b) Répartition des altitudes par tranches de 50m. (Système de projection : Lambert II étendu, données fournies par l'IGN)

Les traits géomorphologiques majeurs sont contrastés de part et d'autre de la Seine (Laignel, 2003). Au Nord de la Seine, le plateau du Pays de Caux est fortement disséqué par des vallées actives et de nombreux vallons secs. Il est bordé au Nord-Ouest par d'imposantes falaises littorales donnant sur la Manche et entaillées par des vallées. Au Sud de la Seine, les plateaux sont plus monotones et peu disséqués, le réseau hydrographique est peu hiérarchisé (Hauchard et al., 2002).

1.2. Contexte climatique

Le climat de la Haute-Normandie est de type tempéré océanique avec une influence de l'oscillation Nord-Atlantique (NAO) (Andreo et al., 2006; Dupuis et al., 2006; Hurrell, 1995; Hurrell and Van

Loon, 1997; Labat, 2008; Mares et al., 2002; Massei et al., 2007). La température moyenne annuelle est proche de 13°C. La carte des hauteurs de précipitations annuelles calculées sur trente ans (Figure 2.3) indique une pluviométrie annuelle régionale comprise entre 550 et 1100 mm avec une variabilité inter-annuelle d'environ 25% (Hauchard, 2001). La répartition géographique des précipitations de la Seine Maritime est marquée par un axe central d'orientation Est-Ouest de forte pluviométrie et une pluviosité plus faible sur la frange littorale et la vallée de la Seine. Dans l'Eure, au Sud de la Seine, les précipitations sont comprises entre 550 et 800 mm/an avec un gradient décroissant de la pluviométrie du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

La période de fortes précipitations s'étend essentiellement de début septembre à fin décembre. Ces pluies d'automne représentent environ 50% des précipitations annuelles (Delay, 1997). La variabilité des pluies d'automne d'une année sur l'autre est de 1 à 3 (Hauchard, 2002). Une seconde période humide s'étend des mois de mai à juin pendant laquelle les précipitations sous forme d'orages peuvent connaître des variations inter-annuelles de 1 à 6 (Hauchard, 2002).

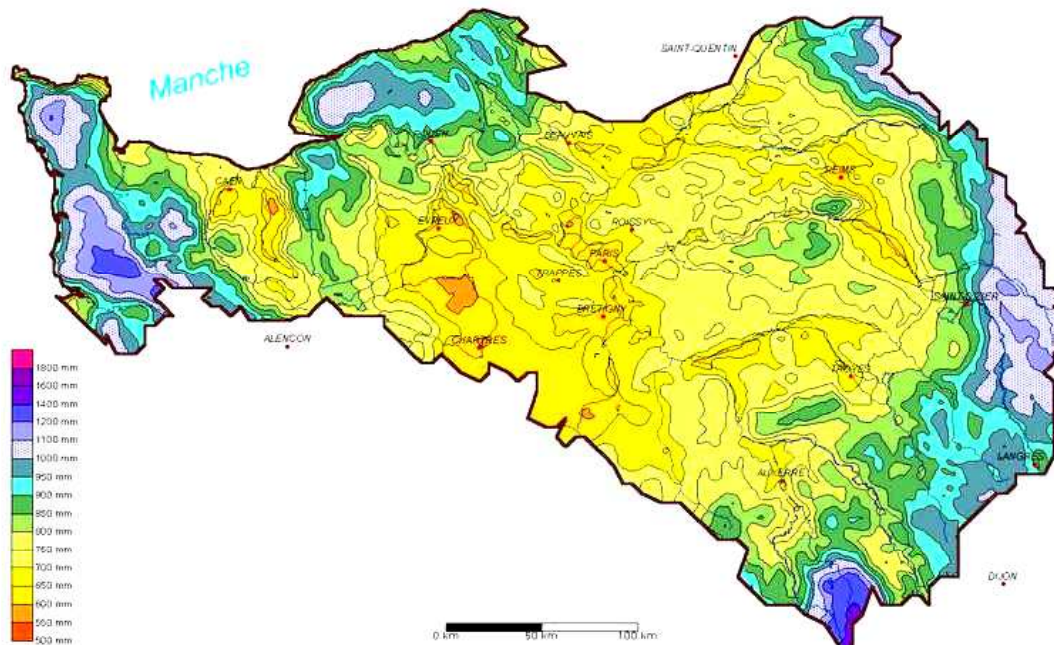


Figure 2.3 : Carte des pluviométries annuelles du bassin versant Seine Normandie (données Météo France)

I.3. Occupation des sols en Haute-Normandie

Sur les plateaux de l'Ouest du Bassin de Paris, les sols observés sont principalement des sols bruns lessivés surmontant des loess (Duchaufour, 1997). De nombreuses études ont montré que ces sols peu structurés sont relativement perméables mais aussi particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion (Ouvry, 1992; Le Bissonnais et Le Souder, 1995; Martin et al., 1997; Le Bissonnais et al., 1998; Lecomte, 1999; Leguédou, 2003; Auzet, 1987 ; Auzet et al., 1990). En effet, ces sols limoneux

à faible teneur en argiles, à taux de matière organique peu important et à degré de saturation calcique faible, présentent un risque élevé à la battance. Le phénomène de battance correspond à une dégradation structurale de la surface du sol, entraînant une diminution de la capacité d'infiltration et provoquant ainsi ruissellement puis érosion.

L'occupation des sols est essentiellement agricole (Figure 2.4). Il existe une relation forte entre morphologie et occupation des sols dans la région. L'occupation des sols typiques est divisée en trois principaux ensembles : (1) des plateaux essentiellement cultivés, (2) des ruptures de pentes et versants très pentus peu exploitables et ainsi le plus souvent laissés boisés, (3) des fonds de vallée en partie cultivée et/ou en pâture, surtout dans le lit mineur des cours d'eau. Dans la région, les zones cultivées représentent entre 50 et 60% de la surface des bassins versants (Hauchard et al., 2002a). Les sols cultivés, prairies, zones humides parfois drainées pour accroître les surfaces de culture, les zones forestières, les zones urbanisées et les infrastructures routières impliquent un ruissellement localement important.

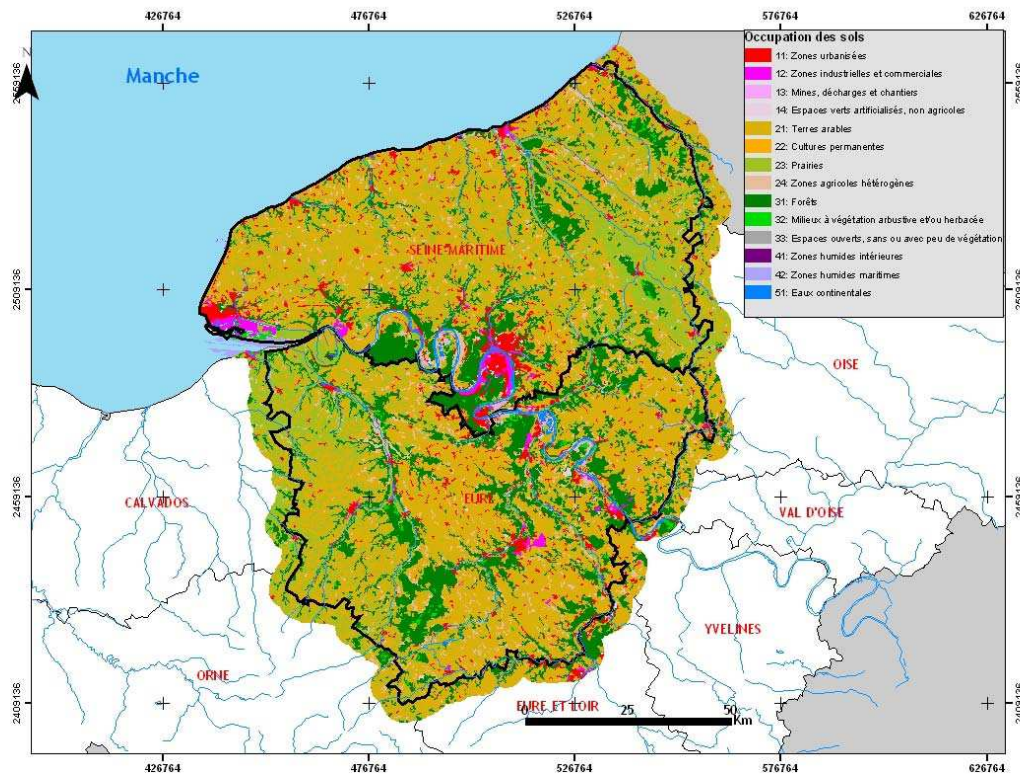


Figure 2.4: Utilisation des sols en Haute-Normandie (Corine land cover). Source BRGM (Système de projection: Lambert II étendu)

I.4. Contexte géologique Haut Normand

D'un point de vue géologique, les plateaux de l'Ouest du bassin parisien, auxquels appartient la région Haute-Normandie, sont constitués d'assises sédimentaires présentant un pendage général vers l'Est. Le substrat crayeux est globalement recouvert de formations superficielles plus ou moins épaisses, composées par les argiles à silex résultant de l'altération de la craie durant différentes périodes du

Cénozoïque (Laignel et al., 1998 et Laignel, 1997, 2003). Cette dernière formation aussi appelée altérite à silex est elle-même recouverte par des limons éoliens quaternaires, appelés loess (Lautridou, 1985). Sous les loess, on trouve ponctuellement des dépôts sablo-argileux tertiaires, le plus souvent sous forme de poches au sommet et au sein des argiles à silex (Laignel, 2003). Dans les vallées, on rencontre principalement des alluvions (Lefèbvre et al., 1994; Lautridou et al., 1999; Sebag, 2002). La coupe caractéristique des plateaux dans l'Ouest du Bassin de Paris (Figure 2.5) permet d'individualiser trois grands ensembles lithologiques : les formations superficielles (dépôts tertiaires, argile à silex et loess), la craie et les alluvions.

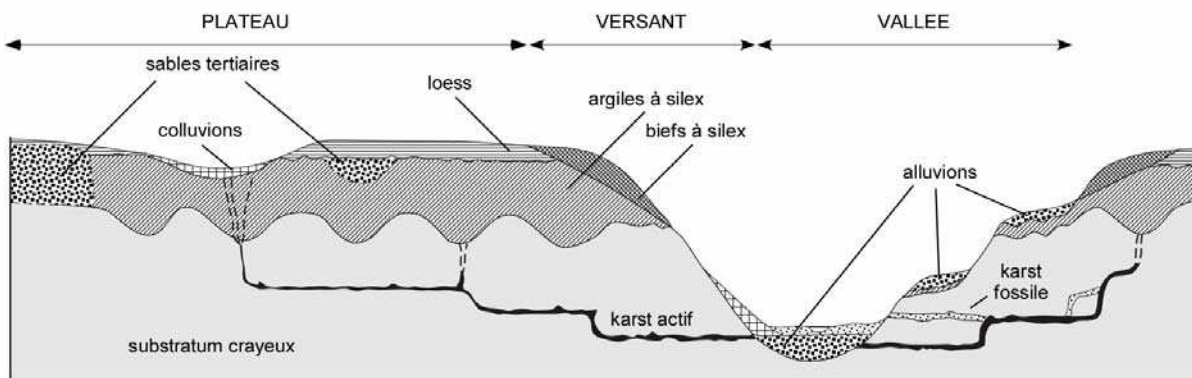


Figure 2.5 : Coupe schématique des trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de l'Ouest du bassin de Paris (Quesnel et al., 1996; Laignel, 2003; Laignel et al., 2004) (Quesnel et al., 1996; Laignel, 2003 ; Laignel et al., 2004)

I.4.1. La craie

A l'exception de quelques affleurements de terrains jurassiques et crétacés inférieurs à la faveur de bombements anticlinaux (exemple du Pays de Bray), les terrains appartiennent au Crétacé supérieur. Le sous-sol de l'Ouest du Bassin Parisien est principalement constitué par des craies plus ou moins riches en silex. Les craies sont d'anciennes boues micritiques constituées principalement par des éléments calcitiques provenant d'une microflore planctonique dominante (coccolithophoridés), d'une microfaune planctonique et benthique (Foraminifères par exemple), d'une macrofaune pélagique et benthique parfois abondante comme les bivalves et les brachiopodes et des restes de grands vertébrés marins (Cavelier et Médioni, 1980; Rodet, 1991). La carte géologique du substrat mésozoïque de l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 1997, 2003) illustre le passage des craies les plus anciennes (Cénomaniens) vers les plus récentes (Campaniens) du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Figure 2.6). A l'Ouest du Bassin de Paris, cinq étages stratigraphiques du Crétacé supérieur sont rencontrés : Cénomaniens, Turoniens, Coniaciens, Santoniens et Campaniens. Différents travaux (Laignel, 1997, 2003; Costa et al., 2006) ont permis de proposer une synthèse des caractéristiques lithologiques et physiques de ces craies.

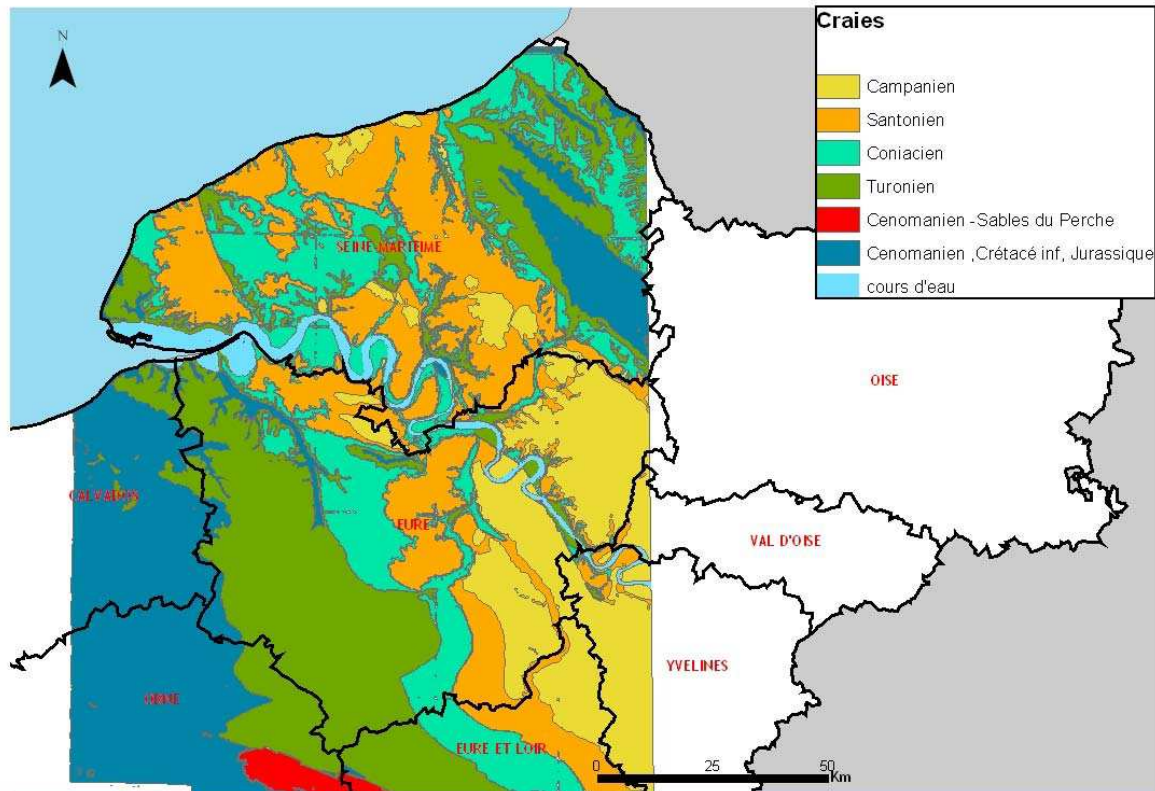


Figure 2.6: Carte du substrat de l'Ouest du Bassin de Paris, d'après Quesnel, 1997 (système de projection : Lambert II étendu)

➤ Cénomaniens :

Craie grise argileuse, plus ou moins sableuse, bien litée présentant localement de la glauconie. Quelques bancs lenticulaires décimétriques de silex brun noir sont présents. Au total, cette formation a une épaisseur comprise entre 30 et 60 m.

➤ Turonien :

Craie grisâtre, tendre et homogène à la base devient granuleuse au sommet avec quelques bancs indurés (hard-grounds). La formation ne contient quasiment pas de silex à sa base, mais la partie supérieure en contient davantage. L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 70 à 100 m au Nord du Bray.

➤ Sénonien :

Craie blanche et riche en silex. Cette formation est épaisse car pouvant atteindre 160 m. Les sous-étages du Sénonien sont :

- Coniacien : craie blanche, légèrement argileuse et tendre, caractérisée par de nombreux lits de silex. L'épaisseur de cette craie varie entre 15 m (au Sud-Est de Bray) et 60 m.
- Santonien : craie blanche et tendre, elle contient de fréquents lits de silex qui soulignent la stratigraphie. Son épaisseur varie de 30 à 80 m.

- Campanien : craie blanche avec silex, de teinte brun noir ou gris clair. L'épaisseur totale de cette craie est de 30 à 40 m.

A partir des analyses lithologiques (teneur en silex et insolubles fins) et des paramètres physiques (porosité et perméabilité) et d'une synthèse bibliographique, (Laignel, 2003; Costa et al., 2006) ont montré que les caractéristiques lithologiques des craies sont relativement peu homogènes (à l'exception du cortège argileux) et que celles-ci dépendent majoritairement de l'étage stratigraphique considéré. Autrement dit, les variations régionales de faciès, de lithologie et des caractéristiques physiques observées dans les craies de l'Ouest du Bassin de Paris sont donc d'ordre uniquement stratigraphique. D'un point de vue physique, ces divers étages sont toutefois constitués par une succession de bancs plus ou moins indurés et plus ou moins fracturés, ce qui est à l'origine d'une hétérogénéité verticale de la porosité et de la perméabilité des matériaux.

Seul le Cénomaniens présente des variations régionales, la craie de cet étage est plus ou moins enrichie en éléments détritiques (argile, quartz) et peut être glauconieuse ou noduleuse. A la base des formations crayeuses, le Cénomaniens inférieur est représenté par des calcaires glauconieux plus ou moins sableux se prolongeant, au Sud, dans les collines du Perche au faciès des sables du Maine. Cette formation repose sur les argiles grises ou noires imperméables, de faciès de Gault (Lauverjat, 1965) de l'Albien qui constitue la base ou mur de l'aquifère de la craie.

I.4.2. Formations superficielles

Sur le substrat crayeux, il y a des formations superficielles diverses ayant chacune des répartitions spatiales différentes. Ces formations superficielles sont constituées par: des dépôts sableux ou sablo-argileux tertiaires, les argiles à silex ou altérites à silex Plio-quaternaires, les loess quaternaires (Pléistocène) et les alluvions.

a- Les dépôts tertiaires

Les dépôts tertiaires sont très complexes et hétérogènes, la présence de ces formations est difficile tant à localiser qu'à identifier. Celles-ci ont des profondeurs allant de 5 à 20 m pour une largeur de 5 à 30 m (Laignel, 1997). Les formations tertiaires se présentent essentiellement conservées dans des fossés d'effondrement ou des poches karstiques (cônes de dissolution, racines d'altérations), et plus rarement sous forme de buttes témoins (exemple : Cap d'Ailly et plateaux localisés entre Eure et Seine) qui, dans ce cas, reposent directement sur la craie. Ces dépôts tertiaires, plus ou moins argileux, sont conservés au sommet des argiles à silex lorsqu'ils sont en poche sous les loess. Ils peuvent également être trouvés sous forme de calcaire (comme par exemple le calcaire du Lutétien). En dehors des buttes témoins, ces sables ne présentent pas ou rarement de structures sédimentaires et leurs origines sont diverses et encore mal définies (Laignel et al., 2002; Laignel, 2003; Hauchard et Laignel, 2008).

Quesnel, 1997 et Laignel, 1997 distinguent différents types de dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires:

- Sables et argiles du Thanétien (sables moyens à fins avec cailloutis de silex à la base, localisés essentiellement à l'est du Pays de Caux et dans le Talou). Ces sables et argiles ont une origine marine.
- Sables et argiles de l'Yprésien (dont les sables fins du Cuisien), situés principalement dans le Pays de Caux (excepté le Sud-Ouest) et dans le Talou, d'origine marine (mer en provenance du Nord-Est).
- Sables de Lozère du Pliocène, grossiers avec des passées de grain de quartz type « gros sel » moyennes à fines et pouvant être argileuses. Ces Sables sont d'origine fluviatile.
- Sables de Saint Eustache du Pliocène, sables fins postérieurs aux sables de Lozère. Ils correspondraient à un remaniement fluviatile voire éolien des Sables de Fontainebleau (Quesnel, 1997; Hauchard, 2001).

b- Les argiles à silex

La craie de l'Ouest du Bassin de Paris est recouverte par un manteau de formations meubles à silex appelées formations résiduelles à silex, argiles à silex ou encore altérites à silex (souvent noté RS). Ces formations résultent de l'altération météoritique de la craie au cours des périodes du Cénozoïque. Laignel (1997) a montré que les argiles à silex sont en réalité un mélange de produits d'altération de la craie et d'apports allochtones des formations tertiaires et des loess. Ce manteau d'altération pénètre localement le substrat crayeux pour donner des indentations caractéristiques (formes en doigts de gant, appelées entonnoirs de dissolution ou racine d'altération). L'épaisseur moyenne de ces formations varie de quelques mètres à 40 mètres voir plus au niveau des entonnoirs de dissolution. Les argiles à silex affleurent du Pays de Caux jusqu'en Picardie au Nord, jusqu'au Pays Chartrain au Sud, et du Pays d'Auge à l'Ouest jusqu'au Vexin à l'Est.

La carte de la répartition spatiale de l'épaisseur d'argiles à silex (Figure 2.7) met en évidence plusieurs ensembles en Seine-Maritime. A l'Est, l'épaisseur des argiles à silex est relativement faible et dépasse rarement les 10 m, alors qu'à l'Ouest les valeurs sont plus importantes et peuvent atteindre quasiment 20 m.

Plusieurs grands ensembles dans le département de l'Eure sont également visibles (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997). La partie Est de l'Eure présente de faibles épaisseurs d'argiles à silex généralement inférieures ou égales à 5 m. Sous les alluvions des hautes terrasses de la Seine et de l'Eure, les argiles à silex ont une épaisseur très faible, de 2 à 3 m. Le secteur du Lieuvin et le Nord-Ouest du Pays d'Ouche montre des épaisseurs d'argiles à silex inférieures à 10 mètres. Le reste de la zone étudiée (l'Eure au Sud de la Seine) présente les épaisseurs d'argiles à silex les plus importantes, supérieures à 10 mètres et pouvant dépasser les 20 m dans la partie centrale suivant un axe Nord-Sud.

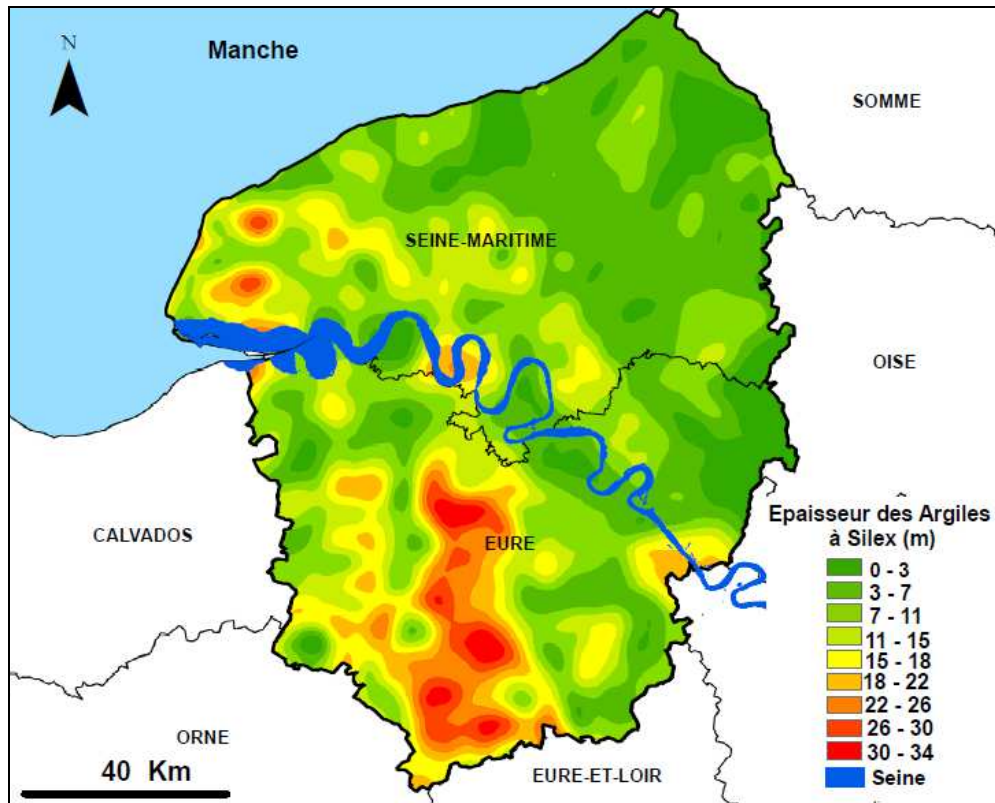


Figure 2.7 : Carte de répartition des épaisseurs d'argiles à silex dans la région Haute-Normandie (d'après Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) (système de projection : Lambert II étendu)

c- Les loess quaternaires

Les loess sont des dépôts sédimentaires meubles non stratifiés continentaux d'origine éolienne, dominés par la fraction granulométrique silteuse qui s'inscrit, dans le Nord-Ouest de l'Europe (Lautridou, 1985). Ces dépôts éoliens se sont mis en place au cours des phases froides du Pleistocène, en contexte périglaciaire. Au cours des périodes froides du Quaternaire, les vents dominants de Nord-Ouest à Nord-Nord-Ouest ont mis en place des dépôts limoneux sur les plateaux et les versants. Les loess vont recouvrir toute la région. Leur épaisseur varie selon l'orientation et la topographie de quelques millimètres à quelques mètres (Lautridou, 1985), et selon l'orientation des vents dominants. Les travaux de Laignel (1997) et Quesnel (1997) mettent en évidence une répartition spatiale (Figure 2.8) avec une tendance générale à une diminution de l'épaisseur de loess du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Les compositions chimiques et minéralogiques sont relativement homogènes (Laignel, 2003).

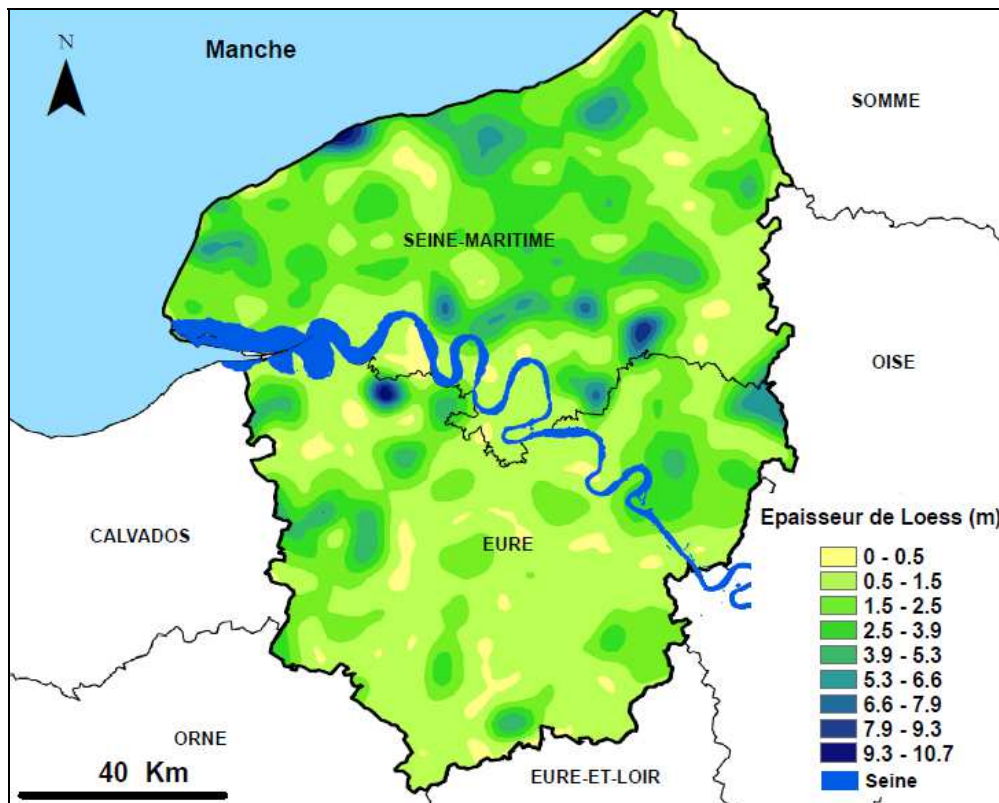


Figure 2.8 : Carte d'épaisseur des loess (système de projection : Lambert II étendu)

d- Les alluvions de la Seine

Deux ensembles d'alluvions peuvent être distingués.

- Les alluvions récentes holocènes constituées des alluvions fines (sables, silts, argiles et dépôts organiques = tourbes). Elles correspondent à l'extension des grandes crues dans la plaine alluviale récente. Elles sont particulièrement bien développées dans la vallée de la Seine où leur épaisseur peut dépasser 20 m. On trouve également des lentilles de tourbe de 2 à 4 m d'épaisseur (Sebag, 2002; Frouin, 2007). On les trouve dans les plaines alluviales, recouvrant les graves de fond de la dernière glaciation (Frouin, 2007). Ces alluvions constituent, le plus souvent des terrasses emboîtées latéralement et/ou verticalement.

- Les alluvions anciennes pléistocènes se décomposent en plusieurs niveaux de terrasses en basse Seine (Laignel, 2003) dont les profondeurs de creusement traduisent une incision croissante au cours du Quaternaire. Elles sont constituées principalement de cailloux, graviers et sables émoussés. Ces alluvions sont en terrasses sur plusieurs niveaux, mais également en fond de vallées pour ce qui résulte de la dernière période glaciaire (Weichselien) (Lefèbre et al., 1994; Lautridou et al., 1999). Cet étagement vertical des terrasses alluviales révèle qu'au cours du Quaternaire, cette bordure occidentale du bassin de Paris a enregistré un soulèvement progressif qui est à l'origine du creusement progressif

des vallées et d'une évolution du fonctionnement hydrologique de ce secteur (évolution du niveau de base), caractérisé par la superposition des réseaux karstiques de restitution (Rodet, 1991).

I.5. Contexte structural

Le contexte structural influence la répartition spatiale des différents étages stratigraphiques du substrat crayeux et des formations superficielles (distribution des dépôts tertiaires, des épaisseurs et des différentes familles de RS, des entonnoirs de dissolution), ainsi que le développement de la morphologie du réseau hydrographique de surface. Hauchard et al., 2002 ont montré l'existence d'un contrôle structural sur l'évolution géomorphologique de la région Haute-Normandie et récemment (Slimani, 2009) a montré l'influence du contrôle structural sur le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de la craie.

Dans le département de la Seine Maritime, Les schémas structuraux ont montré la prédominance de grandes failles principales de direction armoricaine (N150-160 et N120-130) et des failles secondaires de direction varisque (N30-50) résultant des rejeux multiples de la tectonique post-paléozoïque (Cavelier et Médioni (1980). A ces dispositifs faillés sont généralement associées des structures plicatives en dômes relayées par des synclinaux (Cavelier and Médioni, 1980; Ragot, 1988; Wazi, 1988; Hauchard, 2001; Hauchard et al., 2002). Les accidents de direction N30–50 ont comme éléments principaux la faille de Villequier et son prolongement vers le Nord-Est (Cavelier et Médioni, 1980). Ceci suggère ainsi un ensemble de directions plus secondaires au plan régional et perpendiculaires aux directions principales, traduisant un jeu en cisaillement senestre durant la phase hercynienne (Wazi, 1988).

Des travaux récents ont complété ces schémas en mettant en évidence une autre direction majeure orientée N90–100 (Hauchard et al., 2002 ; cf. Figure 2.9). Ces auteurs répertorient les accidents structuraux connus (F1, F2, F3, F4, F7-9, F13-15, F17, F21-29) et présentent d'autres accidents. Les directions tectoniques majeures N150–160 et N120–130, et secondaires N30–50 expliquent les failles F1, F2 (partie orientale), F4, F5, F6, F7, F8, F9. Les failles F2 (partie occidentale), F3, (partie occidentale) trouvent leur origine dans la nouvelle direction N90–100, quasi-perpendiculaire à la direction N150–160 (Hauchard et al., 2002).

Plusieurs failles affectent le sous-sol crayeux de la Seine Maritime, les principales sont :

F1 : faille de Fécamp-Lillebonne, cassure tectonique majeure du Pays de Caux;

F4 : faille majeure du Pays de Bray (ou faille de Mathonville) délimitant un fossé d'effondrement au niveau de la « Gouttière Normande »;

F7 : faille de la Seine de direction générale quasiment sud-nord;

F8 : prolongement vers le Nord-Est de F9.

Dans le département de l'Eure, le contexte structural a été étudié par de nombreux auteurs (Juignet, 1974 ; Kuntz et Wyns, 1976 ; Kuntz et Lautridou, 79; Kuntz et al., 1977, 1981, 1982 ; Kuntz et Monciardini, 1985) pour l'élaboration de cartes géologiques dans le département. Wazi (1988) qui

s'est focalisé principalement sur la Vallée de l'Oison a aussi proposé une synthèse du contexte structural de la Haute-Normandie. Le schéma structural proposé par Wazi (1988) est loin d'être exhaustif, certaines zones n'ayant été que peu explorées. Ce contexte est complété par certains grands axes structuraux tels que l'anticlinal et le synclinal du Sud du département de l'Eure (Valdes, 2005).

Les principaux accidents structuraux du département de l'Eure sont:

F2 : la faille de la Seine qui repose sur un axe anticlinal;

F11 : la faille de Corneilles-Freneuse dont le compartiment sud est effondré (Wazi, 1988);

F10 : la faille de Bourghéroulde (autrement appelée accident de l'Oison) sur laquelle l'Albien affleure au niveau du rejeu le plus important (environ 90 m) ainsi que dans le creusement de la vallée de l'Oison. Le compartiment Sud est effondré (Wazi, 1988).

F9: une faille au Nord-Est du département.

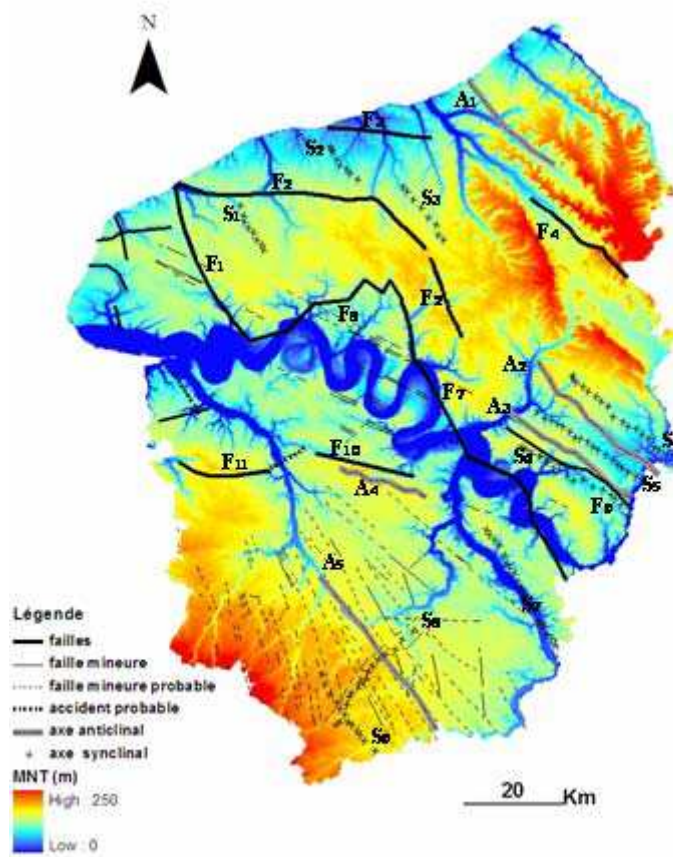


Figure 2.9: Schéma structural de la région Haute-Normandie superposé au MNT d'après (Cavelier et Kuntz 1974) complétée par (Wazi 1988) pour l'Eure et (Hauchard et al. 2002) pour la Seine Maritime. in Slimani 2009

I.6. Contexte hydrogéologique régional

Les trois ensembles lithologiques présentés précédemment possèdent tous un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusqu'aux exutoires. Le principal système aquifère est celui de la nappe de la craie qui fait l'objet de notre étude. A cet aquifère de la craie, on peut ajouter deux systèmes secondaires du point de vue de la ressource en eau. Nous avons donc régionalement les aquifères suivants :

- L'aquifère de la Craie (nappe de la craie);
- L'aquifère des alluvions (nappe des alluvions);
- La nappe des sables verts de l'Albien.

I.6.1. L'aquifère de la craie

L'aquifère de la craie est une nappe à surface libre dont le mur est constitué par le toit imperméable de l'Albien. La surface piézométrique de la nappe épouse relativement bien la forme du relief, elle forme des dômes sous les plateaux et des dépressions dans les vallées (Figure 2.10).

La nappe de la craie est caractérisée par trois composantes qui constituent les propriétés physiques de la craie : la porosité matricielle très capacitive mais très peu transmissive, le drainage (porosité) fissural (e), ainsi que le drainage karstique. Cette mixité inégale dans l'espace et dans le temps est révélée par la complexité des fonctionnements des points d'alimentation en eau, le karst étant plus ou moins évolué, connecté et intégré à l'aquifère de la craie (Rodet, 2007).

Il y a deux axes principaux de drainage de l'aquifère de la craie : vers la Seine et vers la Manche, ce qui implique globalement un écoulement du Sud vers le Nord en rive gauche et du Nord vers le Sud en rive droite. Cependant, la nappe est drainée par les autres cours d'eau, permettant la division de l'aquifère en différents bassins versants souterrains. En empruntant les vallées sèches (dépourvues d'écoulement superficiel) les eaux se propagent vers les vallées humides qui sont karstifiées et fissurées. L'analyse de la carte piézométrique régionale montre que la profondeur moyenne de la nappe varie selon les zones topographiques. Elle présente des valeurs maximales dans le Pays de Caux, le Pays de Bray et le Pays d'Ouche qui constituent les zones régionales d'altitudes les plus élevées (cf. Figure 2.2). En revanche, elle est très faible à proximité de la Seine et en zone littorale où son niveau s'établit à moins de 20m. Sous les vallées sèches, la nappe est également peu profonde, à quelques mètres de la surface topographique.

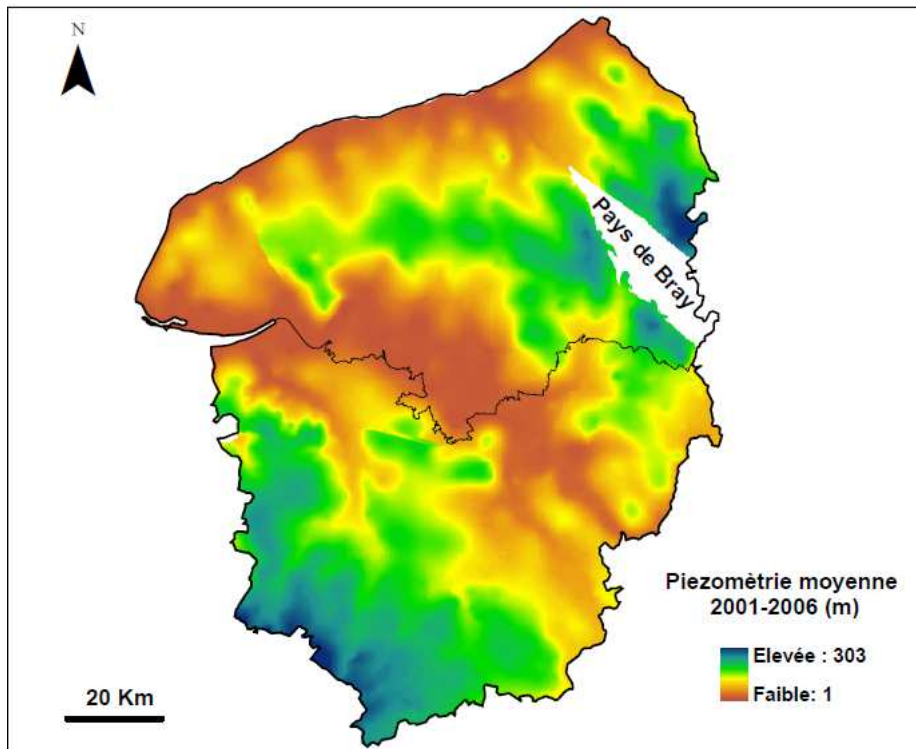


Figure 2.10: Niveau piézométrique moyen (données de sondages géophysiques obtenues par le BRGM) (Système de projection: Lambert II étendu)

I.6.2. La géométrie de l'aquifère

La puissance de l'aquifère de la craie correspond à la différence d'altitude entre le niveau piézométrique et le mur de la craie (base de l'aquifère). La puissance de la nappe varie spatialement et temporellement. Les variations temporelles de la nappe sont dues à l'alternance de périodes de recharge (après l'hiver) et de périodes de vidange (après l'été) de la nappe. La figure 2.11 représente la puissance de la nappe des départements de l'Eure et de la Seine-Maritime en moyennes eaux en intégrant la variabilité interannuelle. La puissance varie de quelques mètres à près de 300 mètres localement. La vision globale de la carte de puissance montre que les plus fortes valeurs de puissance sont localisées à l'Est du département de la Seine Maritime à proximité de la Seine et à l'extrême Sud du département et que les plus faibles valeurs sont localisées au Nord-Est du département qui correspond à l'exutoire de l'aquifère de la craie vers la Manche et vers la Seine.

Le niveau piézométrique varie peu et présente un faible gradient. Par conséquent, les fortes variations de puissance observées correspondent principalement aux variations d'altitude du mur de la craie (failles, synclinaux, anticlinaux).

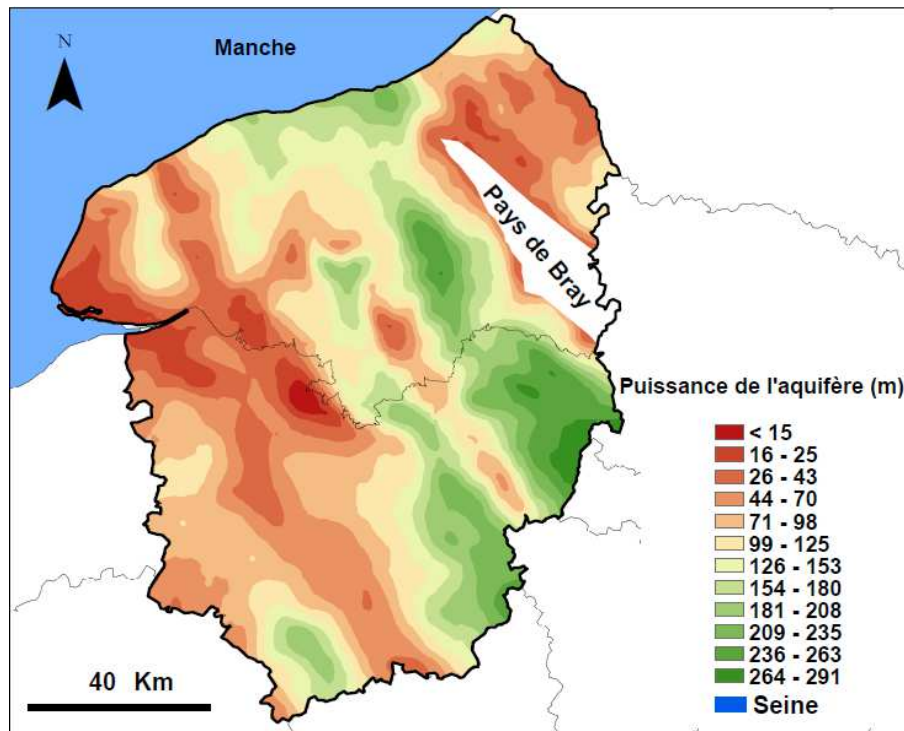


Figure 2.11 : Carte de puissance de la nappe en moyennes eaux à partir des données du BRGM de niveau piézométrique et du mur de la craie (système de projection: Lambert II étendu).

1.6.3. Les autres nappes

➤ La nappe des alluvions

Nous l'avons vu précédemment, les alluvions de la Seine se divisent en deux ensembles ayant des caractéristiques lithologiques différentes. Ces différences vont se retrouver dans leur comportement vis à vis de l'eau.

Les alluvions récentes, de par leur lithologie fine vont constituer une strate ayant une perméabilité faible.

Sous cet ensemble, la nappe des graves de fond peut être décrite comme semi-captive et connectée avec le toit de la craie. Il existe donc deux aquifères ayant des caractéristiques différentes en contact.

La notion de nappe des alluvions comme entité hydrologique est discutable puisqu'elle est généralement alimentée directement par la nappe de la craie.

Les alluvions anciennes, composées de matériel grossier, présentent quant à elles une bonne perméabilité mais un faible pouvoir filtrant.

➤ La nappe des sables verts de l'Albien

La nappe des sables verts de l'Albien, localisée sous l'aquifère de la craie est une nappe captive profonde sauf dans le Pays de Bray et dans l'estuaire de la Seine dans lequel l'Albien affleure sous le remplissage estuarien. Les nappes de la craie et de l'Albien sont séparées par les argiles du Gault

d'une épaisseur variable (de 10 à 50 m). Cet écran continu est réputé imperméable. Cependant, la différence de pression entre les deux nappes (quelques bars) peut laisser supposer l'existence d'un transit vers la nappe de la craie (Valdès, 2005). Cette nappe est peu exploitée en raison de sa faible capacité de production et de sa profondeur (120 à 200 m). Cette nappe est considérée comme stratégique au niveau national en cas de pollution des autres ressources (Vernoux, 2004).

II. METHODOLOGIE D'ETUDE

Le fonctionnement hydrologique de l'aquifère crayeux de la Haute-Normandie est influencé par deux types de forçages: un forçage externe lié aux conditions climatiques de la région (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée de la pluie) et un forçage interne lié à ses propriétés physiques (morphologie, nature de la couverture, facteurs physiques...). Ces facteurs sont caractérisés par des données à la fois spatiales et temporelles qui seront traitées avec différentes méthodes : les paramètres externes tels que les chroniques hydrométéorologiques seront étudiés par traitement du signal ainsi que les réponses hydrologiques de l'aquifère alors que les paramètres internes qui sont des données spatiales seront traités numériquement sous SIG. Dans cette partie, nous exposons d'abord les données disponibles pour cette étude et ensuite les différentes méthodes utilisées.

II.1. Données disponibles

Nous avons à notre disposition pour cette étude la base "bétoires" issue de la base de données du BRGM "bétoire-traçage-exutoires", les données piézométriques, les données pluviométriques ainsi qu'une chronique de l'indice climatique de l'oscillation nord atlantique (NAO).

II.1.1. Base de données bétoires

Dans la région Haute-Normandie, les données relatives aux bétoires et aux opérations de traçage manquent de capitalisation et de synthèse, vu que la plupart des études ont été réalisées par des organismes différents. Afin de centraliser l'ensemble des études réalisées sur ces bétoires, le BRGM, en collaboration avec les différents opérateurs du domaine de l'eau (collectivités, syndicats de bassin versant, administrations, bureaux d'études, ...), a mis en place le projet "inventaire des bétoires, traçages et exutoires dans la région Haute-Normandie ". Ce projet a démarré en 2008 et s'est étalé sur quatre années avec comme objectifs :

- Récupérer toutes les données concernant le karst de la craie en Haute-Normandie, et les archiver au sein d'une même plateforme numérique;
- Pouvoir utiliser ces données dans un système d'information géographique (SIG);
- Mieux comprendre le fonctionnement du système karstique et ainsi améliorer la prévention contre les dégradations de la qualité chimique de l'aquifère crayeux (turbidité, nitrates, pesticides), notamment pour les captages AEP.

Pour plus de détails, nous invitons le lecteur à consulter les rapports BRGM: RP-52423-FR; RP-57188-FR; RP-58189-FR et RP-59933-FR.

Pour comprendre les mécanismes à l'origine des bétoires et de la karstogenèse dans la Haute-Normandie, nous avons utilisé la base de données de ce projet. De ce fait, nous avons eu une distribution spatiale des bétoires selon leur type de perte: perte ponctuelle, doline bétoire, infiltration diffuse (Figure 2.12), d'autres bétoires ont été recensées sous le type: indices de bétoires, vu leur nombre non négligeable, nous avons préféré les présenter sur une carte à part (Figure 2.13). Pour la suite de cette étude, nous appelons bétoires l'ensemble des trois premiers types. Cette base de données nous a permis aussi d'accéder à l'état des bétoires: aménagées, bouchées, fonctionnelles....

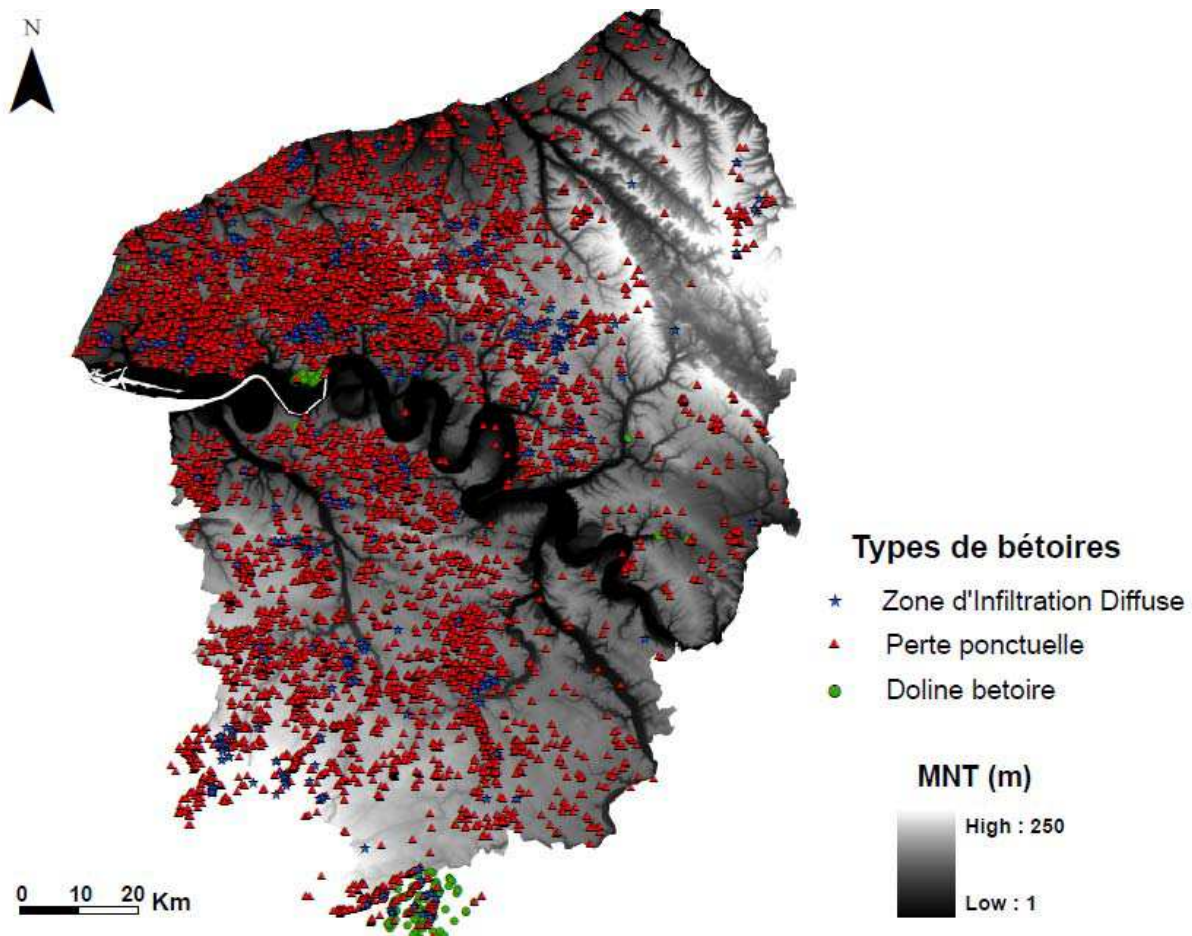


Figure 2.12: Carte de répartition des bétoires dans la région Haute-Normandie avec le Modèle Numérique de Terrain- Etat de la bancarisation au terme de l'Année 4 (bétoires classées par type de perte)

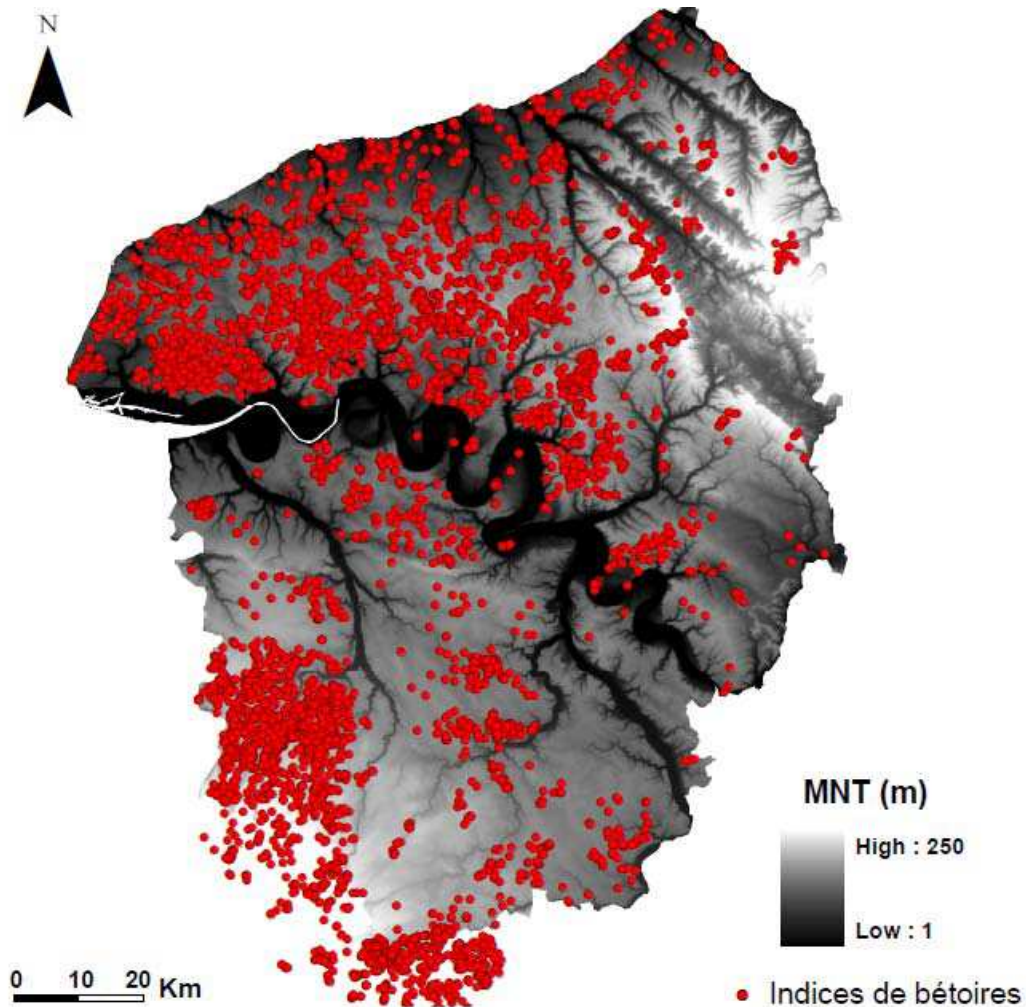


Figure 2.13: distribution des indices de bétoires dans la région Haute-Normandie

II.1.2. Données piézométriques et climatiques

En Haute-Normandie, dans le Nord-Ouest de la France, la majeure partie de l'eau potable provient de l'aquifère de la craie du bassin de Paris. Il est donc de première importance de comprendre le fonctionnement hydrologique de cet aquifère.

Cette étude est basée sur la piézométrie régionale de façon à comprendre les mécanismes et les comportements hydrogéologiques. 40 piézomètres (puits et forages) ont été étudiés (Figure 2.14), nous disposons donc de 40 chroniques mensuelles allant de 1985 à 2009 (24 ans). Ces piézomètres appartiennent au réseau de surveillance de la quantité des eaux souterraines, mis en place depuis la fin des années 70 par le BRGM. Les caractéristiques principales des piézomètres sont données dans le Tableau 2.1.

La chronique piézométrique est le recueil de l'évolution dans le temps du niveau de la nappe surveillée. Elle est constituée de mesures qui associent le niveau de la nappe à une date donnée. La

fréquence des données piézométriques étant différente selon les piézomètres considérés (suivis journaliers ou mensuels selon les cas), un travail d'homogénéisation des données a été réalisé. Dans ce but, nous avons procédé à un ré-échantillonnage de toutes les chroniques pour avoir le même nombre de données. Ce ré-échantillonnage a été réalisé par le logiciel statistique : Autosignal.

Nous avons à disposition aussi les données mensuelles de 7 stations pluviométriques sur la même période d'étude (1985-2009) : 5 dans la Seine Maritime (Boos, Grainville, Morienne, Pierrecourt, Saint Romain de Colbosc) et 2 dans l'Eure (Evreux, les Andelys) (Figure 2.14). Ces données Météo-France ont été obtenues grâce au BRGM. Les données de la NAO ont été obtenues à partir du site Internet: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>)

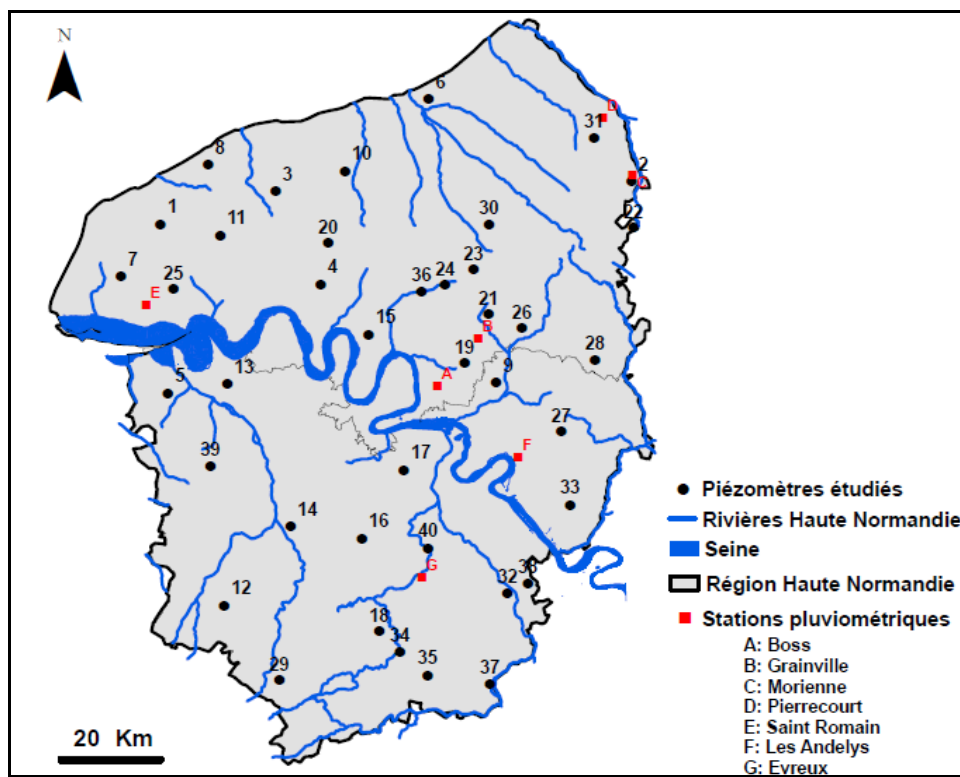


Figure 2.14: Localisation des piézomètres étudiés et des pluviomètres de la région Haute-Normandie. (Système de projection : Lambert II étendu)

Label	Piézomètres	Indice BSS	Profondeur	Bassin versant	Type de nappe	Département
1	AUBERVILLE-LA-RENAULT	00751X0004	68.1	Etretat	Craie	76
2	AUMALE	00604X0224	71.7	Bresle	Craie	76
3	VEAUVILLE-LES-QUELLES	00578X0002	61.8	Durdent	Craie	76
4	BLACQUEVILLE	00766X0004	84.9	Austreberthe	Craie	76
5	SAINT-MACLOU	00985X0040	39.8	Risle	Turonien	27
6	GREGES	00435X0079	76.9	Eaulne	Craie	76
7	MANEGLISE	00748X0008	60.5	Lézarde	Craie	76
8	ANCRETTEVILLE-SUR-MER	00572X0010	45.1	Eletot	Craie	76
9	VANDRIMARE	01008X0018	79.1	Andelle	Craie	27
10	TOCQUEVILLE-EN-CAUX	00583X0005	71.7	Dun	Craie	76
11	HATTENVILLE	00753X0030	36.7	Valmont	Craie	76
12	ROUSSIERE (LA)	01487X0001	29.0	Risle	Craie	27
13	FOURMETOT	00687X0009	67.5	Risle	Craie	27
14	GOUPILLIERES	01491X0009	47.4	Risle	Craie	27
15	VAUPALIERE (LA)	00993X0002	97.9	Seine	Craie	76
16	GRAVERON-SEMERVILLE	01493X0001	43.3	Risle	Craie	27
17	MONTAURE	01245X0010	41.8	Iton	Craie	27
18	NOGENT-LE-SEC	01794X0035	37.2	Iton	Craie	27
19	BOIS D'ENNEBOURG	01003X0008	63.4	Aubette	Craie	76
20	MOTTEVILLE	00762X0004	34.8	Durdent	Craie	76
21	CATENAY	00777X0008	48.2	Andelle	Craie	76
22	CRQUIERS	00608X0206	40.4	Bresle	Craie	76
23	ROCQUEMONT	00773X0002	46.7	Cailly	Craie	76
24	CLAVILLE-MOTTEVILLE	00776X0096	35.0	Cailly	Craie	76
25	TROIS PIERRES (LES)	00755X0006	93.5	Commerce	Craie	76
26	HERON(LE)	01004X0003	85.2	Andelle	Craie	76
27	FARCEAUX	01252X0011	34.2	Epte	Craie	76
28	BEZANCOURT	01013X0004	46.4	Epte	Craie	76
29	BOIS-ARNAULT	01795X0011	32	Iton	Craie	27
30	MAUCOMBLE	00597X0007	86.4	Varenne	Craie	76
31	REALCAMP	00603X0003	57.5	Yères	Craie	76
32	FAINS	01508X0133	2.0	Eure	Alluvions	27
33	CIVIERES	01256X0002	77.6	Epte	Craie	27
34	COULONGES	01801X0010	19.4	Eure	Craie	27
35	MOISVILLE	01805X0036	18.0	Eure	Craie	27
36	FONTAINE- LE- BOURG	00775X0099	32.0	Cailly	Alluvions	76
37	MARCILLY-SUR-EURE	01807X0051	6.6	Eure	Alluvions	27
38	CHAIGNES	01515X2015	120.8	Eure	Craie	27
39	LIEUREY	01227X0038	101.0	Risle	Craie	27
40	NORMANVILLE	01501X0055	16.0	Iton	Alluvions	27

Tableau 2.1: Les caractéristiques générales des piézomètres étudiés dans la région Haute-Normandie

II.1.3. Suivis de terrain

Les eaux souterraines des aquifères crayeux représentent une ressource en eau importante, mais vulnérable aux pollutions superficielles. La gestion de cette ressource nécessite une bonne connaissance du fond géochimique des eaux souterraines. Les notions de transfert et de transit étant nettement dissociées dans le domaine des aquifères karstiques, l'hydrochimie est un moyen complémentaire pour étudier la structure et le fonctionnement de ces derniers (Bakalowicz 1979 ; Mudry, 1987).

La « réponse chimique » d'un aquifère karstique constitue un moyen d'étude des processus de recharge de cet aquifère. L'hydrogéochimie est complémentaire des méthodes basées sur l'hydrodynamique : en effet, les traceurs naturels tels que les éléments majeurs offrent des informations complémentaires sur le fonctionnement des systèmes karstiques permettant l'identification de l'origine des masses d'eaux.

Sachant que les cartes de géochimie établies par Valdès et al., 2005 et Slimani (2009) ont été établies à partir d'un maillage de stations principalement implantées dans les sites d'exploitation de l'aquifère, en vallées, le suivi géochimique envisagé a été focalisé sur des secteurs hydrologiques amont, de plateau pour examiner la variabilité spatiale de la qualité des réserves de l'aquifère. La stratégie d'échantillonnage mise en place a également pris en compte la dualité du contexte de fonctionnement hydrologique entre les bassins versants courts observés en Seine Maritime (ligne de partage entre les bassins versants se déversant vers la Seine et vers la Mer) et les bassins versants beaucoup plus longs observés au Sud de la Seine entre Iton et Risle.

Un suivi bimensuel (de janvier à octobre 2011) de 5 anciens puits situés à proximité de la ligne de partage des eaux, a été réalisé dans le secteur amont du site du Tremblay Omonville (dans l'Eure 27) autour du piézomètre de référence de Graveron-Semerville (Figure 2.15). Le suivi réalisé comprend la mesure des niveaux d'eaux, de la conductivité électrique (minéralisation des eaux) et l'analyse des éléments majeurs. Parallèlement, un suivi comparable a été réalisé sur 6 puits dans le secteur amont des bassins versants de Seine Maritime (76) autour du piézomètre de référence de Rocquemont (Figure 2.15). Une campagne d'analyses géochimiques a été menée sur 18 points de la région Haute-Normandie situés en plateau au cours du mois d'octobre 2011 (Figure 2.15). Les prélèvements ont été réalisés entre le 11 et 18 octobre 2011. Les caractéristiques de ces différents points sont données dans le tableau 2.2.

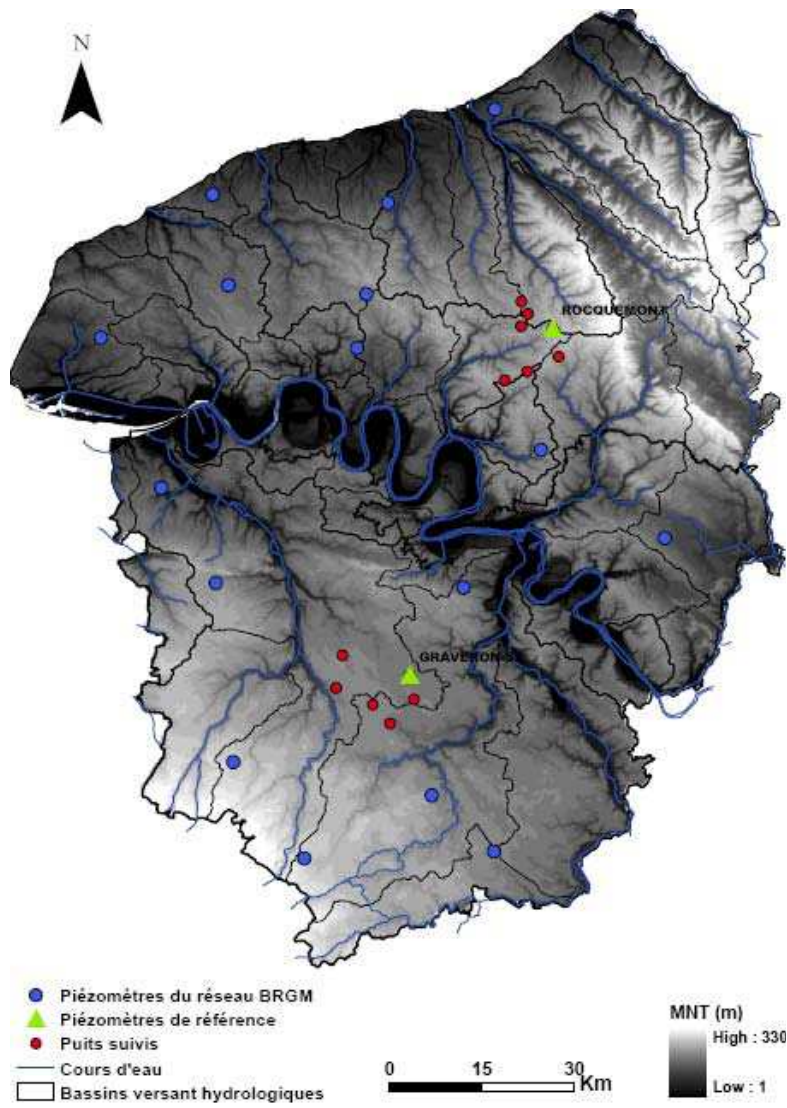


Figure 2.15: localisation des différents puits de prélèvements

Piézomètres	Indice-BSS	X Coord	Y Coord	Prof. (m)
GREGES	00435X0079/S1	514183	2547974	76.90
ANCRETTEVILLE-SUR-MER	00572X0010/S1	468389	2534125	45.10
ERMENOUVILLE	00581X0015/P	487870	2534814	80.00
MANEGLISE	00748X0008/S1	450268	2510896	60.50
HATTENVILLE	00753X0030/S1	470956	2519416	36.70
ROCQUEMONT	00773X0002/S1	523522	2512435	46.70
MOTTEVILLE	00762X0004/S1	493326	2517983	34.80
BLACQUEVILLE	00766X0004/S1	491812	2509230	84.90
BOIS D'ENNEBOURG	01003X0008/S1	521646	2492674	63.40
SAINT-MACLOU	00985X0040/S1	460054	2486496	39.80
LIEUREY	01227X0038/S22	468924	2471047	101.00
MONTAURE	01245X0010/S1	509080	2470308	42.40
FARCEAUX	01252X0011/S1	541750	2478334	34.20
ROUSSIÈRE (LA)	01487X0001/S1	471750	2441990	29.00
NOGENT-LE-SEC	01794X0035/S1	503929	2436562	37.20
BOIS-ARNAULT	01795X0011/S1	483248	2426344	32.00
MOISVILLE	01805X0036/S1	514022	2427471	18.00
GRAVERON-SEMERVILLE	01493X0001/P	500380	2456038	43.30
COTTEVRARD	00772X0012	518488	2516776	42.20
CRITOT	00772X0127	519526	2514779	34.35
SAINT-ANDRE-SUR-CAILLY	00776X0050	519406	2505398	39.25
ESTEVILLE	00772x0094	518401	2512736	35.55
QUINCAMPOIX	00776x0001	515773	2503994	62.80
VIEUX-MANOIR	00777x0004	524511	2507804	36.50
FAVEROLLES-LA-CAMPAGNE	01497X0004	497195	2448229	51.90
EMANVILLE	01492X0014	494370	2451309	47.20
ECARDENVILLE-LA-CAMPAGNE	01492x0009	489430	2459311	36.00
BARC	01492x0003	488413	2454026	38.10
TOURNEDOS-BOIS-HUBERT	01493x0007	501045	2452165	47.55

Tableau 2.2 : Caractéristiques générales des puits suivis

II.2. Méthodes d'investigation

II.2.1. Analyses statistiques

Diverses méthodes d'analyses statistiques ont été utilisées dans cette étude, chaque méthode a son propre avantage. L'analyse des séries chronologiques est un outil puissant pour analyser les données hydrologiques... La combinaison de ces approches peuvent fournir une analyse statistique robuste pour étudier l'hydrologie des bassins versants à grande échelle.

II.2.1.1. Analyses de séries temporelles

Les analyses corrélatoire et spectrale ont été souvent utilisées dans l'hydrologie karstique (Padilla and Pulido-Bosch, 1995; Angelini, 1997; Larocque et al., 1998; Labat et al., 2000; Mathevet et al., 2004; Vernoux, 2004; Rahnemaie et al., 2005; Panagopoulos and Lambrakis, 2006). Mangin (1984) est l'un

des premiers à utiliser ces analyses en hydrologie karstique sur des chroniques de débit. L'hypothèse principale pour l'application de ces analyses dans un karst est que le système karstique agit comme un filtre entre le paramètre d'entrée: la pluie et le paramètre de sortie: source, débit fluvial ou des mesures de niveau des eaux souterraines. Le filtre dans le karst de la Haute-Normandie est en relation avec l'épaisseur des formations superficielles, l'épaisseur de la zone non saturée, la zone saturée, le rôle de la nappe perchée et l'organisation de la structure de drainage qui peut être influencée par la structure du milieu.

La façon dont le système karstique modifie l'entrée est fortement liée aux caractéristiques hydrogéologiques de karst, y compris le degré de karstification, la capacité de rétention ou de stockage et l'hydrodynamique des eaux souterraines. De même, l'analyse spectrale a été utilisée pour étudier les interactions entre la rivière et l'aquifère karstique lors des crues (Bailly-Comte et al., 2008), et pour étudier les propriétés de transport et la dynamique de la turbidité des aquifères karstiques (Massei et al., 2006; Mouhri 2010; Hanin et al., 2011). L'analyse spectrale des séries chronologiques a été appliquée aussi de façon quantitative pour estimer la recharge des eaux souterraines.

a) Intercorrélation ou analyse-croisée

La fonction d'intercorrélation permet de calculer l'intensité de corrélation entre deux chroniques (Figure 2.16). Ce type d'analyse est communément employée pour l'étude des systèmes karstiques (Mangin 1975a, 1984; Grasso et Jeannin 1998; Larocque et al., 1998; Labat et al., 2000; Valdès et al., 2005; Massei et al., 2006; Slimani, 2009; Mouhri, 2010; Hanin, 2010). Elle permet de caractériser la relation entre deux séries en évaluant la rapidité de la réponse impulsionnelle entre le signal d'entrée (x) et le signal de sortie (y). Les signaux peuvent être des données de pluie, débit, piézométrie, conductivité électrique, température, turbidité... L'intercorrélacion fournit deux types d'information : l'intensité de la corrélation entre les deux séries, et l'éventuelle relation de causalité pouvant exister entre elles.

La fonction d'intercorrélacion C_{xy} entre les deux séries x et y est définie comme:

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{n+k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})$$

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{N} \sum (y_i - \bar{y})(x_{i+k} - \bar{x})$$

Où k est le décalage (lag) (Padilla et Pulido-Bosch, 1995).

\bar{x} et \bar{y} sont les moyennes des séries x et y.

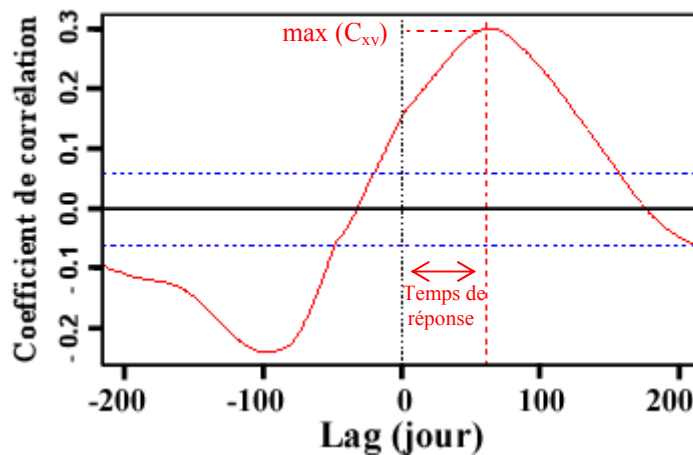


Figure 2.16: Exemple d'intercorrélogramme entre deux piezomètres dans la région Haute-Normandie. La réponse impulsionnelle est de 90 jours, le coefficient de corrélation est de 0.3

La fonction d'intercorrélation n'est généralement pas symétrique : $C_{xy}(k) \neq C_{yx}(k)$.

Si $C_{xy}(k) > 0$ pour $k > 0$, le signal d'entrée influence le signal de sortie.

Si $C_{xy}(k) < 0$ pour $k > 0$, c'est le signal de sortie qui influence le signal d'entrée.

Lorsque le signal d'intercorrélation est symétrique et centré en $k = 0$, cela indique que les deux signaux sont synchrones et n'ont pas de lien de causalité entre eux, leur réponse est alors dépendante d'un troisième signal. Le temps de réponse est défini comme le temps entre $k = 0$ et le lag du maximum de $C_{xy}(k)$ (Figure 2.16).

Dans cette étude, les corrélations croisées permettront d'apprécier la réactivité des piezomètres face aux précipitations, de comprendre les relations qui existent entre la pluie et les débits de rivières, et d'apprécier le rôle du système dans la modification du signal d'entrée.

b) Analyse spectrale par transformée de Fourier

La transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation donne le spectre d'énergie du signal. Ce spectre permet de visualiser les fréquences qui sont les mieux exprimées dans le signal, ce qui permet d'étudier la distribution de la variance du signal en fonction des fréquences et d'expliquer la variabilité du signal en analysant son contenu fréquentiel. On déplace alors l'analyse du domaine temporel au domaine fréquentiel (Jenkins et Watts, 1968 ; Box et al., 1994).

Pour le calcul du spectre d'énergie le signal est décomposé en une somme de signaux sinusoïdaux de longueur infinie par la formule suivante

$$FFT[f(t)] = F(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-2i\Pi\nu t} dt$$

où $f(t)$: fonction quelconque (par exemple pluie ou débit).

$FFT[f(t)] = F(\nu)$: transformée de Fourier discrète rapide de la fonction $f(t)$, avec $\nu = 1/t$ (fréquence).

Pour analyser la distribution de la variance, dans un signal par transformée de Fourier, il est nécessaire de procéder en 3 étapes:

1. *Suppression de la tendance* : une tendance dans un signal correspond à une variation de la moyenne du signal. La tendance s'exprime dans le spectre par une basse fréquence d'amplitude très forte, masquant l'expression de toute autre composante spectrale. Enlever la tendance permet de centrer le signal et revient à le rendre plus ou moins stationnaire.

2. *Calcul de la fonction d'auto corrélation* : corrélation du signal avec lui-même pour des décalages temporels de plus en plus importants → amplification des périodicités préexistantes et atténuation du bruit (le bruit n'est pas autocorrélé).

3. *Transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation* : expression dans le plan de Fourier de la fonction d'autocorrélation.

Les transformées de Fourier permettent de mettre en évidence des fréquences à l'intérieur du signal que l'on ne peut déterminer par simple observation (Figure 2.17).

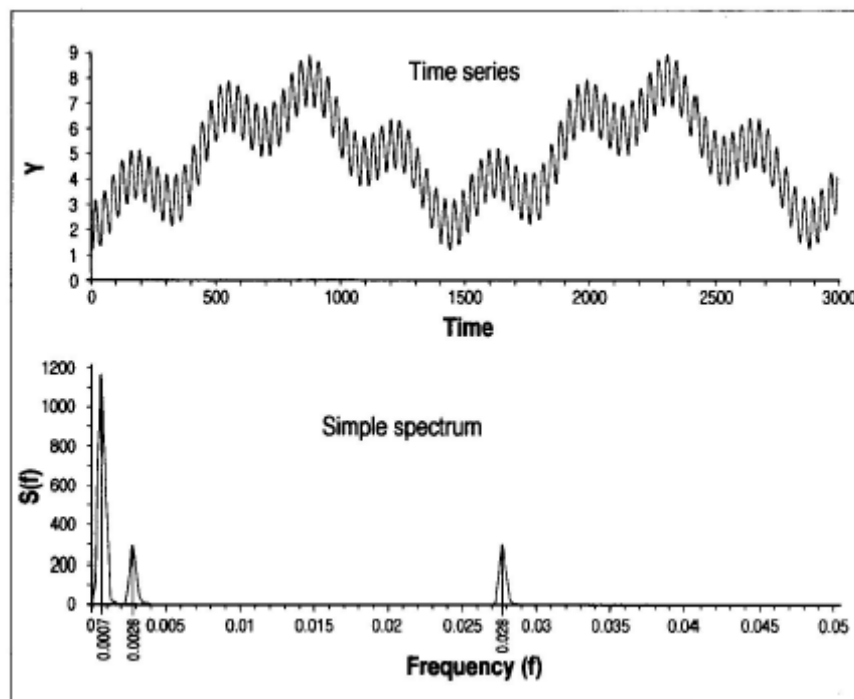


Figure 2.17 : Séries chronologiques artificielles constituées de trois harmoniques et spectre correspondant (Grasso et Jeannin, 1994)

c) Calcul de la bande passante

Le temps de régulation a été défini par Mangin (1984) comme la fenêtre temporelle nécessaire au système pour faire transiter toute l'information (toute la variance) d'une impulsion d'entrée. Il s'agit en fait de l'inverse de la bande passante en traitement du signal. Si la bande passante du système est faible, cela signifie que le système filtre considérablement un signal d'entrée. Si la bande passante est

importante, le système filtrera moins le signal d'entrée et restituera donc mieux le contenu fréquentiel (Figure 2.18).

En hydrologie, le temps de régulation doit correspondre à la durée de la réponse impulsionnelle. Plus le système filtre la pluie, plus la réponse sera étalée dans le temps (les eaux de pluie vont se diluer fortement, le système a un fort effet tampon), donnant un temps de régulation important (ou une faible bande passante). Au contraire, moins le système filtre la pluie, moins la réponse est étalée par rapport au signal d'entrée, le temps de régulation est alors court, et la bande passante est large. En quelque sorte, la bande passante donne le débit maximal d' « informations » que le système peut faire passer, sans une trop forte modulation.

Pour calculer la bande passante, on calcule la largeur de bande nécessaire pour rassembler toute l'énergie du spectre. On calcule la largeur de bande fréquentielle pour un rectangle dont l'un des cotés correspond à l'ordonnée maximale du spectre et dont la surface est égale à l'aire totale du spectre. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel (Marsaud, 1996).

La bande passante est dépendante de multiples paramètres (précipitations, influence de la morphologie de surface et/ou souterraine, organisation du système karstique,...).

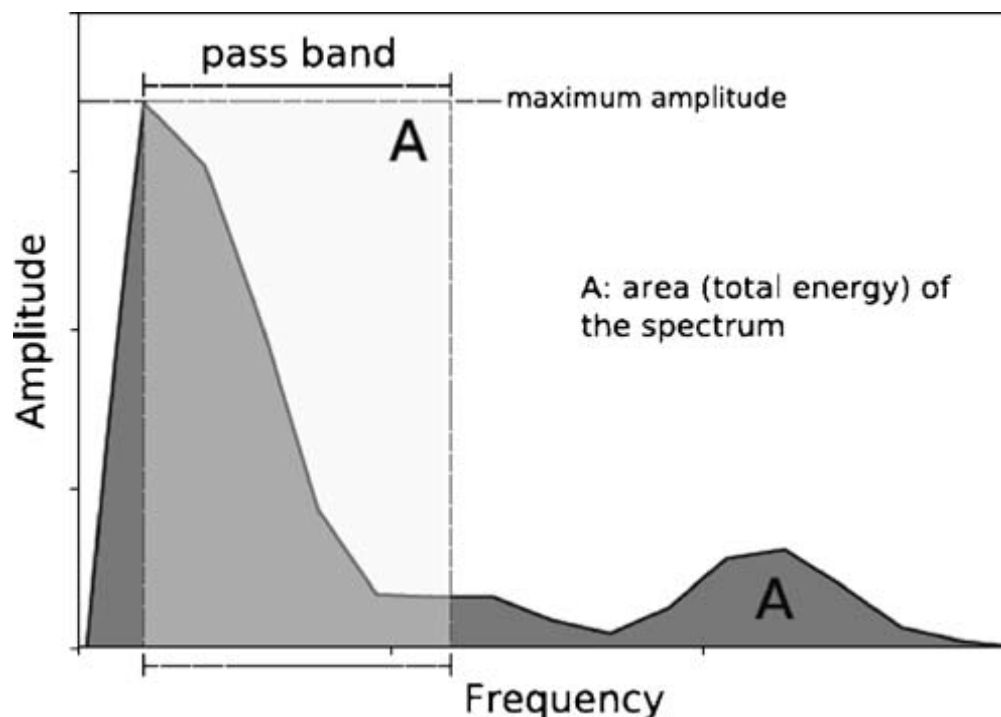


Figure 2.18 : Calcul de la bande passante (Slimani et al., 2009)

d) Analyse en ondelettes continue

Les analyses en ondelettes apparaissent complémentaires des analyses corrélatoires et spectrales classiques, tout en autorisant une analyse plus fine des signaux. A la différence de ces dernières, les analyses en ondelettes permettent d'étudier les signaux non stationnaires (Figure 2.19).

La transformée en ondelettes est réalisée en convoluant le signal à analyser par une famille d'ondelettes définies par un paramètre d'échelle (a) et un paramètre temporel (b). On prend donc à la place d'une fonction sinusoïdale infinie (utilisée pour les analyses corrélatoire et spectrale), une fonction définie sur un certain intervalle de temps. Le premier permet de dilater l'ondelette pour l'analyse des fréquences voulues, et le deuxième permet de translater l'ondelette sur l'axe des temps, pour analyser cette fréquence au voisinage d'un moment du signal :

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

L'ondelette choisie pour référence est appelée ondelette-mère et la modification du paramètre d'échelle produit des ondelettes-filles. La transformée en ondelettes est donc réalisée en décomposant le signal en signaux définis sur une certaine période de temps (ou d'espace), ce qui permet d'analyser les variations du contenu fréquentiel au cours du temps. La transformée en ondelettes d'un signal $s(t)$ est définie par :

$$S(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt$$

Il existe différents types d'ondelette-mère, on peut citer par exemple l'ondelette de Morlet, les dérivées de loi normale, ou bien l'ondelette de Paul. La plus fréquemment utilisée est l'ondelette de Morlet que nous utilisons dans cette étude. Elles permettent d'avoir une plus grande précision pour les basses fréquences mais par contre, elles discriminent les hautes fréquences.

L'analyse multirésolution, basée sur la transformée en ondelettes orthogonales, a été aussi utilisée dans cette étude afin de filtrer et reconstruire les composantes de la variabilité des signaux hydrologiques étudiés. Ce type d'analyse est largement décrit dans les travaux de (Mallat, 1989; Torrence et Compo, 1998; Labat et al, 1999, 2002, 2006).

L'utilisation des transformées en ondelettes est actuellement en développement en hydrologie karstique (Pandey, 1998; Labat, 1999, 2000; Mathevet, 2002; Mesquita, 2009; Andreo et al., 2006; Massei et al., 2006, Slimani et al., 2009, Mouhri, 2010, Hanin, 2010) car elles permettent d'analyser efficacement les signaux en identifiant les fréquences et en les localisant dans le temps tout en prenant en compte la nature particulière du fonctionnement karstique comme le comportement multi-échelle et l'instationnarité des signaux.

Par analogie avec l'analyse spectrale, les spectres en ondelettes croisées ont été définis (Labat et al., 1999).

e) Analyse de cohérence par ondelettes

La fonction de cohérence $CO_{xy}(f)$, déjà largement décrite dans la bibliographie (Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998) exprime la relation de linéarité entre le signal d'entrée et de sortie, grâce à l'utilisation des spectres d'énergie S_x et S_y et du spectre d'énergie de la fonction d'intercorrélacion S_{xy} .

La fonction de cohérence indique le déphasage entre le signal d'entrée et de sortie. Elle décrit la linéarité de la relation « entrée-sortie » : sa valeur est comprise entre 0 et 1.

La fonction de cohérence s'exprime de la façon suivante :

$$CO_{xy}(f) = S_{xy}(f) / \sqrt{S_x(f)S_y(f)}$$

avec :

$S_{xy}(f)$, transformée de Fourier de la fonction d'intercorrélacion des variables d'entrée x et de sortie y .

$S_x(f)$ et $S_y(f)$, transformées de Fourier des autocorrélogrammes du signal d'entrée x et du signal de sortie y .

Par analogie avec le calcul de la cohérence par transformée de Fourier, la cohérence par ondelettes peut être définie par:

$$WC(a, \tau) = \frac{|SW_{XY}(a, \tau)|}{\sqrt{|SW_{XX}(a, \tau) \cdot SW_{YY}(a, \tau)|}}$$

Lorsque le système fonctionne de façon parfaitement linéaire, la fonction de cohérence par ondelettes $WC(a, \tau)$ est égale à 1, c'est-à-dire qu'un changement du comportement du signal d'entrée provoque une réaction proportionnelle sur le signal de sortie. La cohérence est une mesure de l'intensité de la covariance entre deux séries chronologiques dans l'espace temps-échelle, à l'inverse de l'analyse croisée par ondelettes, pour laquelle une forte intensité de corrélation peut être obtenue si seulement l'un des deux spectres intercorrélés présente une forte puissance. Des tests statistiques sont réalisables pour estimer la significativité des pics d'énergie (Torrence et Webster, 1999). Le spectre de cohérence par ondelettes permet d'observer par niveau d'échelle le lien statistique entre deux signaux. Dans la figure 2.19a, par exemple, les fortes valeurs de cohérence sont caractérisées par des couleurs rouges et les faibles valeurs sont représentées par des couleurs bleues. Les variations de la cohérence pour une bande de fréquence, traduisant la complexité de la relation entre les deux signaux étudiés.

En complément aux analyses de cohérence en ondelettes, il est possible d'extraire pour une bande de période donnée, l'évolution des phases des signaux (Figure 2.19b). Le calcul de la différence entre les phases des deux signaux à un instant donné détermine si les signaux sont synchrones (en phase), les valeurs affichées sont proches du 0 caractérisées par les couleurs bleu clairs, dans ce cas le décalage

est minimum ou asynchrones (en décalage de phase ou en opposition de phase), dans ce cas le signal s'approchant de la valeur π ou $-\pi$ montre un retard maximum caractérisé par les couleurs rouges et oranges (Figure 2.19b), le signe de la différence de phase détermine quel signal est en avance ou en retard sur l'autre. Quant les valeurs sont proches de $\pi/2$ et $-\pi/2$, on parle de quadrature de phase (retard intermédiaire), ces valeurs sont difficilement interprétables (Figure 2.19b).

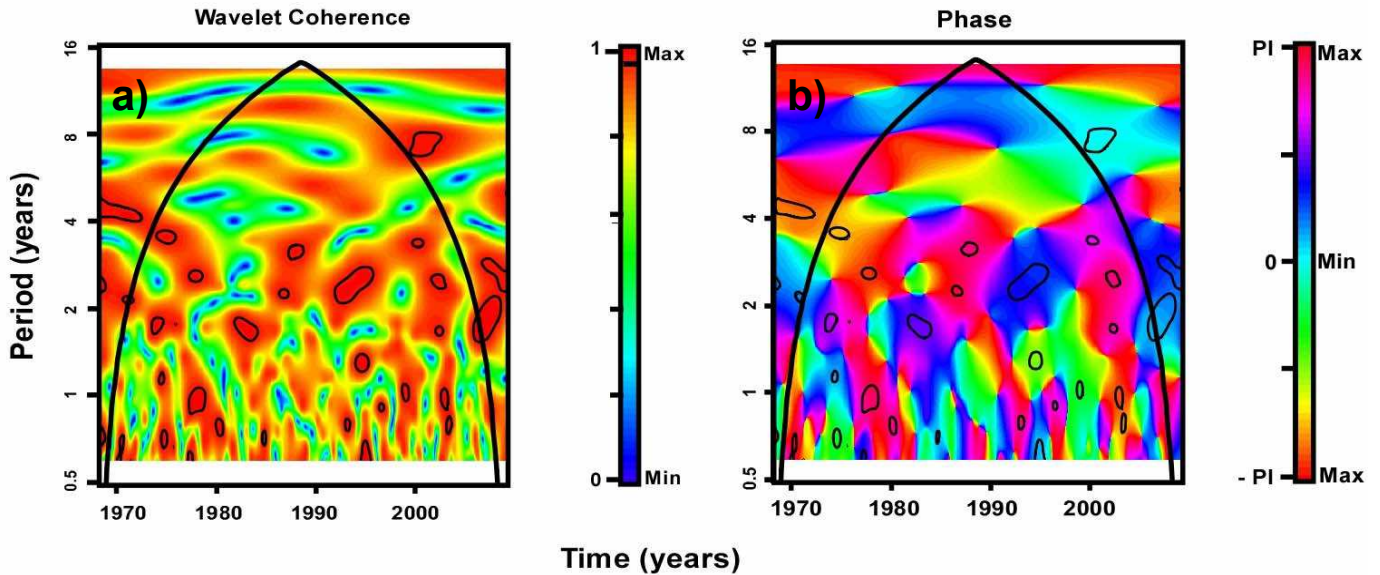


Figure 2.19 : Exemple de spectre en ondelettes par cohérence (a) et par phase (b) obtenus entre les signaux de la pluie à la station de Boos et le signal climatique NAO

II.2.2. Analyse des données spatiales

Une étude régionale nécessite une connaissance approfondie des caractéristiques de l'aquifère lui-même dans sa globalité, de celles du matériau qui le compose et de tous les paramètres qui influencent les modalités du fonctionnement de l'aquifère et, notamment, le renouvellement de ses réserves sous l'influence du climat et, les propriétés d'écoulement de la réserve qui sont susceptibles d'être influencées par la géométrie de l'aquifère, le creusement des vallées,... Afin de comprendre la réponse hydrologique obtenue, il nous faut donc caractériser les propriétés physiques de la région: morphologie, lithologie, occupation des sols... Ces types de données nécessitent l'utilisation de méthodes cartographiques thématiques, nous réalisons alors des cartes numériques afin de les quantifier sous le Système d'Information Géographique (SIG).

Après une brève présentation des SIG, nous nous intéressons aux traitements des MNT qui permettront de calculer différents indices tels la pente ou des indices topographiques de zones d'accumulation des eaux particulièrement intéressants pour notre étude.

II.2.2.1. Système d'information géographique (SIG)

L'outil Système d'Information Géographique (SIG) permet de gérer et d'analyser les données sur les caractéristiques spatiales des éléments mis en jeu et sur les valeurs de ces données. Les fonctionnalités des SIG sont opérationnelles si l'on dispose d'une « bonne couverture spatiale » des phénomènes que l'on étudie. Or, l'ensemble des données ne sont généralement pas fournies à une même échelle d'observation et il est impossible de collecter de manière exhaustive les données en tous points de l'espace, ceci pour des raisons de coûts, de l'inaccessibilité..., ce qui pose le problème de l'interpolation des données qui consiste à générer de l'information aux points de l'espace non enquêtés. Il existe plusieurs méthodes d'interpolation spatiale, nous citons à titre d'exemple celles les plus utilisées: interpolation linéaire par inverse de la distance, et l'interpolation par krigeage.

a) Traitements des modèles numériques de terrain (MNT)

Les indices définissant les formes d'une région furent définis : aire, pente, périmètres, allongement, asymétrie, courbe hypsométrique des bassins versants. Plus tard des analyses de la distribution spatiale sont apparues : cartes des pentes, surfaces résiduelles. Dans certaines études la géomorphométrie est orientée vers l'explication des processus érosifs et des contrôles tectoniques sur la formation des reliefs (Delcaillau et al., 1998a, Delcaillau et al., 1998b). Aujourd'hui le développement de SIG et l'automatisation des calculs de traitement des MNT permettent d'utiliser ces paramètres pour d'autres applications comme l'hydrologie. La morphométrie appliquée à l'hydrologie a été initiée par Horton R.E (1945) et a ensuite été enrichie par de nombreux paramètres décrivant les formes des bassins et le réseau hydrographique.

Nous disposons d'un MNT en Haute-Normandie au pas de 50m. Un MNT (Modèles Numérique de Terrain) représente la surface du modelé du paysage. Il est constitué d'une grille dont chaque point possède des coordonnées (X, Y, Z) qui correspondent à la latitude, longitude et altitude (Figure 2.20).

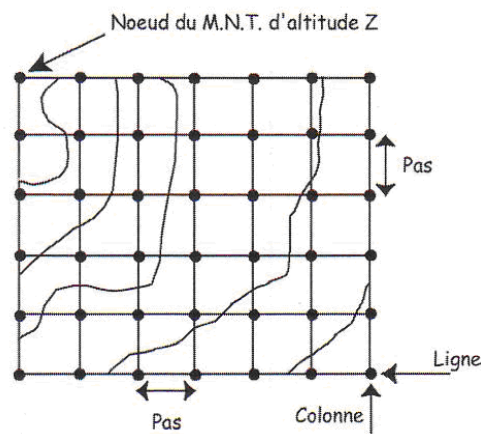


Figure 2.20: Schéma d'un maillage régulier d'un MNT.

II.2.2.2. L'indice topographique de beven-kirkby

L'indice de Beven-Kirkby (IBK, Beven et Kirkby, 1979) appelé aussi CTI (Compound Topographic Index) ou encore WTI (Wetness Topographic Index) est un critère topographique qui permet de délimiter des zones saturées en eau ou autrement dit, il permet d'identifier la capacité d'accumulation de l'eau ruisselant en un point donné. Cette méthode permet ainsi d'obtenir une enveloppe de zones humides potentielles. Les pentes, le sens des écoulements ainsi que les différences d'altitudes peuvent donc être intégrées dans des modèles numériques de terrain (MNT) pour pré-localiser les contextes hydrogéomorphologiques favorables à la formation de zones humides.

Le traitement du MNT a été réalisé à l'aide de l'extension "Topography Toolbox" du logiciel ArcView 9.3 qui permet de générer un réseau de drainage multi-directionnel (Figure 2.21) à partir du MNT : chacune de ses mailles est supposée drainer l'ensemble du volume d'eau qu'elle reçoit de son bassin versant vers les mailles voisines ayant une altitude plus faible. Le volume d'eau reçu du bassin versant est réparti au prorata de la différence d'altitude entre la maille centrale et ses voisines plus basses.

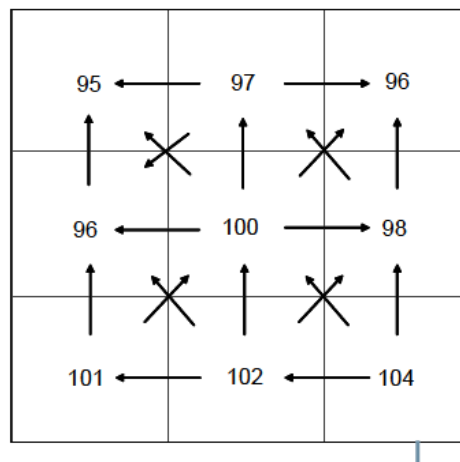


Figure 2.21 : exemple de modèle de drainage multi-directionnel (d'après Auousseau et Squivadent, 1995)

La formule de calcul de l'Indice de Beven Kirkby (IBK) en un point est la suivante:

$$IBK = \ln (a / \tan \beta)$$

avec a : surface amont drainée (drainage naturel) en ce point (m^2) et $\tan \beta$: pente en ce point (%).

La modélisation basée sur la géomorphologie a l'avantage d'être rapide et peu coûteuse (Durand et al., 2000). Par ailleurs, la résolution des MNT doit être fine pour une meilleure précision de l'indice topographique (IBK).

II.2.3. Outils de modélisation

Dans l'objectif de modéliser les systèmes karstiques et pour mieux les comprendre, les travaux de recherche du BRGM visent à développer différentes méthodes de modélisation adaptées à ces systèmes complexes. Nous avons utilisés dans cette étude deux de ces modèles qui sont différents, le premier est de type réservoir qui est fonction des transferts couramment utilisé dans les milieux poreux, il s'agit de modèle GARDENIA (Modèle **G**lobal **À** Réservoirs pour la simulation de **DÉ**bits et de **N**iveaux **A**quifères). Le second est un modèle maillé dans lequel on peut introduire les discontinuités d'un karst, il s'agit du modèle MARTHE (**M**odélisation d'**A**quifère par un **M**aillage **R**ectangulaire en régime **T**ransitoire pour le calcul **H**ydrodynamique des **E**coulements).

Ci dessous, une description rapide de ces deux modèles utilisés.

a) Modélisation par l'approche globale "boite noire"

Afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement hydrogéologiques de l'aquifère de la craie, une modélisation pluie-niveau piezométrique a été réalisée en utilisant les modèles globaux dits "boites noires" dans lesquels les écoulements sont décrits à l'aide des lois de tarissement de type "Maillet". Dans le cadre de cette thèse, le code GARDENIA du BRGM (Boisson et Thiéry, 1991) a été utilisé. La modélisation globale à l'aide de ce modèle nous permettra d'établir un bilan hydrologique et d'évaluer le recharge naturelle de l'aquifère.

Le modèle GARDÉNIA simule le cycle de l'eau, depuis les précipitations sur un bassin versant jusqu'au débit à l'exutoire ou au niveau aquifère en un point (Figure 2.22). Ce modèle est global, car il considère une "entrée" globale (une "lame d'eau" sur le bassin et une évapotranspiration potentielle) et une "sortie" unique qui est, suivant le cas, le débit à l'exutoire ou le niveau piézométrique en un point de la nappe sous-jacente.

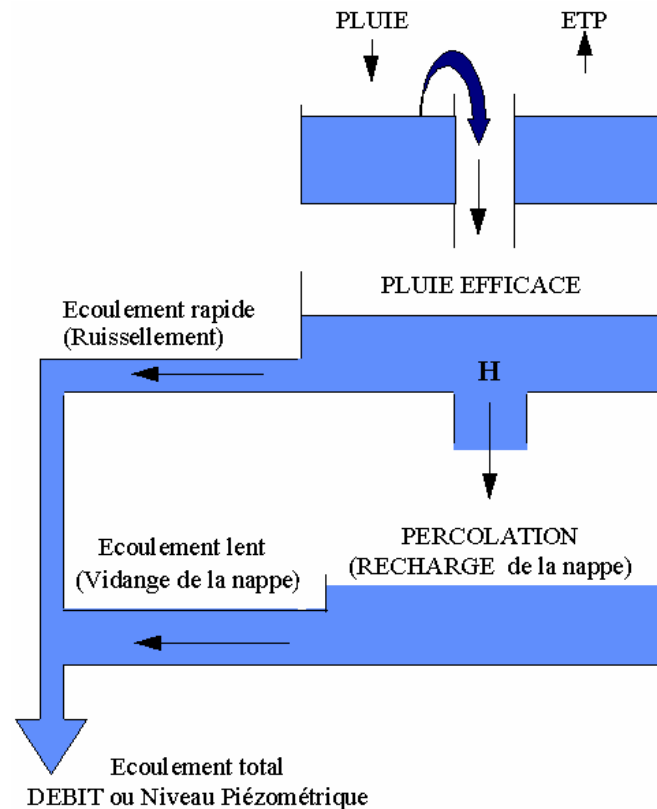


Figure 2.22: Principe du modèle hydrologique global GARDÉNIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique (Thiery, 2004).

La modélisation des relations pluie-niveau d'aquifère fait intervenir de nombreux paramètres définis pour un bassin versant. Ces paramètres globaux, ne pouvant pas être mesurés (par définition), doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des niveaux d'aquifère. Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

A l'issue du calage, GARDÉNIA permet:

- D'établir un bilan hydrologique sur le bassin en quantifiant les différentes composantes de ce bilan à savoir, l'évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration, recharge (dont certains termes peuvent être utilisés dans un modèle hydrodynamique) ; ce bilan peut contribuer à l'évaluation de la recharge naturelle des aquifères ;
- De séparer les différentes composantes de l'écoulement, en écoulement lent et écoulement rapide.

b) Modélisation par l'approche distribuée

L'objectif, avec ce modèle, est de modéliser l'écoulement saturé en régime transitoire dans l'aquifère de la craie. Les simulations numériques ont été effectuées avec le logiciel MARTHE, développé par le BRGM (Thiery, 2010). C'est un modèle aux différences finies, qui peut traiter les problématiques hydrodynamiques (écoulement et transport), et thermiques, dans des aquifères tridimensionnels et

multicouches. L'avantage de ce modèle par rapport à d'autres, comme par exemple MODFLOW, est que les mailles ne sont figées en taille. Il offre des possibilités de maillages parallélépipédiques (ou rectangulaires) irréguliers et de maillages gigognes (petites mailles dans grandes mailles (Figure 2.23) pour prendre en compte des problèmes et des géométries complexes. Ce qui permet de modéliser plus finement des particularités du terrain, de la densité des informations disponibles, de la précision recherchée...Son domaine d'application le plus fréquent est les aquifères monocouches qu'il permet de modéliser en régime permanent ou transitoire. Il est également adapté à l'hydrogéologie urbaine ou karstique par sa possibilité de simuler des drains ou des canaux.

Le principe de calcul est basé sur la résolution simultanée du bilan de masse (écoulement et transport), et du bilan d'énergie (diffusion, convection, dispersion) pour chaque point du maillage et pour chaque pas de temps du modèle.

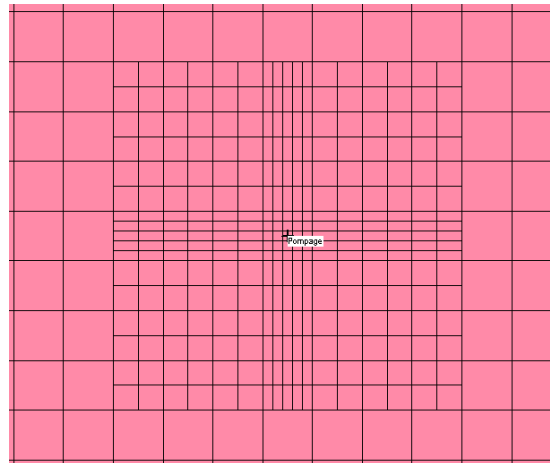


Figure 2.23: exemple de sous-maillage gigogne au voisinage du puits de pompage (Thiéry, 2010)

CHAPITRE 3 : LES MODALITES DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE L'AQUIFERE SUPERFICIEL DES PLATEAUX CRAYEUX KARSTIFIES

Ce chapitre a pour objectif de traiter les processus hydrologiques superficiels. Après une courte présentation de l'importance et de l'influence du contexte régional sur le développement du karst dans la région Haute-Normandie; une étude du rôle des formations superficielles dans les processus de recharge de l'aquifère de la craie est présentée; et enfin, nous s'intéressons aux zones potentielles de développement de ces formes d'introduction karstiques appelées régionalement "bétoires".

Le karst de la craie des plateaux de Haute-Normandie est constitué par un épikarst qui englobe la surface altérée et karstifiée de la craie et les résidus d'altération (RS), le tout étant recouvert d'une couverture de loess du Quaternaire plus ou moins épaisse. Ces plateaux sont affectés par la présence de nombreux points d'engouffrement rapide des eaux : dolines (bétoires) qui sont directement connectés avec le réseau de fissures et de conduits karstiques de la craie qui se développent verticalement dans la zone non saturée et horizontalement dans la zone saturée.

L'aquifère de la craie constitue un bon exemple d'aquifère karstique sous couverture dont les modalités de recharge sont complexes et les ressources en eaux soumises à l'impact du soutirage des formations superficielles et de l'érosion des sols.

Dans ce chapitre, nous étudions les processus hydrologiques dans la zone de sub-surface (Figure 3.1). D'abord, nous nous focalisons sur le transfert dans la zone épikarstique, et notamment sur le rôle des formations superficielles dans les processus de recharge de l'aquifère de la craie; ensuite, nous identifions les zones préférentielles au développement des formes d'introduction karstiques ou "bétoires".

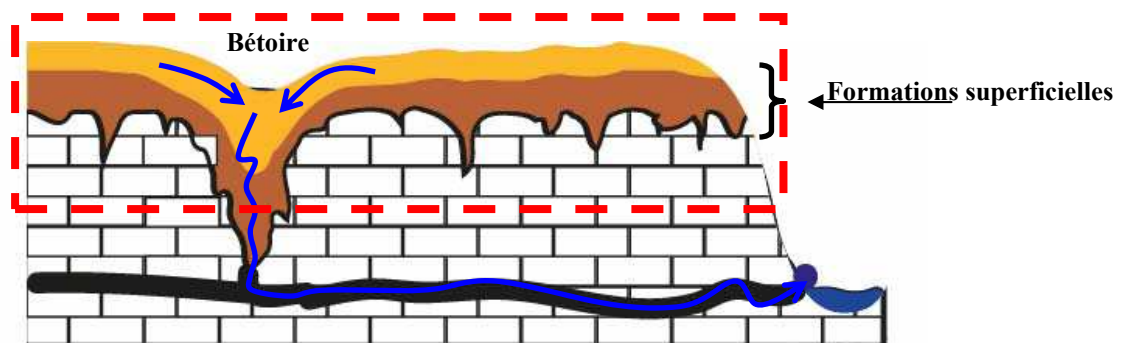


Figure 3.1: La zone de sub-surface concernée, englobant les bétoires et les formations superficielles

I. L'IMPORTANCE DU CONTEXTE REGIONAL SUR LES BÉTOIRES ET LE DÉVELOPPEMENT DES RESEAUX KARSTIQUES

Au cours de l'Ère Tertiaire (- 65 à - 2 millions d'années), la mer envahit à plusieurs reprises le Bassin de Paris, mais peu de terrains témoignent encore des différentes phases de sédimentation de cette époque (terrains éocènes principalement auxquels s'ajoutent quelques vestiges de l'Oligocène et des sables pliocènes). Le phénomène dominant en Haute-Normandie, au moins durant la fin de l'ère Tertiaire, est l'altération continentale. Le climat chaud et parfois humide facilite cette altération.

Au début du Quaternaire l'altération des reliefs crayeux se poursuit. La craie tend à se dissoudre lorsqu'elle est traversée par les eaux de pluie, mais les silex et les argiles qu'elle contient restent en

place. Ces résidus de dissolution constituent un manteau d'altération brun ou rouge appelé « argiles à silex » (ou formation résiduelle à silex) d'épaisseur pouvant dépasser 20 m. Le contact entre les argiles à silex et la craie est très irrégulier : des « racines » emplies d'argile brune descendent parfois à plusieurs dizaines de mètres dans la craie et forment ainsi des entonnoirs de dissolution aussi appelés « altération en doigt de gants ».

Une synthèse sur l'évolution géomorphologique de la région Haute-Normandie pendant le Quaternaire a été réalisée par Laignel (2003). Suite à un soulèvement pendant le Quaternaire de la bordure occidentale du bassin de Paris, la géomorphologie régionale devient de plus en plus contrastée avec l'incision progressive des vallées (en opposition avec le paysage monotone de la PréSeine), les plateaux crayeux sont caractérisés par une grande épaisseur de craie située au-dessus du niveau de base régional, ce qui a créé un gradient hydraulique permettant la karstification et favorisant le développement des drains vers les vallées et l'étagement du karst de restitution (Rodet, 1991). Les terrasses étagées de la basse vallée de la Seine aident à comprendre l'évolution du système au cours du Quaternaire, et permettent la reconstitution de la dynamique à la fois de l'encaissement et des déplacements de ce fleuve. Ainsi, les variations du niveau de base et l'épirogenèse de la région durant le Quaternaire sont les principaux facteurs de l'histoire du karst de la basse vallée de la Seine (Rodet, 1991).

De plus, Costa et al., (2006) ont réalisé une étude sur les entonnoirs de dissolution (poches de dissolution) qui caractérisent et se développent au sommet des falaises normandes. Cette étude a permis de montrer que la géométrie des racines d'altération varie régionalement et que leur répartition n'est pas aléatoire; elle est liée à la distribution spatiale des formations superficielles. La genèse de ces entonnoirs (Cryptokarstification) est étroitement liée à celle des altérites formées aux dépens des craies à silex (altération), le secteur où les entonnoirs sont profonds correspondant aux secteurs où les argiles à silex sont les plus anciennes et épaisses. Les entonnoirs de dissolution traduisent l'enfoncement du système de drainage. La répétition de ce mécanisme accentue le rôle des racines par concentration des zones de pertes "bétoire naturelle", ces entonnoirs constituant le karst d'introduction (Rodet, 1991).

Cette altération-dissolution correspond à la manifestation des processus hydrologiques qui conduisent à s'interroger sur les interactions entre ruissellements, érosion des sols et processus de dissolution et soutirages dans les entonnoirs voire les vides karstiques dans la craie sous-jacente. Dans ce contexte, la constitution d'un gradient hydraulique résultant des circulations et accumulations sur la surface du sol et dans les formations superficielles exerce le forçage de la karstogenèse. En conséquence, le développement de bétoires actives se réalise préférentiellement dans les impluviums suffisamment conséquents et la recherche des sites potentiels de développement des bétoires conduit à une analyse morphologique couplée au processus hydrologique superficiel. Une analyse basée uniquement sur un modèle morphologique n'étant pas suffisante, nous allons donc utiliser une méthode de prédétermination des zones potentiellement humides appelée "IBK". Mais, avant de présenter les résultats de cet aspect, nous devons d'abord valider et décrire les principales sources d'hétérogénéité

des flux entre les formations superficielles et la zone non saturée de la nappe de la craie dans un site d'étude caractérisé par la présence des dolines (bétoires). En effet, Jardani et al., (2006, 2007) y ont montré un stockage et un écoulement; ils ont identifié des zones d'infiltration préférentielle, pas encore significativement karstifiée, vers la craie que les auteurs ont dénommés « cryptosinkholes » c'est-à-dire des dolines ou bétoires non encore karstifiées (absence de soutirage vers des vides épikarstiques). Dans le prolongement de ces travaux, les thématiques abordées ici sont les suivantes: les propriétés physiques et hydrauliques des sols et des dépôts constituant la couverture, la capacité d'infiltration et le stockage de l'eau dans la partie superficielle, les conditions aux limites dans la partie inférieure de l'aquifère perché et enfin les conditions de circulation et la recharge de la nappe de la craie sous-jacente.

II. ROLE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DANS LES PROCESSUS DE RECHARGE DE L'AQUIFERE DE LA CRAIE

II.1. Fonctionnement hydrologique du karst d'introduction

Nous avons montré précédemment l'importance de développements du karst d'introduction ou bétoires dans la région Haute-Normandie. Masseï en 2001 a montré que ces bétoires n'ont pas une influence prononcée sur les écoulements souterrains en considérant que les engouffrements rapides des eaux de surface via les bétoires ne contribuent que peu à la recharge de l'aquifère de la craie. Cependant, cet aquifère se caractérise par son existence sous couverture. Une couverture complexe et hétérogène de formations superficielles composés majoritairement par des argiles à silex et par des loess quaternaires.

Les processus d'écoulement sont complexes et sont la conséquence directe des contrastes de perméabilité affectant ces milieux. En effet, Rodet en 1993 explique que la perméabilité des formations superficielles est un critère de différenciation du fonctionnement hydrologique du karst d'introduction. Il a proposé trois scénarii de cette relation:

1- Les formations superficielles présentent une importante perméabilité: l'eau diffuse au toit de la craie, et son action de dissolution s'exprime de manière homogène sur toute la surface. La dissolution différentielle n'est due qu'aux hétérogénéités de cette surface, comme la fracturation.

2- Les formations superficielles sont perméables, mais le champ de perméabilité est hétérogène à cause des variations lithologiques (par exemple la teneur en silex dans la formation argiles à silex) : les eaux de ruissellement sont concentrées vers des points d'engouffrements, ce qui produit une importante dissolution de la craie. Cette dissolution différentielle est donc fortement contrôlée par la perméabilité des formations de couverture, plus que par la fracturation. Les entonnoirs qui résultent de ce phénomène d'érosion différentielle peuvent ainsi reprendre le contrôle des écoulements vers la craie.

3- Dans le troisième scénario, les formations superficielles sont globalement imperméables : le toit de la craie est protégé par les formations de recouvrement, et se trouve donc « fossilisé » sous le contact argileux.

Lacroix et al., (2000) ont montré l'importance de l'interface entre les formations superficielles et la craie dans le cas du karst de la rivière du Heurt. Cette interface permet l'acquisition de la majorité de la minéralisation de l'eau souterraine. La saturation en calcite est atteinte à la sortie du réservoir superficiel, tandis que, pour la dolomite, elle n'est obtenue qu'après passage dans la zone noyée du Cénomaniens. Ce modèle à double réservoir (épikarst et karst noyé) est extrapolable à l'ensemble de la Haute-Normandie. La pluie efficace atteint la base des formations superficielles, s'accumule à l'interface avec la craie, puis ce réservoir épikarstique se vidange conformément à sa définition par Mangin (1975). En période de basses eaux, l'écoulement par les diaclases alimente la zone noyée avec une forte teneur en particules carbonatées d'origine coniacienne (mise à saturation en calcite) et la majeure partie du débit provient de la zone saturée située dans le Cénomaniens, qui n'apparaît pas à l'affleurement. En période de hautes eaux, lors des crues, l'eau véhicule de grandes quantités de formations superficielles directement dans le karst (Figure 3.2).

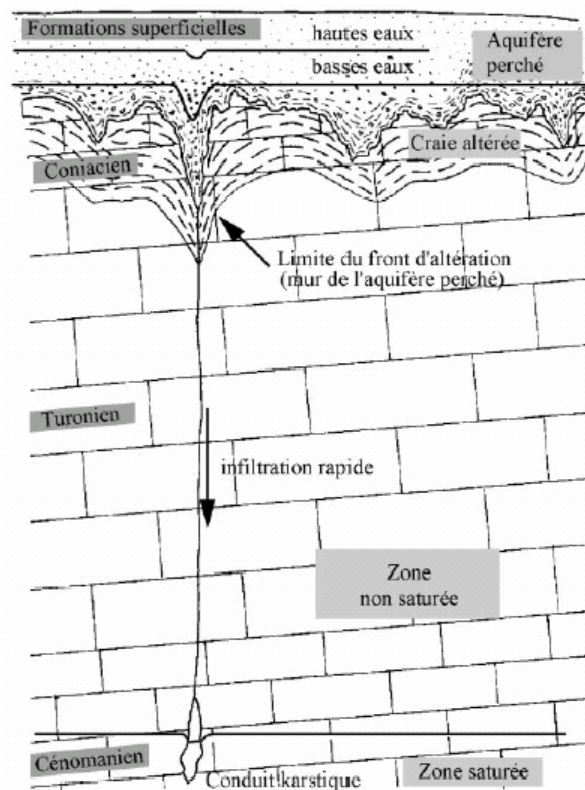


Figure 3.2 : Fonctionnement de l'aquifère perché à l'interface craie formations superficielles au niveau du karst de la rivière du Heurt (Lacroix et al., 2000)

Les études antérieures ont montré que dans le continuum hydrologique régional le maximum des pluies efficaces est observé au cours de la période fin automne – hiver et les maxima piézométriques

de la craie sont observés au printemps (idem pour les maxima des débits des rivières). Un décalage de quelques mois entre le signal d'entrée climatique et le signal hydrologique de l'aquifère (Slimani, 2009) est ainsi observé. L'origine de ce décalage est à chercher probablement dans le fonctionnement hydrologique du compartiment de subsurface des formations superficielles. Jardani en 2007 a en effet montré un stockage et un écoulement dans les formations superficielles.

L'objectif est donc de préciser le fonctionnement hydrologique de ces formations superficielles.

Cette partie a fait l'objet d'une publication soumise à "CATENA".

II.2. Hydrological role of regolith cover in the vicinity of a sinkhole towards the chalk aquifer of Western Paris Basin

Hydrological role of regolith cover in the vicinity of a sinkhole towards the chalk aquifer of Western Paris Basin

Jean-Paul Dupont, Joël Brown, Sanae El Janyani, Abderrahim Jardani, Benoît Laignel and Joël Rodet

UMR 6143 M2C, University of Rouen, F-76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France, PRES Normandy University, CNRS

Corresponding authors. Tel + 33 02 35 14 67 32; fax + 33 02 35 14 70 22.

Email address: jean-paul.dupont@univ-rouen.fr (J.P. Dupont).

Email address: joel.brown@univ-rouen.fr (J. Brown).

ABSTRACT

Under the plateaus of Western Paris Basin, the chalk karstic aquifer is unconfined and the unsaturated zone is covered by clay with flint topped by Quaternary loesses. Soils and regolith cover are mostly permeable. Land use is mainly dedicated to cropping, grazing, and less in surface to human settlements and road network. In this context, leaching and runoff from agricultural areas is drained by sinkholes and solution pipes which contribute to the recharge of the underlying chalk aquifer.

This paper presents: (i) the infiltration process, (ii) the water storage in this surficial deposits, (iii) the lateral flows to sinkholes and (iiii) water geochemical data. Data synthesis led to the concept of a transient perched aquifer within the regolith cover tributary to the karstic chalk aquifer. In these formations devoid of carbonates, the infiltrating waters have a magnesium and calcium bicarbonate facies. We propose the water carbonate content is acquired from the diffusion of dissolution products at the chalk / clay with flint interface. It suggests that the chalk weathering front forms a hydrological discontinuity constituting the basis of this structurally independent perched aquifer and reflects the epikarstic karstogenesis is still active.

Our conceptual approach is then discussed with reference to the literature of chalk aquifer hydrosystem in terms of: (i) storage and water content in surficial deposits, (ii) diffuse/discrete infiltration regarding continuity/discontinuity of flows to unsaturated zone of the chalk aquifer and (iii) relative contribution of lateral flow in regolith to concentrated inputs. Finally we highlight the hydrological role of a more or less organised input karst in the recharge of the chalk aquifer of the Western Paris Basin.

Keywords : perched aquifer, epikarst, karstogenesis, sinkhole,

1. Introduction

Shallow water storage in perched aquifers were described in numerous papers whether in surficial deposits (eg. Murray et al, 2003) as in epikarst formations (eg. Perrin et al, 2003; Aquilina et al, 2006).

In the example of the basalt-aquifer in the Palouse Basin, Murray et al., (2003) demonstrate that, in the overlying Palouse loess, low hydraulic conductivity horizons contributes to the formation of perched aquifers and generates more lateral flows than vertical percolation. According to Williams (2008), the epikarst system acts as a storage element and distributes water as fast flow through conduit system to the outflow. In most this papers, hydrological relationships between these perched water stocks and the underlying aquifers are generally considered heterogenous.

Conversely, in covered unconfined aquifers such as chalk aquifer, the recharge processes are generally regarded as originating from a diffuse infiltration. Within the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium, Brouyère et al., (2004) consider that water recharge mechanisms in the loess and the flint conglomerate are dominated by gravitational flows, without evidence of preferential flows. Using tracer tests and vertical profiles of nitrates, these authors conclude that the vulnerability of the chalk aquifer to contaminations is globally dependent on the protective effect of the cover deposits. In modelling, such considerations lead to consider a unique and homogeneous compartment illustrating the percolation into soil and surficial deposits. In the underlying chalk of the same studied area, Brouyère (2006) proposes a dual porous model (the fluxes within fracture and porous media which are controlled by the saturation level of the surficial compartment) to describe the seasonal fluctuations of solute transport within the unsaturated chalk. In various levels of chalk aquifer of Southern England, Lee et al., (2006) describe some rapid water-level response to rainfall. These results provide statistical support for the presence of fissure flow and for the contribution of multiple pathways through the unsaturated zone to groundwater recharge. Jackson et al., (2007) formulate a new dual permeability numerical model of the Chalk which explores a parsimonious conceptualisation of the general response of flow and transport within the chalk unsaturated zone. From the data collected by Ireson et al., (2006) from an intensive field monitoring in the chalks of southern England, Ireson and Buttler (2011) resume the debate on the hydraulic conditions which can occur rapid on preferential recharge via the fracture network. Meanwhile, Habets et al., (2010) test different numerical models to simulate the hydraulic behavior of the chalk aquifer and flows of the river Somme. Currently, these models are able to simulate flows of the Somme River more or less accurately but share the same flaws: inability to accurately reproduce all the tributaries of the Somme river, and inability to reproduce the evolution of the water table notably during the exceptional flood of 2001. These difficulties come from: (i) the heterogeneity of the percolation in superficial deposits, (ii) of the flow processes in the dual porosity of the unsaturated chalk and, (iii) the virtual absence of consideration of the karst flow as reflected in hydraulic responses to rainfall events.

In all these approaches, coverage of surficial deposits was most often seen as integrated within the continuum of the unsaturated zone of the underlying aquifer. The use of soil moisture is generally taken into account, especially to quantify the infiltration and runoff, but the presence of an epikarst should suggest the existence of a discontinuity in the process of percolation in the unsaturated zone.

Clearly, the use of dual porosity can not properly reproduce the hydrological functioning in mantled unconfined aquifers in particular that of the karstic chalk aquifer.

To illustrate this problem, the main objective of this paper is to describe the main sources of heterogeneity of flows between the cover and the unsaturated zone of the chalk aquifer in a study site characterized by sinkholes (Jardani et al, 2007). In continuation of work performed by Jardani et al (2006, 2006a and 2007), the issues discussed here are: (i) the physical and hydraulic properties of soils and coverage deposits, (ii) the infiltration capacity and the water storage in the surficial, (iii) the boundary conditions at the bottom of the perched aquifer and (iiii) the terms of flow and recharge to the underlying chalk aquifer.

2. Geological and hydrogeological context of the study site

The chalk aquifer in Western Paris Basin is the main water resource. It is an unconfined aquifer under cover of surficial deposits (Bourdier and Lautridou, 1974; Lautridou, 1985; Laignel et al., 2002). According to Dupont (2011), its hydrological functioning is mixed, characterized by flow-type porous cracked and drained by karst conduits of modest size. Regionally, in water supplies (springs and wells) located in valleys, karst drainage is shown by turbidity events in groundwaters that appear immediately after rainy periods (Lacroix et al., 2000; Massei et al., 2003; Valdès et al., 2007).

The surface of the chalk plateaus of western Paris Basin is affected by solution pipes, filled and covered with Clay with flint (Costa et al., 2006). That corresponds to the notions of the input karst (Nicod, 1994) and of the epikarst zone. The Clay-with- flints comes mainly from the weathering of the Chalk with a more or less important fraction derived from the non-carbonate residues of Cenozoic materials (Laignel et al., 2002). The thickness of this residual formation of the Clay with flint is highly variable (1 to 30 meters). We find similar characteristics in southern England (Laignel et al., 2002; Quesnel et al., 2003) and the differences recorded (thickness and morphology of solution pipes) depend mainly on the morpho-structural contexts of the regions studied.

Above this epikarstic zone, these clay with flint are covered with 1 to 12 meters thick of Quaternary loess (Lautridou, 1993). These loess deposits constitute the silt soil substrate. These soils are soft and suitable for crops. They are more or less leached (Luvisols), reflecting their permeability. Locally, agricultural practices may be responsible for the realization of "crusts capping" (mechanical effect of rainfall on the surface of bare soils in winter (Boiffin and Bresson, 1987) which can promote, locally, runoff and soil erosion (Boiffin and Monnier, 1985; Cerdan and al., 2001). On plateaus, those runoff are mainly confined to small watersheds that are drained by sinkholes. In the plateaus of the region studied, sinkholes are numerous and are a source of contamination of water resources (Plagnes et al., 2010). Using geophysical tools, Jardani et al., (2006) detected the preferential infiltration pathways in sinkholes and the existence of similar processes in sinkholes which are not visible at the ground surface.

3. Geological context of the study site

3.1. Geological context and experimental study site

The study site is located at Bouville in a small rural catchment from 2 to 3 km², located on the plateaus of the watershed of the river Austreberthe (Fig. 1) and the experimental study is schematically shown in Fig.2.

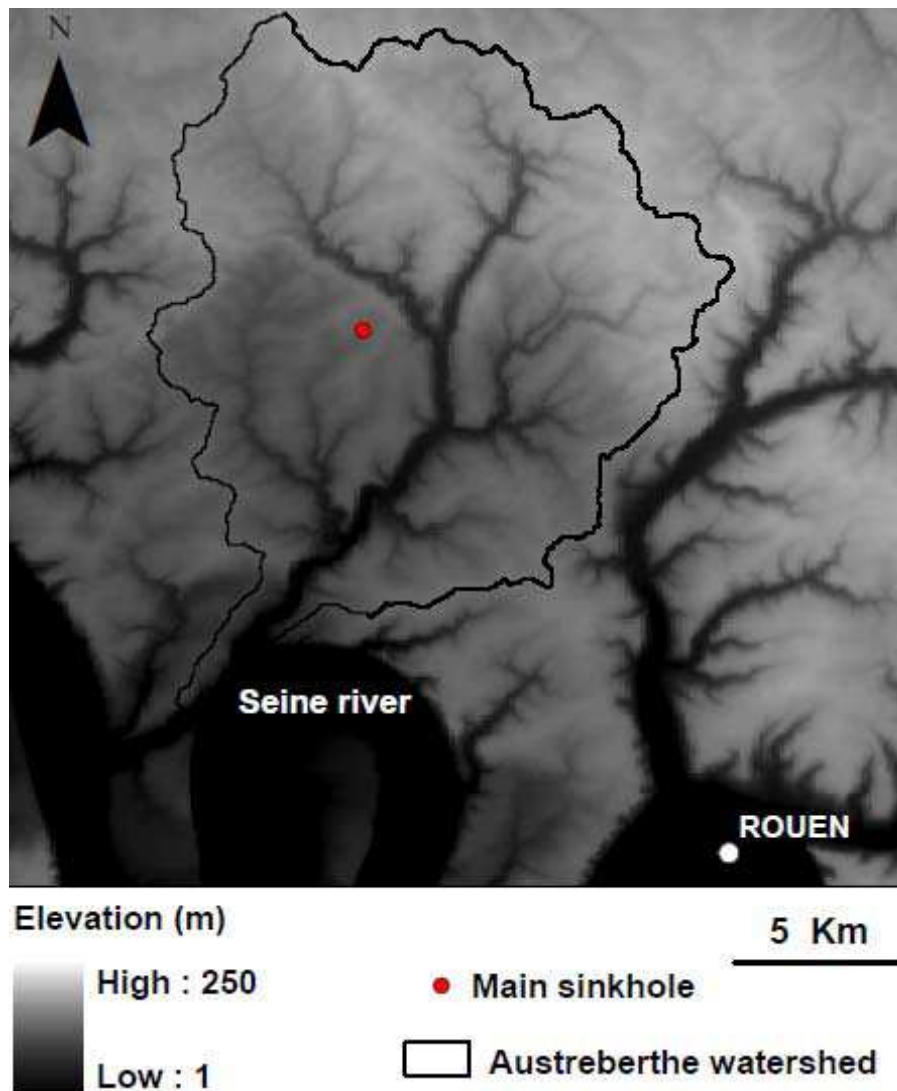


Figure 1.- Location of the study site

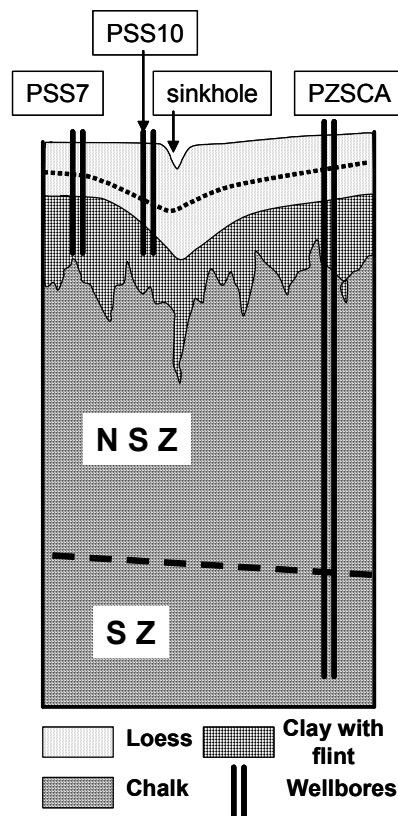


Figure 2.- Schematic diagram of the experimental study in its geological context

In this small watershed, the differences between the highest altitudes and the downstream area close to the sinkhole are 7 to 10 m with an average slope of less 1%. Surfaces are mainly used for crops (wheat, other cereals and corn) and some of them for grasslands.

Drilling was first performed to take samples and the two studied surficial piezometers was then equipped with 150 mm PVC strainer tubes. To avoid disrupting natural flows, the drilling of the surficial piezometers is stopped in clay with flint. The corresponding drilling logs are shown schematically in Figure 3: the thickness of the loess cover increases between the piezometer PSS7 and the piezometer PSS10, close to the sinkhole.

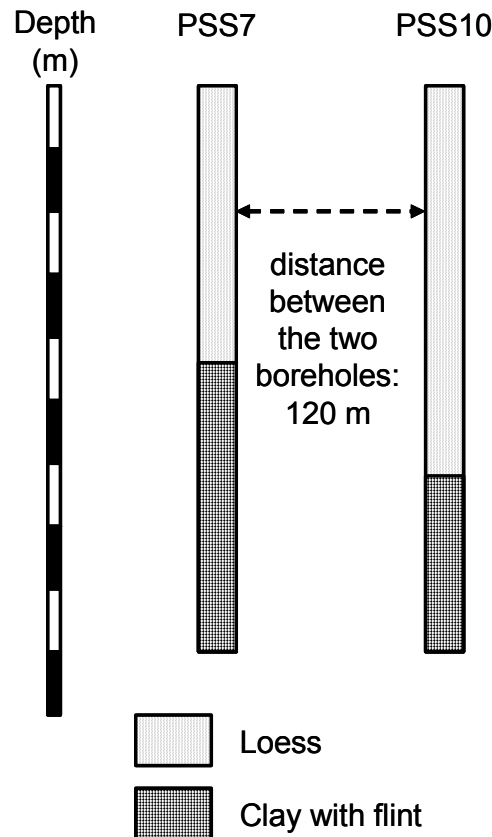


Figure 3.- The schematic drilling logs observed at the surficial piezometers

We find the saturated zone of the chalk aquifer to more than 50 m below the ground surface. That water table is monitored at a wellbore (Blacqueville from the French Geological Survey groundwater database, BRGM, in ADES website), close to the study site: noted PZSCA in Fig. 2.

According to our observations on the site since 2006, runoff processes remain exceptional: no runoff during the hydrological survey that was recorded during low-rainfall years. During the study period, infiltration and subcutaneous flows are therefore the exclusive hydrological flows to sinkholes.

3.2. Comparison of physical properties of loess and clay with flints

In vertical profiles, representative samples of loess (noted LP) and of clay with flint (noted RS) were selected to test the physical properties of materials. Textural analyses are performed with a Coulter laser granulometer in the fraction less than 2 mm. The materials were analyzed either in the raw water (data noted b) either in a solution of sodium tripolyphosphate at 20 g.L⁻¹ (dispersing solution, data noted d). The particle-size data are re-grouped into three main classes: (i) the clay fraction less than 2 microns, (ii) the silt fraction ranging from 2 to 50 microns and (iii) the sand fraction ranging from 50 microns to 2 mm and, D50 corresponds to the mean grain size (table 1). For each sample, the percentage differences (noted b and d) come from the state of aggregation of fine materials. Finally, it

should be noted that in loess, the weight percentage of granules and gravels (more than 2 mm) is generally less than 2%, while in the clay with flint, the weight percentages of granules, gravels and pebbles varies and can reach 50%. Grain size data of loess and of clay with flint appears not significantly different excepted the weak increase of clay and sand fractions in the clay with flint, without counting the pebble fraction of these heterogenous materials.

		Clay %	Silt %	Sand %	D50
		< 4 μm	4 < x < 63 μm	63 < x < 2 mm	
Loess	LPb	10	69	21	29
	LPd	20	60	20	21
Clay with flint	RSb	16	62	22	25
	RSb	29	46	25	16

Table 1.- Grain size data of loess and clay with flint. The grain size distributions are expressed as dry weight percentages while the average grain size (D50) is expressed in μm

Measurements of the saturated hydraulic conductivity were performed on disturbed samples with two methods : (1) classic constant head method in a vertical column and, (2) triaxial cell at 3 hydrostatic pressures (50, 100 et 150 kPa). To better reproduce the heterogeneity of clay with flints, we incorporated 2% of granules of flint in the matrix of the RS sample. Table 2 summarizes the results of measurements. In the case of the constant head method on non compacted samples, hydraulic conductivity values range from $1.2 \cdot 10^{-8}$ to $9.24 \cdot 10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. According to grain size similarities of these materials, the hydraulic conductivity values, measured with a pressure head less to 0.20 m, are not significantly different. The incorporation of flint granules in the sample RS nevertheless provides a weak increase of the hydraulic conductivity in the sample RS compared to that obtained for the sample LP. High pressures applied in the triaxial cell increased the compaction and supplied lower hydraulic conductivities . In these conditions, the hydraulic conductivity of the RS matrix is notably lower than that of loess (LP) what is in agreement with a larger quantity of clays in RS matrix.

Samples	Constant head method		Triaxial cell	
		k (m.s ⁻¹)	P (kPa)	k (m.s ⁻¹)
LP	Test 1	1.2 x10 ⁻⁸	50	3.3 x10 ⁻¹⁰
	Test 2	2 x10 ⁻⁸	100	2.6 x10 ⁻¹⁰
	Test 3	1.7 x10 ⁻⁸	150	2.1 x10 ⁻¹⁰
	mean	1.6 +/- 0,4 x10 ⁻⁸		
RS	Test 1	1.8 x10 ⁻⁸	50	2.0 x10 ⁻¹¹
	Test 2	5.8 x10 ⁻⁸	100	2.2 x10 ⁻¹¹
	Test 3	9.2 x10 ⁻⁸	150	3.9 x10 ⁻¹²
	mean	5.6 +/- 3,8 x10 ⁻⁸		

Table 2.- Hydraulic conductivity data from two experimental methods

The physical properties of samples (RS and LP) are performed with technique of immersed weighing before and after triaxial cell assays. According to Fleureau et al., (1993), this method provides measurements of wet densities (γ_w), dry densities (γ_d), water contents (w), void ratio (e), degrees of saturation (S_r), and porosity (n): table 3. The differences of data before and after triaxial cell assays (TCA) come from compaction effect.

Density values are similar in the two samples. According to the higher proportion of clays, water contents are higher in RS matrix. Nevertheless, the porosity values are similar of the order of more than 40 %. Using calcimeter Bernard method, these samples and all samples taken during drillings were found without carbonates.

Samples		replicas	γ_w (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	w (%)	e	S_r (%)	n (%)
LP	Before TCA	Test 1	19,36	15,82	22,4	0,67	89,66	40
		Test 2	19,18	15,66	22,52	0,69	87,92	41
	After TCA	Test 1	16,31	13,47	21,05	0,97	58,84	49
		Test 2	16,2	13,43	20,65	0,97	57,33	49
RS	Before TCA	Test 1	19,36	14,93	29,65	0,77	103,51	44
		Test 2	19,63	15,08	30,12	0,76	107,56	43
	After TCA	Test 1	18,06	13,45	34,32	0,97	95,53	49
		Test 2	18,02	13,48	33,68	0,96	94,26	49

Table 3.- Physical properties before and after triaxial cell assays

3.3. Soil properties

Locally, these loess soils are leached Luvisol type. Table 4 provides granulometric and moisture data throughout a vertical profile. This profile was made after a period of more than 15 days without

effective rainfall. It shows an enrichment of clay to the base which is accompanied by an increase of the moisture that tends to saturation.

To quantify the soil permeability, more than 100 measurements were performed using a double-ring permeameter. The hydraulic conductivity data on saturated soils are distributed from 0.5×10^{-6} to $1.5 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ with a modal value of $5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$.

Depth (m)	clays %	silts %	sands %	Soil moisture (weight %)	
	< 3,9 μm	3,9 μm <x<63 μm	> 63 μm	% / dry soil	% / wet soil
0 - 0,15	6,6	71,2	22,2	22,6 +/- 0,8	18,6 +/- 0,5
0,15 - 0,30	8	77,8	14,2	20,9 +/- 0,2	17,2 +/- 0,2
0,30 - 0,45	9,6	74,2	16,2	21,7 +/- 0,1	17,8 +/- 0,1
0,45 - 0,60	10,9	71	18,1	22,1 +/- 0,1	18,1 +/- 0,1
0,60 - 0,75	12,9	66,2	20,9	23,3 +/- 0,3	18,9 +/- 0,3
0,75 - 0,90	15,4	72,4	12,2	25,0 +/- 0,1	20,0 +/- 0,1
0,90 - 1,05	16,6	73,5	9,9	27,2 +/- 0,3	21,4 +/- 0,3
1,05 - 1,20	17,5	73,6	8,9	30,2 +/- 0,3	23,2 +/- 0,5
1,20 - 1,35	18,9	69,8	11,3	40,1 +/- 0,5	28,6 +/- 0,5

Table 4.- Vertical profile of soil properties

4. Hydrological data

4.1.- Comparison of the hydrologic surveys in surficial deposits and the chalk aquifer

During the study period, we did not observe any phase of runoff. In the climate context of the study area, rainfall is distributed throughout the year (see rainfall R in Figure 4). Despite the almost uniform distribution of rainfall, water levels recorded in surficial wells demonstrate the existence of a water storage submitted to noticeable cyclic fluctuations, especially for PSS7. In this small watershed mainly devoted to arable crops, soils are largely bare from autumn to winter and the rains are then more effective. So, in PSS7, we recorded an autumnal recharge and the maximum water levels (close to the ground surface represented by the horizontal line of Figure 4) from February to March 2007, from November 2007 to March 2008 and starting from November 2008. After these maximum water storage levels, we recorded a decrease of water storage during the summer. In 2008, the summer discharge is well marked despite noticeable rainfalls. In contrast, much more rainy period from June to July 2007 was at the origin of a short hydrologic event during the early summer.

At the PSS10 piezometer, located near the sinkhole, water levels are ever lower than at the PSS7 piezometer what gives an hydraulic gradient between these two measurement stations. As water level variations in the PSS10 piezometer are also less important, the hydraulic heads (PSS7-PSS10) are the higher when, upstream, the water levels (PSS7) are maximum.

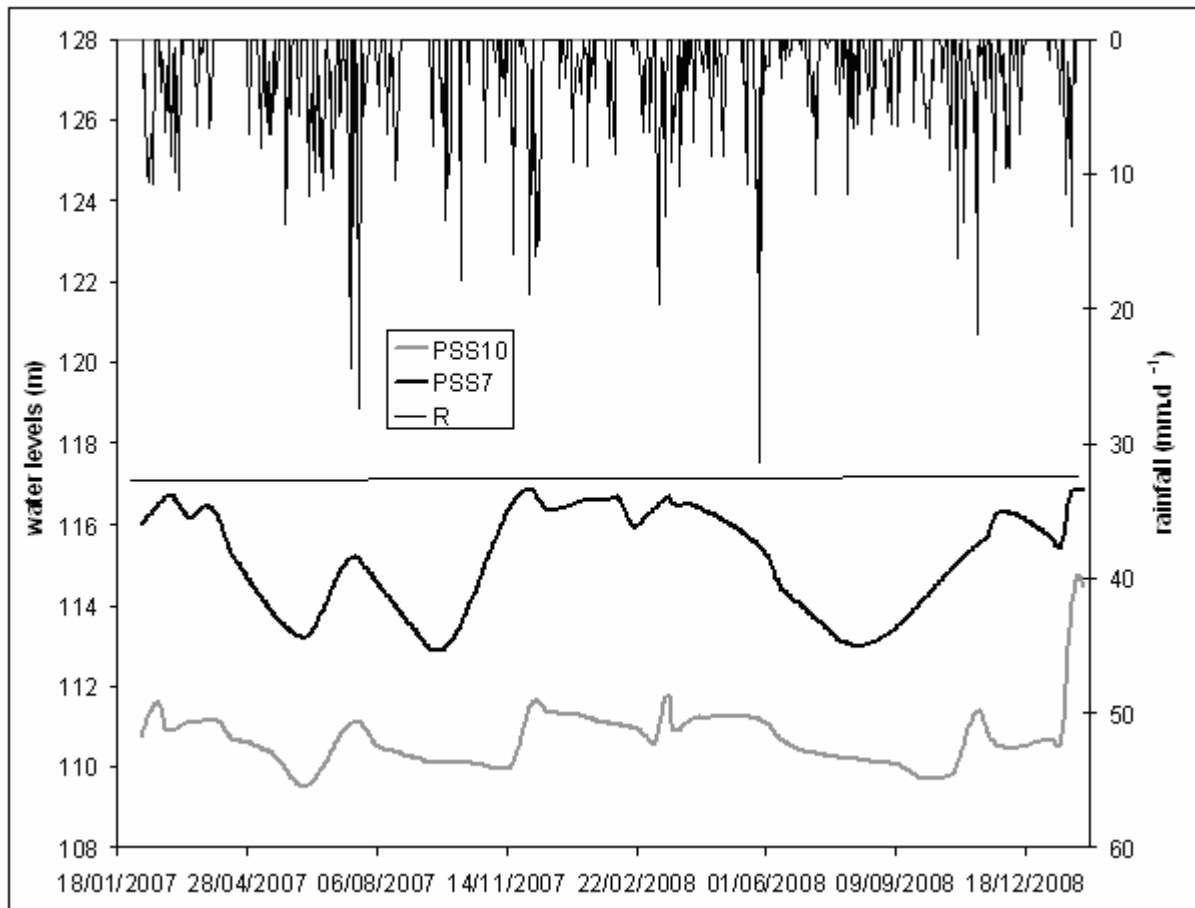


Figure 4.- Water level time series in surficial piezometers compared to the chronic rainfall during the study period, the horizontal thin line corresponds to the surface of PSS7

These results suggest that the flow is drained by the sinkhole which led to focus our attention on the impact of the subsurface flows on recharge of the underlying chalk aquifer. Figure 5 compares the water levels recorded in PSS7 and in the nearest wellbore which reaches the saturated zone of the chalk aquifer.

During the 2007-2008 hydrological cycle, the phase of water storage in the surficial deposits corresponds to the low water period in the chalk aquifer and, conversely, the discharge in the surficial deposits corresponds to the flood period in the chalk aquifer. It is therefore a gap of up to six months between the two time series.

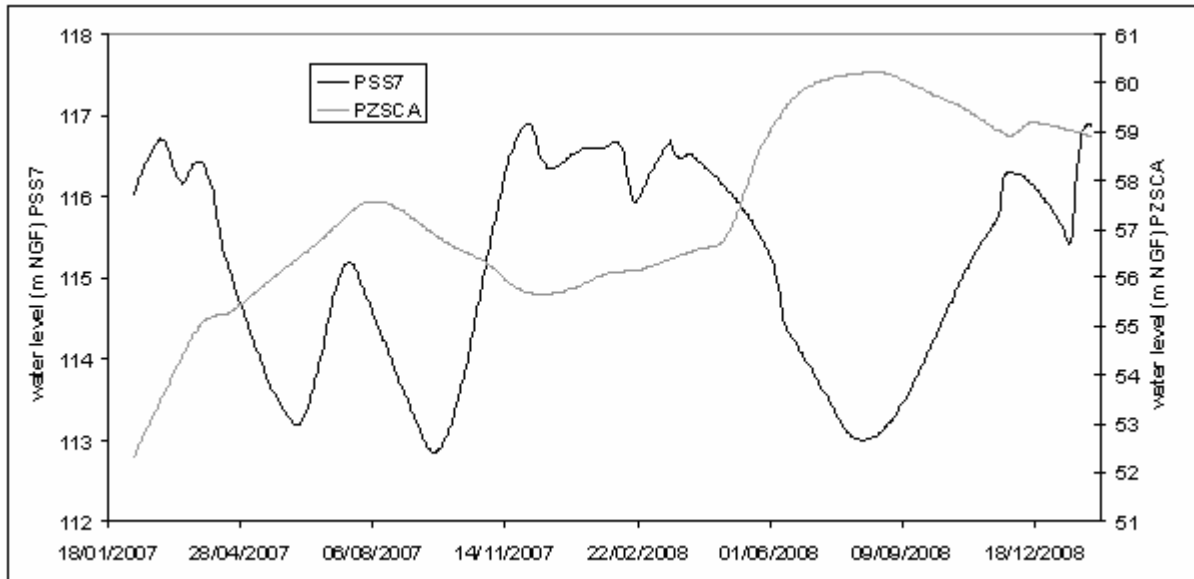


Figure 5.- Comparison of the water level time series in surficial piezometer PSS7 and of the wellbore in the chalk aquifer (PZSCA)

4.2.- Geochemical data in waters of surficial deposits and of the chalk aquifer

Geochemical data are collected from water sampling in the surficial piezometers during the spring 2008 and, are compared to average data from rainwater and waters from the underlying chalk aquifer (database ADES). The results are presented in a Piper diagram (fig. 6). Rainwaters are weakly mineralized with electrical conductivities of $26 \pm 15 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. According to Valdès et al., (2005), waters of the chalk aquifer are classically calcium-magnesium bicarbonate type with electrical conductivities of $490 \pm 20 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Waters in surficial piezometers are also calcium-magnesium bicarbonate type with electrical conductivities range from 190 to $390 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ during the spring 2008. The electrical conductivities of these sub-surface waters are intermediate and, the mineralization thus obtained, gradually converges with waters of the chalk aquifer, despite the absence of carbonates in surficial deposits.

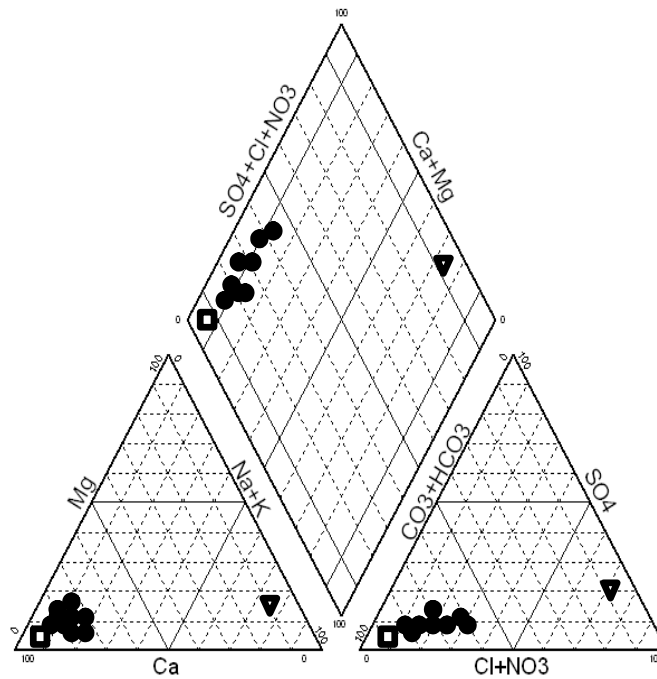


Figure 6.- Piper diagram of geochemical data; black round: water sampling in the surficial piezometers; rectangle: average data of the chalk aquifer; inverted triangle: average data rainwater

5. Discussion

Soil permeability

According to the data of Brouyère et al., (2004), our hydraulic conductivity data in loess are low from 10^{-10} to 10^{-8} m.s^{-1} . These low experimental values would assume that the soils are low permeable and that runoff is locally important. Regionally, many authors have discussed the importance of runoff emphasizing the role of the development of structural crusts on the soil surface (Boiffin and Bresson, 1987): the soil surface is exposed to raindrop impact and its structure is strongly modified which leads to a reduction of the hydraulic conductivity. This morphological evolution of the soil surface depends on farming practices and topography. Locally, the runoff, and the soil erosion induced, could promote these crust developments, in particular along the thalweg (Cerdan et al., 2002). Cousin et al., (2005) showed that, during the formation of structural crusts, the hydraulic conductivity of unsaturated soils decreased from 12.2 to 4.7 cm.h^{-1} (ie 3.4 to 1.3×10^{-5} m.s^{-1}). These values are slightly lower than our values measured in saturated soils, using a double-ring permeameter (5×10^{-5} m.s^{-1}), but they nevertheless reflect the permeability of soils, including in crust soil surfaces. Despite the infilling of pores by suspended particles, these authors explained these hydraulic conductivities by the existence of macropores: impact of roots and of earthworm burrows and also cracks which come from the alternating phases of saturation and unsaturation.

In summary, the soils are sufficiently permeable to allow infiltration of moderate rainfall in the study area (rarely exceeding 10 mm.h^{-1} during the study period) and the runoff will occur only during unusually heavy rains (over 30 mm.h^{-1}) and consecutive. These conditions were not recorded during the study period and we can consider that the proportion of runoff was nil or insignificant in this study case.

Water storage in surficial deposits and karstogenesis

Implementation of piezometers in surficial deposits demonstrates the presence of a saturated zone whose fluctuations notably depend on the rainfall time series. Locally, according to topography, water level can reach ground surface and promotes local runoff.

In accordance with the authors who described perched aquifers (Murray et al., 2003), the surficial formations of the study area are the site of a water storage which corresponds to the notion of already perched aquifer evoked by Lautridou (1993).

In our study, the permanence of a hydraulic gradient between PSS7 and PSS10 shows a lateral flow into the sinkhole. Jardani et al., (2006 and 2007) have described such hydraulic gradients close to sinkholes but could not precisely define the geometry of this hydrological system: the base of the perched aquifer correspond to the decrease of the hydraulic conductivity in clay with flints or at the interface between the chalk and clay with flint ? Geochemical data provided here can answer the question of the lower limit of the perched aquifer studied: in surficial formations devoid of carbonates, the origin of carbonates in these hypodermic waters must be sought at the interface chalk-clay with flint. This observation leads to the conclusion that the weathering of the underlying chalk is still active and that the dissolution products diffuse into the water column of this perched aquifer.

Nevertheless, the experimental measurements of the hydraulic conductivities in surficial formations are very low and we must consider a heterogeneous porosity (in particular, macropores, as described by Cousin et al., (2005), near ground surface), to generate efficient lateral flows, through the sinkhole and towards the chalk aquifer. Beyond such current cracks, Antoine et al., (2003) have resumed loess sequences and have reported the presence of anisotropic pedostructures such as frost cracks and humic horizons with fossil traces of roots. In addition to these microstructural heterogeneities, we report the influence of the rate of granules and pebbles on the hydraulic conductivity of these materials. Beibei et al., (2009) showed that the saturated hydraulic conductivity initially decreased with increasing rock fragment content and then increased. According to Sauer and Logdson (2002), the presence of rock fragments in fine materials can have a profound impact on measured hydraulic properties. These authors precised that, at saturation, hydraulic properties tended to increase with rock fragment content by affecting hydraulic continuity near fragment surface. This is important in the case of flint clays, especially in the lower part of that formation, particularly rich in flint. Our experimental results point in the same direction as we obtained slightly higher saturated hydraulic conductivities in the matrix of clay with flint, onlly added a few granules of flint, compared with those observed in loesses.

According to geophysical data of Jardani et al., (2006 and 2007), the increase in the hydraulic gradient close to sinkhole should match an increase in hydraulic conductivity which could correspond to a growing heterogeneity of materials related to preferential extraction of materials for karst in the introduction.

From the concept of diffuse infiltration, often used to explain and model the recharge of the chalk aquifer (Lee et al., 2006; Brouyère et al., 2006; Jackson et al., 2007; Ireson et al., 2007; Habets et al., 2010 and Ireson and Butler, 2011) our work suggests the existence of an hydraulic discontinuity at the interface of weathering of chalk. Nevertheless, our results are not contradictory with these authors since they suggested preferential infiltration focused on fractures to better simulate the recharge of the chalk aquifer.

In our study site, the most active sinkholes are close to thalwegs that give an hydrologic contrast between the upstream water storage areas, not conducive to diffuse infiltration and, the downstream areas, well drained by sinkholes. In addition, number of these sinkholes constitutes input karst well connected with the output karst in valleys (Massei et al., 2006). This spatial hierarchy of incoming flows converges towards the notion of the authors quoted about concentrated flows on fractures, although the water storage function in surficial formations was generally neglected by these authors. When comparing the hydrological time series in surficial formations and underlying chalk aquifer (Fig. 5), this function of transient water storage, in surficial deposits, seems to explain: (i) lack of rainfall responses in the time series of the chalk aquifer (Slimani et al., 2009 and El Janyani et al., 2012) and (ii) the delay between the winter effective rainfalls and the observed period of the chalk aquifer flood (lag of more several months).

Certainly, these terms of transient storage function cannot be generalized to the diversity of geological settings of the study areas. In the study site, the storage capacity depends on the thickness of the surficial formations and the rate of recharge of the underlying aquifer depends on the ability to flow and of the spatial distribution of input karst. According to Rodet (1992) and Jardani et al., (2007), size and inflow capacity of the input karst conduits can be of very different orders from decimetric to metric (classic sinkholes) until fracture extended by dissolving corresponding to the notion of cryptosinkholes (Jardani et al., 2007), not visible to the ground surface.

Spatial diversity of these storage and flow parameters should help to explain the diversity of hydrological responses of the chalk aquifer on a regional scale (El Janyani et al., 2012). Unlike Lee et al., (2006), in this type of hydrological scenario of covered karst aquifer, the thickness of unsaturated chalk becomes a non determining factor of the recharge of this aquifer.

The whole concept is based on the presence and role of hydrological barrier of the weathering front of the chalk as well as on the state of development of input karst.

6. Conclusion

The chalk aquifer in Western Paris Basin is an unconfined karst aquifer under surficial cover: clay with flint and Quaternary loess. The study site is a small rural catchment between 2-3 km² in the context of plateaus. The loess soils are sufficiently permeable to allow infiltration of rainfall that rarely exceeded 10 mm.h⁻¹ during the study period. Under these conditions, the surficial formations have been the site of a water storage which constitutes a perched aquifer. The fluctuations in water levels were measured in piezometers installed in the thalweg, close to a sinkhole, clearly visible at the ground surface. These piezometers were drilled through the loess and into the clay with flints, without reaching the chalk, and the hydraulic gradients measured between the two piezometers, 120 m apart, showed the existence of a lateral flow to the input karst of the sinkhole. In such surficial deposits without carbonates, these hypodermic waters were found calcium-magnesium bicarbonate type, demonstrating that: (i) the interface chalk-clay with flint forms the base of this perched aquifer and (ii) the current continuation of the weathering processes that have been at the origin of clay with flint formation but also the current continuation of the karstogenesis which is responsible for the formation of sinkholes. In such a context, the recharge of the chalk aquifer occurred several months after the effective rainy season autumn-winter and could be clearly linked to the storage water flow of the transient perched aquifer.

If the results obtained in this study site can not be generalized to describe the recharge all chalk aquifers in Western Europe, they are intended to highlight the hydrological properties of the interface chalk-clay with flint, which seem to be very low transmissive. Under such conditions, the diffuse infiltration becomes discontinuous and strongly influenced by an input karst, more or less developed, according to a spatial distribution more or less heterogeneous. So, the local diversity of geological and geomorphological settings could explain the diversity of hydrological responses of the chalk aquifer and the difficulties to efficiently model these.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge financial support from the Regional Council of Haute-Normandie and the BRGM for supplying the ADES database. Thanks to Michel Simon for his technical support on field and to Saïd Taïbi for his experimental support in soil mechanics.

III. ZONES PREFERENTIELLES AU DEVELOPPEMENT DES BETOIRES

Pour cette partie de thèse, nous nous sommes servis de la base de données bétoires du BRGM, réalisée par la direction régionale de la Haute-Normandie. Cette base de données représente le point de départ de cette étude; les observations de cet inventaire permettent de mettre en évidence les relations entre les points d'introduction des eaux de surface, le karst d'introduction dans la zone non saturée et ses relations et connexions avec la zone saturée plus ou moins karstifiée. Il s'agit ainsi de mieux comprendre le fonctionnement de ces bétoires et surtout d'étudier les mécanismes de la karstogenèse à l'origine des bétoires et des réseaux karstiques. Dans ce cadre, l'analyse des liens entre les écoulements superficiels, les formations superficielles et les zones de bétoires doit nous donner une réponse sur la localisation préférentielle des bétoires et leur évolution dans le temps. Ainsi, l'identification des zones favorables au développement des bétoires et la compréhension de la répartition de celles-ci permettra de mieux distinguer les cavités naturelles « bétoires » et anthropiques « marnières » avec des conséquences importantes pour l'aménagement du territoire.

Dans cet objectif et afin de réaliser une modélisation spatiale des zones sensibles au développement de bétoires, nous avons utilisé une méthodologie de prédétermination des zones humides potentielles en têtes de bassins versants à l'échelle de la région Haute-Normandie. Il s'agit de l'indice de Beven-Kirkby.

III.1. L'organisation spatiale des zones d'introduction karstique: les bétoires

Les formations superficielles peuvent être considérées comme des formations épikarstiques contenant de nombreux points d'infiltration rapide ou les bétoires. A chaque bassin versant unitaire peut être associée une série de bétoires qui constitue l'exutoire de cette unité morphologique (Jardani, 2007). Une bétoire peut avoir une origine naturelle (racine d'altération dans la craie).

Nous avons considéré les bétoires de type: perte ponctuelle, doline bétoires et zone d'infiltration diffuse de la base de données bétoires (Figure 3.3). 10679 bétoires ont été prises en compte. Cette distribution spatiale paraît inégale sur les différentes zones de la région.

Il y a quasi absence de bétoires dans la partie orientale de la région Haute-Normandie, particulièrement, dans les bassins versants de la Béthune (dû à l'absence de la craie dans l'anticlinal du Pays de Bray), de la Sainte-Geneviève, ainsi que du bassin versant de l'Yères.

Nous observons une densité importante de bétoires dans la partie occidentale de la région Haute-Normandie: au Nord-Ouest dans le pays de Caux et dans le Sud-Ouest dans le bassin de la Risle.

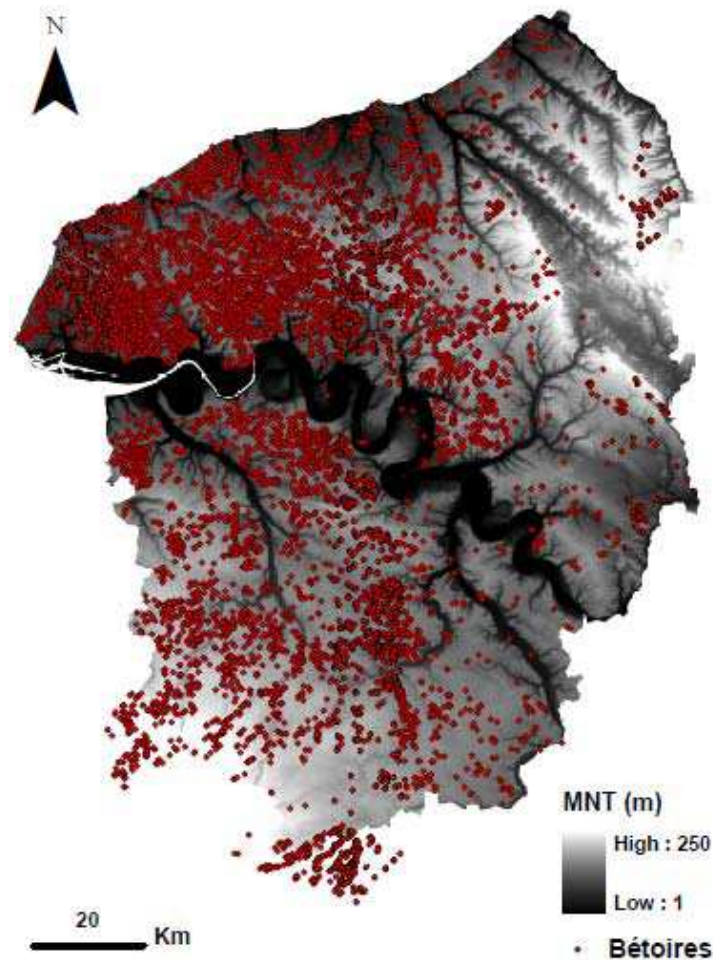


Figure 3.3: Carte de la répartition spatiale des bétoires dans la région Haute-Normandie

Bien évidemment, cette base de données est loin d'être exhaustive car, mis à part les doublons qui peuvent exister lors de la saisie de données, elle concerne essentiellement la partie visible des formes karstiques de surface qui sont des formes du paysage en évolution permanente. En plus, la prospection n'est pas systématique, elle provient de la nécessité de déclaration de possibilités de bétoires lors de toute étude hydrologique et dépend ainsi de la fréquence de ces études. Néanmoins, elle permet de tirer les grands axes de positionnement des bétoires et d'avoir une base d'observation de terrain pour mieux comprendre leur distribution.

III.2. Liens entre la répartition des bétoires et des épaisseurs de formations superficielles

Nous présentons dans la figure 3.4, une comparaison entre la répartition des bétoires d'un côté et les épaisseurs des formations superficielles de l'autre côté; argiles à silex (a) et limons de plateau (b).

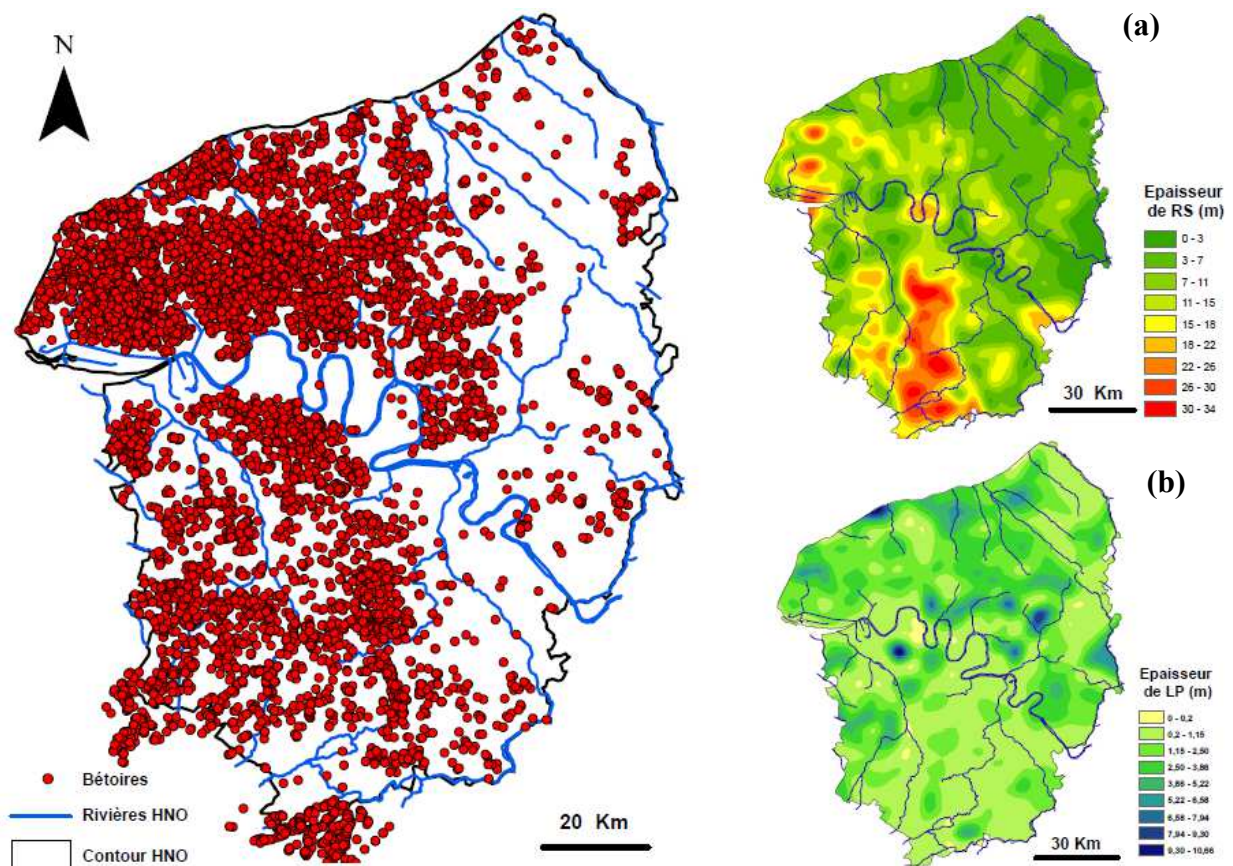


Figure 3.4: Confrontation de la répartition spatiale des bétoires et la distribution des formations superficielles (Argiles à silex "a" et loess "b")

Nous remarquons que les bétoires sont localisées dans les zones de forte épaisseur d'argiles à silex. Par contre, il semblerait que la distribution des épaisseurs de limons de plateau n'influence pas ou peu la répartition des bétoires.

III.3. L'indice de Beven Kirkby appliqué sur la région Haute-Normandie

La pente est le principal indice utilisé pour toutes les études topographiques. Une pente forte favorise le drainage de l'eau et empêche l'apparition des zones humides. La carte des pentes de la région d'étude est présentée à la figure 3.5-B-. Par contre, il est important de noter que le climat joue aussi un rôle. Ainsi, même si la pente est forte, dans des conditions de pluviosité importante avec une faible évapotranspiration, des zones humides peuvent se développer. L'utilisation de l'indice de pente nécessite ainsi certaines précautions. D'autres indices topographiques ont été développés de manière à considérer la pente ainsi que la capacité d'accumulation de l'eau ruisselant en un point donné. Il s'agit de l'indice de Beven Kirkby (IBK), les valeurs de ces indices (ne faisant intervenir que des données

topographiques) augmentent avec le potentiel de saturation, ce qui signifie que plus l'indice est fort et plus le sol a des chances d'être saturé. L'application de cet indice sur le modèle numérique de terrain (MNT) de Haute-Normandie a permis une cartographie assez rapide des secteurs en situation d'être potentiellement des zones humides (Figure 3.5-A-). Les zones bleues de valeur élevée indiquent une présence probable de zones humides à l'inverse des zones jaunes de valeurs faibles.

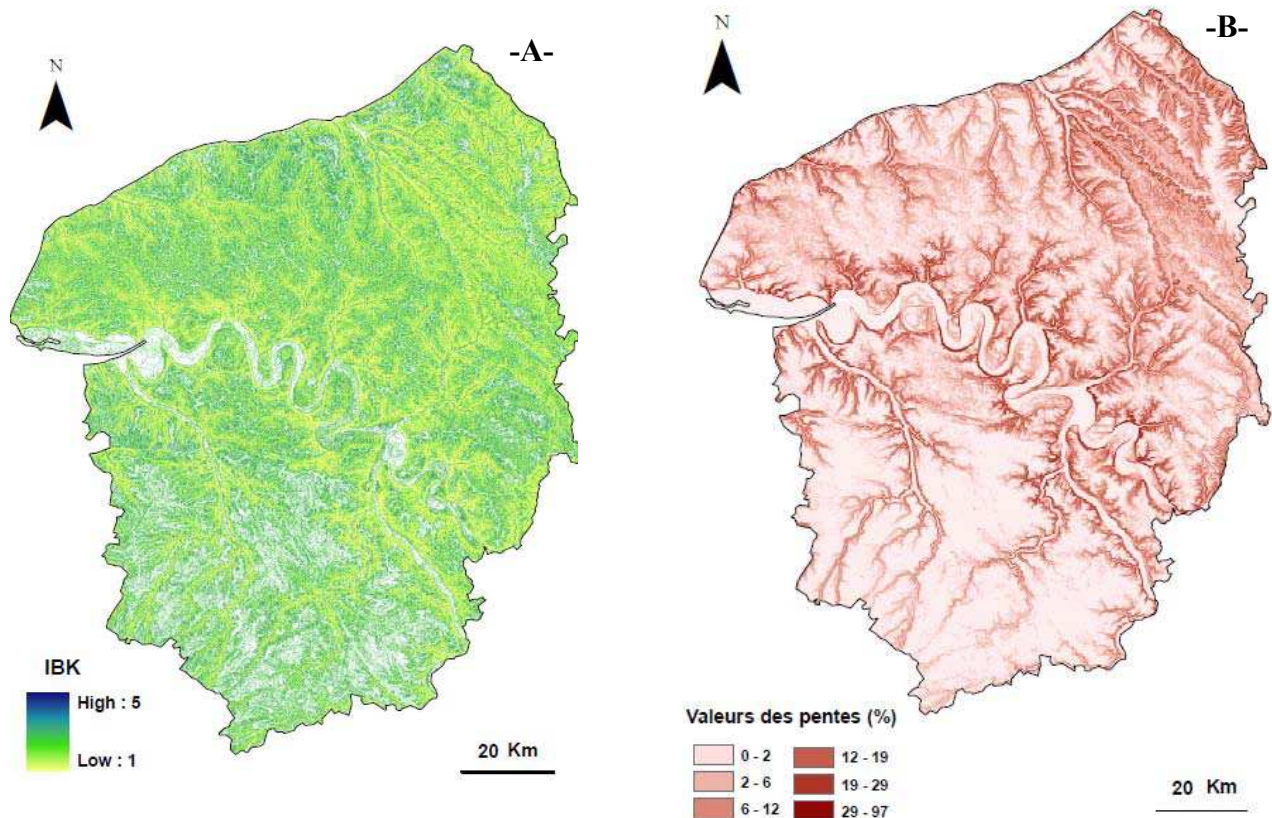


Figure 3.5: L'indice de beven kirkby réalisé sur la région Haute-Normandie -A- et carte des pentes de la région -B-

Nous avons remarqué la présence de zones blanches où l'indice de Beven Kirkby n'a pas été calculé. Afin d'expliquer cette absence de calcul de l'indice de Beven Kirkby, nous avons superposés les cartes: de l'indice de Beven Kirkby et des pentes (Figure 3.6). Il s'est avéré que l'indice IBK n'a pas été calculé sur certaines zones caractérisées par de faibles pentes. Nous observons l'apparition particulière des deux premières classes des pentes: 0-2 % et 2-6 %. Afin de préciser la valeur de la pente à partir de laquelle l'IBK n'est pas calculé, nous avons changé le code de couleur de la 1ère classe (Figure 3.6 a et b). Dans les zones blanches, il y a principalement la classe 1 : 0-2 % de la pente, dans les endroits où la pente est inférieure à 2%, il y a absence d'information concernant l'IBK, ces zones ne sont pas prises en compte.

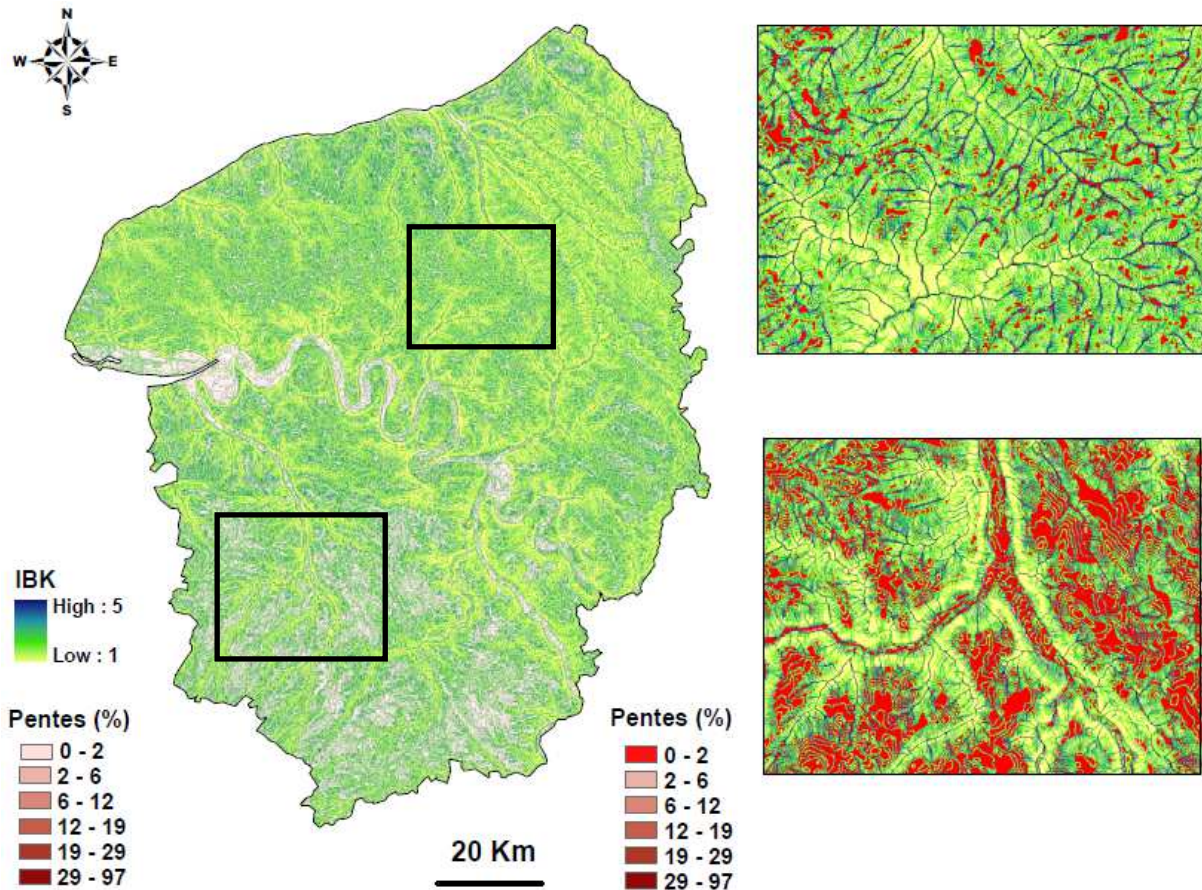


Figure 3.6: L'indice de Beven Kirkby superposé à la carte des pentes; a) et b) : respectivement agrandissement des zones dans la Seine Maritime et dans l'Eure

III.4. Impact de la répartition spatiale de l'IBK sur la distribution des bétoires

La distribution des bétoires paraît aléatoire, mais, dans les détails, elle semble s'organiser sur des axes de talwegs dans les zones de plateau. Ces axes de talwegs sont généralement associés à des directions de fracturation, caractérisés par un fort potentiel de karstification.

Afin de confirmer ces observations, nous avons confronté les résultats de modélisation spatiale de l'indice de Beven Kirkby avec les bétoires de la base de données bétoires (Figure 3.7).

Nous remarquons que les bétoires se localisent préférentiellement dans les zones potentiellement humides, dans les axes de talwegs. Les bétoires qui sont situées en dehors des zones de drainage peuvent être associées à une origine anthropique.

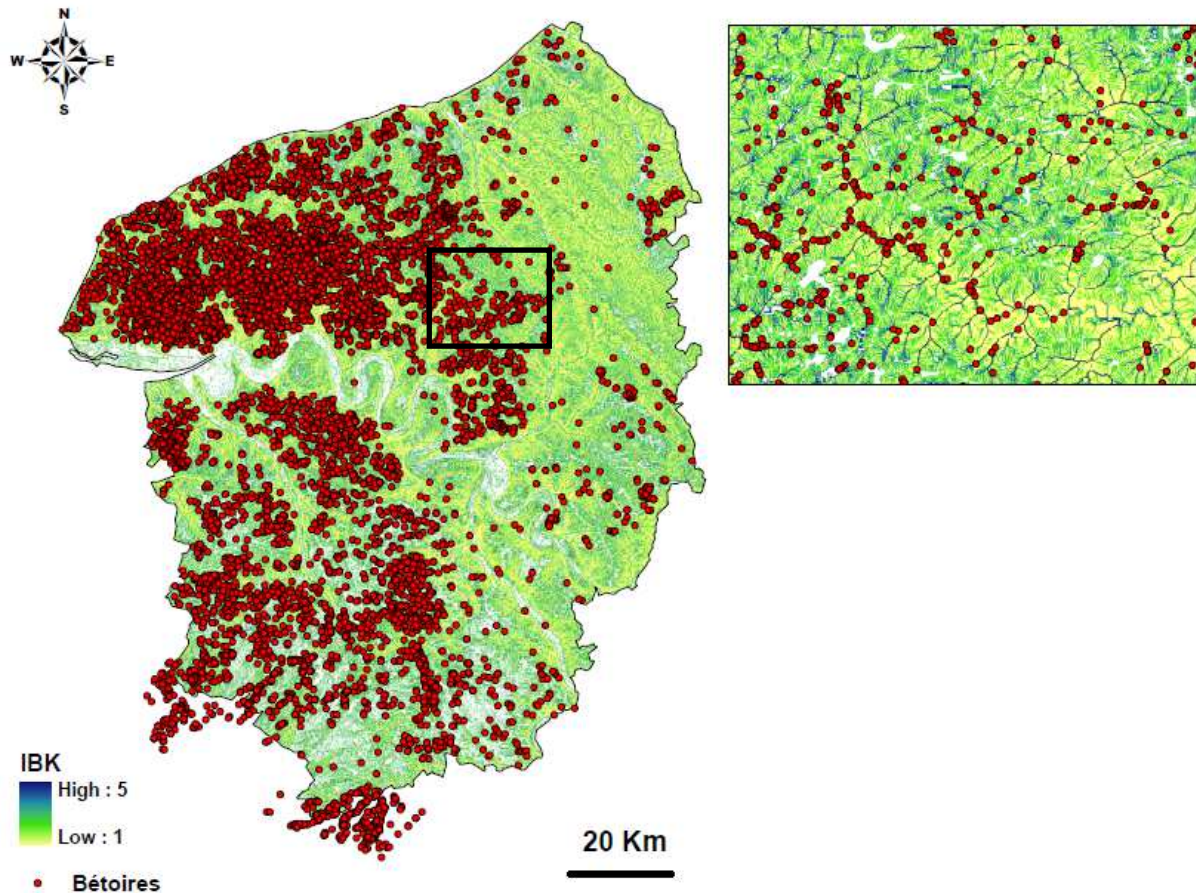


Figure 3.7: Confrontation entre la répartition spatiale des bétoires et l'indice de Beven Kikby

Conclusion partielle

Dans cette partie, nous avons montré le rôle important que jouent les formations superficielles dans le transfert et l'écoulement des eaux de surface. Ainsi, un stockage et un écoulement se produisent dans les formations superficielles (argiles à silex et limons de plateaux). Les propriétés des formations superficielles contribuent à la compréhension de leur fonctionnement hydrologique.

Les caractéristiques spécifiques des formations superficielles des plateaux de Haute-Normandie contrôlent la morphologie du karst d'introduction, le fonctionnement hydrologique de l'aquifère perché ainsi que le potentiel de réservoir de l'aquifère.

L'origine des prébétoires date de la karstogenèse, qui a donné naissance aux argiles à silex et l'évolution en « pseudobétoires », puis en bétoires, provient du stockage de l'eau qui finit par se frayer son cheminement : réalisation du karst d'introduction.

La position préférentielle des bétoires (fond de talweg) et leur alignement confirme que leur genèse n'est pas aléatoire, elle est contrôlée à la fois par les formations superficielles qui collectent et concentrent les écoulements de surface et de sub-surface vers des points d'infiltration qui évoluent en bétoires, ainsi que par la présence des zones potentiellement humides.

CHAPITRE 4 : LES MODALITES DE LA RECHARGE ET DES ECOULEMENTS DANS L'AQUIFERE DE LA CRAIE

Ce chapitre a pour objectif d'étudier les modalités de la recharge et des écoulements dans l'aquifère de la craie. Il est constitué de quatre principaux axes.

Le premier est consacré à l'analyse de la variabilité spatiale des pluies dans la région via des analyses d'intercorrélation entre la pluie à sept stations pluviométriques et les réponses hydrologiques de quarante piézomètres traités dans cette étude;

Le deuxième s'intéresse à l'étude de la variabilité piezométrique à l'échelle régionale via le traitement de 40 chroniques piezométriques;

Le troisième traite le rôle des conduits karstiques dans l'ensemble des écoulements de l'aquifère karstique sous couverture de la craie;

Le quatrième est consacré à la variabilité spatiale de la qualité des réserves de l'aquifère via des analyses de nitrates.

Les aquifères karstiques présentent des caractéristiques hydrogéologiques qui les distinguent des autres aquifères (White, 1988; Bakalowicz, 1995, 2005; Ford and Williams, 2007). Au sein de ces réservoirs existent des processus d'écoulement complexes qui sont la conséquence directe des contrastes de perméabilité affectant ces milieux hétérogènes (Charmoille, 2005). Les praticiens ont défini une variété de ces processus chacun selon sa discipline et selon les conditions géologiques, hydrologiques et climatiques du site d'étude (Ford and Williams, 1989).

D'une manière générale, les écoulements dans les aquifères karstiques se caractérisent par une recharge qui peut être diffuse ou concentrée, par le stockage dans la zone saturée ou non saturée (épikarst) et par un écoulement qui peut être diffus ou concentré (source) (Smart and Friederich, 1986; Ford and Williams, 1989; White, 1988....). Leur fonctionnement hydrogéologique est hétérogène, les vitesses d'écoulement sont parfois très élevées; habituellement, il y a un bon raccordement hydrogéologique entre les caractéristiques de l'exokarst et le drainage des eaux souterraines vers le karst de restitution (sources, drainage vers d'autres aquifères). Toutes ces caractéristiques déterminent le caractère fonctionnel d'un aquifère carbonaté, possédant un réseau karstique actif facilitant les écoulements au sein de l'aquifère, de la surface vers les exutoires (Mudarra and Andreo, 2011).

L'étude hydrogéologique des aquifères karstiques peut être effectuée en analysant les réponses des aquifères (Goldscheider and Drew, 2007): par une approche hydrodynamique (Mangin, 1975; Jeannin, 1996), hydrothermique (Andrieux, 1978; Genthon et al, 2005) ou hydrochimique (Shuster and White, 1971; Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987). L'utilisation conjointe de différentes techniques, dans le cadre d'une approche multidisciplinaire, fournit une caractérisation plus fiable du fonctionnement hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques.

Au cours des dernières décennies, de nombreuses études de l'UMR 6143, ont été réalisées sur le karst de la craie de l'Ouest du bassin parisien en utilisant différentes approches d'analyses pour tenter de comprendre les rôles respectifs, du climat (Massei et al., 2007; Mesquita, 2009; Slimani, 2009; Fritier et al., 2012), du contexte structural (Rodet, 1991; 1996; Bracq et Brunin, 1999; Rodet, 1999; Lallahem, 2002; Valdès, 2005; Slimani et al., 2009) et du karst lui-même, sur le fonctionnement de celui-ci (Lepiller, 1975; Rico, 1990; Rico et al., 1993; Maqsoud, 1996; Massei, 2001; Massei et al., 2003; Valdès, 2005; Fournier, 2006; Massei et al., 2006, 2006a; Fournier, 2008). Ces réflexions ont été menées à différentes échelles: à l'échelle du bassin versant ou d'entité hydrologique (Mouhri, 2010; Hanin, 2010, Raux, 2012), à l'échelle départementale (Valdès, 2005) et à l'échelle régionale (Slimani, 2009).

Ces travaux ont permis d'identifier les paramètres de forçage qui s'appliquent au fonctionnement des hydrosystèmes en contexte crayeux à l'échelle locale et régionale.

Sur la base de ces travaux, nous proposons dans ce chapitre de se focaliser sur les modalités de la recharge de l'aquifère de la craie en incluant des paramètres relatifs au contexte morphogéologique d'une part et d'autre part des paramètres issus de l'analyse des écoulements (piézométrie avec ses variations temporelles et spatiales), à la fois à l'échelle régionale et à l'échelle du bassin versant.

Le premier point abordé sera consacré à l'étude du signal climatique d'entrée, la pluie, avec d'une part une synthèse des travaux antérieurs et d'autre part une étude de la variabilité spatiale des pluies en Haute-Normandie. Cette étude réalisée dans le cadre de cette thèse est effectuée à l'aide d'analyses d'intercorrélation entre la pluie au niveau de différentes stations pluviométriques et les réponses hydrologiques de 40 piézomètres sélectionnés sur la zone d'étude.

Dans la continuité des travaux réalisés par Valdès (2005) et Slimani (2009), nous étudions également le comportement de l'aquifère de la craie à l'aide de l'analyse des chroniques piézométriques de ces 40 piézomètres pour la période comprise entre 1985 et 2009.

Finalement, le dernier point abordé dans ce chapitre est consacré à la géochimie de l'aquifère de la craie. Une description de la variabilité spatiale de la géochimie de l'aquifère à l'échelle régionale est présentée, suivie de l'analyse du signal nitrates pour des contextes morphologiques particuliers, à savoir les amonts hydrologiques. Ainsi, le schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de la craie est revisité, en intégrant des éléments de compréhension des modalités de transfert du nitrate. Le compartiment concerné dans cette étude est présenté en Figure 4.1.

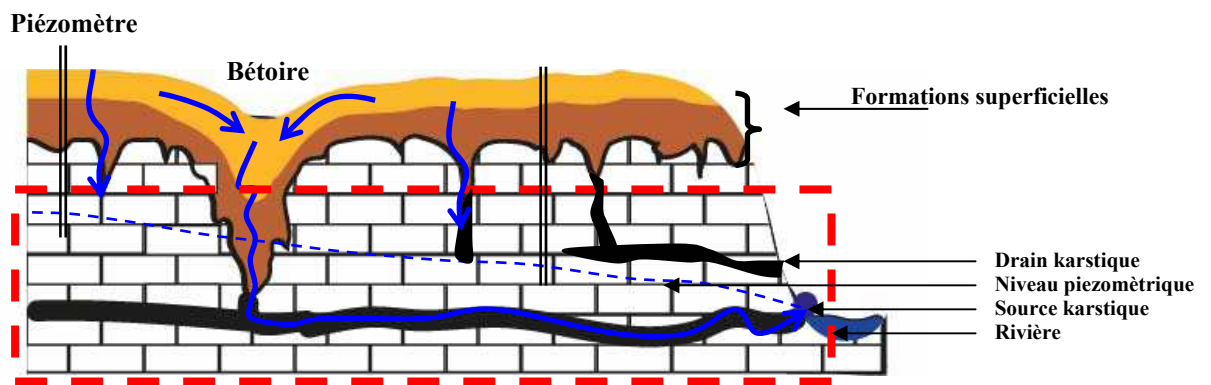


Figure 4.1: Schéma simplifié du compartiment souterrain étudié, englobant la recharge et les écoulements dans l'aquifère de la craie

I. IMPACT DU FORÇAGE CLIMATIQUE SUR LA RECHARGE DE L'AQUIFERE

L'évolution du niveau piézométrique de l'aquifère de la craie dépend des paramètres régissant le ruissellement, l'évapotranspiration et l'infiltration, mais aussi des précipitations. L'analyse du signal d'entrée, la pluie, est importante pour comprendre et mieux interpréter les réponses hydrogéologiques de l'aquifère de la craie (piézométrie ou recharge de la nappe). Dans cette optique, nous allons étudier la variabilité et les caractéristiques du signal pluie.

Plusieurs travaux du laboratoire M2C (UMR 6143) ont été consacrés à l'étude des relations entre les fluctuations des indices climatiques, les précipitations, la NAO et les débits de rivières (La Seine...) et les réponses des petits hydrosystèmes (Massei et al., 2007a; Mesquita, 2009; Slimani, 2009; Slimani et

al., 2009; Hanin, 2010; Fritier et al., 2012). Ces travaux basés sur des variables hydrométéorologiques ont montré différents types de variabilité: une variabilité météorologique correspondant à des échelles de variation inférieures à un mois, une variabilité annuelle correspondant à l'année hydrologique et une variabilité climatique correspondant aux échelles interannuelles. La composante climatique est liée principalement à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO).

I.1. Variabilités temporelle et spatiale du signal climatique d'entrée la pluie

L'objectif principal est d'analyser si les variations pluviométriques en Haute-Normandie sont aléatoires ou caractérisées par une certaine saisonnalité, afin de mieux comprendre leurs conséquences sur le fonctionnement hydrologique régional.

I.1.1. Variabilité temporelle

Dans cette partie, nous cherchons à caractériser et à connaître la structuration temporelle des signaux pluviométriques en Haute-Normandie en vue de l'étude ultérieure de leurs relations avec la réponse hydrologique de la piézométrie.

Une étude détaillée sur la variabilité des pluies brutes à l'échelle régionale a été réalisée par Slimani (2009) en traitant 6 stations représentatives de la pluviométrie de la région: deux stations au niveau de la zone littorale (Dieppe et Bolbec), deux stations proches de la Seine (Rouen et Lyons la forêt) et deux autres stations au Sud de la Seine dans le département de l'Eure (Evreux à l'Est et Goupillières à l'Ouest). Slimani avait observé une faible tendance générale à l'augmentation des bilans annuels des pluies brutes. Puisque le signal des pluies brutes ne traduit pas la contribution réelle au cycle hydrologique (modification du signal d'entrée par les processus d'évapotranspiration), Slimani (2009) a analysé aussi les chroniques pluviométriques corrigées (données d'ETP de Météo France) pour 3 stations: Boos, Dieppe et Evreux. Il a montré l'influence de l'évapotranspiration qui était remarquable à l'échelle annuelle en se traduisant par un renforcement de la saisonnalité des apports. En terme du bilan de lame d'eau, le fait d'utiliser les pluies corrigées a permis de mettre en évidence le contraste saisonnier avec des périodes de plus forte intensité et des périodes de moindre intensité et des bilans pluviométriques (25% plus faible) (Figure 4.2). A partir de cette figure, on peut observer que la saison pluvieuse commence à partir du mois de septembre et que le maximum est atteint pendant le mois de décembre. Par la suite, les précipitations diminuent jusqu'au mois d'avril, et, en moyenne, elles remontent pendant le mois de mai. Cette augmentation en intensité peut s'expliquer par les fortes pluies orageuses du printemps. Ensuite le régime pluviométrique se stabilise jusqu'au mois d'août.

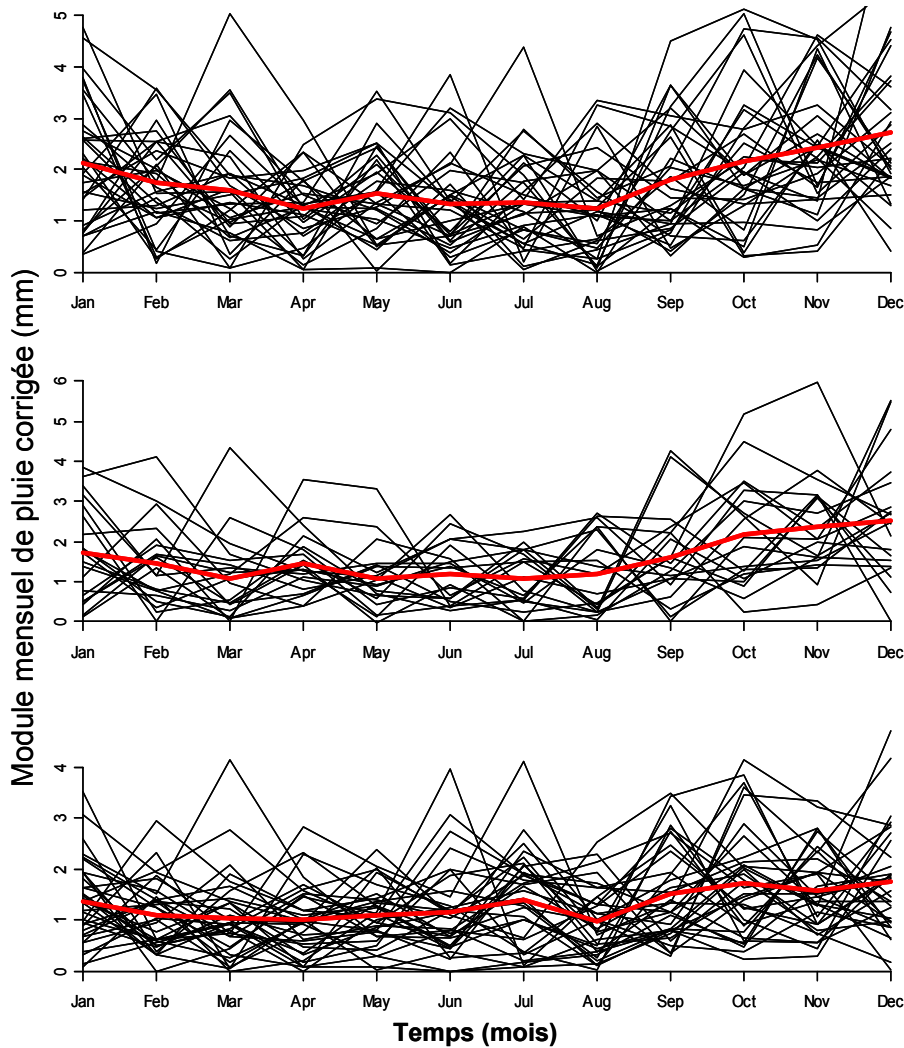


Figure 4.2: Régimes mensuels pluviométriques corrigés pour chaque année et le régime pluviométrique moyen corrigé annuel : a) Rouen, b) Dieppe et c) Evreux

A l'aide des résultats de spectres de Fourier (FFT) appliqués sur ces chroniques de pluie, Slimani (2009) a montré un changement dans le comportement statistique des données de pluies, marqué par des ruptures de pentes entre 24 et 27 jours, ce qui correspondrait à la durée maximale des événements synoptiques (Ayrault et Joly, 2000). Les spectres sont caractérisés par deux lois puissances, dont les valeurs de pente β_1 représentent les événements climatiques basses fréquences qui sont supérieurs à 27 jours, et les valeurs de pente β_2 correspondent à la présence d'une structuration des variations à court terme correspondant aux événements hautes fréquences inférieures à 27 jours (Ayrault et Joly, 2000 ; Massei et al., 2007).

Les analyses en ondelettes continues ont été utilisées par plusieurs auteurs pour le traitement des chroniques de précipitations dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei et al., 2007) et en Haute-Normandie (Mesquita, 2009; Slimani, 2009; Hanin, 2010; Fritier et al., 2012). Ces analyses permettent une étude fine de la composition spectrale des signaux pluviométriques et permettent aussi de repérer les discontinuités relatives à l'instationnarité des signaux hydroclimatiques.

Les résultats d'analyses en ondelettes réalisées sur ces différentes chroniques de précipitations montrent la distribution de la puissance au cours de la période d'étude. Une très forte puissance pour les très hautes fréquences correspond aux événements très rapides. La majorité de la variance des événements rapides peut être exprimée comme un bruit de fond.

Slimani (2009) a mis en évidence trois structures principales au sein des précipitations régionales. Ces trois composantes sont conformes aux résultats obtenus à différentes échelles d'études : à l'échelle globale du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei et al., 2007; Fritier et al., 2012) ainsi qu'à l'échelle de plus petits bassins versants (Mesquita, 2009; Hanin, 2010) (Figure 4.3).

Les trois composantes retrouvées sont les suivantes :

- Une composante très marquée correspondant à une bande d'un an qui représente le cycle hydrologique annuel;
- Une bande de fréquence à 2-4 ans marquée pendant les années 1970 jusqu'aux années 1980. Par la suite, elle augmente à partir des années 1990;
- Une bande de fréquence à 5-7 ans, les variations de cette bande étant très importantes à partir de la fin des années 1980 et au début des années 1990.

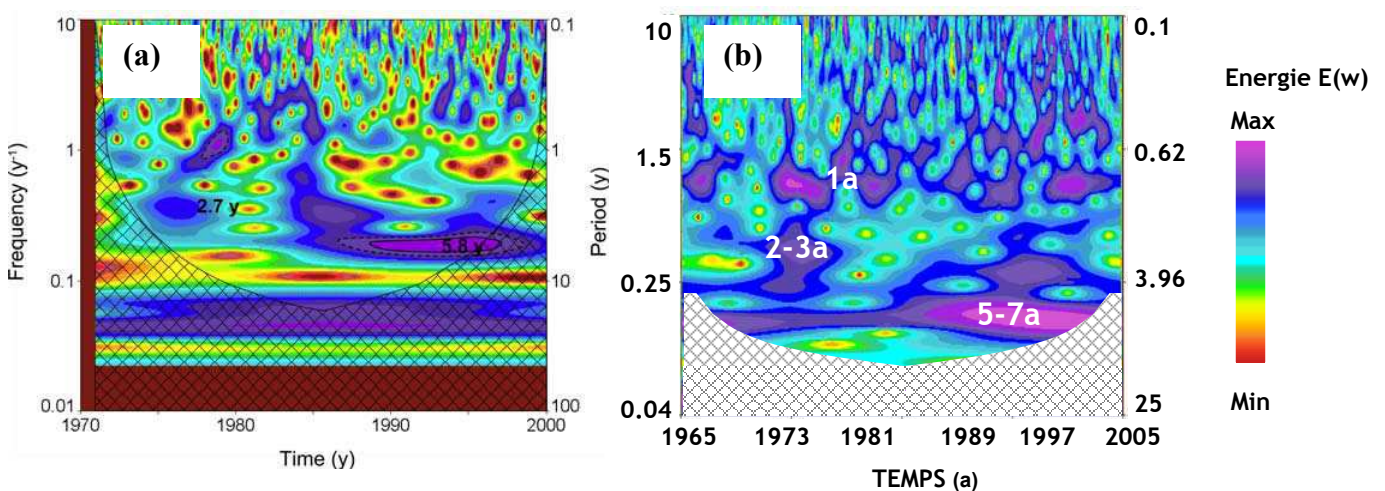


Figure 4.3: (a) Spectre en ondelettes d'une série de précipitations journalières moyennes du Nord Ouest du bassin parisien (Massei et al., 2007b); (b) Spectre en ondelettes des précipitations dans le bassin versant de l'Austreberthe (Mesquita, 2009)

1.1.2. Variabilité spatiale

Dans la région Haute-Normandie, la spatialisation des précipitations efficaces moyennes de 1946-2001 (source : Météo-France, fichier AURELHY) (Figure 4.4) montre que le secteur le plus arrosé est situé à l'Ouest de la Seine-Maritime sur le Pays de Caux vers Goderville et le secteur le moins arrosé est localisé au Sud-Est de l'Eure. Les précipitations efficaces varient entre 44 et 564 mm sur la région.

Ces observations sont confortées par les résultats d'analyse du signal climatique de 6 stations pluviométriques de la région Haute-Normandie réalisés par Slimani (2009). Il a montré une hétérogénéité quantitative et qualitative du signal climatique dans la région en identifiant au moins trois types principaux de signal climatique pour représenter la gamme de variabilité régionale: bord de la mer, vallée de la Seine et sud de la Seine.

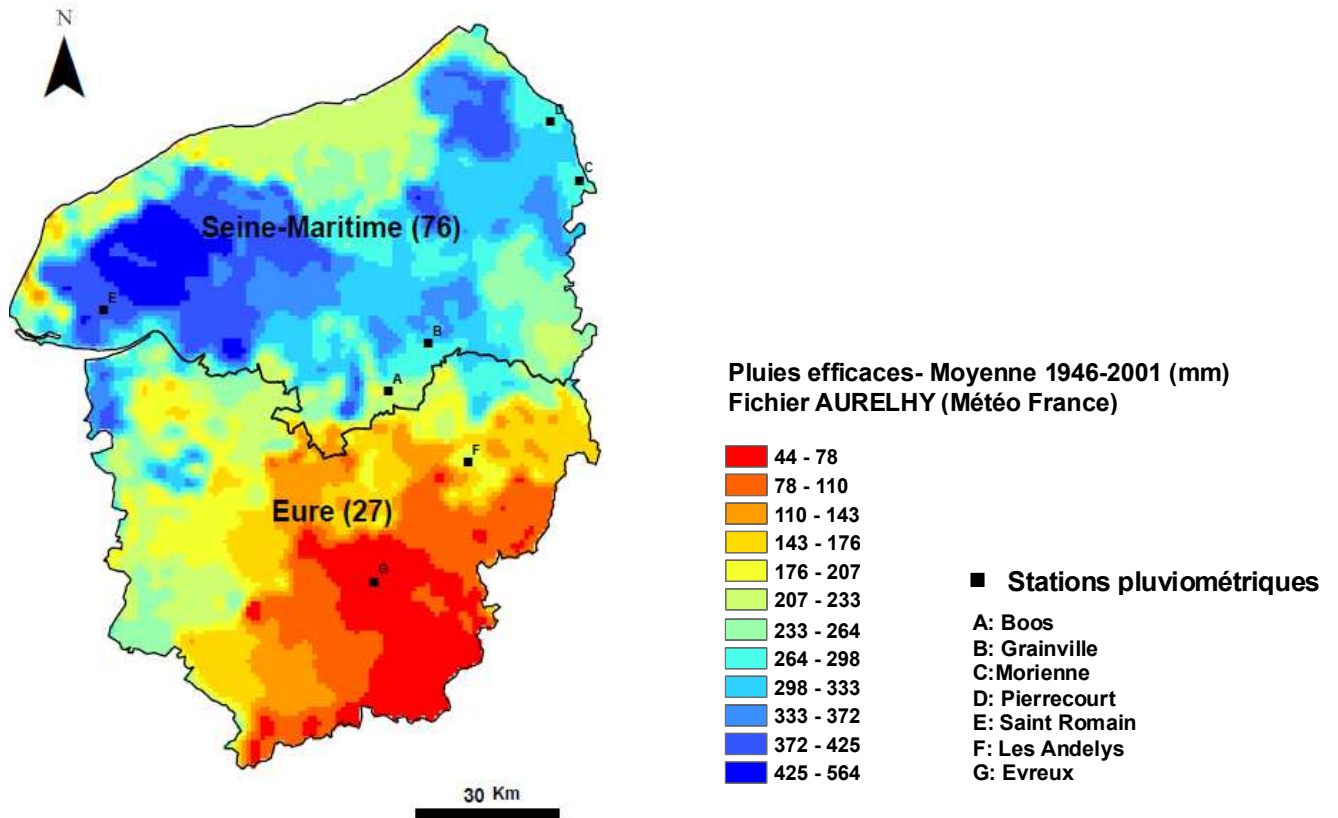


Figure 4.4: Carte des précipitations efficaces moyennes interannuelles (données Météo-France - période 1946-2001 - Fichier AURELHY)

Notre étude s'est basée donc sur les résultats de cette étude régionale, afin d'étudier l'impact de la variabilité spatiale des précipitations de 7 stations pluviométriques (Figure 4.4) sur les réponses des 40 piézomètres étudiés au cours des vingt cinq dernières années à l'échelle régionale.

I.1.3. Réactivité des piézomètres étudiés au signal pluie

La réponse hydrologique des bassins versants et des piézomètres aux variations spatiales des pluies est le résultat des interactions complexes entre la pluviométrie et les propriétés du milieu (sols, sous-sol), ainsi que la topographie, et l'occupation des sols. L'hétérogénéité spatiale des précipitations est reconnue pour contrôler, potentiellement, la nature de la réponse hydrologique; les combinaisons spécifiques des propriétés des bassins versants et des caractéristiques des précipitations peuvent atténuer ou accroître l'hétérogénéité spatiale de la réponse hydrologique de l'aquifère de la craie ; à noter que cet aspect a été largement discuté au cours des dernières décennies (Wilson et al., 1979; Krajewski et al., 1991; Woods and Sivapalan, 1999; Segond et al., 2007).

La variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie au niveau de la région de Haute-Normandie est influencée par différents facteurs tels que la géomorphologie, l'éloignement de la mer ou l'influence climatique (Slimani, 2009). Dans cette étude, nous allons déterminer l'influence de la variabilité spatiale sur la recharge de l'aquifère de la craie et ceci via des analyses d'intercorrélation pluie-niveau piézométrique. Ces intercorrélations permettent une approximation de l'hydrogramme unitaire du système pour le pas de temps considéré, permettant de caractériser la réponse hydrologique d'un bassin et donc sa réactivité aux précipitations.

Nous avons réalisé des intercorrélations entre les pluies corrigées de 7 stations pluviométriques et les 40 piézomètres considérés dans cette thèse (Tableau 1). Les stations pluviométriques considérées sont: Boos, Grainville, Morienne, Pierrecourt, Saint Romain dans la Seine Maritime (76) ainsi que Evreux et Les Andelys dans l'Eure (27) (Figure 4.5). Nous avons utilisé les données d'ETP de Météo France pour corriger le signal brut de pluie, cette correction n'est valable que localement et son efficacité dépend de l'utilisation des sols. Par conséquent, nous utilisons les pluies corrigées pour désigner les pluies efficaces.

Les formes et les paramètres quantitatifs (intensité de corrélation, décalage) des réponses hydrologiques estimées sur tous les piézomètres et sur l'ensemble de la période d'étude sont très variables (Tableau 1).

Pour savoir si les différences observées dans les délais de recharge d'un piézomètre à un autre sont significatives d'une station à une autre, nous avons réalisé le test statistique Kruskal-Wallis. C'est un test non paramétrique de l'analyse de la variance permettant la comparaison de k échantillons indépendants. Les résultats montrent que lorsque le seuil de signification Alpha est de 0.050 on peut rejeter l'hypothèse nulle d'absence de différence entre les 7 échantillons. Autrement dit, la différence entre les échantillons est significative (Tableau 2).

COMMUNE	Boos		Grainville		Morieulle		Pierrecourt		Saint Romain		Evreux		Les Andelys	
	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA
GREGES	28.00	25.70	29.00	19.00	29.00	19.00	31.00	19.00	25.00	19.00	30.00	14.75	28.00	13.85
ANCRETTEVILLE-SUR-MER	30.00	4.27	29.00	4.99	29.00	4.99	29.00	4.99	30.00	3.92	31.00	1.00	32.00	2.94
VEAUVILLE-LES-QUELLES	30.00	15.70	25.00	6.96	25.00	7.00	26.00	8.10	29.00	5.97	31.00	8.00	28.00	3.18
TOCQUEVILLE-EN-CAUX	32.00	17.00	26.00	6.87	26.00	6.87	27.00	7.00	26.00	6.00	31.00	8.68	28.00	4.00
MAUCOMBLE	31.00	0.96	27.00	2.00	31.00	1.95	28.00	1.95	30.00	2.00	29.00	1.00	28.00	3.90
REALCAMP	35.00	0.96	35.00	0.97	37.00	0.97	35.00	0.97	30.00	0.07	34.00	1.00	31.00	1.00
AUMALE	30.00	17.60	28.00	18.00	29.00	17.95	30.00	19.00	25.00	17.00	25.00	8.10	23.00	8.60
CRIQUEIERS	38.00	15.40	31.00	3.68	33.00	3.00	31.00	3.00	33.00	3.76	32.00	1.13	28.00	3.92
MANEGLISE	26.00	15.97	24.00	7.00	26.00	6.96	26.00	7.00	26.00	6.96	28.00	6.87	30.00	3.00
AUBERVILLE-LA-RENAULT	28.00	17.00	24.00	7.86	23.00	7.12	29.00	8.19	22.00	8.84	25.00	8.10	25.00	6.22
HATTENVILLE	33.00	6.86	33.00	6.87	33.00	6.87	33.00	6.87	36.00	6.22	33.00	5.00	29.00	4.00
TROIS PIERRES (LES)	28.00	4.18	26.00	4.00	27.00	4.00	25.00	4.00	27.00	2.94	31.00	1.00	32.00	3.00
MOTTEVILLE	38.00	4.72	36.00	3.92	36.00	4.90	36.00	4.90	39.00	5.89	32.00	1.20	27.00	4.80
BLACQUEVILLE	31.00	16.00	26.00	6.96	26.00	7.12	27.00	7.85	23.00	6.63	31.00	8.76	27.00	4.00
ROCQUEMONT	38.00	4.72	35.00	4.90	35.00	4.00	36.00	4.99	36.00	4.00	32.00	3.92	29.00	4.00
CATENAY	33.00	5.25	31.00	5.00	32.00	4.90	32.00	5.73	32.00	5.89	29.00	2.40	28.00	3.90
VAUPALIERE (LA)	28.00	29.00	23.00	20.49	24.00	20.33	27.00	20.00	19.00	19.00	19.00	9.00	19.00	8.60
BOIS D'ENNEBOURG	35.00	2.00	31.00	4.00	30.00	3.92	29.00	4.00	31.00	3.92	33.00	1.87	31.00	3.90
HERON(LE)	30.00	4.30	29.00	5.89	29.00	5.97	29.00	6.00	28.00	5.97	29.00	3.76	28.00	3.92
BEZANCOURT	31.00	5.40	31.00	6.96	30.00	3.92	32.00	7.00	30.00	5.97	31.00	2.90	23.00	2.10
FONTAINE-LE-BOURG	35.00	0.43	24.00	3.84	22.00	3.92	23.00	3.92	24.00	2.85	30.00	0.97	29.00	0.07
CLAVILLE-MOTTEVILLE	37.00	0.43	35.00	0.07	35.00	0.07	36.00	0.07	35.00	0.07	31.00	0.39	27.00	0.15
BOIS-ARNAULT	30.00	5.90	30.00	5.97	29.00	4.00	30.00	5.97	28.00	4.99	33.00	5.89	30.00	3.90
COULONGES	30.00	14.67	25.00	0.97	25.00	1.00	25.00	1.00	22.00	2.61	34.00	1.00	28.00	3.00
MOISVILLE	30.00	15.46	20.00	4.82	19.00	4.66	21.00	3.00	20.00	3.92	24.00	4.82	21.00	3.90
MARCILLY-SUR-EURE	30.00	14.67	19.00	0.97	21.00	0.97	22.00	0.97	22.00	2.94	31.00	0.15	23.00	2.90

COMMUNE	Boos		Grainville		Morieulle		Pierrecourt		Saint Romain		Evreux		Les Andelys	
	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA	ITENSIT_CO	TPS_DECALA
SAINT-MACLOU	30.00	15.70	26.00	9.90	25.00	7.20	28.00	9.91	24.00	8.93	27.00	2.10	27.00	4.00
FOURMETOT	26.00	20.64	8.00	13.85	8.00	14.00	8.00	13.93	8.00	13.93	26.00	11.00	26.00	10.15
VANDRIMARE	28.00	18.90	21.00	8.60	22.00	8.18	25.00	9.17	17.00	8.00	25.00	9.00	24.00	4.00
LIEUREY	29.00	3.00	27.00	3.84	25.00	3.84	26.00	3.92	29.00	3.84	30.00	0.07	28.00	2.90
MONTAURE	28.00	16.66	24.00	5.00	24.00	5.00	26.00	5.23	20.00	4.25	29.00	2.77	27.00	2.78
FARCEAUX	31.00	16.26	29.00	6.96	30.00	6.96	30.00	6.96	28.00	5.97	29.00	3.10	26.00	3.00
CIVIERES	27.00	27.82	18.00	5.07	18.00	5.89	22.00	5.97	19.00	4.98	24.00	5.89	23.00	4.00
ROUSSIÈRE (LA)	28.00	7.10	27.00	6.87	28.00	7.28	28.00	7.86	26.00	6.96	29.00	5.97	27.00	3.00
GOUPILLIÈRES	25.00	30.61	22.00	20.25	23.00	20.16	25.00	20.25	19.00	20.41	20.00	11.88	17.00	7.36
GRAVERON-SEMÉVILLE	27.00	27.82	22.00	19.92	23.00	20.00	24.00	20.00	17.00	18.93	17.00	6.00	15.00	5.00
FAINS	47.00	0.32	41.00	0.07	41.00	0.07	36.00	0.07	25.00	0.07	38.00	0.07	21.00	0.07
CHAIGNES	14.00	28.22	9.00	17.95	8.00	17.87	13.00	17.87	7.00	15.00	7.00	4.17	10.00	20.00
NOGENT-LE-SEC	27.00	16.66	18.00	6.79	17.00	6.22	18.00	5.89	15.00	4.99	23.00	4.00	24.00	4.58
BOIS-ARNAULT	30.00	5.90	30.00	5.97	29.00	4.00	30.00	5.97	28.00	4.99	33.00	5.89	30.00	3.90
COULONGES	30.00	14.67	25.00	0.97	25.00	1.00	25.00	1.00	22.00	2.61	34.00	1.00	28.00	3.00
MOISVILLE	30.00	15.46	20.00	4.82	19.00	4.66	21.00	3.00	20.00	3.92	24.00	4.82	21.00	3.90
MARCILLY-SUR-EURE	30.00	14.67	19.00	0.97	21.00	0.97	22.00	0.97	22.00	2.94	31.00	0.15	23.00	2.90
NORMANVILLE	21.00	8.69	21.00	8.92	22.00	8.92	20.00	8.93	21.00	7.93	15.00	6.96	10.00	7.00

Tableau 4.1: résultats des intercorrélations (temps de décalage et intensité de corrélation) entre chaque station pluviométrique considérée et les 40 piezomètres étudiés au pas de temps mensuel

H (valeur observée)	27.028
H (valeur critique)	12.592
ddl	6
p-value unilatérale	0.000
Alpha	0.05

Tableau 4.2: Récapitulatif des résultats du test Kruskal-Wallis

Afin de détailler la nature de cette différence significative et en se basant sur la carte de répartition des pluies efficaces (cf. Fig. 4.4), 3 zones ont été considérées (Fig. 4.5): une zone littorale renfermant trois pluviomètres (C: Morienne, D: Pierrecourt, E: Saint-Romain) et 13 piézomètres; une zone centrale contenant deux pluviomètres (A: Boos, B: Grainville) et 13 piézomètres, et enfin une zone sud comprenant deux pluviomètres (F: Les Andelys, G: Evreux) et 14 piézomètres. Nous avons réalisé le test de Kruskal-Wallis sur chaque zone, en prenant les pluviomètres disponibles et les piézomètres à l'intérieur de chaque zone. Un récapitulatif des résultats de ce test est présenté dans le tableau 3. Les résultats montrent que, entre les trois zones considérées, il n'y a pas de différence significative. Un autre test a été réalisé en considérant la station de Boos, située dans la zone centrale (A) et une station de chaque zone (D : Pierrecourt "Zone 1" et F : Les Andelys "Zone 3"). Nous avons remarqué qu'il n'y a pas de différence significative entre la station de Boos et les deux autres stations pluviométriques. La station de Boos peut donc, être considérée comme représentative de la pluie moyenne à l'échelle régionale. Mais par contre, il est nécessaire de prendre en compte la variabilité Nord/Sud pour toute étude à l'échelle locale.

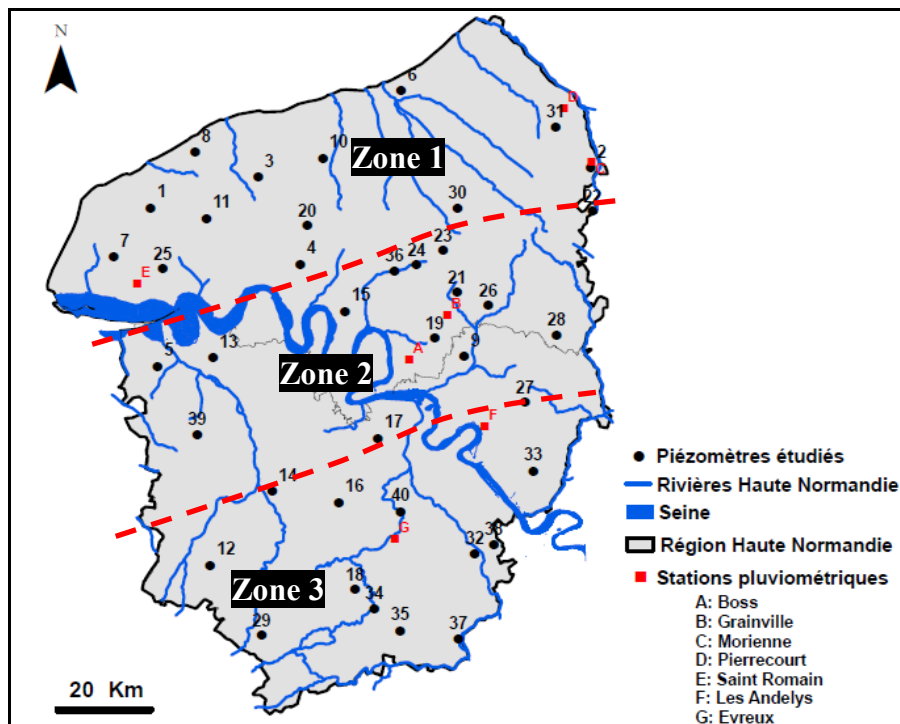


Figure 4.5: Les trois zones considérées en prenant en compte la répartition spatiales des pluies efficaces avec la localisation des piezomètres étudiés et des pluviomètres selon les zones

Zone 1		Zone 2		Zone 3	
H (valeur observée)	0.675	H (valeur observée)	0.080	H (valeur observée)	0.104
H (valeur critique)	5.991	H (valeur critique)	3.841	H (valeur critique)	3.841
ddl	2	ddl	1	ddl	1
p-value unilatérale	0.714	p-value unilatérale	0.778	p-value unilatérale	0.747
Alpha	0.05	Alpha	0.05	Alpha	0.05

Tableau 4.3: Récapitulatif des résultats de test Kruskal-Wallis entre les stations pluviométriques et les piézomètre disponibles dans chaque zone

I.2. Etude de la signature climatique "NAO" dans les piézomètres de la Haute-Normandie et son influence sur le stock d'eau disponible

De nos jours, l'influence des changements climatiques est devenue l'une des préoccupations environnementales majeures dans le monde. Ces changements sont susceptibles d'avoir des répercussions sur l'évolution des régimes hydrologiques locaux. La variabilité du climat dans la région de l'Atlantique Nord est en grande partie liée à l'oscillation nord-atlantique (NAO) (Hurrell, 1995; Hurrell et Van Loon, 1997; Visbeck 2002, Hurrell et al, 2003). Plusieurs études ont été menées pour déterminer l'impact de la NAO, non seulement sur les conditions météorologiques ou des paramètres hydrologiques (Mares et al, 2002; Keim et al, 2004, Kingston et al 2007, Massei et al 2007; 2009), mais aussi sur l'ensemble de l'écosystème (Rogers et van Loon, 1979; Marshall et al., 2001; Lomas et Bates, 2004), l'effet de la NAO sur les températures des eaux a été aussi étudié (Girjatowicz, 2007). Mais, l'impact du changement climatique sur les eaux souterraines est relativement peu connu puisqu'il dépend aussi des caractéristiques du système hydrologique local. Dans sa thèse en 2009, Slimani a quantifié le rôle du climat et de sa relation avec la nappe de la craie dans la région Haute-Normandie. Il a été le premier à utiliser les cohérences en ondelettes entre NAO et piézométrie pour quatre piézomètres cibles (Vaupalière, Rocquemont, Fain et Maucombe). Nous citons aussi les travaux récents de (Holman et al., 2011 et Tremblay et al., 2011) appliqués respectivement, en Angleterre et au Canada.

En Europe, la relation entre la NAO et les précipitations a été étudiée à l'échelle de l'Ouest de l'Europe (Fritier, 2008), du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei et al., 2007; Fritier et al, 2012) ou bien encore à l'échelle régionale de la Haute-Normandie (Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009).

Dans la nappe de la craie, on distingue deux forçages pouvant influencer la recharge: un forçage externe de nature climatique et un forçage interne (paramètres physiques du sol et sous-sol, avec influence anthropique au niveau des sols). La relation entre la NAO et les paramètres hydrologiques est donc complexe, en raison du nombre et de la complexité des mécanismes physiques mis en jeu (Kingston et al. 2007). Dans cette section, nous analysons la relation entre la NAO et les précipitations

brutes à la station de Boos, la relation entre les pluies corrigées et la réponse hydrologique de l'aquifère et entre NAO et réponse hydrologique. Pour évaluer ces relations, une simple comparaison de ces paramètres n'est pas suffisante pour fournir des informations sur leur relation fonctionnelle ; ainsi, nous avons employé des techniques d'analyse supplémentaires. Les analyses de cohérence en ondelettes basées sur la transformée en ondelettes des deux signaux temporels différents sont nécessaires pour observer l'influence des composantes de fréquence dominante. Ces analyses fournissent, d'une manière quantitative, une description des corrélations entre les deux signaux temporels étudiés (Liu et al 2004).

Dans cette étude, nous avons utilisé ces analyses de cohérence en ondelettes qui ont permis d'étudier la répartition de la puissance au cours du temps, et voir si la même signature de fréquence subsiste dans le signal d'entrée pris en considération et dans la réponse hydrologique. Nous avons également utilisé les spectres de phase en ondelettes afin d'obtenir des informations sur les retards dans les oscillations (cycles) entre les deux séries chronologiques étudiées (Torrence et Webster, 1999).

1.2.1. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes de la NAO et les précipitations brutes

Les analyses en ondelettes de la cohérence ont été utilisées par de nombreux auteurs (Slimani, 2009; Massei et al., 2007; Fritier et al., 2012) afin de mieux comprendre les relations sur les trois bandes de fréquences décrites précédemment (1 an "cycle annuel", 2-4 ans "variabilité quasi-biennale" et 5-8 ans "variabilité interannuelle").

En plus des analyses en cohérence par ondelettes, nous proposons aussi des analyses en phase par ondelettes (*cf.* Chapitre 2). La figure 4.6 présente un spectre de cohérence en ondelettes NAO/Pluie brute à la station de Boos (a) et son équivalent en phase (b). Une forte cohérence apparaît à partir des années 1980, ces plus fortes cohérences correspondent à la bande 2-4ans qui est une bande caractéristique de l'indice climatique NAO, avec une alternance d'oscillation en phase et en opposition de phase (figure 4.6-b) (à la fois écart minimum et maximum). D'après Massei et al., (2007, 2009), cette oscillation quasi-biennale (2-4 ans) est apparemment commune à la NAO et aux précipitations du Nord Ouest de l'Europe. Le cycle annuel apparaît également de façon plus marquée dans le spectre de cohérence NAO-Pluie avec une oscillation en quadrature de phase (ce qui est difficile à interpréter en termes de retard). La bande de fréquence 4-12 ans montre une forte cohérence avec un écart minimum (oscillation en phase). Cette relation tend à se renforcer à partir des années 1990, période correspondant à une phase durant laquelle la NAO est fortement positive.

Les années 1980 et 1990 montrent des ruptures. Ces ruptures montrent bien la forte linéarité de la relation entre les indices climatiques locaux et le mode de variabilité pluviométrique.

En résumé, on peut dire que les précipitations au niveau de la Normandie « impriment » de façon très nette la variabilité climatique locale contrôlée par l'indice NAO. Cet indice contrôle de façon prépondérante le cycle de l'eau et donc impose le mode de variabilité du cycle pluviométrique.

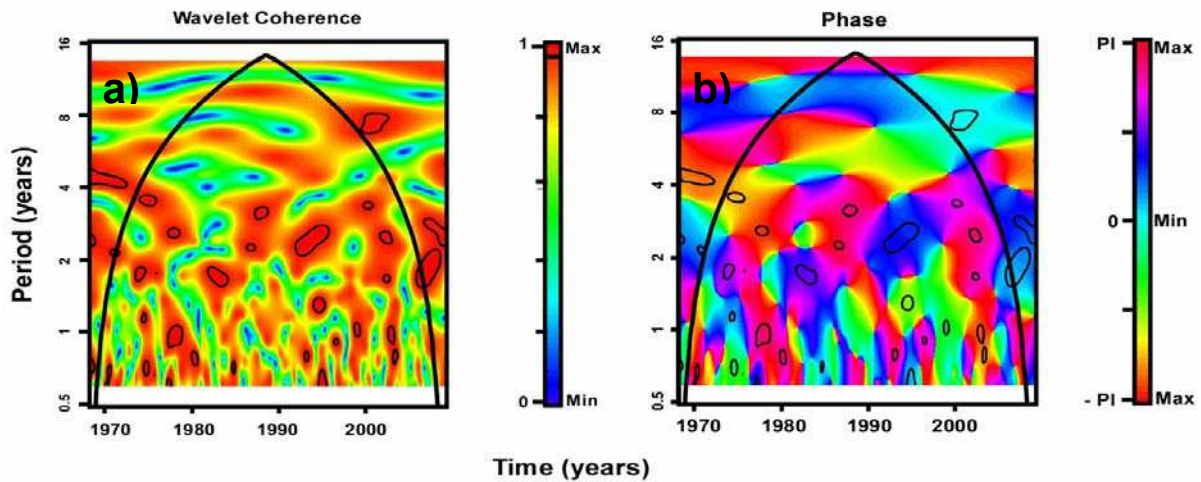


Figure 4.6: a) Spectre de cohérence en ondelettes entre la NAO et la pluie à Boos, b) spectre de phase correspondant

1.2.2. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes des pluies corrigées et les réponses piézométriques

Nous avons examiné la relation entre les précipitations corrigées à la station de Boos et les réponses hydrologiques des 40 piézomètres étudiés à travers la région. Nous avons sélectionné 3 piézomètres représentatifs de chaque groupe de piézomètres identifiés par El Janyani et al., 2012 (détails ci-dessous "partie II de ce chapitre"). On s'intéresse dans cette section à la linéarité des processus pluie-piezométrie.

En comparant plusieurs piézomètres, cette approche permet d'aborder l'étude du rôle de filtre joué par le contexte géologique et géomorphologique sur le signal d'entrée. Des spectres de cohérence et de phase par ondelettes entre les trois piézomètres choisis et leurs pluies correspondantes sont réalisés (Figure 4.7). D'une manière générale, nous remarquons que tous les spectres de cohérence présentent de fortes valeurs de cohérence pour un maximum de bandes de fréquences. Bien que ces mesures soient réalisées dans la même région, nous constatons qu'il existe des différences entre les piézomètres, en particulier, en examinant les spectres de phase. Les piézomètres de (1) Blacqueville, (2) Rocquemont et (3) Fontaine-Le-Bourg ne présentent pas les mêmes cohérences aux pluies, ni les mêmes oscillations (spectre de phase). Dans les piézomètres de Haute-Normandie, les hautes fréquences présentent toujours plus de cohérence que pour les basses fréquences (Slimani, 2009). Cette observation n'est pas vraiment générale, comme on peut le voir sur la figure 4.7, les basses fréquences sont les plus marquées au niveau des trois spectres avec une apparition plus ou moins remarquable des hautes fréquences.

- Le mode annuel (cycle annuel): pour les piézomètres comme Rocquemont (premier groupe), la pluie et la réponse du piézomètre sont en cohérence depuis 1973 (Figure 4.7.1), cependant, les signaux sont en opposition de phase (retard maximum) (Figure 4.7.1'). Pour les piézomètres comme Blacqueville (deuxième groupe); la cohérence est moins importante (Figure 4.7.2), avec une oscillation perturbée (Figure 4.7.2'). Pour les piézomètres comme Fontaine-Le-Bourg (troisième groupe), la cohérence est marquée par une discontinuité autour de quelques années 1996-1998 et 2005-2006 (Figure 4.7.3). Les deux signaux oscillent en phase de 1988 à 1997 et de 1999 à 2005 (Figure 4.7.3'). En plus de la cohérence dans le cycle annuel, on observe la cohérence dans les hautes fréquences correspondant aux échelles allant de quelques mois à quelques jours.

- Le mode quasi-biennale (2-4 ans): le spectre de cohérence pour les trois piézomètres montre des discontinuités autour des années 1980, 1990 et 2000. Par contre, le spectre de phase montre quelques différences; pour Rocquemont, nous notons que les deux signaux oscillent en phase sauf entre 1979-1983, elles sont en opposition de phase et 1990: en quadrature de phase. Pour Blacqueville, on observe une alternance de phase, en phase et en quadrature de phase. Pour Fontaine-Le-Bourg, les signaux sont en phase, sauf un passage dans les années 90 où ils sont en quadrature de phase et depuis 2005, ils oscillent en opposition de phase.

- Le mode interannuelle (4-12 ans): les trois piézomètres présentent des cohérences avec la pluie et oscillent principalement en phase.

En résumé, pour les hautes fréquences, les piézomètres de Haute-Normandie présentent de fortes valeurs de cohérence. Le cycle annuel présente de la cohérence entre les précipitations et la piézométrie. En ce qui concerne les basses fréquences au niveau des signaux piézométriques, on peut dire qu'ils sont modulés par les caractéristiques des eaux souterraines et leur degré de karstification.

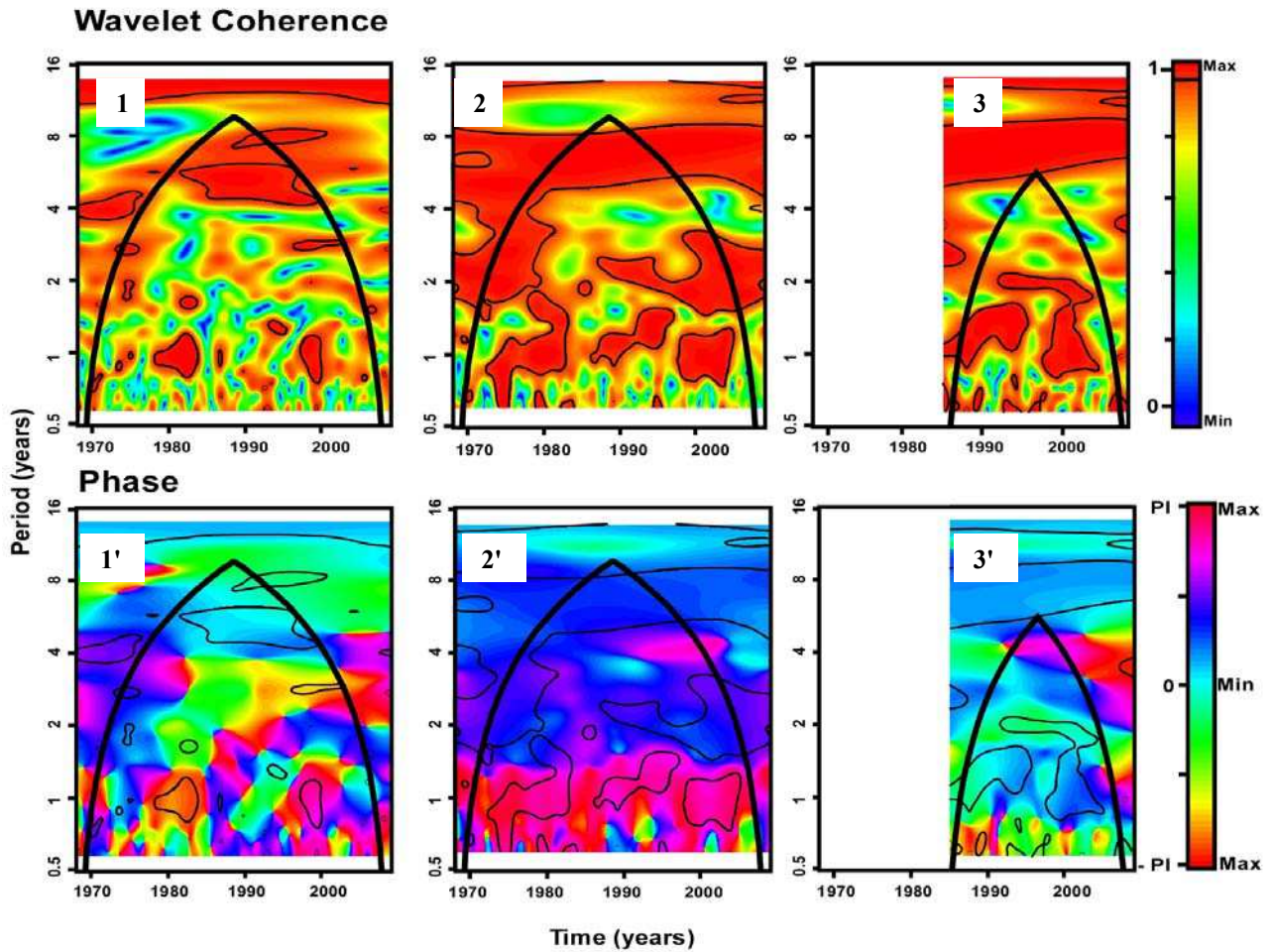


Figure 4.7: Spectres de cohérence en ondelettes entre les pluies corrigées à Boos et les réponses piézométriques: 1- Blacqueville, 2- Rocquemont, 3- Fontaine-Le-Bourg; Spectres de phase correspondants: 1'- Blacqueville, 2'- Rocquemont, 3'- Fontaine-Le-Bourg

1.2.3. Analyse de cohérence et de phase en ondelettes de la NAO et des réponses piézométriques

Les spectres de cohérence et de phase en ondelettes entre l'NAO et les trois piézomètres sont présentés dans la figure 4.8. Pour tous les piézomètres, la cohérence apparaît mais avec des degrés différents. Pour la bande 4-12 ans, la cohérence est importante depuis 1968 à Rocquemont et Blacqueville (Figure 4.8.1.2), à Fontaine-Le-Bourg on observe une cohérence depuis les années 1990 (Figure 4.8.3). Mais pour Rocquemont, les signaux fluctuent en opposition de phase (décalage maximum) jusqu'en 1978 et en phase depuis les années 1990 (Figure 4.8.1'). Pour Blacqueville les signaux sont en opposition de phase jusqu'en 1990 et en quadrature de phase après (Figure 4.8.2'), concernant Fontaine-le-Bourg les signaux sont en phase depuis les années 1990 (Figure 4.8.3'). Le cycle hydrologique est plus prononcé pour les trois spectres de cohérence. Cependant, par rapport aux autres piézomètres, Blacqueville présente une cohérence moins importante. Le cycle hydrologique fournit quelques ruptures dans les trois piézomètres, principalement au cours des années: de 1973 à 1978

(Rocquemont et Blacqueville seulement) 1992, 1998 et 2008 (Figure 4.8.1,2,3). Pour les spectres de phase, on observe une grande variété dans les oscillations du signal: en phase, en opposition de phase et en quadrature de phase (Figure 4.8.1'.2'.3').

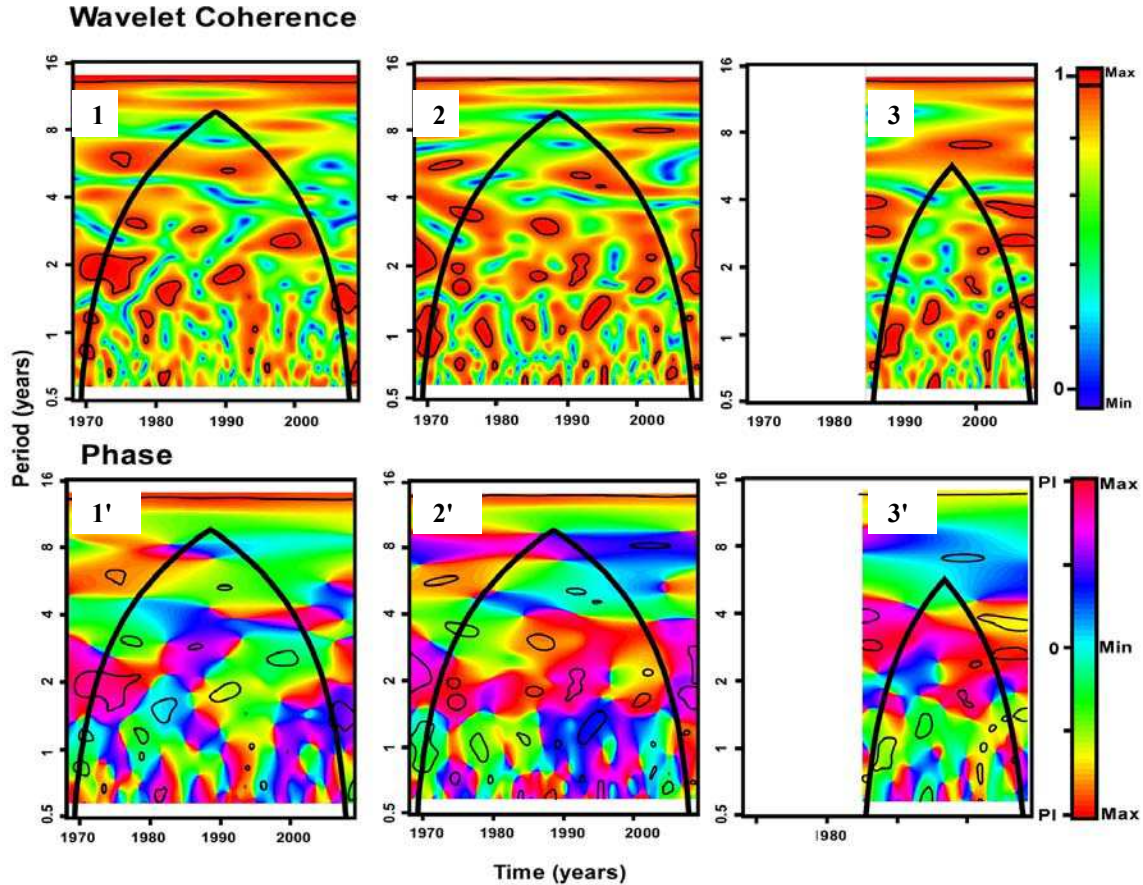


Figure 4.8: Spectres de cohérence en ondelettes entre la NAO et les réponses piézométriques: 1- Blacqueville, 2- Rocquemont, 3- Fontaine-Le-Bourg; Spectres de phase correspondants: 1'- Blacqueville, 2'- Rocquemont, 3'- Fontaine-Le-Bourg

II. VARIABILITE SPATIALE DES REPONSES PIEZOMETRIQUES DANS L'AQUIFERE DE LA CRAIE

Toute étude des propriétés de dépendance à long terme des variations piézométriques des différents sites prend en considération la partie liée à l'influence du signal incident, et en partie aux propriétés intrinsèques du système et sa fonction de transfert. Comme on vient de le démontrer, les propriétés statistiques des précipitations varient peu géographiquement à l'échelle régionale, la réactivité des piézomètres étudiés sera fortement conditionnée par les propriétés intrinsèques du système dans chaque piézomètre considéré.

L'objectif de ce travail est de définir l'influence de l'organisation morphostructurale des plateaux crayeux sur les modalités de recharge de l'aquifère de la craie. Dans ce cadre, nous prenons en

compte, les interrelations entre les évolutions historiques (ou géologiques) du contexte structural régional (caractérisation des substrats crayeux et de la puissance de l'aquifère), de l'épikarst et des développements karstiques dans la craie, de l'épaisseur de la couverture de loess et de l'utilisation des sols, en cherchant à identifier une signature des contextes locaux sur les réponses hydrologiques de la piézométrie de l'aquifère de la craie, à partir d'un réseau patrimonial constitué de quarante points de mesure en continu.

Cette partie est présentée sous forme d'article publié en 2012 dans Journal of hydrology.



Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal

Sanae El Janyani ^{a,*}, Nicolas Massei ^a, Jean-Paul Dupont ^a, Matthieu Fournier ^a, Nathalie Dörfliger ^b

Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal

EL JANYANI Sanae¹, MASSEI Nicolas¹, DUPONT Jean-Paul¹, FOURNIER Matthieu¹ and DÖRFLIGER Nathalie²

¹Sanae.eljanyani@univ-rouen.fr

¹UMR 6143, Continental and Coastal Morphodynamics, Department of Geology, CNRS, University of Rouen, Mont-Saint-Aignan, France.

²BRGM, D3E (Département eau, Environnement et Ecotechnologies), Orléans, France

Abstract

Piezometric variability was investigated using monthly time series from 40 piezometers in different areas across the Upper Normandy region, over the 1968–2009 period. The piezometers were classified according to their hydrological behaviour. This paper aimed at characterising the dominant modes explaining piezometric variability and at investigating the causes of this variability. Significant components in the piezometric signals were identified: the annual cycle and an interannual mode (4–12 years) with different variances for each observation borehole group. The influence of the morphostructural organisation of the Upper Normandy chalk plateau on the modalities of the water level variability in the chalk aquifer was defined. The relative contributions and standard deviations of each component found in the signal time series of the groundwater level was estimated. The highest values were recorded in the Northern study area, and clay-with-flints and aquifer thicknesses influence the transfer on an annual scale, while the loess thickness influences the transfer on a multi-year scale.

Key-words: Piezometric time series, wavelet analyses, interannual variability, NAO, statistical analyses, covered chalk aquifer.

1 . Introduction

Karst aquifers are very complex hydrosystems. They are characterised by the heterogeneity of their hydraulic parameters with the presence of a karst conduit drainage network within a mass of fissured rock and by the uniqueness of each system. The karst conduit network characterises a transmissive system, whereas fissured rocks characterise the system's storage capacity. The karst aquifer then exhibits a dual flow system (Király, 1997) consisting of a fissured or “diffuse system” and a conduit

system. Exchanges between the two systems are controlled by hydraulic head differences as well as the hydraulic conductivities and the geometry of the setting.

In addition, according to their functioning and structure, the karst aquifer is usually divided into two parts, the saturated and unsaturated zones. The saturated karst constitutes the main water storage of the karst aquifer and is commonly connected to an outlet. The main karst drainage network shows a certain degree of organisation that depends on various factors, such as the geological framework, climate, biology, hydraulic head and base-level fluctuations. In the unsaturated zone, the so-called epikarst or subcutaneous zone, defined as a subsurface water-adsorption zone subject to extreme weathering, may be present (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1995). The epikarst makes up the upper part of the karst aquifer, considered a potential perched aquifer with a leaky capillary barrier at its bottom (Mangin, 1975). Depending on the structure of the karst aquifer, different types of hydrodynamic processes may occur: a quick flow occurring at the outlet of the system is related to wide fissures and karst conduits, while a slow flow is attributed to flow through fine cracks, fissures and the porosity of the matrix. Within the epikarst, two main features may be found: a slow percolation of air and water into narrow fissures (water storage) and a rapid water drainage through connected pipes (flow concentration) (Perrin and al., 2003).

In Upper Normandy, most drinking water is contained in the porous / fissured and karstic chalk aquifer. One geological and then hydrogeological specificity in the western part of the Paris Basin is the existence of surface formations made up of clay-with-flints (CWF) and quaternary loess (QL), resulting from both the alteration of chalk and wind periglacial deposits (Laignel, 1998, 1999 and 2002; Lautridou, 1985) that overlay the chalk aquifer.

Previous research investigated the short- to long-term spatio-temporal variations of the aquifer's water table not only in the Upper Normandy region (Slimani et al., 2009), but also in other parts of the world (Hanson et al., 2004, 2006). Various characteristics may influence these variations: for instance, in the chalk aquifer, they may be linked to (i) the thickness of the different aquifer compartments (epikarst/surficial formations, saturated zone), the type and thickness of surficial formations, (ii) geomorphology (surface drainage network, plateau, valleys) and (iii) long-term climatic oscillations.

The spatial variability of the attributes of the chalk aquifer such as geochemical data and groundwater level variations has already been studied by Valdès et al., (2005) and Slimani et al., (2009); these authors showed the influence of the regional structural context on the organisation of the flow and hydrogeochemical fluxes within the covered chalk aquifer, considering the thickness of the aquifer and the structural position of compartments (uplift and downthrow).

The long-term (i.e. interannual to pluridecennial in this study) climate variability in the North Atlantic region is closely related to the North Atlantic Oscillation (NAO) (Hurrell, 1995; Hurrell and Van Loon, 1997; Visbeck, 2002; Hurrell et al., 2003). Several studies have been conducted to establish the NAO impact, not only on meteorological or hydrological parameters (Mares et al., 2002; Keim et al., 2004; Kingston et al., 2007; Massei et al., 2007, 2009), but also on the whole ecosystem (Rogers and

van Loon, 1979; Marshall et al., 2001; Lomas and Bates, 2004). The role of climate and its relationship to the chalk aquifer functioning in the Upper Normandy region was studied for the first time by Slimani (2009) based on the analysis of the wavelet coherence between the NAO index and the groundwater level based on four piezometers. More recently, Holman et al., (2011) identified statistically significant wavelet coherence between North Atlantic teleconnection indices and monthly groundwater-level time series in three boreholes within different aquifers across the UK. Tremblay et al., (2011) also provided evidence that interannual cycles observed in large-scale climatic patterns can be observed in groundwater levels from three regions across Canada.

In this paper, we explore the relationships between the spatial variability of geologic and geomorphologic characteristics and that of groundwater level variations on a regional scale. The time series and statistical analyses were carried out on groundwater-level time series of 40 observation boreholes, considering morphostructural parameters such as thickness of the aquifer, CWF layer thickness and QL thickness, whereas long-term variability of the groundwater level was studied in reference to the NAO index as an important pattern of large-scale climatic variability in the North Atlantic region.

2. Study areas and methods

2.1. Hydrogeological setting

Covering an area of 12,317 km², the Upper Normandy region is very rural, with little urbanisation. It corresponds to an area of extensive agriculture, located downstream of the Seine River watershed (Fig. 1). The regional topography is characterised by vast plateaus of moderate altitudes (<300 m) deeply incised by narrow valleys. In these plateau areas, the fissured and karstified chalk formation is covered by a complex system consisting of the superficial formations: QL and CWF whose thickness varies from a few metres to 40 m, (Laignel et al., 1998, 1999; Lautridou, 1985). In this plateau area, there are several sinkholes that favour the fast penetration of water from the surface to the aquifer. The chalk aquifer is the main regional aquifer, used for both water supply and agriculture. The aquifer flows regionally towards the Seine River and the English Channel. The hydrologic network is typical of a karstic area, with mostly low-order streams (Hauchard et al., 2002), as most of the flow takes place underground. The aquifer thickness varies from 50 to 300 m.

In Upper Normandy, the climate is typically oceanic; rainfall is fairly well distributed throughout the year. The wettest months are usually August and December. The annual rainfall reaches the maximum value of 1000 mm. The average annual temperature is around 10 °C, the hottest and coldest months are, respectively, July (17.5 °C) and January (3.4 °C).

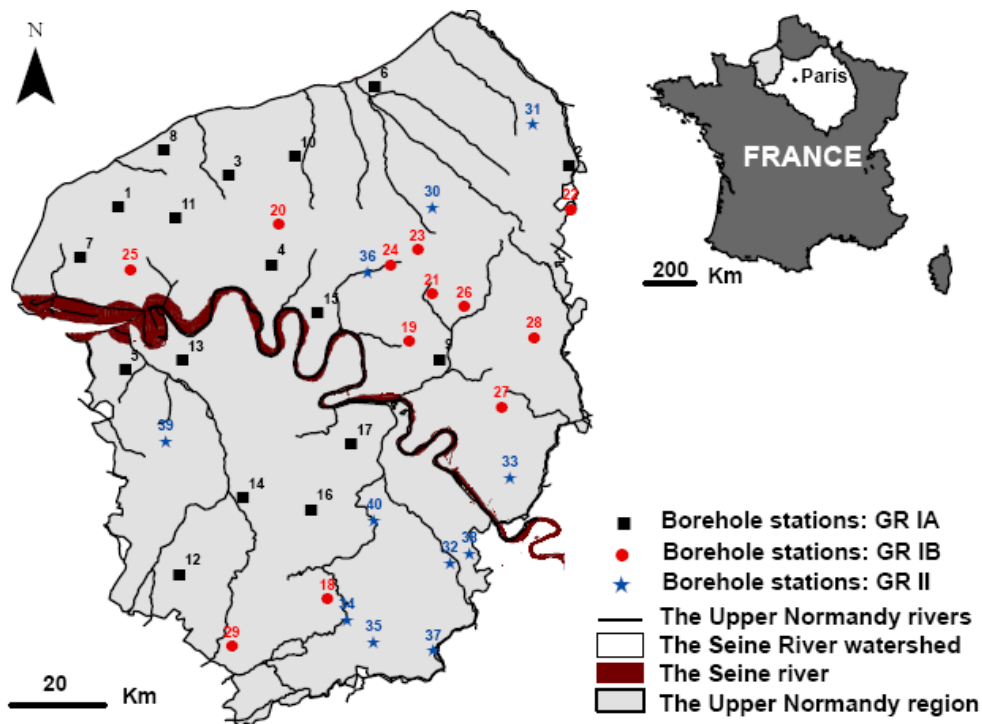


Figure 1: Location of study area (Upper Normandy Region, France), borehole stations (40 boreholes) classified into three groups

2.2. Data and methods

The hydrological time series analysis is fundamental in the field of hydrology (Lim and Lye, 2002). This paper examines the groundwater-level time series on an interannual scale in order to determine the main mechanisms governing the hydrogeological behaviour of the chalk aquifer. Forty observation boreholes used for monitoring the chalk aquifer's spatio-temporal groundwater level variation in the Upper Normandy region were selected. They are surveyed by the French Geological Survey (BRGM). Data of the NAO used here were obtained from Hurrell (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>). The time series corresponds to an annual station-based sea-level-pressure (SLP) difference for winter months (December through March: DJFM).

The chalk aquifer water level and NAO time series were analysed separately using wavelet multi-resolution analysis (here with a 16-order Daubechies wavelet). The extracted components from both the annual winter-months NAO and the monthly groundwater-level time series were then compared according to scale levels.

Time series analyses can be used to identify and quantify the major variability modes of the hydrogeological chalk aquifer response and to understand the time changes in the amplitude and frequency of hydrologic events on the groundwater level. However, these methods do not consider the temporal variability resulting from spatial heterogeneity. Wavelet transform has been successfully applied to many fields in order to achieve a complete time-scale representation of localised and transient phenomena occurring at different time scales (Grossman, 1985; Meyer, 1991; Labat, 2006). Continuous wavelet analysis was used to analyse time signals of various time magnitudes and

periodicities (Liu et al., 2004) between the NAO index and groundwater-level time series (hydrological responses). Labat et al., (2000, 2005) presented results from wavelet multi-resolution decomposition of rainfall and discharge at karst springs and provided a brief overview of the theoretical basis of continuous, discrete and mutiresolution wavelet methodological approaches.

The observation boreholes with similar behaviour were classified based on a set of regional variables using agglomerative hierarchical clustering (AHC). The classical agglomerative hierarchical clustering algorithm is based on two elements: (i) a similarity or dissimilarity measure between objects and (ii) an aggregation criterion or linkage rule between classes of objects (Chandon and Pinson, 1981; Saporta, 1990; Gordon, 1999).

To complete this analysis, analysis of variance (ANOVA) was employed, a widely used collection of statistical procedures, in which the observed variance is partitioned into components attributable to different explanatory variables (Lindman, 1974; Shao and Ni, 2004; Chang et al., 2009). This type of analysis was used to determine relations between the calculated values of standard deviations and variance percentages of each component with the spatial distribution of the thicknesses of regional hydrogeological parameters.

Groups	Label	Boreholes	SD(rc)_1 yr		SD(rc)_4-12 yr	
			SD (m)	SD (%)	SD (m)	SD (%)
GR IA	1	AUBERVILLE-LA-RENAULT	0.21	9.90	1.70	82.90
	2	AUMALE	0.32	10.70	2.60	85.80
	3	VEAUVILLE-LES-QUELLES	0.47	9.30	4.30	84.90
	4	BLACQUEVILLE	0.83	9.80	7.10	84.40
	5	SAINT-MACLOU	0.10	9.50	0.90	89.40
	6	GREGES	0.07	4.50	1.30	81.90
	7	MANEGLISE	0.15	8.30	1.40	78.90
	8	ANCRETTEVILLE-SUR-MER	0.23	10.80	1.70	81.00
	9	VANDRIMARE	0.11	11.40	0.80	80.50
	10	TOCQUEVILLE-EN-CAUX	0.57	16.70	2.80	84.10
	11	HATTENVILLE	0.60	15.90	3.20	83.70
	12	ROUSSIÈRE (LA)	0.04	15.80	0.20	82.20
	13	FOURMETOT	0.04	4.20	0.60	74.60
	14	GOUPILLIÈRES	0.08	4.30	1.30	72.20
	15	VAUPALIÈRE (LA)	0.15	8.60	1.20	65.90
	16	GRAVERON-SEMÉVILLE	0.06	8.60	0.40	67.90
	17	MONTAURE	0.55	14.20	2.60	66.70
GR IB	18	NOGENT-LE-SEC	0.28	14.90	1.20	64.90
	19	BOIS D'ENNEBOURG	0.75	34.30	1.50	67.50
	20	MOTTEVILLE	0.71	28.80	1.90	76.80
	21	CATENAY	1.71	31.40	4.40	80.50
	22	CRQUIERS	0.89	39.90	1.70	74.70
	23	ROCQUEMONT	2.28	36.40	5.00	79.70
	24	CLAVILLE-MOTTEVILLE	0.15	34.50	0.30	75.10

	25	TROIS PIERRES (LES)	0.50	19.30	2.00	76.70
	26	HERON(LE)	0.66	22.30	2.30	77.00
	27	FARCEAUX	1.13	21.90	3.90	75.40
	28	BEZANCOURT	0.55	23.80	1.70	72.50
	29	BOIS-ARNAULT	0.29	23.60	0.90	74.60
GR II	30	MAUCOMBLE	1.39	48.10	1.40	49.30
	31	REALCAMP	0.39	47.30	0.40	43.60
	32	FAINS	0.13	60.00	0.10	36.30
	33	CIVIERES	0.31	22.50	0.80	57.00
	34	COULONGES	0.68	26.30	1.60	61.00
	35	MOISVILLE	0.47	26.60	1.20	66.40
	36	FONTAINE- LE- BOURG	0.12	33.30	0.20	59.00
	37	MARCILLY-SUR-EURE	0.11	29.40	0.20	55.80
	38	CHAIGNES	0.36	10.20	1.60	45.00
	39	LIEUREY	0.24	25.30	0.50	49.20
	40	NORMANVILLE	0.13	20.90	0.30	44.30

Table 1: The 40 observation boreholes studied classified into three classes according to their groundwater level behaviour and the calculation results concerning component contribution as detected in the total signal

3. Results

This study was based on the observation boreholes at a multi-year scale in an attempt to determine the mechanisms and the hydrogeological behaviour. A typology of hydrological functioning of the chalk aquifer is proposed and the factors forcing and dominating the control of their behaviour are defined.

3.1. Typology of hydrological responses

Two characteristic components were detected using multi-resolution analysis: the first one corresponds to the annual cycle, the second to a multi-year temporal variability ranging from 4 to 12 years. The relative contributions (in %) and standard deviations (in metres) of each component were calculated for the 40 observation boreholes (Table 1). This table reports the result of this calculation as well as the classes generated using agglomerative hierarchical clustering according to the groundwater level behaviour of the studied observation boreholes. In general, a clearly marked 4- to 12-year band was observed. The percentage of variance associated with this component is very high, most particularly for group I (GR IA and GR IB).

The dendrogram (Fig. 2) was calculated following Ward's method, breaking down the responses into the optimal number of groups based on the analysis of variance, delineating two major populations, I and II, considering their position and their type of variability (interannual, annual; plateau versus valley and connection to a spring). Population I is divided into two groups, A and B, containing the plateau observation boreholes, and is characterised by a high percentage of multi-year components. Groups A and B are differentiated in their percentage of the annual component: group A

presents a low percentage of the annual component and group B reports an intermediate percentage of the annual component. Population II groups the valley observation boreholes and those in close proximity to them. It is characterised by a high percentage of the annual component and a smaller percentage of the multi-year component.

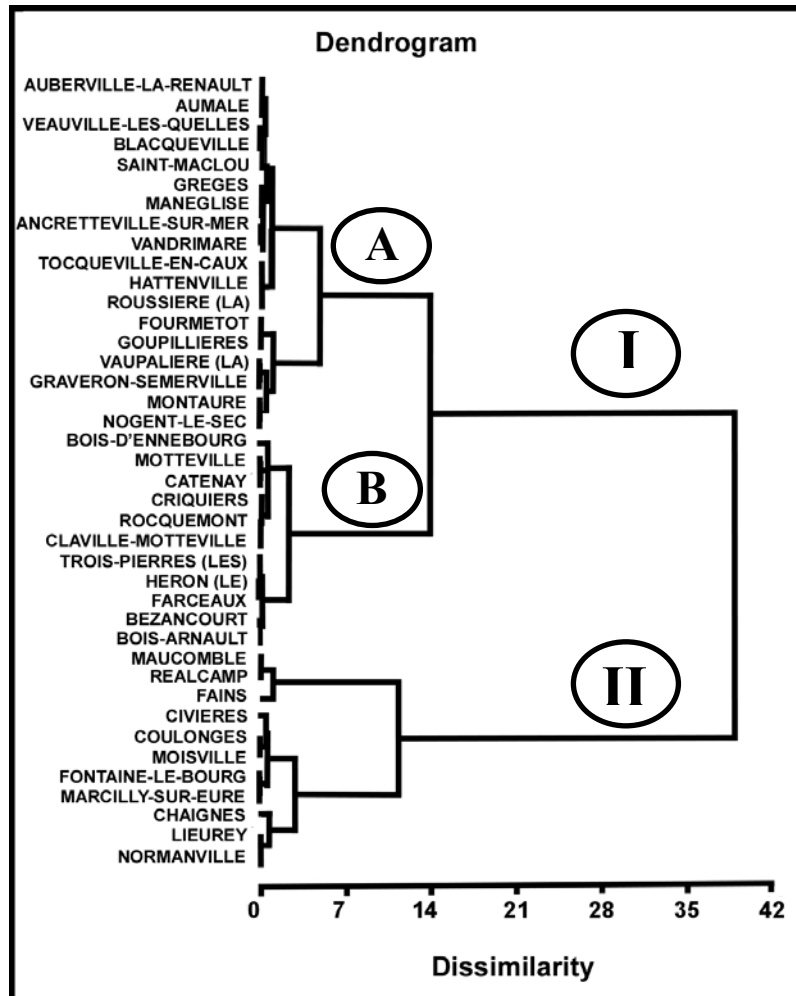


Figure 2: Agglomerative hierarchical clustering of all the observation boreholes studied. Three observation boreholes groups: GR IA, GR IB and GR II

We selected one piezometer characteristic from each group (Blacqueville, label 4 (GR IA), Rocquemont, label 23 (GR IB) and Fontaine-le-Bourg, label 36 (GR II). The monthly time series of these data are shown in Figure 3. The location of the three selected piezometers is shown in (Fig. 1). These data correspond to time series spanning 41 years, apart from Fontaine-le-Bourg, for which we have only 24 years of data. All the time series span the same time period from 1968 to 2009. This period is sufficient for recording climate fluctuations, such as the quasi-biennial oscillation and other interannual modes of variability; typically 4–12 years of time variability, which could be related to the NAO (Massei et al., 2007).

- For the first group (GR IA), the interannual variations are clearly indicated. This may be related to a large storage capacity and a limited flow capacity within the aquifer. This group presents the impact of the recharge periods occurring over several years.

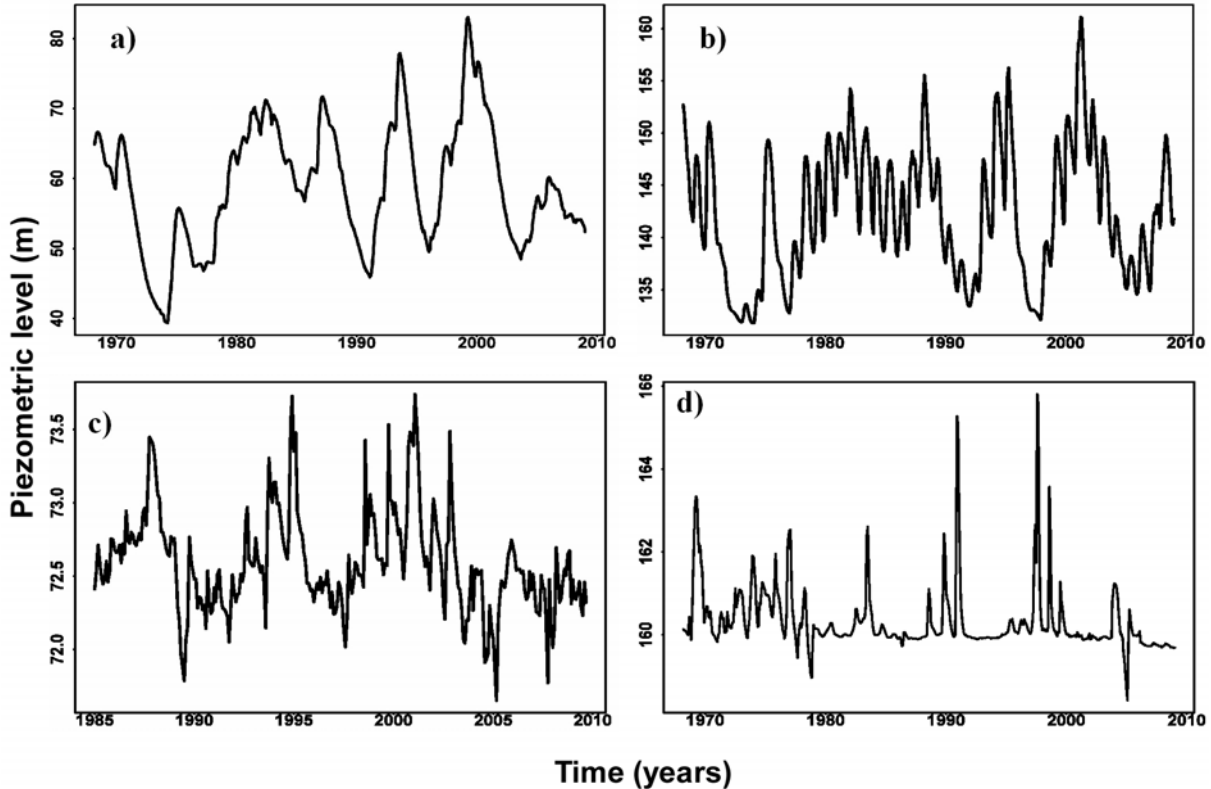


Figure 3: Presentations of the three observation borehole groups: GR IA: a) Blacqueville, GR IB: b) Rocquemont; GR II: c) Fontaine-le-Bourg and d) Realcamp

- For the second group (GR IB), the intensity fluctuations are highly variable since the annual variations are on an interannual scale. This group is characterised by a rapidly rising groundwater level and a strong and fast recession; the groundwater level maxima are extreme with an amplitude that may reach more than 25 m. This behaviour may correspond to a sufficient flow capacity and aquifer transmissivity.

- The third group (GR II) shows rapid variations in the groundwater level. However, the amplitude of these variations does not exceed 2 m. The annual variations appear clearly and seasonal variations may also be observed in these time series. The interannual variability is relatively low. These fast responses observed on this time series may be related to high hydraulic conductivity areas within the aquifer's saturated zone. In this group, we distinguished three boreholes (Maucombe, Realcamp, Lieurey) each representing a different time series type. No significant interannual variations were observed (Fig. 3d); this was characteristic of the third group, which may explain their being classified here. Annual responses, which are only expressed during rainy years, can be noted above a base level around 160 m.

The amplitude of the groundwater level variation may reach 12 m, the recession slope is steep and the storage capacity is relatively small.

Massei et al., (2007) investigated the relationship between rainfall and the NAO index in northwestern France, demonstrating that the rain is relatively homogeneous over the region and in accordance with the NAO climate signal. How can the diversity in the hydrological responses be explained? The contribution of external forcing (climate) from the physical environment (aquifer power, superficial formations, etc.) can be quantified by analysing the relationships between NAO and hydrological responses.

3.2. Long-term variability of groundwater level

Observation boreholes show strong interannual variations in this region. Slimani et al., (2009) have already showed that this could be related to NAO oscillations using the example of four piezometers. This approach was systematised in this study to 40 observation boreholes by multi-resolution analysis. Indeed, the variability of some observation boreholes seems particularly strongly controlled by interannual fluctuations. It is difficult to relate this directly to NAO oscillations (Fig. 4a). However, when comparing an equivalent-level scale, the details of breaking down the NAO and observation boreholes into decomposition showed a clear correspondence between the two time series of interannual oscillations, with a piezometric level higher than average when the NAO phases are positive at this time scale (Fig. 4b). This is in accordance with the expected effect of NAO oscillations on hydrology in the northern regions. However, there are other periods that also do not show this phenomenon unambiguously (especially during the 1970s), and phase shifts can occur, reflecting the complexity of the relationships between large-scale climatic oscillations and regional or local hydrological fluctuations, which are not studied here (the NAO is not the best and not the only indicator of climate oscillations in the North Atlantic). This result indicates an external climatic origin of interannual oscillations in hydrological responses.

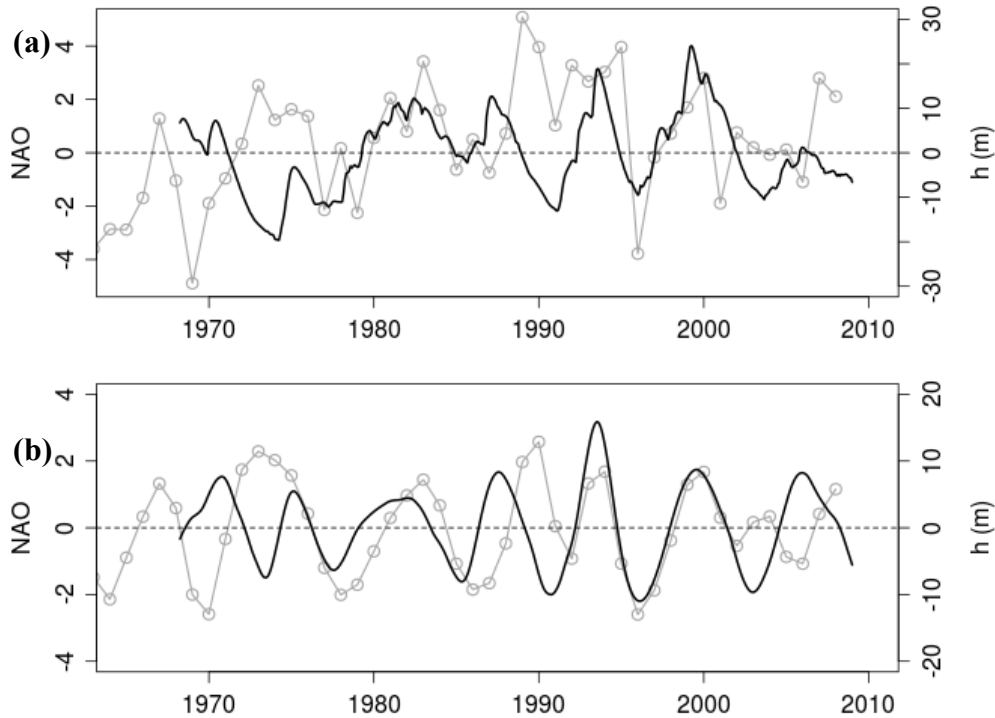


Figure 4: (a): *normalized monthly piezometric time series (black lines) compared to the annual winter NAO index series (grey lines)*; (b): *Reconstructed interannual components of NAO (grey lines) and standardized interannual modes of monthly piezometric level (black lines)*

4. Discussion

We characterised the hydrological response of 40 observation boreholes in the Upper Normandy region. A variety of behaviours were observed even though the input signal is homogeneous. In this section, we aim to determine the causes of this diversity. We discuss the factors that could control the various modalities of the hydrological functioning of the Upper Normandy chalk aquifer. Three main parameters can be distinguished:

1) The geomorphological context: to analyse the influence of geomorphological context of groundwater flow in detail, a daily time series is needed. A long daily time series was not available; therefore, we analysed the observation boreholes' behaviour as a monthly time series.

The processing of groundwater-level time series indicates the absence of a significant short-term response (high frequencies) to the rainfall events in almost all the piezometers located on the plateaus, while this component was significantly represented in the valleys.

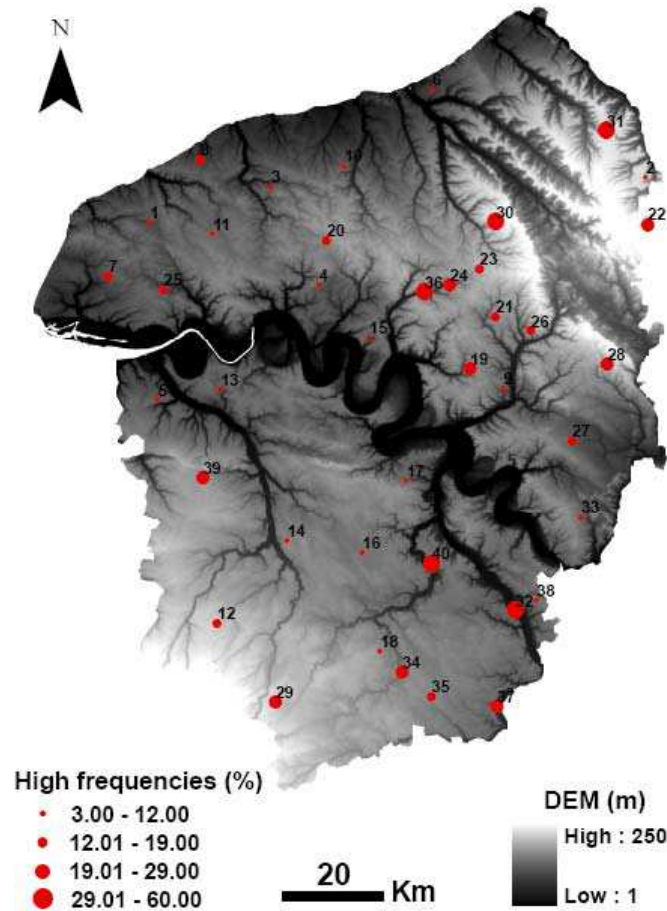


Figure 5: Graphical representation of the high frequency percentages (1-6 months component), superimposed on the digital elevation model

Figure 5 represents the variance rate of high frequencies (component lower than the 1-year component) in the total signal (%). We note that the absence of a response to rainfall events in the plateau observation boreholes is highlighted, while this component is significantly represented in the valley.

2) The hydrological and geological context: the study reported by Slimani et al. in 2009 based on two piezometers located on the uplifted side of a major fault and two piezometers on the downthrow side, demonstrated the influences of the structural context on groundwater flow. In this study, we were looking for the influences of the regional context at a large scale. Processing the groundwater-level time series allowed us to identify the main components: the first one an annual cycle and the second one an interannual variability. The relative contributions and standard deviations of each component (also found in the regional precipitation signals) were calculated (Table 1) and the spatial fluctuations of the hydrogeological parameters were compared with maps showing the spatial distribution of the hydrogeological parameters: the aquifer thickness map, the CWF and loess thickness maps. The spatial variability of groundwater fluctuations at the regional scale seems to be heterogeneous; the

relation between this variability and with different regional parameters is visually difficult to establish (Fig. 6).

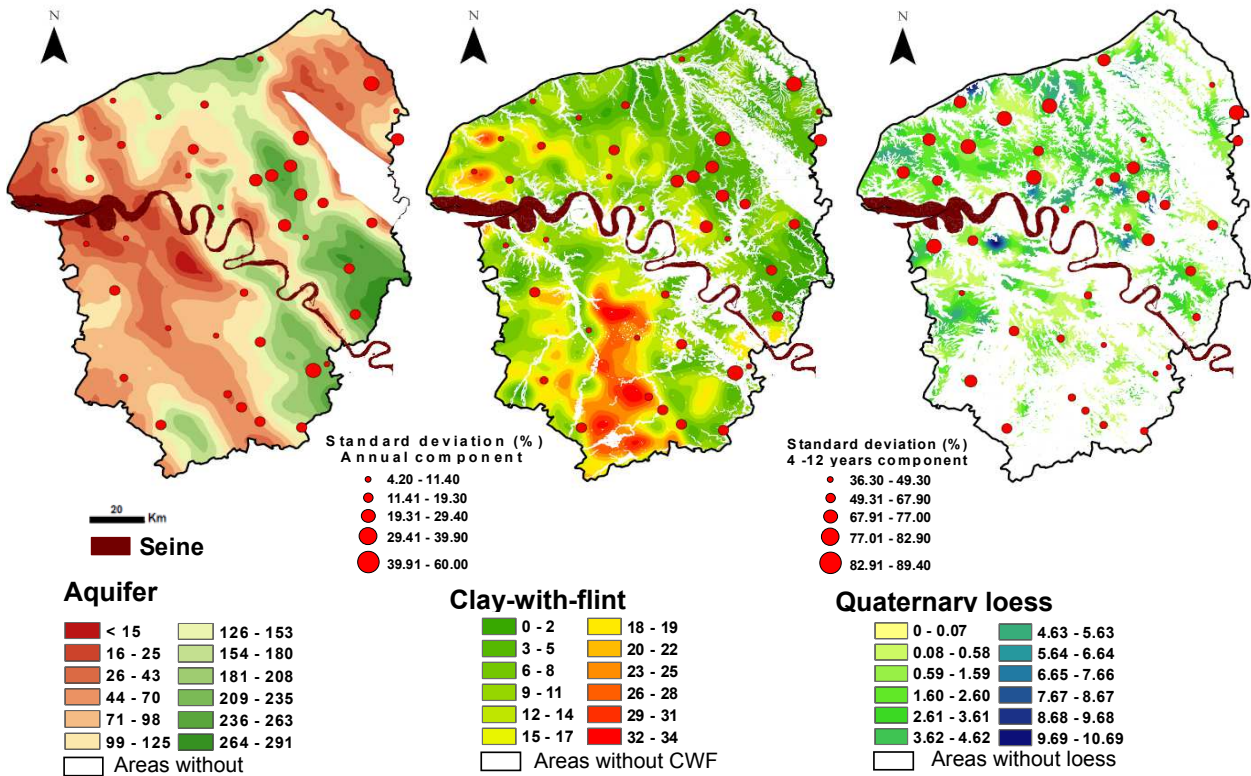


Figure 6: Graphical representation of the annual component percentages in the total signal, superimposed on the aquifer thickness map (a) CWF thickness map (b); the interannual component percentages, superimposed on the quaternary loess thickness map (c)

In this figure, three examples of maps produced were introduced representing the annual component percentages in the total signal superimposed on the aquifer thickness map (a), the CWF thickness map (b) and the interannual component percentages superimposed on the loess layer map (c). In order to better investigate these relationships, the ANOVA test was used. We classified the hydrogeological parameters considered into four classes using the univariate partitioning method. We subsequently verified whether there was a significance between each parameter class and the result of the calculation of each component studied (both in standard deviation and percentage). The results (Table 2) show that there is a significant relationship between the loess thicknesses and the multi-year component, and a relationship between the CWF thickness, the aquifer power and the annual component. The CWF and the aquifer thickness influence the transfers on an annual scale: the greatest CWF thicknesses present the lowest standard deviation percentage, the highest aquifer thickness presents the highest standard deviation percentage. The lower QL thicknesses present the lowest standard deviation percentage on a multi-year component. These results confirm the work of Jardani et al., (2006). These authors emphasised that the water infiltrated into the loamy soils during the rainy period is subject to a temporary storage in the superficial formations.

		Aquifer power		CWF Thickness		QL Thickness	
		F statistic	p-value	F statistic	p-value	F statistic	p-value
SD (m)	1 y	3.495	0.025	2.812	0.053	0.435	0.729
	4-12 yrs	1.618	0.202	0.626	0.603	3.254	0.033
SD (%)	1 y	2.028	0.037	8.625	0.000	0.784	0.510
	4-12 yrs	0.815	0.494	0.898	0.452	8.024	0.000

Table2: Results of analysis of variance (ANOVA) between groups of every parameter studied and the calculation results concerning components. Family error rate = 0.05 (95 % confidence)

3) The role of large flows: through an overall observation of the contributions of various components to the total signal with the different maps studied (Fig. 6), a general trend can be noted with the most significant amplitudes in the Northern study area, and the low amplitudes mainly in the southern study area. We believe that this distribution is not random and the large flows are responsible for it. To illustrate this parameter, we propose a topographic profile drawn up according to the flow direction, from the southern area of the study (SSW) to the English Channel (northern study area) (NNE) (Fig. 7).

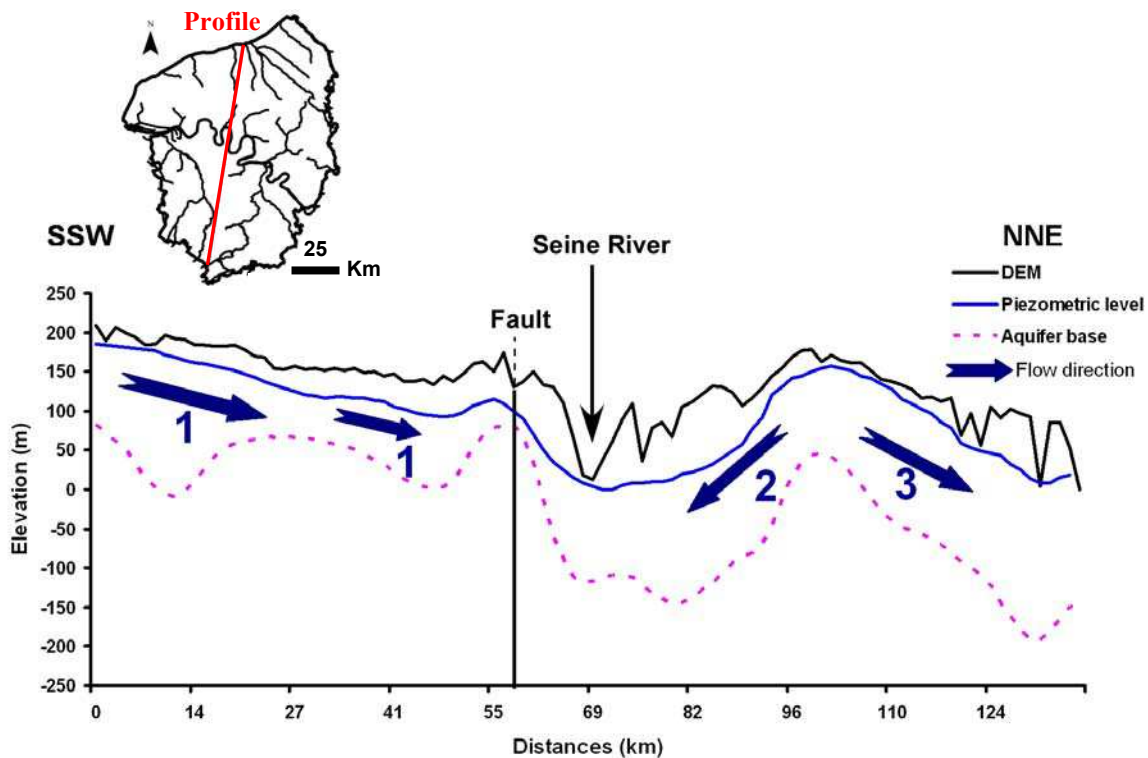


Figure 7: Topographic profile from the south to the north of the Upper Normandy region. Black line, data elevation model; blue line, piezometric level; pink line, aquifer base. The arrows show the three directions of flow in the region

For this profile, three flow directions can be distinguished. The first one, from the south of the study area to the Seine River, the second direction from the right side of the Seine River to the Seine and the latest flow direction called the Southeast-Northern coastal watershed. We note that the watershed size containing the southern region is much longer than the watershed size containing the northern region. So, what role can the watershed size play on the signals? We measured the distance between the headwaters and each observation borehole of the major flow direction (towards the Seine). Two classes (minimum and maximum) were distinguished using the univariate clustering method; we analysed the variance (ANOVA) between each class and the result of the calculation of each component studied, shown in Table 3. The shorter the distance from the headwaters, the higher the annual and multi-annual components. The watershed size played a crucial role in the signal variability.

		F statistic	p-value
SD (m)	1 y	4.935	0.036
	4-12 yrs	4.487	0.045
SD (%)	1 y	5.189	0.032
	4-12 yrs	3.054	0.094

Table3: Results of analysis of variance (ANOVA) between groups of measured distance (from upstream watershed to observation boreholes) and the calculation results concerning components. Family error rate = 0.05 (95 % confidence)

5. Conclusion

Time series analysis methods were used to characterise the variability of hydrological variables over the short to the long term. This allowed us to identify the specific components responsible for much of the groundwater level variation, to determine origins of this variation and to quantify its relative amplitude. For the hydrological responses in the Upper Normandy region, the annual and multi-year cycles are generally clearly differentiated. The hydrological system of the chalk aquifer appears as a reservoir system with a temporal and spatial memory effect, temporal in that it records the annual surpluses or deficits of the water storage in the multiannual time series and spatial in that it takes into account the circulations and flow time to the Seine River and the English Channel coastal areas. In this context, the hydrological responses are highly diversified, the causes of this diversity were analysed on 40 piezometers in the Upper Normandy region, over a period of 41 years. The geomorphological position (plateau, valley) is the most crucial, and the role of karst outlet drainage seems to reinforce the annual cycle observed in this class of valley observation boreholes and those in close proximity. Concerning observation boreholes in the recharge areas (the plateau context), the statistical tests highlighted the partial contributions of three hydrological and geological parameters: aquifer thickness, CWF thickness and QL thickness. In accordance with Slimani et al., (2009), who described the diversity of four observation boreholes located on the uplift and downthrown

side of a major fault, the aquifer thickness plays a role in the amplitude of annual variability. In accordance with Jardani et al., (2007), who demonstrated the role played by transient water storage in superficial formations, CWF thickness appears to have an influence on annual variability, while QL thickness appears to be influenced by the size of the multi-year variations. However, it appears that none of these parameters directly determine the hydrological response: the great diversity of these responses comes from the combination of the spatial variations of each of these parameters.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge financial support from the Regional Council of the Haute-Normandie Region and the BRGM and thank the BRGM for supplying the database.

III. LE (S) ROLE (S) DES ECOULEMENTS DANS LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS

Dans cette partie, nous focalisons sur le fonctionnement hydrologique à l'échelle d'entités hydrologiques afin de mieux cerner les paramètres intra structuraux et comprendre les variabilités piézométriques à grande échelle (échelle de bassin versant). Nous proposons donc cette étude à l'échelle de deux bassins versants hydrogéologiques (Cailly et l'Andelle), sous forme d'article qui a été soumis à *Hydrogeology journal* en janvier 2013.

Hydrological behaviour of the Chalk aquifer in Upper Normandy with special reference to the role of Karst

Sanae El Janyani¹, Jean-Paul Dupont¹, Nicolas Massei¹, Smail Slimani², Nathalie Dörfliger³

¹UMR 6143 M2C, CNRS, SFR SCALE, université de Rouen, Bat. IRESE A, Place Emile Blondel, 76821 Mont Saint Aignan. France.

²ISTOM, 32, Boulevard du Port, 95000, Cergy. France

³BRGM, D3E, 3 avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

Abstract

The objective of this study was to define the role of karst structures in the recharge and flow modalities in chalk aquifers based on statistical analysis of time series. The numerous studies conducted on this aquifer in Upper Normandy have focused on karstic restitution in valleys, including the restitution of turbid waters in response to rainfall events and the role of the geological context on the spatial organization of reserves and flows. In this article, the role played by the karstic conduits across all flows of this underground aquifer is detailed, i.e. the binary functioning of this aquifer. An example including the conceptual model of hydrological functioning has never been described globally. This study focused on two watersheds belonging to the same structural compartment to examine the hydrological processes from the rainfall inputs to the recharge pattern and flow modalities along the upstream–downstream transect. The results highlight two types of karst – the introduction karst, which drains recharge, and the restitution karst, which drains flows – increasing on the approach to valleys, and the connections between these two networks that allow quick transfer, particularly after effective rainy periods.

Keywords: chalk karst, groundwater, time series, sinkholes, Upper Normandy

1- Introduction

Karst aquifers in the world constitute significant water reserves, 25% of the world population is supplied with groundwater coming from this type of aquifer (Ford and Williams, 1989). These aquifers are very complex with very particular characteristics: strong heterogeneity, anisotropy and

discontinuity of the medium, which hinders traditional approaches to flow and transport based on Darcy's law (Bakalowicz, 2005; Bailly-Comte et al., 2010).

In karst aquifers, two systems are distinguished according to their functioning and structure: the saturated and the unsaturated zones. Within the saturated zone, the karst aquifer consists of one or more circulation axes, draining parts of high storage capacity where water residence time is more or less long. The drainage axis allows quick and easy water evacuation. This zone is commonly connected to an outlet. The unsaturated zone ensures the runoff flow through the karstic massif. This zone is heterogeneous and infiltrated water can be retained temporarily, forming an epikarstic aquifer (epikarst). This plays an important role in determining the chemistry of infiltrated water (Lastennet et al., 1995; Emblanch et al., 1998, 2003; Doctor et al., 2006). The unsaturated zone is particular in that it has several infiltration modalities: quick flow via vertical or subvertical open discontinuities and karst conduits, then slow flow through fine cracks, fissures and the matrix's porosity. The epikarst is drained both by rapid infiltration and slow infiltration (Bakalowicz 1979; Marsaud, 1996, Perrin et al., 2003). The epikarst makes in-depth karstification possible, but if the water is saturated in this area, it can no longer karstify deep rocks. In contrast, if the transit is quick, saturation is slower and with changes in physico-chemical conditions (including increased pressure), water can remain aggressive longer. Large reserves whose infiltration is delayed can supply the deep aquifer during the dry period. In Upper Normandy, the main aquifer is located within the chalk layers and is used both for water supply and agriculture irrigation. The karstic character of this aquifer is underlined by the presence of sinkholes, as a result of extreme rainfall events causing erosion of loamy soils whose products are engulfed through the introduction karst (sinkholes) and are quickly expressed by turbid restitution at the outlets (springs and rivers) (Massei et al., 2002; Fournier et al., 2007a).

Since the 1970s, many studies have been conducted to improve the understanding of how these karst hydrosystems function and how chalk aquifer water resources have become vulnerable in Upper Normandy (Rodet, 1993; Nebbache et al., 2001; Massei et al., 2002; Rodet et al., 2003; Rodet, 2007; Valdès et al., 2005; Dussart-Baptista et al., 2007; Fournier et al., 2007a; Slimani et al., 2009). These studies demonstrated that chalk is a dual-permeability medium, with fracture permeability, on the order of 10^{-4} to 10^{-6} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, that permits fast karst transfers, illustrated by numerous tracer data and referenced in the BRGM database. According to the active connections with sinkholes, the permeability of karst conduits (on the order of 10^{-1} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to 10^{-3} $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; data provided in particular by tracer tests) can ensure transfer velocities that may reach or exceed 100 $\text{m}\cdot\text{h}^{-1}$. Considering the modest size of karst conduits, typically 10–1000 mm in diameter (Rodet, 1992; Maurice et al., 2006), that can be investigated, permeability plays a role in the transmissive features of rapid transport.

In the literature, two types of forcing on the chalk karstic system functioning have been identified: external forcing with climate patterns (Massei et al., 2007; Slimani et al., 2009) and internal forcing with the physical parameters of the geological and morphological context (El Janyani et al., 2012). Considering the climatic influence as homogeneous across the study area, morpho-structural control is

the main forcing of the spatial variability of the groundwater level and stream flow discharge (Slimani et al., 2009).

Indeed, studies conducted by Valdès et al., (2005) and Slimani et al., (2009) in the Upper Normandy region highlighted the role of structural control on large regional flows: the groundwater recharge impact on groundwater level time series contrasts with uplifted compartments and downthrown compartments, next to regional faults in addition to the contrast of water level time series between uplifted compartments and downthrown compartments, close to regional faults. Locally, large flows are drained according to the incision of the Seine valley.

In this paper, we demonstrate the role of karst flow in a capacitive and fractured aquifer. In the case of the chalk aquifer, karst voids are not sufficient to significantly impact the surface of the saturated zone. Therefore, hydraulic gradients that simulate Darcy flow (fracture porosity) are observed but which are locally more or less strongly influenced by drainage of karst conduits, especially with the approach of the valleys.

Taking the example of two rather small watersheds – Cailly and Andelle – we compare the hydrogeological variability of the porous/fissured aquifer and the karst medium embedded in it according to the geomorphologic and hydrogeological contexts. We also demonstrate the specificities of the concepts of epikarst and binary karst applied to the chalk karstic aquifer in the study area and describe how it interacts with surficial watersheds.

2- Geomorphological and geological context

The study area covers the Cailly and Andelle watersheds (respectively, 240 km² and 695 km²), located in the Upper Normandy region (France) and whose rivers are tributaries of the Seine (Fig.1). Water resources come from the karst chalk aquifer of the Western Paris basin. This aquifer is a covered karst whose watershed is consistent with the groundwater level map. The climate in the Upper Normandy region is generally temperate and oceanic. Average temperatures are around 12°C and mean annual precipitation ranges between 600 and 1100 mm.

From a geomorphological point of view, topography acts as a first-order control on spatial variation of hydrological conditions. The regional topography is characterized by large plateaus of moderate elevations (<300 m. a.s.l.), deeply incised by narrow valleys draining the chalk aquifer. Within a plain topography, the transversal topographic profiles were drawn up for the two watersheds (Fig. 1). The morphological features of the area studied are not only the result of runoff and erosion. This landscape contrast between plateaus and valleys as well as the low frequency of the hydrographic network characterize Upper Normandy's karst landscape. The study area is characterized by two types of catchment areas: coastal basins and catchments of the right bank of the Seine. In this study, the two watersheds selected are part of the Seine right-bank catchments.

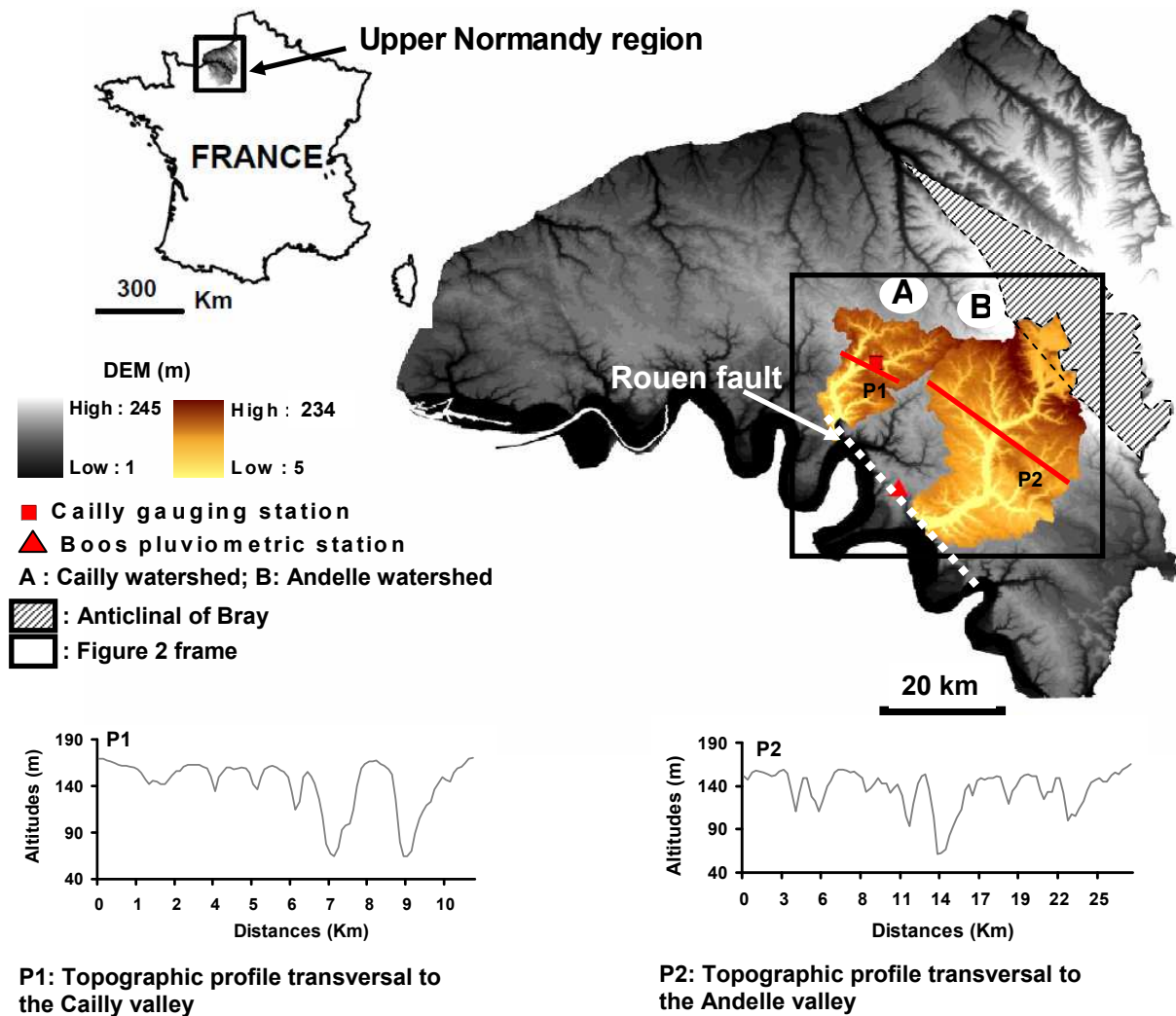


Figure 1 : Locations of the Upper Normandy region and the two watersheds studied

On the structural settings, the study area is located on the elevated compartment in the North East of the Rouen fault also known as Seine fault (Fig. 1). This is a very deep old accident (before Hercynian) of Armorican orientation (N120-130), crossing the entire basin of Paris (Weber, 1973). It is considered like a major accident in the region with a total rejection of 200 m (Bourdier and Lautridou, 1974). In the north-eastern part of the Rouen fault, the chalky substratum is affected by anticlinal and synclinal undulations oriented SE-NE and parallel to the major regional structures (the Rouen fault and the Bray anticline).

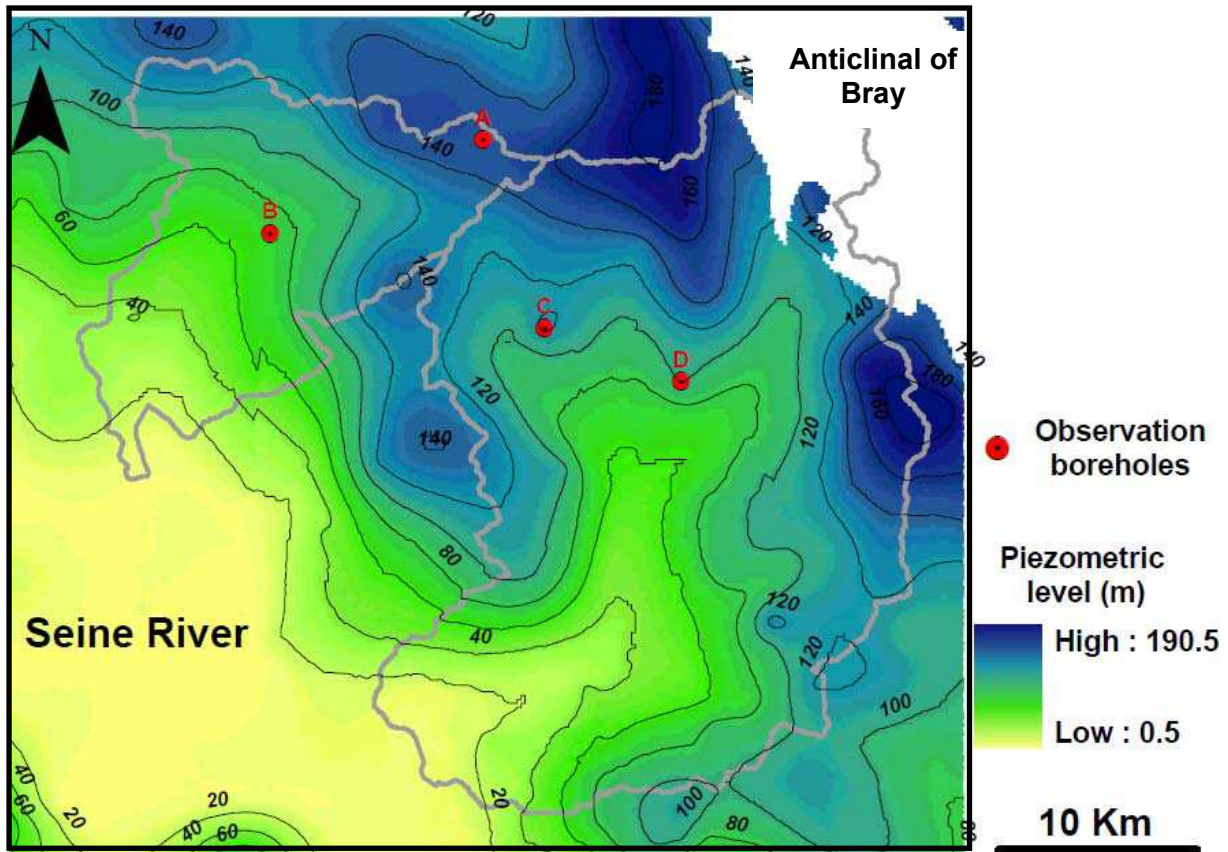
The most recent works correspond to those of Hauchard et al., 2002 based on fractal analysis of talweg networks, on the stratigraphy and on the cartography of the clay with flints and chalk. The authors provide new elements to complement the structural map of the Upper Normandy region and of the north-western Paris basin.

The Upper Normandy plateaus are also characterized by sinkholes that favour the rapid penetration of water from the ground surface to the aquifer as well as the contamination of aquifers (Jardani et al., 2006). Geologically, the study area consists of a chalk karstified substratum under a superficial cover, made of clay-with-flints due to chalk weathering (Laignel et al., 1999, 2002). These clay-with-flints are covered by quaternary loesses (Lautridou, 1985). The loess surface is affected by leached soils which are loamy soils, particularly susceptible to runoff and erosion, as described in North-Western Paris Basin (Auzet et al., 1990; Lecomte, 1999; Laignel et al., 2006).

3- Data and methodology

To determine which factors influence the development of sinkholes promoting the infiltration of surface water into the aquifer and their location in Upper Normandy, we used the BRGM sinkholes database (only the main sinkholes validated by field investigation). The Cailly watershed was chosen for the presence of a maximum of validated sinkholes; spatial modelling based on the topographic Index of Beven and Kirkby, "IBK" (also known as WTI: Wetness Topographic Index), was carried out. This index was developed by Beven and Kirkby (1979) based on the TOPMODEL runoff model. It is defined as $IBK = \ln(a/\tan\beta)$ where (a) is the local upslope area drained per unit contour length and ($\tan\beta$) is the local slope. These authors showed that the spatial distribution of the saturated areas in a watershed can be described using this topographic index. A high index value indicates a high probability of wetlands present on the site. The IBK index was used to determine the role that sinkholes can play within a hydrological feature. To compute this index, only a digital elevation model (DEM) is required.

To study groundwater level variability at the watershed scale, we selected four observation boreholes according to their location. Indeed, to show the upstream–downstream groundwater level variability, we selected the Rocquemont observation borehole (A) located upstream in the plateau area and the Fontaine-Le-Bourg observation borehole (B) located at the valley area; to study the groundwater level variability in the plateaus, we selected the Rocquemont (A); Catenay (C) and Heron (D) observation boreholes belonging to the same hydrogeological watershed (Fig. 2).



 Framework representing the extraction contour of the piezometric map

Figure 2: location of the boreholes studied in a hydrogeological context. The map represent an extract from the mean piezometric map in 2001 and 2006 carried out by the BRGM. Upstream-downstream groundwater level variability: Rocquemont observation borehole (A) located upstream in the plateau area and the Fontaine-Le-Bourg observation borehole (B) located at the valley area. Groundwater level variability in the plateaus: Rocquemont (A); Catenay (C) and Heron (D) observation boreholes belonging to the same hydrogeological watershed

Time series analyses were based on mathematical tools for the study of hydrological systems. Most methods used in time series analysis were developed by Jenkins and Watts (1968) and were applied to karst systems by Mangin (1971, 1975, 1981, 1984); Padilla and Pulido-Bosch (1995), Labat et al., 2000 and Samani (2001).

Classical time series analysis uses both univariate (autocorrelation, spectral analysis) and bivariate (cross-correlation, cross-spectral analysis) methods. A detailed explanation of time-series analytical techniques is provided by Jeannin and Sauter (1998).

For this study, daily time series of groundwater level, river flow and rainfall from 2006 to 2011 were used; this period was chosen based on the availability of data for all the time series. The location of a Boos pluviometric station and Cailly gauging station at Fontaine-Le-Bourg is presented in Figure 1.

We used the cross-correlation between the observation boreholes and between the rainfall and observation boreholes. This technique provides information on the strength of the relationship between the two time series and the time lag between them (Jenkins and Watts, 1968; Box and Jenkins, 1976;

Mangin, 1981, 1984; Padilla and Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998; Grasso and Jeannin, 1998).

To explore the data frequency content, we used spectral approaches such as Fourier transform analysis (Labat et al., 2000). Spectral analysis has often been used in karst hydrology (Larocque et al., 1998; Labat et al., 2000; Mathevet et al., 2004; Massei et al., 2006; Bailly-Comte et al., 2008). These methods are used to identify and quantify the major variability modes of the hydrogeological chalk aquifer response and to determine the time changes in the amplitude and frequency of hydrologic events at the groundwater level.

4- Results

4.1- Temporal variability of regional rainfall

Studies of the temporal variability of regional precipitation showed different components corresponding to different variability modes: a first one corresponding to fast variations related to meteorological events (less than 1 month), a second one corresponding to the annual variability and a third one corresponding to the large-scale climate regime expressed in interannual variability (Massei et al., 2007; Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012). These authors showed that the interannual components detected are mainly influenced by the North Atlantic Oscillation (NAO). According to these studies conducted using rainfall signal processing, there are periods during which rainfall is relatively greater (e.g. interannual fluctuations), where these fluctuations are expressed. Therefore, the groundwater head follows this dynamics, characterized by high groundwater levels.

Figure 3a presents the daily rainfall time series from 2006 to 2011 measured at the Boos station. Overall, rainfall did not exhibit any significant trends. Figure 3b presents the daily mean effective rainfall from the same study period for each month. As seen from the interannual average (red line), the data express high interannual variability, with considerable seasonal variation. The rainy season starts in September and the maximum is reached in December. Subsequently, rainfall increases in January and March, decreases until April, and then usually rises during the month of May. This can be explained by the heavy stormy rainfall occurring during spring. Then the rainfall regime stabilizes until August.

Comparison of daily mean effective rainfall for each month for the period from 2006 to 2011 highlight a low seasonality of rainfall inputs record.

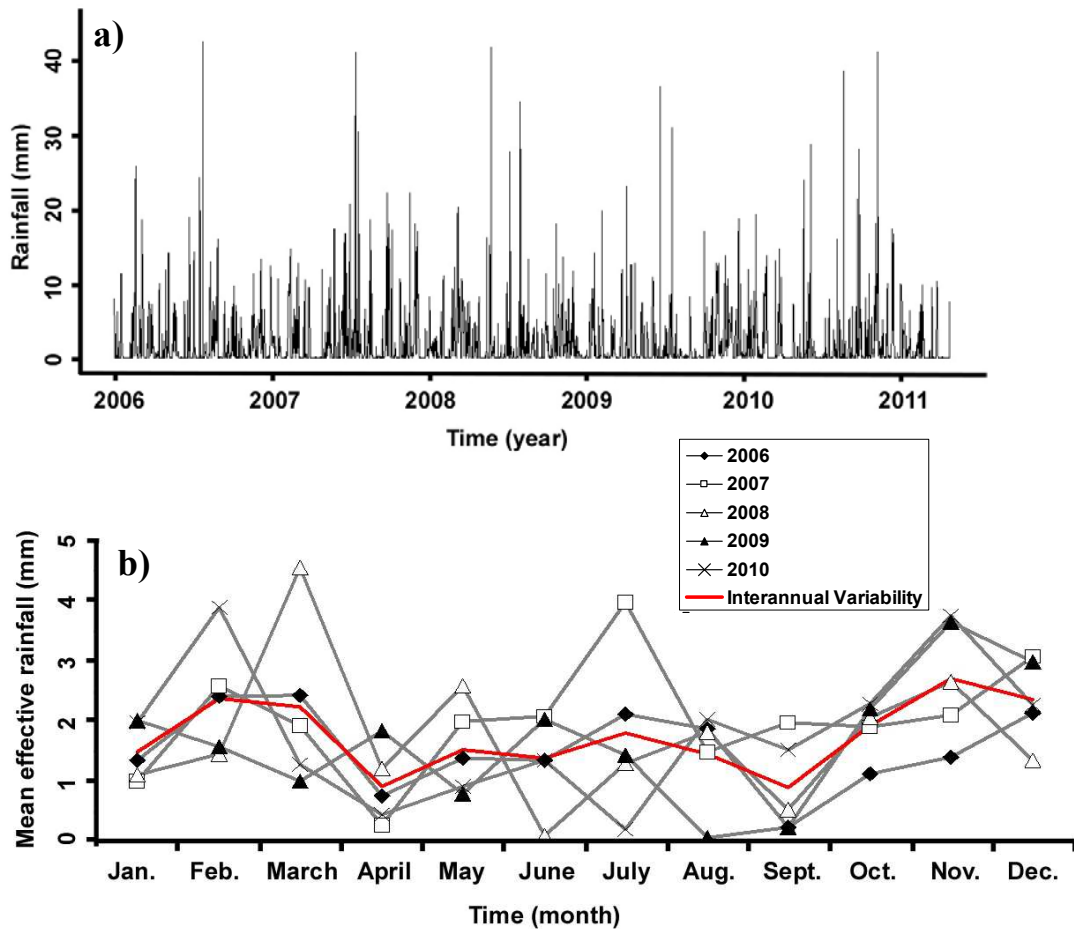


Figure 3: a) Daily rainfall time series from 2006 to 2011; b) daily mean effective rainfall for each month from the same study period; in red line: average interannual rainfall. Data are collected at the Boos pluviometric station which is a reference site of Météo France (France weather).

4.2- The functional role of sinkholes

Based on the local characteristics – permeability, thickness and heterogeneity "including sinkholes" – of soils and surficial formations, effective rainfall will participate in the chalk aquifer recharge. According to the regional context, the plateau's geomorphological context demonstrates the near absence of a continuum of runoff from plateau areas (the majority at the surface) to the rivers. To confirm the near absence of runoff areas (and water accumulation areas) in the region, the IBK on the Cailly watershed was spatially modelled. The application of this index to the digital elevation model (DEM) has therefore quite quickly mapped the potential wetland sectors. It should be noted that: the considered sinkholes are only the validated sinkholes from the BRGM database in the regional agricultural sectors. Both exploration and validation are not uniform: exploration is well advanced on the Cailly watershed and is less extensive in Andelle watershed, this is why, only the results of this index application on Cailly watershed will be presented. Comparing this model with the sinkhole database shows a good correlation (Fig. 4). Sinkholes are located preferentially in the potentially wet

areas (in the hollow of the plateau). This characteristic has been observed on all Upper Normandy watersheds, except the areas affected by the presence of Tertiary deposits and by the absence of Clay-with-flints.

Thus, plateau runoff occurs overwhelmingly in sinkholes, which explains the absence of wetlands at the surface. Thus, sinkholes participate in the underground flows which feed river flow.

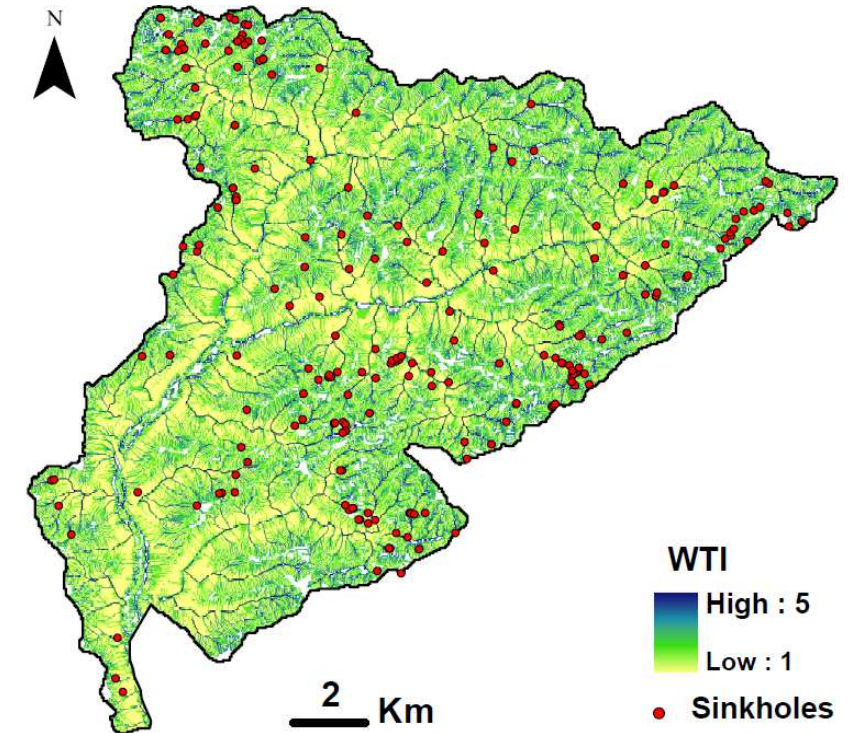


Figure 4: Validated sinkholes superimposed on spatial modeling of the Topographic Wetness Index at the Cailly watershed

4.3- Intra-seasonal and annual variability of time series

The three main factors that control the recharge are climate, topography and geological setting. For this study, a high-frequency component corresponding to a period up to a 15-month hydrological cycle was selected, in order to work only on the effective rainfall input signal and the groundwater level response output signal without the multi-year component corresponding to climate. This is part of the objective of specifying the influence of the heterogeneous karst environment and flow modalities on the recharge variability along the upstream–downstream transect.

		Rocquemont	F-L-B	Catenay	Heron	Cailly flow at FLB	Rainfall at Boos station
SD (m)	0–3 months	0.2	0.1	0.1	0.03	0.06	4.3
	5–16 months	2.1	0.1	1.7	0.4	0.1	0.6
SD (%)	0–3 months	6.1	46.7	2.5	2.5	32.2	98.3
	5–16 months	57.1	50.8	56.1	26.8	38.7	12.9

Table 1 : Calculation results of the variance of 0- to 3-month component and 5- to 15-months component for all data used in this study. SD: standard deviation

Table 1 presents the variance calculation results of the 0- to 3-month component (intra-seasonal variation) and the 5- to 15-month component (annual variation: hydrological cycle) on the data set used (the four observation boreholes, rainfall and Cailly discharge flow), using the Fourier transform. The results show that the rainfall signal is composed mainly of the 0- to 3-month component (>98%); the 5- to 15-month component is relatively low. The Rocquemont and Catenay observation boreholes a considerable amount of the 5- to 15-month component, but a small percentage of the 0- to 3-month component. A similar contribution of the two components can be noted for the Fontaine-Le-Bourg observation borehole and for the Cailly river flow, measured at Fontaine-Le-Bourg (presence of the two components and an equal distribution between them). As for the Heron observation borehole, the 5- to 15-month component was the largest, although given the low percentage compared to the other parameters studied, the contribution of the 0- to 3-month component is not significant (very low).

4.4- Hydrological variability in the plateaus

Figure 5 shows the daily time series from 2006 to 2011 of three observation boreholes studied in a plateau's hydrogeological continuum: Rocquemont, Catenay and Heron.

A simple comparison of time series shows some similarity between the observation boreholes. The recharge pattern of all observation boreholes (Rocquemont, Catenay, Heron) is similar and almost synchronous. Nevertheless, there are differences in the amplitude of the recharge on the groundwater level time series: 15 m for Rocquemont's observation borehole, 10 m for Catenay's and 5 m for Heron's. The results of variance calculation for the three observation boreholes in Table 1 demonstrate a decreasing gradient of the contribution of the 0- to 3-month component and the 5- to 15-month component from the Rocquemont to Heron observation boreholes. This indicates different degrees of reactions according to observation boreholes, in spite of being in the same geomorphological configuration.

A cross-correlation between the three observation boreholes was performed (Fig. 5a): the correlation coefficient between the signals was very high (more than 0.8). The inter-correlation between Rocquemont and Catenay observation boreholes (red line) showed a 10-day delay and, between Catenay and Heron (blue line), a 40-day delay and, between Rocquemont and Heron, a 60-day delay (Fig. 5b). The continuity observed for the three observation boreholes is quite pronounced at the intra-seasonal scale (0–3 months) and at the annual scale (5–15 months).

Generally, in this type of geological framework, the groundwater recharge is strongly influenced by multi-year variability (El Janyani et al., 2012); annual variations are reduced and the rapid variations, corresponding to rainfall event responses, are lacking. This type of hydrosystem is inertial and highly capacitive with low drainage.

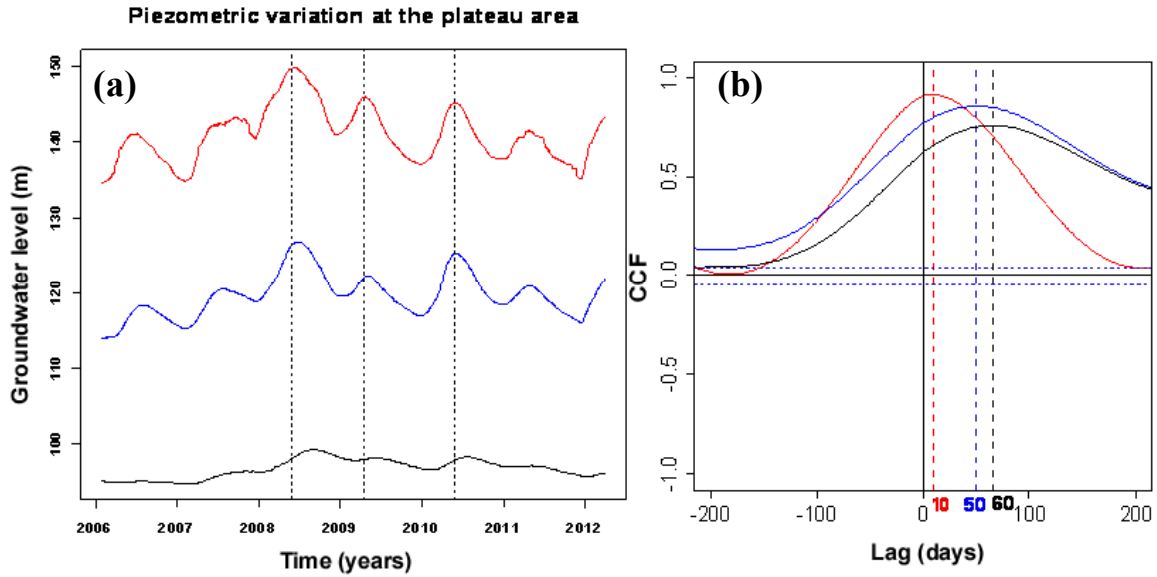


Figure 5: (a) Groundwater level variation at the plateau area; red line: Rocquemont; blue line: Catenay; black line: Heron and (b) the cross-correlation function between observation boreholes

4.5- Upstream–downstream hydrological variability

To study the differences between upstream and downstream observation boreholes, we selected two observation boreholes: Rocquemont, located on the chalk plateau and Fontaine-le-Bourg, located in a valley, in addition to the Cailly river flow time series. The location and the corresponding time series are shown in Figure 6. Comparing the two borehole time series shows that they have almost synchronous fluctuations although with very different amplitudes: 15 m for Rocquemont’s observation borehole and 1.5 m for Fontaine-le-Bourg’s observation borehole. Interannual fluctuations are similar, illustrating how wet years and relatively dry years alternate; the annual cycle is quite noticeable on each time series.

Table 1, the variance calculation of the components considered, shows that the Fontaine-le-Bourg observation borehole has relatively the same percentage as the annual component, but in contrast, Fontaine-le-Bourg has the highest percentage of the intra-seasonal component (46.7%). Rain event responses are only visible in the valley observation borehole and are absent in the plateau observation borehole. These results are supported by the processing of groundwater level time series reported by El Janyani et al. in 2012 for 40 observation boreholes in the Upper Normandy region, which indicates the significant absence of short-term response (frequency, 1–6 months) to the rainfall events in almost all the observation boreholes located on the plateaus, while this component was significantly represented in the valleys.

For the Cailly river flow time series (Fig 6.3), the rainfall events recorded were noticeable during the study period. The same type of variations were found in both the Fontaine-le-Bourg observation borehole and the Cailly river flow time series. The variance calculation for these two time series

(Table 1) shows that the Fontaine-le-Bourg observation borehole had nearly the same percentage of the intra-seasonal and the annual component as the Cailly river flow time series.

Generally speaking, in this context, the groundwater recharge was strongly influenced by the annual cycle: it is a low inertial system with a tendency to quick discharge. This type of system does not have a large water storage capacity and presents downstream hydraulics with a substantial capacity to reconstitute excess water (range, $0.32 \text{ m}^3/\text{s}$ – $1.39 \text{ m}^3/\text{s}$; mean, $0.62 \text{ m}^3/\text{s}$).

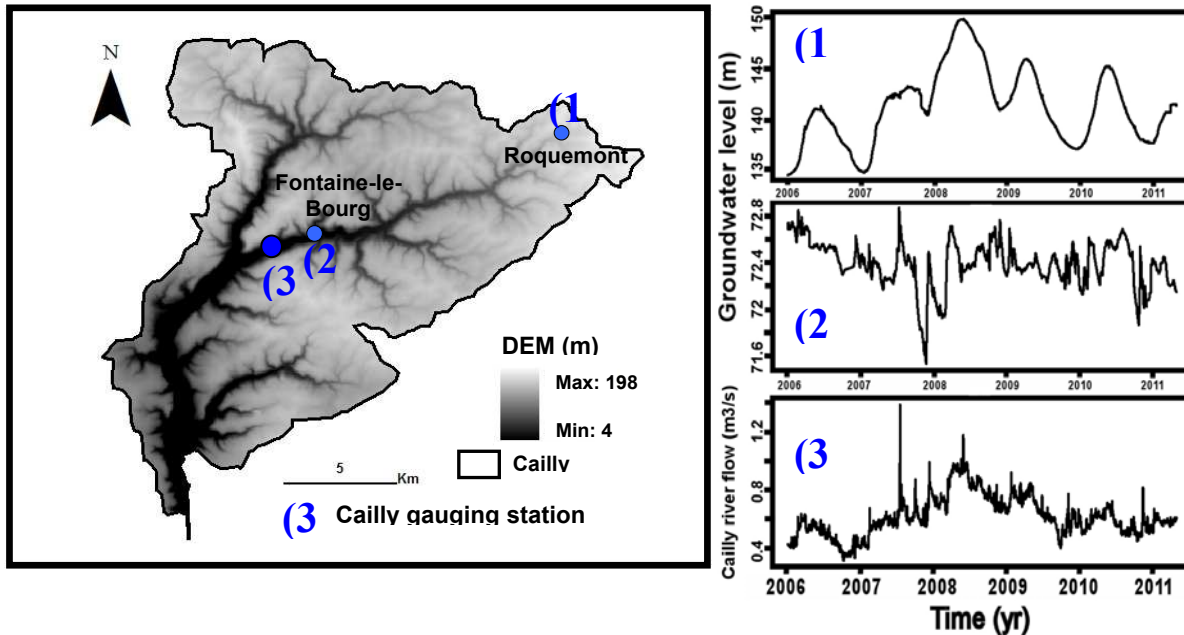


Figure 6: Location of plateau and valley observation boreholes and the Cailly gauging station in the Cailly watershed and the corresponding time series

4.6- Groundwater level variability

The effective rainfall will participate in the chalk aquifer recharge depending on local characteristics (permeability, medium heterogeneity, sinkhole density, etc.). Plateaus in Upper Normandy occupy most of the surfaces and are the main location of groundwater recharge. Despite the presence of numerous sinkholes located in thalweg plateaus, the groundwater time series showed no hydrological responses to rainfall events that were previously described but not fully explained. In this study, we investigated flow modalities at the watershed scale by characterizing the groundwater variability in the chalk plateaus and the differences with the downstream groundwater level variations.

- Variability within the plateau. The three observation boreholes selected for this study belong to the same groundwater basin. A cross-correlation between effective rainfall at the Boos station and observation boreholes was run. The results (Fig. 7a, b, c) show that for the same input signal, recalling that rainfall mainly corresponded to an event and random signal (Massei et al., 2007), for the Rocquemont observation borehole (in the headwater), the response was about 153 days (5 months), which is consistent with the results of Slimani et al., 2009. This response corresponds to the recharge

delay associated with transient storage in the surficial formations (Jardani et al., 2007). For the Catenay observation borehole, the delay was estimated at 164 days (5.5 months), corresponding to the recharge delay in addition to the flow time transfer between the Rocquemont and Catenay observation boreholes. The same holds true for the Heron observation borehole: the delay was estimated at 200 days (7 months), corresponding to the recharge time in addition to the flow time transfer between the Rocquemont and Heron observation boreholes. For safety reasons, on plateaus boreholes are never established in sinkholes, and groundwater level fluctuations reflected saturated zone variability without saving inputs due to major rainfall events.

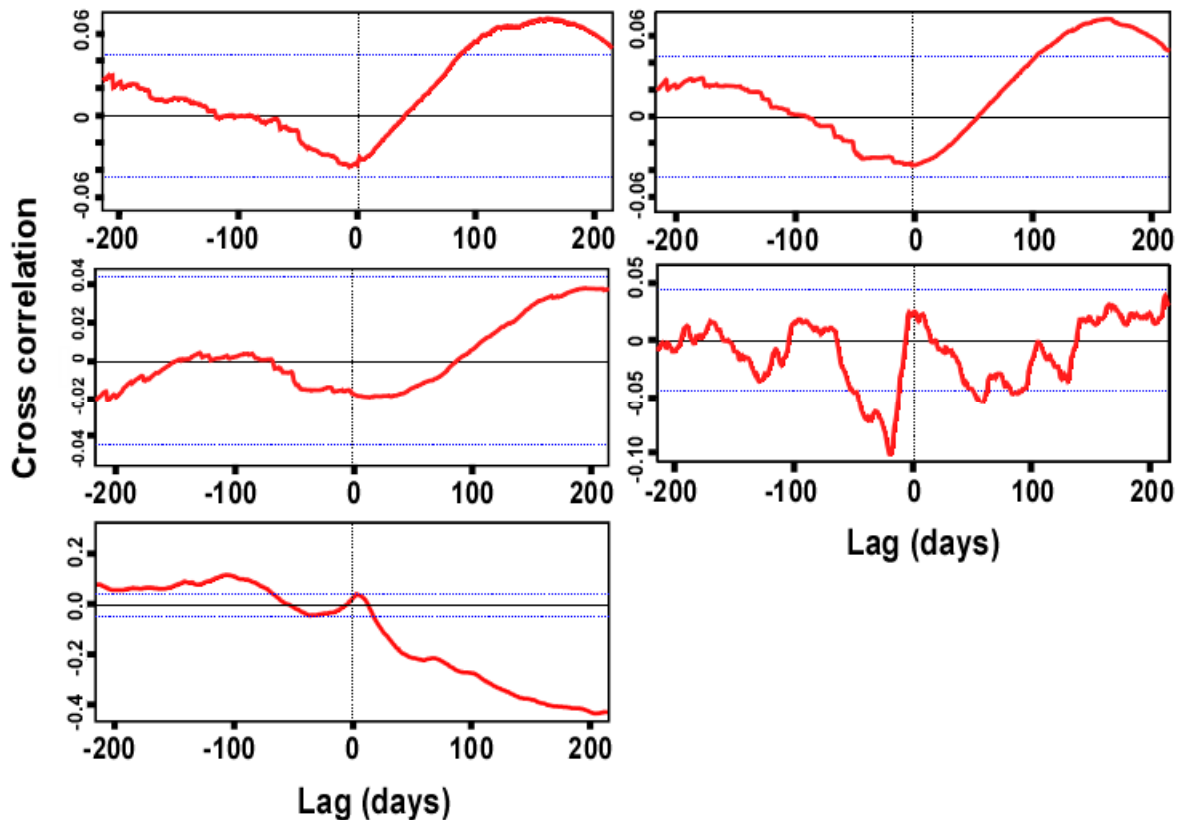


Figure 7: Cross-correlation between effective rainfall time series at Boos and observation borehole time series: (a) Rocquemont; (b) Catenay; (c) Heron; (d) Fontaine-Le-Bourg (FLB). (e) Cross-correlation between FLB observation borehole time series and Cailly river flow time series

Investigating groundwater level variations at the valleys will show whether these same observations are found and explain any differences.

- Upstream/downstream variability: two observation boreholes were selected, located in the same hydrological continuum where they function in a linear fashion. A cross-correlation between effective rainfall and groundwater level at the two observation boreholes was run (Fig. 7a, d).

The Fontaine-le-Bourg observation borehole (valley) showed a peak corresponding to less than 2 days (Fig. 7d). For the Rocquemont observation borehole (plateau) (Fig. 7a), as was mentioned earlier, no fast hydrological responses to rainfall events were found and the peak corresponded to 5 months.

The geological transfer function was quicker at the Fontaine-le-Bourg observation borehole than at the Rocquemont observation borehole. The Fontaine-le-Bourg observation borehole is presumed to be connected to an output karst system and is in equilibrium with the river. In this case, the hydrological events could be directly transmitted from the input karst conduits to the output karst conduits. The inertia at the Rocquemont observation borehole is compensated by the discharge to the outlet.

The inter-correlation between Cailly flow river at Fontaine-le-Bourg and the Fontaine-le-Bourg observation borehole (Fig. 7e) showed the state of equilibrium between the two time series. The groundwater level signal was an input signal and the flow signal was the output signal. The flow response time was about 4 days. This response time corresponds only to the rainfall event, confirming the very karstic status of the valley observation borehole. Upstream of the gauging station, the river is fed by karst springs and the response time of 4 days indicates the sum of the average response time of springs and the time it takes to flow into the river.

5- Discussion

5.1- Karstic context

The surface of the chalk plateaus in the Western Paris Basin is affected by solution pipes and vertical karstic conduits (Rodet, 1992, 1997; Nicod, 1994), filled and covered with clay-with-flint (Costa et al., 2006). This corresponds to the notions of the epikarst zone and undercover karst (Nicod, 1994), giving a binary type karst (Bakalowicz, 2005), with also horizontal karst conduits of modest size (from a few centimetres to 1 m in diameter) generally corresponding to the restitution Karst (output karst) (Rodet, 1992; Rodet et al., 2009).

According to Kaufmann et Braun (1999) and Kaufmann (2009), restitution karst and karstic drainage develop from downstream to upstream; the restitution karst may overlap the introduction karst (vertical conduits) and give rise to connected drains enabling the rapid transport from sinkholes to springs (Rodet et al., 2009). In this context, the void volume is still low compared to the volume of water stored in the aquifer, and there is little influence on the spatial organization of the saturated zone: thus we observe hydrological gradients in the watershed scale whose flow modalities were discussed above. They result from aquifer heterogeneities of triple porosity: (1) the matrix has high capacity but low transmissivity; (2) a fissure whose transmissivity is approximately 10^{-5} to 10^{-6} m/s and (3) the conduit has a high transmissivity of about $10^{-2}/10^{-3}$ m/s, which provides transfer speeds of over 100 m/h observed in tracers (Nebbache, 1999). This context differs from karst with little or no cover (Bakalowicz, 1977, 2005). This difference is reflected in the duality of hydrological responses

to rainfall events: in the undercover chalk karst, more or less turbid episodes are reflected in less mineralized water (runoff and infiltration in non-carbonated superficial formations) (Valdès et al., 2005; Fournier et al., 2007), while in poorly covered karsts, responses to rainfall events are reflected in more mineralized waters (Bakalowicz, 1979; Mudarra and Andreo, 2011). In this hard limestone, unlike the chalk aquifer studied here, karst voids can reach large dimensions whose volumes and storage capacities can affect the spatial organization of the saturated zone. In this case, the karstic modalities of restitution karst clearly dominate the fissure flows. In chalk, depending on the lithographic and geomorphological history of the areas studied, the expanse of karst development varies and a variety of hydrological responses in slightly karstified aquifers can be observed, where fissure flows are almost exclusive and easily modelled, to more heterogeneous aquifers whose flows are heavily influenced by karst conduits such as the chalk studied here under superficial formations in Upper Normandy and Picardy.

5.2- Groundwater recharge

According to our observations and the results presented herein, the impact of effective rainfall events cannot be observed in the plateau boreholes. These plateaus contain aquifer reserves (Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012) with a rise of the upstream reserves occurring with a lag of 1 to a few months (spring) compared to the effective rainy mode period (autumn and winter). Plateau boreholes in Upper Normandy are unlikely to be found on the spatially limited sinkholes and provide a hydrological response of the overall recharge of the chalk aquifer.

According to Jardani et al., 2006, superficial formations constitute an intermediate storage zone of water infiltrated into the soil and flowing to the sinkholes and crypto-sinkholes, which explain the delay function that incorporates the adjustment of the saturated zone. This aspect consisting in seeking sinkholes in the thalwegs is confirmed by the comparison between our surface hydrological approach (IBK) and the location of identified sinkholes. The fact that superficial watersheds in the region are somewhat immature from a geomorphological point of view reflects that sinkholes, according to the map (*cf.* Fig. 4), are mainly located in the drainage system, which means that whenever a runoff is set up, it is captured by an underground infiltration point. Indeed, erosion "lost" to surface basins is compensated by "internal" erosion, which produces karst. Furthermore, the pulses associated with consistent rainfall events are integrated into local runoff until they reach sinkholes or the karstic conduits of introduction sinkholes are connected to restitution karst described by Rodet (1997) and flows are rapidly evacuated downstream and returned to the rivers. When the karst conduits of introduction sinkholes are not connected to the restitution karst conduits, diffuse flows run laterally through the $10^{-5}/10^{-6}$ fissure porosity and help to explain the delay of several months between effective periods of rain and the overall rise in the saturated zone level (Fig. 8).

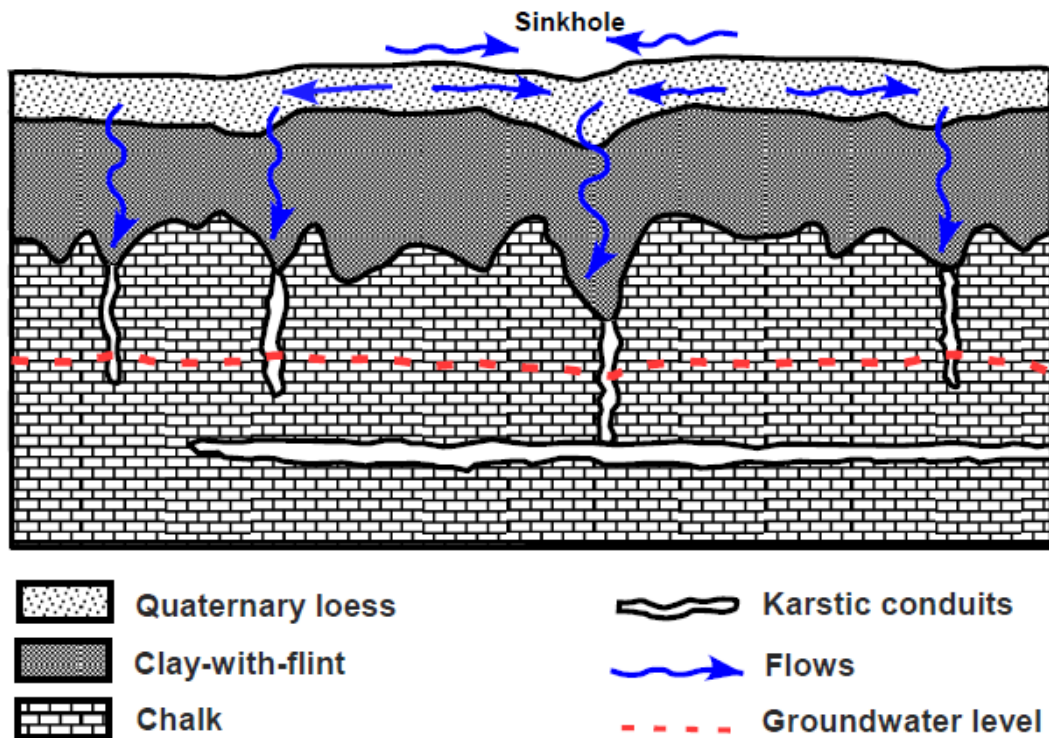


Figure 8: diagram explaining how the karst is inserted into the Upper Normandy chalk aquifer. Organization of input karst and output karst

5.3- Gradient under the plateau

In reserves under the plateaus, from upstream to downstream, a low hydraulic gradient can be observed, indicating flow towards the valleys. This indicates a transmissivity of approximately $10^{-5}/10^{-6}$ corresponding to fissure porosity. This is confirmed by a decrease of annual and interannual variabilities of water levels in the boreholes from upstream to downstream. They reflect a small contribution of karst drainage (output karst) in the context of upstream watershed reserves. These modalities are consistent with flow modelling principles adopted by some authors to model the flow in the unsaturated zone of slightly karstified chalk (Brouyère, 2006; Jackson et al., 2007).

5.4- Increased karstic flows in the approach to the valleys

Hydraulic gradients increase strongly with the approach of the valleys. They reflect an increase in permeability which corresponds to an increase of the contribution of karst drainage. Meanwhile, annual and multiyear variabilities of water levels greatly decrease at the approach to valleys, although we recorded an increase in hydrological responses to rainfall events, resulting from the fact that the data are recorded on boreholes connected to restitution karst conduits (context favourable to intensive exploitation of the aquifer). In accordance with previous studies conducted on the restitution of turbid episodes (Valdès et al., 2005; Fournier et al., 2007), these responses to

hydrological events confirm that a significant proportion of excess storm contributions is rapidly transported to the downstream portion of introduction karsts under plateaus and in restitution karsts in valleys. These data are confirmed by the quality of the inter-correlations between the water level time series in valley boreholes and those of river discharges. Regionally, the rivers are mainly supplied by the chalk aquifer and correspond for the most part to the overflow of the water table and could lead to groundwater floods, as was the case during the devastating floods in the lower valley of the Somme in 2001 (Hubert, 2001).

5.5- Conceptual model

These observations suggest a conceptual model illustrated in Figure 9 showing that, in the context of an undercover karst aquifer, chalk aquifer flows generally respond to Darcy's law modified by the influence of karst drainage that increases with the approach of the valleys, a paradox with the heterogeneity of a karst aquifer due to the fact that karst voids are generally modest compared to the overall volume of the aquifer's water reserves.

Therefore good knowledge of the piezometric surface can consider translating the spatial distribution of permeabilities including the contribution of karst conduits. This leads to realistic simulations of average flow conditions (Habets et al., 2010), but it appears that the numerical tools used by these authors do not reflect the hydrological responses to major rainfall events.

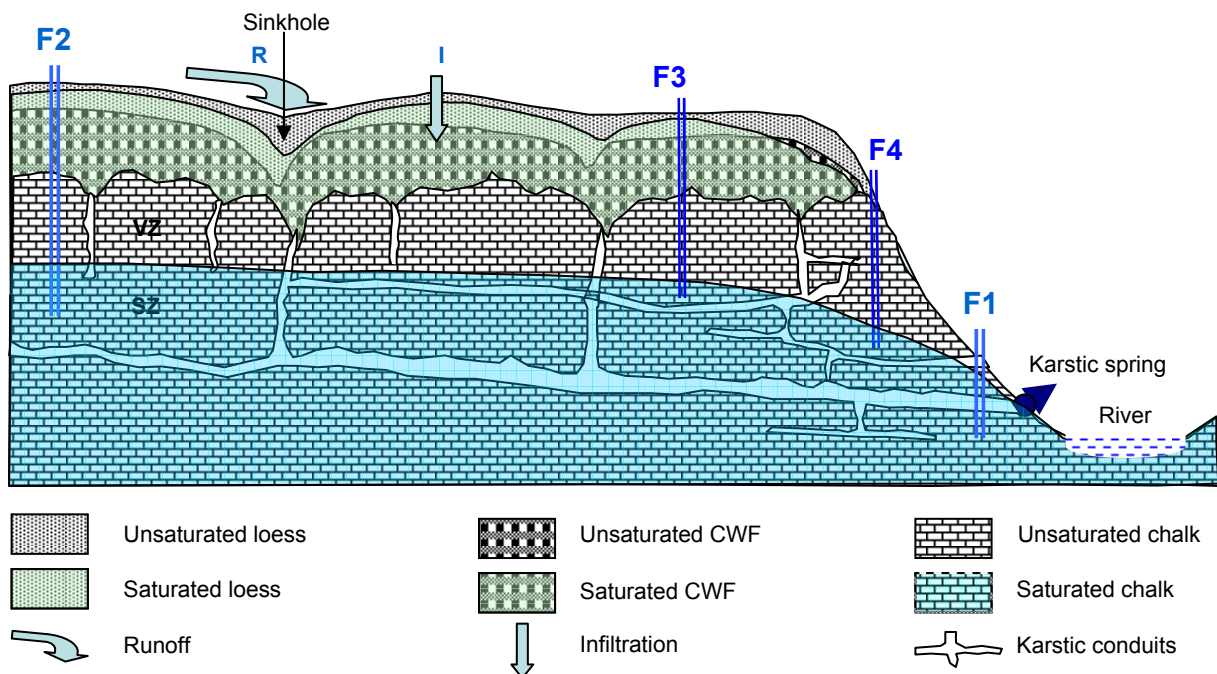


Figure 9: Synthesis scheme of the regional hydrological model. F1: valley observation borehole (Fontaine-Le-Bourg case); F2, F3, F4: plateau observation boreholes corresponding to Rocquemont, Catenay and Heron, respectively

Indeed, in the regional context, the karstogenic evolution was long enough (Rodet, 1992, 1997) to generate a well-developed epikarst and restitution karstic conduits that are adapted during the excavation of valleys in the quaternary (Rodet, 1997). The hydrological data discussed above further demonstrate that the sub-horizontal conduits may remove the excess water temporarily stored in the introduction karst conduits connected to the restitution karst. Despite their small size, these restitution pipes are oversized compared to the aquifer average flow at the watershed scale. In the saturated zone, given the contrast between the fissure and conduit transmissivity, these restitution karst conduits operate like drainage galleries.

To improve the reliability of numerical flow models applied to this undercover karst aquifer, in the recharge process, it is necessary to separate the contributions in the introduction karst connected to the restitution karst (potentially quickly returned to the valley); flows in introduction conduits are not connected with the restitution karst, which will contribute to the recharge of the aquifer reserves. This introduces a spatial heterogeneity of flow in introductions and restitutions, which explains the problems simulating hydrological responses to exceptional rainfall events.

6- Conclusion

Water flow through highly permeable karst aquifers causes a number of problems, making groundwater flow studies in a karst aquifer necessary. However, large-scale heterogeneities in the karst aquifer make it difficult to assume flow and transport in a karst catchment. To understand the complicated dynamics of the Upper Normandy chalk karst aquifer, in particular the binary functioning of this aquifer, flow modalities along the upstream–downstream transect were explored by means of time series analysis in two small watersheds belonging to the same structural compartment: Cailly and Andelle.

In this regional context, plateaus occupy the greater part of the surfaces and are the main location of groundwater recharge. Despite the presence of numerous sinkholes located in thalweg plateaus, groundwater time series showed no hydrological responses to rainfall events. Moreover, the results indicate groundwater level variability from upstream to downstream in the watershed. The highest values are recorded in the upstream section and decrease slowly below the plateaus downstream, in accordance with the low slope of the hydraulic gradient of the saturated zone. Downstream (close valleys), hydraulic gradients increase and the seasonal variability of water levels decreases. In valleys, seasonal and annual variabilities of the water level in boreholes are the lowest, but the groundwater level time series can record strong increases after rainfall events. These flow events are discharged to the river via karst springs and are found in river flow time series.

These results allow us to establish a conceptual model that takes into account the porosities of the chalk aquifer, most notably the fracture porosity, and the role of karst conduits in the flow of groundwater. The duality of the karst network is clearly illustrated by hydrological data with: (i) the

vertical conduits of the input karst in relation to sinkholes on plateaus and (ii) the sub-horizontal conduits of the output karst developed downstream to upstream, cut across by input karst conduits.

This karstohydrological approach, at the watershed scale, provides elements for flow modelling as well as for the transfer of contaminants that will be either transported quickly downstream or temporarily stored in the upstream reserves, less well drained by the karstic network.

Acknowledgements

The authors acknowledge the financial support granted by the French Geological Survey (BRGM) and by the Regional Council of the Haute-Normandie Region.

IV. VARIABILITE SPATIALE DE LA GEOCHIMIE DE L'AQUIFERE CRAYEUX ET IMPLICATIONS SUR LA VULNERABILITE DE LA NAPPE

L'aquifère développé dans la craie du Crétacé supérieur de la France, la Belgique et de l'Angleterre a une large extension, une productivité élevée et une haute capacité de stockage d'eau, ce qui rend cette ressource indispensable mais très vulnérable à la pollution (Edmunds et al, 1987; Crampon et al, 1993; Kloppmann et al, 1998; MacDonald et al, 1998). La Communauté européenne annonce, dans la directive des eaux souterraines (DCE "EC", 2006), l'importance de la caractérisation des masses d'eaux souterraines en Europe afin d'évaluer les impacts de la pollution, et d'assurer la protection des réservoirs d'eau. La détermination de la géochimie à l'échelle locale est donc fondamentale pour la gestion environnementale, le suivi de l'impact éventuel d'origine anthropique (Edmunds, 2009), la prédiction des variations spatiales et temporelles de la composition des eaux souterraines (Edmunds et al., 2003) et le transport des solutés (naturels ou anthropiques).

IV.1. La géochimie de l'aquifère de la craie

La géochimie des eaux souterraines de l'aquifère de la craie a été largement étudiée dans le Bassin de Paris (Kloppmann, 1995; Kloppmann et al., 1998; Négrel et Pételet-Giraud, 2005) ainsi qu'en Grande-Bretagne (Hiscock et al., 1996 ; Edmunds et al., 2003). Ces auteurs se sont principalement attachés à étudier les ions majeurs et ont pu montrer une forte variabilité des concentrations géochimiques dans les eaux souterraines de la craie. Les variations géochimiques observées sont attribuées aux interactions entre l'eau et la roche dans la zone non saturée et dans la nappe ainsi qu'à l'hétérogénéité spatiale des entrées météoriques.

IV.2. Preuve de l'influence de l'hétérogénéité locale et régionale dans l'aquifère de la craie en se basant sur des analyses de nitrates

Cette partie est présentée sous forme d'article qui va être soumis à "Journal of Contaminant Hydrology".

Evidence of influence of regional and local heterogeneties within a chalk karst aquifer based on nitrates analysis

Sanae El Janyani¹, Jean-Paul Dupont¹, Smail Slimani², Véronique Feeny³, Nathalie Dörfliger⁴

¹UMR 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Rouen, 76821 Mont Saint Aignan cedex, France

²ISTOM, 32, Boulevard du Port, 95000, Cergy. France

³DREAL of Haute-Normandie, ressource service, 76000, France

⁴BRGM, Water, Environment and Ecotechnologies division, 45060 Orléans Cedex 2, France

Abstract

In Europe and especially in France, nitrate concentrations observed in groundwater and surface water often reach and exceed the threshold for drinking water, which in environmental point of view constitutes a sensitive issue. This situation led the public authorities to develop an environmental management policy for the protection of groundwater resources. Contamination of groundwater by nitrogen compounds from the fertilization is a critical issue for areas of intense agricultural activity. In Haute-Normandie region, this leads to a significant deterioration of drinking water resources from the chalk aquifer and generates increasing difficulties for their management.

The example of nitrates treated in this study shows that the transfer between the chalk aquifer and rivers depends on the more or less direct connections between the introduction karst associated to sinkholes and restitution karst that supplies sources. Therefore, nitrates in this case are like tracers and markers of spatial heterogeneities of the aquifer geochemistry. In this context, we demonstrate the influence of hydrological gradients and groundwater levels on the release of nitrates in rivers. Thus it shows that nitrate concentrations are slowly increasing both in the chalk aquifer than at the rivers draining the aquifer. The remobilisation of groundwater nitrate contents during high groundwater levels or during the period thereafter suggests that the capillary zone could be the site of storage of this contaminant. According to the relative contributions on karstic/porous and fissured transfers of considered aquifer, the nitrate contents increase is then transposed with a delay more or less important into rivers and springs (outlets).

Keywords: *Nitrate, chalk aquifer, karst, Hydraulic gradient, regional scale*

1- Introduction

Karst aquifers are important resources of drinking water in the world, one of every four persons obtains their drinking water from a karst aquifer (Ford and Williams, 1989 and 2007). They are characterized by a complex heterogeneity created and developed by groundwater flow (Bakalowicz, 2005). Their complex behaviour requires a multidisciplinary approaches; by analyzing the aquifer responses (Goldscheider et Drew, 2007, El Janyani et al., 2012), hydrodynamic (Mangin, 1975; Jeannin, 1996), hydrothermal (Genthon et al, 2005) or hydrochemical responses (Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987, Baena et al., 2007, Karimi et al., 2005; Fournier et al., 2007, Massei et al., 2007, Mudarra and Andreo, 2011).

In Europe, one third of the land surface overlies karst aquifers (European Commission, 1995). The chalk aquifer represents a significant water resource, one that is developed in France, England and in Belgium is characterized by a high productivity and a high water storage capacity that makes it highly vulnerable to pollution (Edmunds et al., 1987; Crampon et al., 1993; Kloppmann et al., 1998; MacDonald et al., 1998, Edmunds, 2009).

In western Paris basin, several authors have studied the spatial difference of groundwater quality of the chalk aquifer (Klopmann et al., 1998; Négrel and Pételet-Giraud, 2005), in Upper Normandy, all of all the drinking water source comes from the undercover chalk aquifer. This cover constitutes a complex set composed of surficial formations of clay with flints (Laignel, 2003) which overcome the quaternary loess (Lautridou, 1985). The role of these non-karstic formations is crucial since the engulfed waters have an important energy and a chemical and mechanical potential of chalk weathering (Ford and Williams, 2007).

Superficial formations can have a transient storage function of water infiltrated in loamy soils before introduction into the aquifer through identified sinkholes or crypto-sinkholes (sinkholes which are not mature enough to be visible at the ground surface, and they are only characterized by a network of fractures/conduits in the ground) (Jardani, 2006).

These sinkholes constitute an introduction point network, some of which are connected. A high degree of sinkhole connection (surface water/groundwater) often results, during intense rainfall events, by turbidity events and direct injection of contaminated runoff which are quickly transported to the aquifer (Massei et al., 2007; Mahler and Massei, 2007). Conversely, groundwater infiltrates from the chalk aquifer plateaus to the valleys using slower drainage through the thick of surficial formation cover. This is a diffuse infiltration from the surface or from the conduit to the aquifer matrix or micro-fissures which may cause the long-term storage and appearance of contaminant in springs and wells (Mahler et al, 2006).

Between introduction karst and restitution karst, Rodet (1993) proposes the concept of two different dynamic functions: one associated with the introduction karst, illustrated by the concentrate and/or diffused input surface water and flow to the low baseline, and the second related to the restitution karst illustrated by the collection, concentration and release of water in the resurgence. This concept makes it possible to understand that these two dynamic sets can evolve independently without systematic link (Rodet, 1997).

Karst aquifers are vulnerable to contamination, mainly the contamination by nutrients elements, nitrate has been identified as one of the most problematic in the world. Several studies worldwide have been made on this type of contamination (Perrin et al., 2003a; Steuber and Criss, 2005; Fretwell et al., 2005; Jackson et al., 2008).

The major contributors leading to the contamination of aquifers by nitrates are; the human activities, in particular the use of fertilizers for agriculture and elimination of organic wastes (Hallberg and Keeney, 1993; Hudak 2000.; Harter et al, 2002; Johnsson et al., 2002 ; Perrin et al, 2003a), other sources have been mentioned by some authors, namely, septic tanks and sewage treatment (Katz et al, 2001), mineralization of organic matter in soils (Carey and Lloyd, 1985) and precipitation (Perrin et al, 2003a).

Investigating the spatial variability of the Upper Normandy chalk aquifer geochemistry was done for the first time by Valdès et al., 2007; by joining spatial analysis of geochemistry and physical

properties of the aquifer; they used a high spatial resolution of the geochemical data at a departmental scale (Eure Département). These authors showed a continuity of the geochemical properties along the flowpath, in spite of the karstic properties of the aquifer.

Mahler et al., 2008 investigate the dynamics of NO₃ and K in response to storms in springs and wells in two karst aquifers with highly contrasting land use, climate, porosity, and surficial cover: the Chalk aquifer (Normandy, France) and the Edwards aquifer (Austin, Texas). Using major element and nutrient data of 3 monitoring springs and 2 wells. These authors demonstrated that, despite the difference between the two aquifers, nutrient dynamics are similar. Nitrate dynamics are similar for the two systems in that concentrations of NO₃ in ground water are diluted by rapidly infiltrating surface water, and then increase as the infiltrated surface water is replaced by ground water.

Crampon et al., (1993) demonstrated the presence of a nitrate front in the unsaturated zone of the chalk aquifer. In this study, we verify this hypothesis by discussing other results presented in this work.

The objective of this study is twofold, first we demonstrate the heterogeneity introduced by the karst drainage into the saturated zone, then, we seek to identify the influence of hydrological gradients on spatial heterogeneities of the chalk aquifer. Using the results of nitrates analyzes at a regional scale (an area of 12317 km²).

2- Study area

The study area corresponds to the Upper Normandy region located in the Seine catchment in western Paris basin (Fig.1) and covering an area of 12 317 km². The administrative region covers two departments: the Seine Maritime department (76) in the North and the Eure department (27) in the South. It's a very rural region with little urbanization and most of the area is used for farming and livestock. In the region, cultivated areas are between 50 and 70% of the watershed surface (Hauchard, 2002). The land use is typically divided into three main groups: (i) plateaus mainly cultivated, (ii) slopes little used and usually left wooded, (iii) valley cultivated in one part and/or in pastures, especially in the minor riverbed. The climate is maritime, with average temperatures of 10–12°C and an annual rainfall of 650–1,100 mm.

The study area consists of a chalk karstified substrate covered by surficial formations, characterized by chalk plateaus covered by clay-with-flints from 5 to 40 m thick, due to chalk weathering (Laignel et al., 1999, 2002). These clay-with-flints are covered by Quaternary loess from 0,1 to 6 m thick, resulting from wind periglacial deposits (Lautridou, 1985). The local geological and hydrogeological frameworks are characterized by a mature development of sinkholes on the surface. In the regional context, runoff and introduction processes at sinkholes are responsible for turbid water restitution and associated contaminants at the source and at water supply boreholes. This type of rapid transfer reflects the existence of karstic connections between the plateaus and water resources exploited in the valleys. During rainy periods, these karstic transfers are causing periods of resource degradation (turbidity) (Massei et al., 2006).

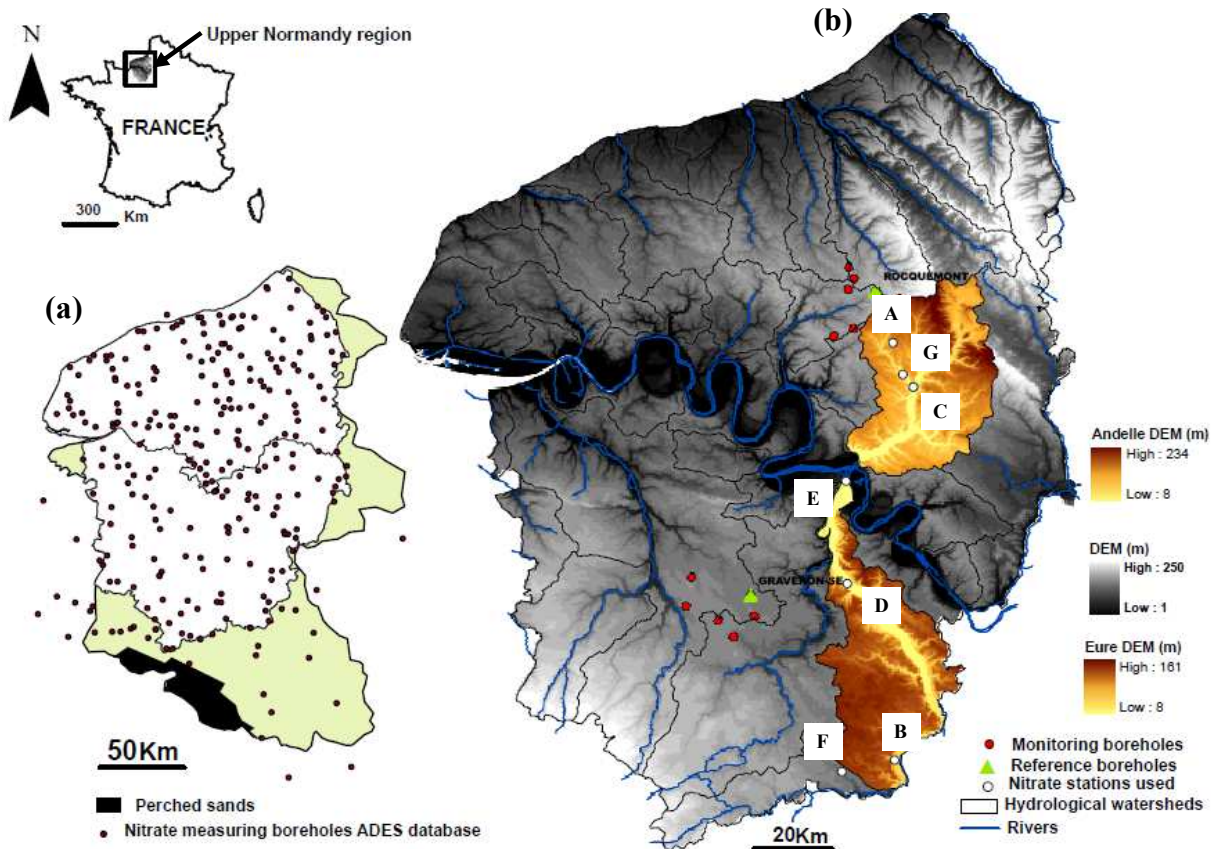


Figure 1: Study area location; (a) location of monitoring boreholes in ADES database; (b) location of the two studied watershed: Andelle on the North and Eure in the South of Upper Normandy region with monitoring boreholes location around Rocquemont observation borehole and around Graveron-Semerville observation borehole. The nitrate station used in this study: A: Catenay observation borehole; B: Marcilly-sur-Eure observation borehole; C: Vascoeuil flow and nitrate station; D: Cailly-sur-Eure flow; E: Léry surface nitrate station; F: Madeleine de Nonancourt nitrate station; G: Ry nitrate station

3- Sampling and analytical techniques

In this paper, we propose a study of nitrate spatial and temporal variability in the saturated zone, the unsaturated zone and in the surface (in rivers).

To investigate the spatial variability of nitrate in the saturated zone, we used nitrate data extracted from the ADES database (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) of the BRGM and from the DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) of Upper Normandy.

ADES database allowed us a spatialization of nitrates regionally by a high density of measurement: 280 available values "springs and wells" in the Upper Normandy chalk aquifer (Fig.1). Each point has been the subject of a variable number of measurements (from 2 to about 30 depending on the site), generally in dry period and therefore unaffected by the input during rainy periods. So, these data are representative of the average quality of Chalk aquifer water. For each measuring point, the average

value of the available measured data will be employed here. Then, to confirm the spatial observations of ADES data, we conducted monthly monitoring of 11 boreholes located in the upstream watershed near boreholes (surveyed by the French Geological Survey “BRGM”): Rocquemont in the Seine-Maritime department and Graveron-Semerville in the Eure department (Fig.1). The monitoring carried out includes the water levels measurement, electrical conductivity (water mineralization) and major elements analysis. In this study, only the results of nitrate analyzes will be presented. Table 1 summarizes the characteristics of followed boreholes. In total, we had six nitrates measurements for the 11 wells monitored over the period of "January 2011 to January 2012" (for four boreholes, we dispose of seven measurements).

	Label	BSS Index	Watershed	Borehole depth
	Rocquemont	00773X0002/S1	Cailly	46.7
Monitoring boreholes in 76	1	00772X0012	Scie	42.2
	2	00772X0127	Varenne	34.35
	3	00772X0094	Cailly	35.55
	4	00776X0050	Cailly	39.25
	5	00777X0004	Andelle	36.5
	6	00776X0001-	Cailly	62.8
Monitoring boreholes in 27	Graveron-Semerville	01493X0001/P	Iton	43.3
	7	01493X0007	Risle	47.55
	8	01492X0014	Iton	47.2
	9	01492X0003	Risle	38.1
	10	01492X0009	Risle	36
	11	01497X0004	Iton	51.9

Table 1: characteristics of monitoring boreholes

In order to study the nitrate variability in the unsaturated zone, we have a vertical profile of nitrate and tritium produced by solids dosing of the area recovered during coring the site "Mousseaux Neuville" in the Eure department (Fig.2). This work was carried out by the French geological survey "BRGM" in 2008 in the objective to determine present nitrate stocks in the unsaturated zone. The coring was undertaken in a parcel in which nitrate profiles had already been achieved allowing a comparison of the profiles more than a decade away (1984-2008).

In the aim to study the temporal variability of underground and surface nitrate, we compare the two types of concentrations. We dispose of data from underground, nitrate concentrations of groundwater on a larger monitoring period (according to available data) of two wells located in the two departments of the region (Fig. 1) which are not located on plateaus. In order to include these values in a hydrodynamic context, we discuss the hydrological time series of 2 observation boreholes located near the selected wells "Catenay and Marcily sur Eure, (Fig1.)" At the surface, nitrate point values recorded over a period of 22 and 32 years at two rivers: the Andelle and Eure (Fig.1). Again, these values were readjusted compared to hydrological time series of river flows which present continuous recordings (Fig.1).

The temporal values of nitrates and analysis from the ADES database were conducted by accredited laboratories according to the AFNOR method like a reference in monitoring groundwater quality in France (T NF EN ISO 10304-2 90-046 96 CPL). Waters nitrate analyzes collected in the field were conducted in the M2C laboratory by ion chromatography.

4- Results

4.1- Nitrate variability in the unsaturated chalk

Figure 2 shows the measured nitrate concentrations according to the depth for the coring of Mousseaux-Neuville. This profile shows that concentrations overall are growing up to 18 meters deep to reach the maximum value of the profile (111 mg/l) in a tender white chalk with rare flints. Increasing concentrations appears to start at the top of the chalk (from 8m). Between 18 and 33 m (tender chalk), concentrations decrease to 16 mg/l. The evolution remains essentially constant between 33 and 42 m. Two smaller peaks of concentration are finally observed at 43.8 and 50.7 m depth, on both sides of a solid flint bench (concentration of about 45 mg/l) before returning to a changing stable concentrations in the hard chalk (from 62m) around 20-25 mg/l until the end of the profile.

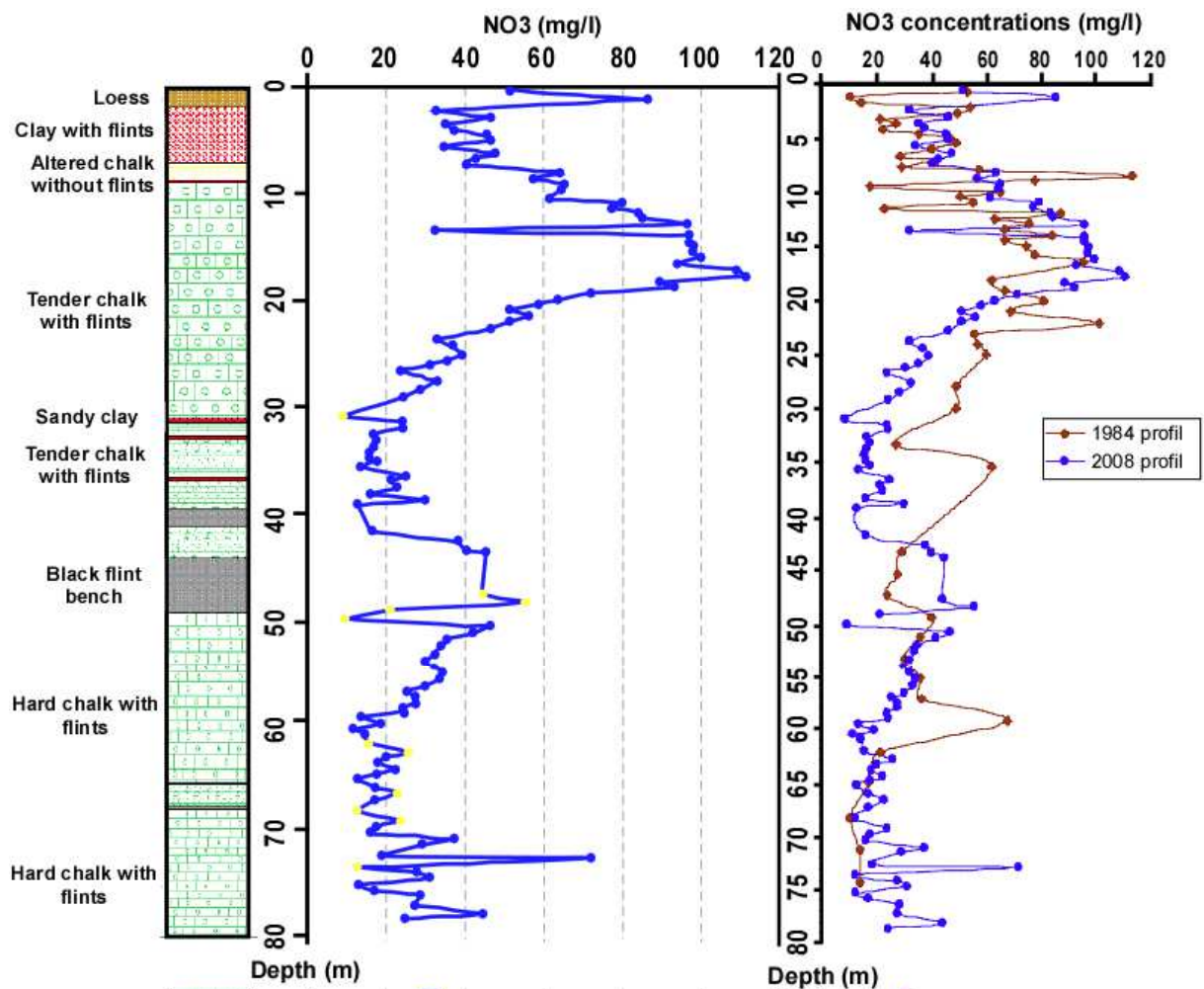


Figure 2: (a) Mousseaux-Neuville nitrate concentration profile with a simplified geological log; (b) Mousseaux-Neuville nitrate profiles in 1984 and 2008 (in yellow, nitrate contents below the quantification limit)

The comparison between the profiles obtained at different dates (1984-2008) on the same parcel shows that there are no nitrates migration even 24 years, so the nitrate front does not appear (Fig.2). The flow matrix appears almost zero in the unsaturated zone.

Generally, there is no real accumulation of nitrates in the unsaturated zone, apart from the area just below the surficial formations.

4.2- Nitrate variability in the saturated zone

4.2.1- The spatial variability on a large scale

Using ADES data (French data base on groundwater quality), an interpolation of available nitrates data throughout the region was achieved, this interpolation was extended even beyond the region administrative boundaries in order to consider the groundwater boundaries (Fig.3). Nitrate concentrations vary widely across the region with values ranging from 10 to 50 mg/l (Fig.3).

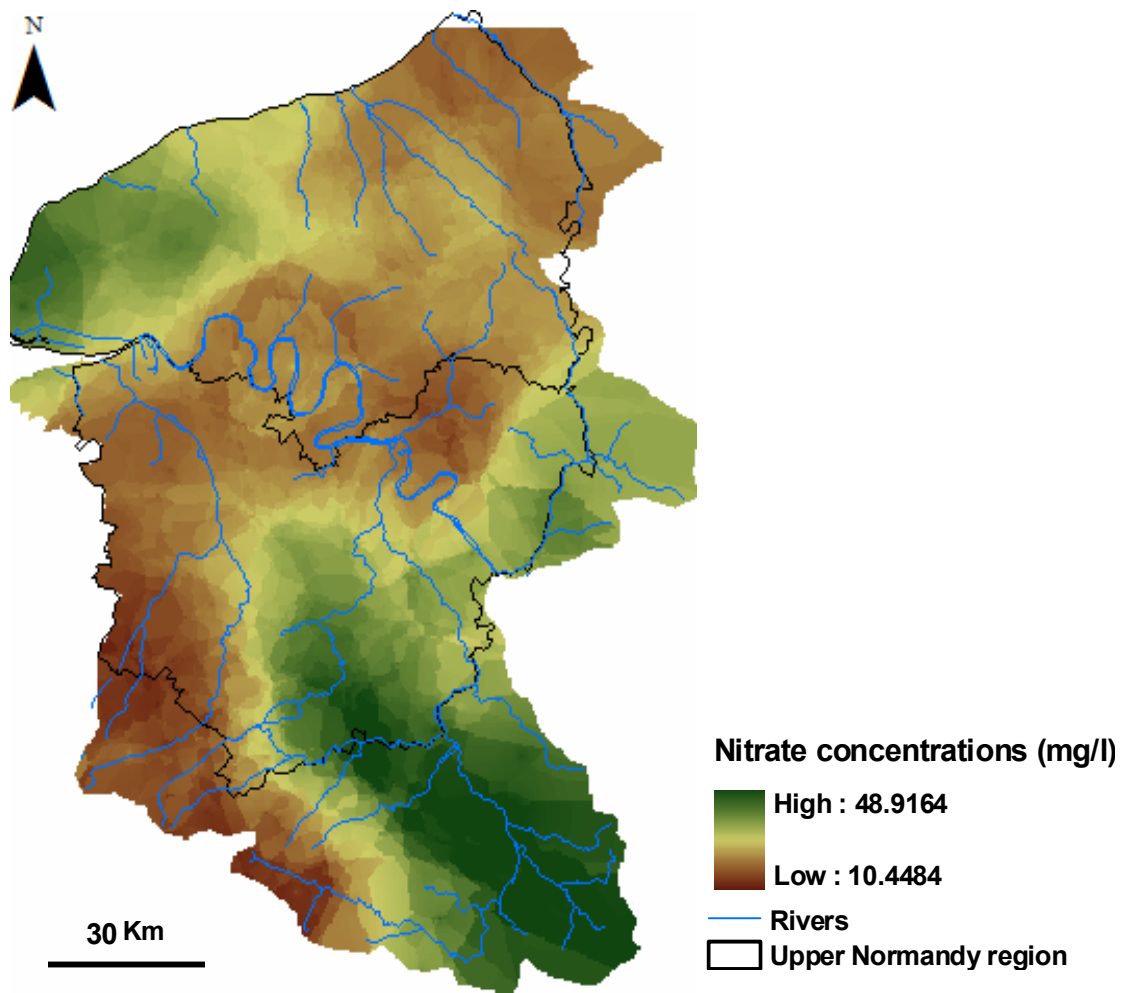


Figure 3: Spatial distribution of nitrate concentrations in the chalk aquifer waters across the Upper Normandy region

The map shows very high values of concentrations in the Southeastern Eure, and in the Northwestern Seine-Maritime départements. The values are not well organized and are not homogeneous. The

highest values are recorded in the Eure department. The high nitrate levels observed in the southeastern Eure department come from large flows SE-NW supplied upstream by the agricultural sectors of the Beauce (Eure and Loir department). These large flows SN were demonstrated by SN gradients of electrical conductivity (water mineralization) described by Valdès et al., 2007 and the same reasoning applies for flows southeast-northwest (parallel to the Seine fault) from upstream water that constitutes the Eure et Loir sector which is characterized by groundwater rich in nitrates.

Despite the discontinuity of karst environment, a continuity in nitrates values seems formed a gradient of nitrate spatial variability on a regional scale. This observation is confirmed in the study of Valdès et al., 2007 at the Eure departement.

Now the question that we arise is the following: is this spatial observation at regional scale confirmed on a local scale? The answer is the subject of the next section.

4.2.2- The spatial variability on a local scale

In this section, the nitrate variability on a local scale is studied. Two sites were selected: one in the North of the region around Rocquemont observation borehole (in the Seine Maritime department) and the other in the South of the region around Graveron-Semerville observation borehole (in the Eure department). In total, 11 boreholes were monitored during one year. In table 2, are presented the nitrate analysis results during the monitoring year.

		Nitrate values per date (mg/l)							
LABEL	BSS-INDEX	Jan., 11	Mar., 11	May, 11	June, 11	Aug., 2011	Oct., 2011	Jan., 2012	Mean- NO3 (mg/l)
Rocquemont	00773X0002	33,2	33,2	33,2	33,2	33,2	33,2	33,2	33.2
1	00772X0012	37	38	35	34,81	-	31,08	41,48	36.67
2	00772X0127	11	4	0	0,4	-	1,02	1,66	5.00
3	00772X0094	45	45	44	44,11	45,589	46,13	46,74	44.67
4	00776X0050	9	9	9	9,1	7,569	6,8	8,28	9.00
5	00777X0004	43	43	38	38,4	30,033	14,84	30,1	41.33
6	00776X0001	-	-	7	7,48	7,832	5,46	5,2	7.00
8	01493X0007	155	153	-	-	-	126,48	120,59	154.00
9	01492X0014	72	71	70	70,06	-	72,94	71,61	71.00
10	01492X0003	49	49	59	59,45	-	39,58	39,02	52.33
11	01492X0009		41,66	44	43,59	-	43,62	43,21	44.00
12	01497X0004	110	107,11	104	104,33	104,50	104,99	102,03	107.00
Graveron-Semerville	01493X0001	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6

Table 2: Boreholes nitrate analysis results by monitoring date and measurements mean

The results reflect an advanced spatial heterogeneity, they show that there are many differences in nitrate concentrations between the two areas. The values vary between 0 and 154 mg/l, the most important are those located in the Southern region (Eure). In this department, exceptional values were recorded (71; 107 and 154 mg/l).

Now, we seek to represent the temporal variability of nitrate data. The monitoring carried out is not long enough to express temporal variability (Fig.4). In this figure, a low variability is observed. In order to discuss the nitrate temporal variability, a study of longer nitrate chronicle is proposed.

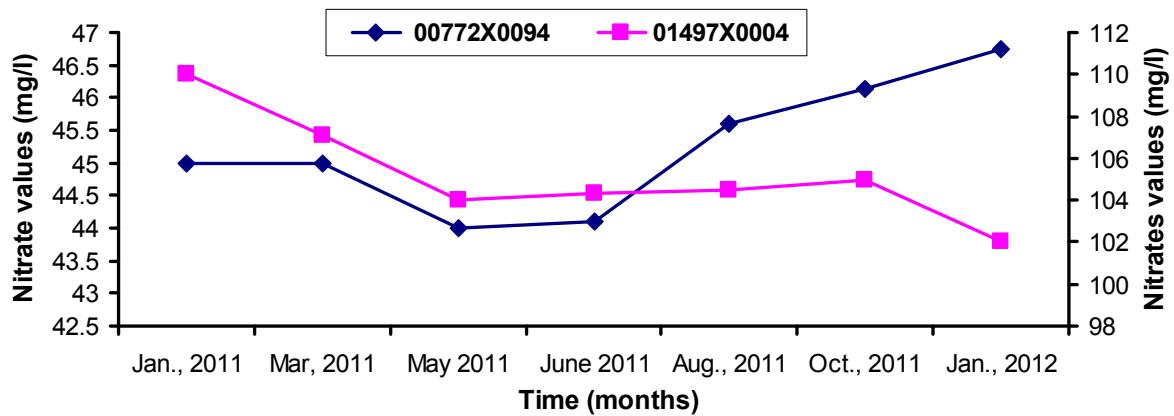


Figure 4: Two chronicle examples representing nitrate evolution during the monitoring year. Borehole 3 (00772X0094, Seine Maritime) and borehole 12 (01497X0004, Eure)

4.2.3- The temporal variability of nitrate

The nitrate chronicles in groundwater catchments: Ry and Madeleine de Nonancourt, were coupled with the corresponding groundwater level time series at the studied watersheds, respectively Andelle and Eure (Fig. 1b). Nitrate concentrations in groundwater follow more or less the variation trend of the groundwater level in both watersheds.

The comparison of groundwater nitrate contents and groundwater level across several hydrological cycles in Normandy provides interesting information on the nitrate transfer (contaminants). The variations in nitrate reveal seasonal components in addition to event-variation and a general tendency to increase (Fig. 5).

The minimum nitrate content for Ry capture in the Andelle watershed (Fig. 5a) shows a gradual increase between 1992-1993 with 17 mg/l and at least and between the period of 2004-2005 with 19 mg/l of nitrates at least, which corresponds to a period of 12 years with an increase in the mean minimum trend of 0.16 mg/l/year, and an increasing mean maximum trend of + 0.6 mg/l/year. The influence of groundwater multiyearly fluctuations on the evolution of nitrate concentrations is particularly marked in the case of Andelle watershed. The groundwater levels decrease in the early 90's resulted in a decrease of nitrate content until November 92 (17 mg/l). During wet years at the end of 92 to the end of 95, there is a rise in nitrate content of groundwater to more than 22 mg/l. Over the following "dry" years, there was a further decrease in nitrate contents to about 18 mg/l in 1998. During the following wet years, the aquifer recharge is accompanied by a sharp rise in nitrate concentrations reaching 30 mg/l in 2001. The following low-rainy years result finally by a progressive decrease in nitrate contents to less than 20 mg/l in 2005. Despite this, a fast increases in nitrate concentrations during the recession is observed (e.g. the end of 1997, 2005). This observation is confirmed when we

look at the Madeleine Nonancourt capture in the Eure watershed with Marcilly sur Eure observation borehole time series (Fig. 5b). There are no real relationship between the groundwater head and nitrate values, the groundwater level is not synchronous to the high level of nitrates, we have a lag between the two parameters, it's during the recession that there is nitrate discharge (increase in nitrate contents).

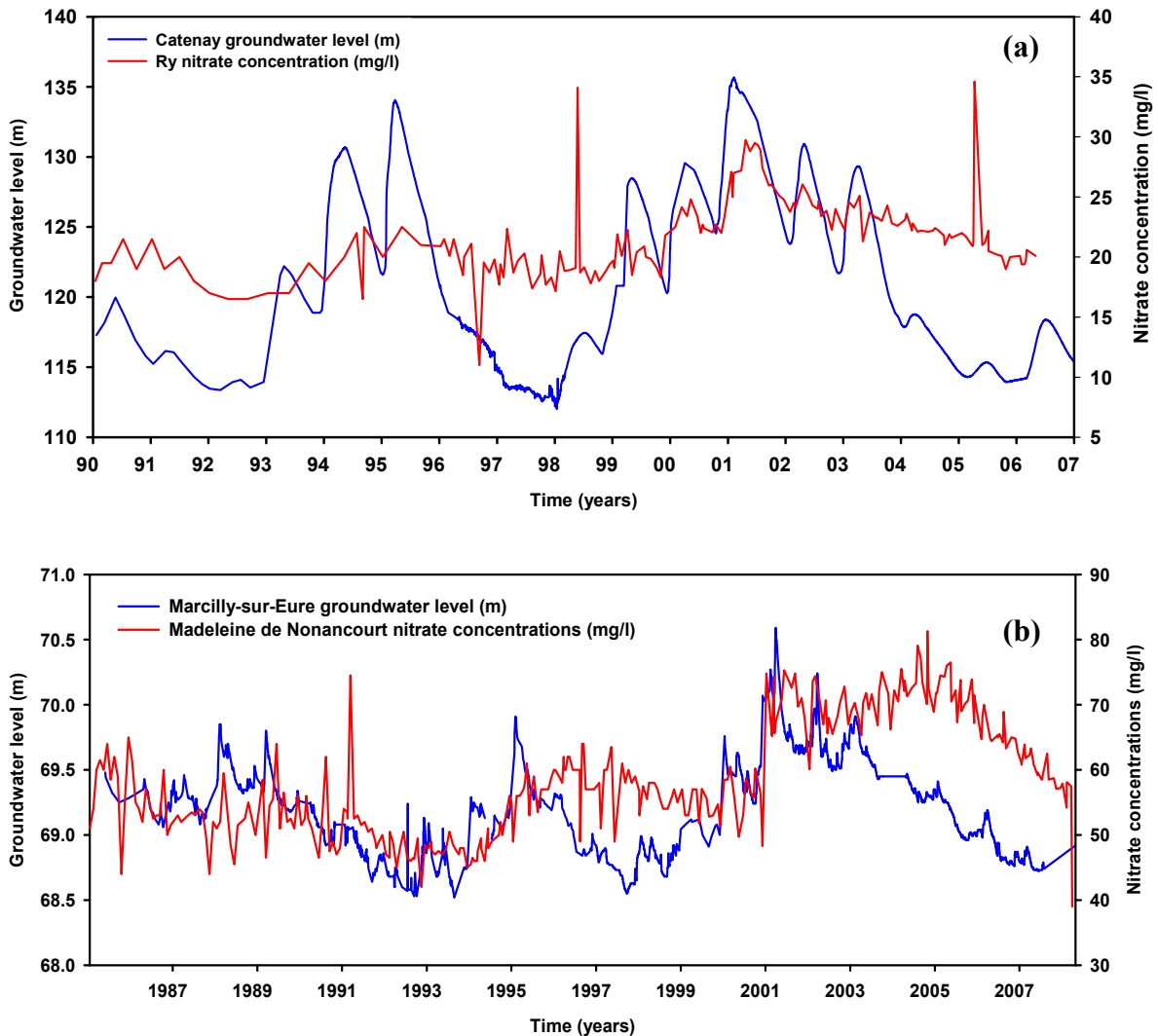


Figure 5: Temporal variations of groundwater heads in blue and groundwater nitrate contents in red. (a) Andelle (Catenay observation borehole and Ry station), (b) Eure (Marcilly-sur-Eure observation borehole and Madeleine de Nonancourt station)

4.3- Nitrate variability in the surface: river flow

The Andelle and Eure flow time series were coupled with corresponding surface nitrate chronicle: Vascoeuil and Léry respectively. These chronicles reveal more or less marked phase differences between flow and nitrate concentrations (Fig. 6a,b).

The spots dispersion in the graphs of figure 7 shows that there is no direct relationship between nitrate content of surface waters and flows. However, we record a general tendency to increase in nitrate contents with higher flows but these relationships are not very significant. This observation comes

from the fact that the relationship is complex: the high nitrate levels come usually after the flood maximum flows, especially during the winter. Despite lags, we therefore observe an overall trend to the increase in nitrate concentrations during flood events (Fig. 6a,b).

Nitrate concentration values in rivers are relatively lower than those of the aquifer.

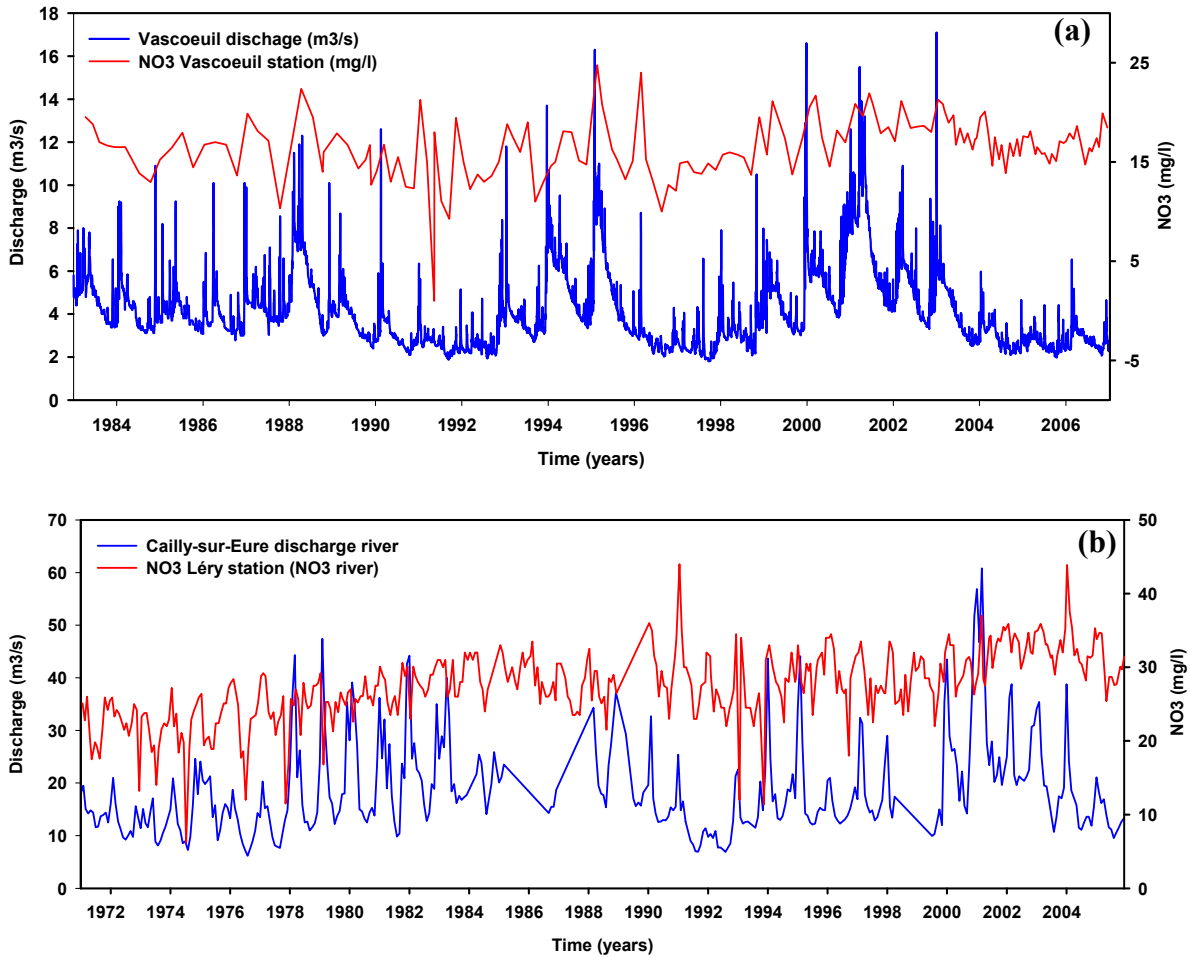


Figure 6: Temporal variations of river flows in blue and river nitrate concentrations in red. (a) Eure (Cailly-sur-Eure flow and Léry nitrate station), (b) Andelle (Vascoeuil flow and Vascoeuil

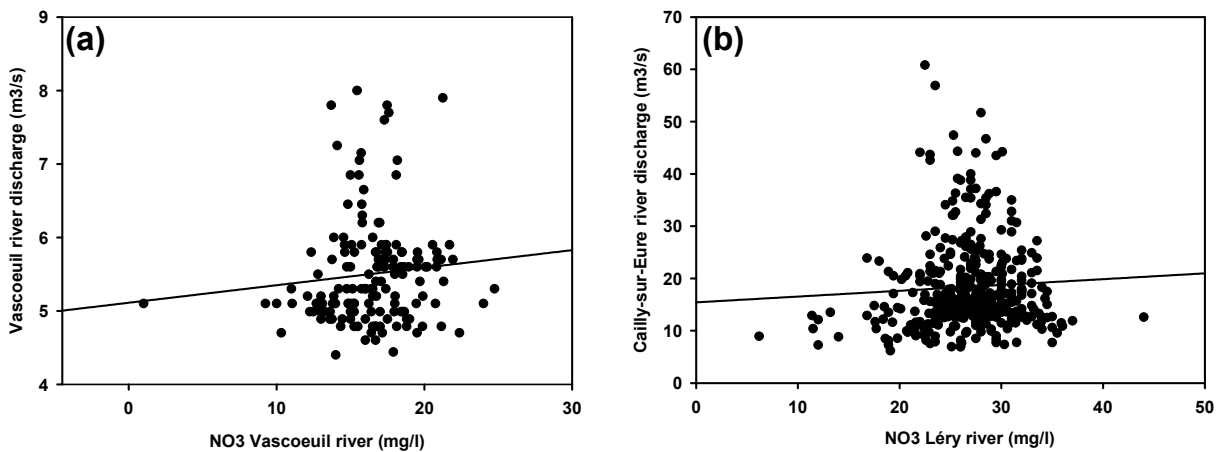


Figure 7: Flow evolution depending on nitrates concentrations in rivers (a) Andelle, (b) Eure

5- Discussion

In this study, spatial heterogeneity of nitrate in the saturated zone is showed, with exceptional stocks in the South of the region, in this section, transfer and flow modalities in the chalk aquifer are discussed, which enable to explain nitrates stocks in this sensitive area. How is it possible to have such stocks? What is/are the origin of these stocks?

Firstly, in the rivers, we find that there is no relationship between flows and nitrate concentrations: rainfall events that are at the origin of runoff (in the surface but also in transit mainly by karst conduits) do not increase nitrate concentrations, generally, they result a transient decrease in these concentrations in river water (dilution effect).

Rain events often result a decrease of the conductivity and an increase in turbidity (Valdès et al., 2005). The nitrates increase after the decrease of turbidity (Malher et al., 2008) meaning that they are not directly supplied by surface water. The event nature of runoff did not immediate direct effect on nitrate concentrations in the surface waters and the effects of cultural practices can not be taken into account, apart from including a reflection on a multiannual scale or even decadal scale. In addition, groundwater nitrate contents are generally more important than surface water, the reflection should be conducted throughout the aquifer hydrological functioning.

In the plateau context, the agricultural nitrate contamination has been the subject of many studies, the most recent are often coupled with the study of the transfer of phytosanitary controls in the environment (Baran et al., 2008; Morvan et al., 2006).

The nitrate migration velocity in the saturated zone was estimated to be about 1 m.an^{-1} (Barraclough et al., 1994; Oakes et al., 1981). This velocity is linked to the higher use of nitrates in agriculture during the 70s. This velocity approximately corresponds to the water velocity in the chalk matrix porosity (in the order of 10^{-8} m/s).

Taking into account the mean depth of the saturated zone below plateaus topography, including the progress of the front of the high nitrate concentrations (Crampon, 1993) derived from this maximum use period of agricultural inputs (1970) would have reached the saturated zone for a number of years (depending on the local depth of the saturated zone). In this scenario, we would have recorded an early decrease in water nitrate concentrations of karst restitution in valleys and, therefore, a decreasing trend in concentrations in river water. The results presented in this work show that this simple scenario is not realized. Because, first, an average tendency to a slight increase in concentrations restored by the aquifer (the rivers) is recorded, then, the results of the vertical profile of nitrate produced by the BRGM show clearly that there are no nitrate front lines.

By against, there is a very important spatial heterogeneity that is not visible by considering only the areas where we have the most data, ie, the exploited areas generally located in valleys. The results of nitrate regional mapping show that there is a gradient organization, but eventually, spatial heterogeneities are seen superimposed on these large flow gradients.

On the other hand, in addition to these aspects, trends in hydrological functioning and nitrates transfer are recorded. It appears that:

- The upstream groundwater fluctuations of the aquifer plays an important role on nitrate content variations of groundwater and river water.

Also increased nitrate contents resulting from increases in groundwater can be observed with delays. Thus, for aquifers whose plateau groundwater demonstrates a multiyear recharge cycles and recession, the maximum nitrates contents in the groundwater is observed during the early years of recession, eg during low-rainfall years from 2002 to 2004 including.

These fluctuations in groundwater nitrate levels appear to be transferred to rivers with a mean dilution which may explain the slightly lower nitrate contents in rivers. Mahler et al., (2008) showed by investigating nutrient dynamics following rain events for three springs and two wells in the chalk aquifer (Eure department) that, NO₃ concentrations in groundwater are diluted by rapidly infiltrating surface water (relatively NO₃- poor surface water). Vesper et al., (2001) suggest that NO₃ concentration in conduit-fed springs should decrease during storm flow, because of dilution by the storm water. This is coherent with the results presented here. The rivers are fed primarily by karst conduits (El Janyani et al., "Submitted"), the maximum nitrate level in rivers does not correspond to maximum flow, so fast transfer isn't responsible for direct nitrate concentration in rivers, but rather a slower transfer.

We have shown that there is no nitrate front line and there is a remarkable spatial heterogeneity in the saturated zone. The only parameter that can be responsible for the spatial heterogeneity of nitrates in this area is the karst organization and maturity. This heterogeneity is introduced by including introduction karst more or less connected to the restitution karst. The differences observed between the nitrate concentrations of the two monitored sites are linked to the degree of density and drains connected at both sites. El Janyani et al., 2012 showed the important role of large flows to explain the differences in annual and multiannual variations of groundwater level between the north and the south of the Upper Normandy region. This is the same large groundwater flow parameter which also explains the difference in nitrate concentrations between both areas.

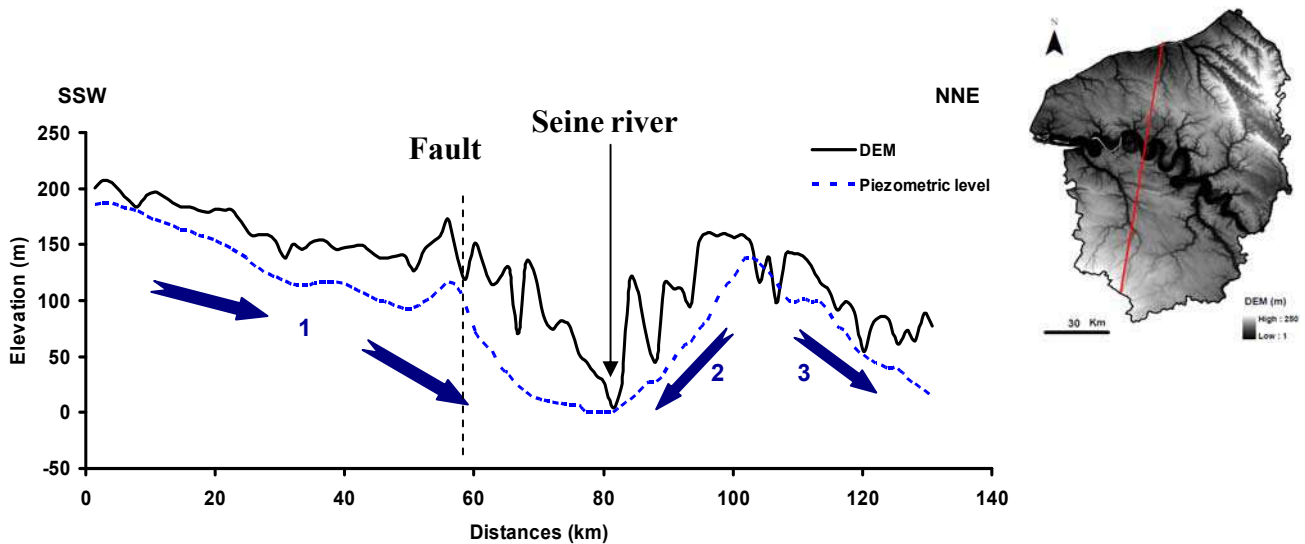


Figure 8: Figure 1 : Topographic profile from the south to the north of the upper normandy region

The profile (Fig.8) shows that in the North, the Seine Maritime department includes two short watersheds (one drained to the Seine and the other drained to the coast), the groundwater level shows a slope that promotes fast transfer, so probably karstic drains are well developed or drains connected density is high. On the contrary, in the South, the Eure department belongs to a longer watershed (Fig. 8), the low slope drawn by groundwater level shows that speed transfers in these areas are slower, suggesting that karst drains are not mature enough to be connected to the valleys or density is not very high, which contributes to nitrates capture in these poorly drained areas. We propose in Figure 9, a conceptual hydrological functioning of the chalk aquifer which explains these aspects. At restitution karst, a dilution is noticed, the remarked pulses are not coming from the surface, whereas, from where these concentrations come? on the conceptual model (Fig.9), there are under plateau areas where there are nitrate stocks (Eure monitored site), these areas are not connected drains developed in the saturated zone. Probably, these stocks are drained into rivers, but how? The positive variation in the upstream groundwater proved to be the main factor forcing the mobilization origin of nitrate increases into rivers. These poorly drained areas can be recharged from small stocks in the top part of the unsaturated zone, allowing the renewal of these spatial anomalies.

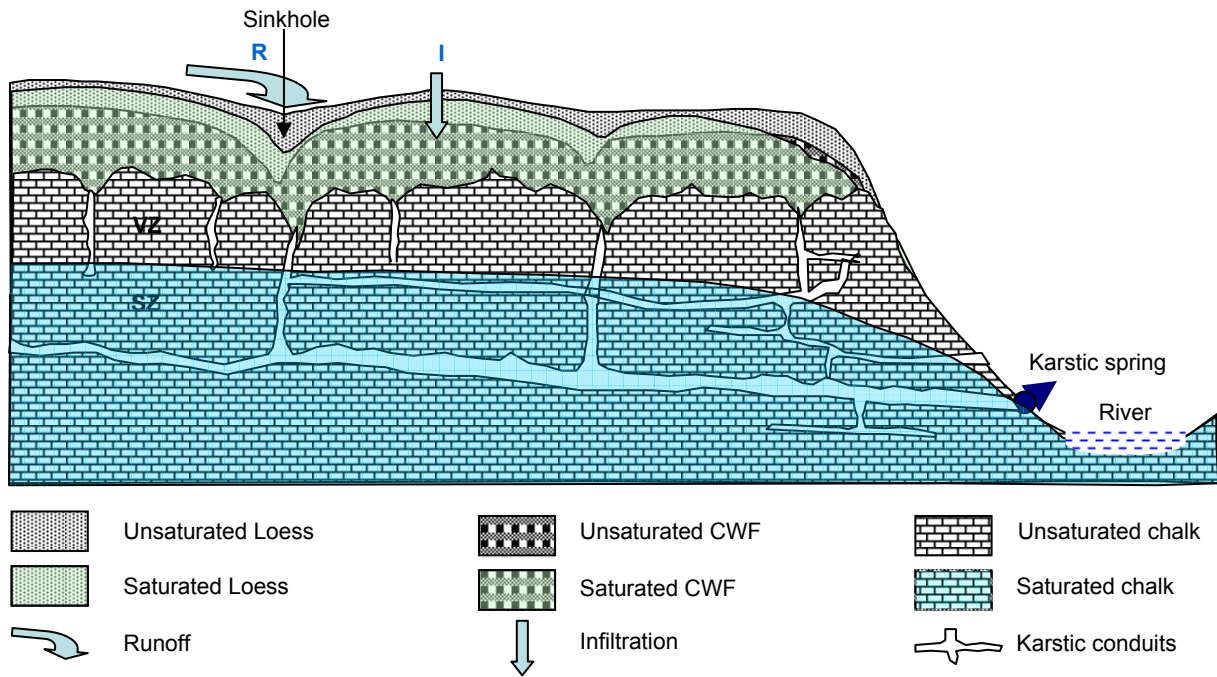


Figure 9: Synthesis scheme of the regional hydrological model

Conclusions

In this study, nitrate concentrations in the saturated zone of the Upper Normandy chalk aquifer were investigated. A field monitoring of 11 wells located on both sides of the Seine was conducted: 6 boreholes in the North in the Seine Maritime department and 5 boreholes in the South in the Eure department. These boreholes represent the same morphological characteristics (plateau context, upstream watershed), in order to compare their nitrate levels.

Very high concentrations were recorded in the Eure, while in the Seine Maritime, nitrate concentrations are normal. From other elements and field observations across the region, we have shown the absence of a nitrate front line. We showed that the development degree of the epikarst is the important factor of the aquifer feed mechanisms, in particular, for contaminants. The karstogenesies development promoting transit between introduction Karst (developed epikarst) and restitution karst (favored by drainage valleys) allows surface water restitution and nitrate concentration transfer. This reflects the importance of transfer by karst conduit networks. In Seine Maritime, we have probably a more developed karst, where the density of connected drains is important, which promotes the renewal of resources. Conversely, in the presence of a poorly developed epikarst (no real introduction Karst), diffuse infiltration through fractures promotes nitrate transfer and storage in poorly drained areas which contributes to greater heterogeneity of aquifer water geochemistry. Result of groundwater increases, stocks in these areas are drained into the valleys, therefore, a significant nitrate concentration at the restitution karst developed in valleys (rivers) is observed. In the Eure, we have this scenario, the karstic drains are not mature enough to be connected to the valleys, which helps to

trap nitrates. Stocks of these poorly drained areas may be renewed by nitrate transfer existing at the top of the unsaturated zone. Finally, a conceptual model explaining this functioning is proposed.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge the financial support granted by the French Geological Survey (BRGM) and by the Regional Council of the Haute-Normandie Region. We thank the BRGM and the DREAL of Haute-Normandie for supplying us with data needed in this study.

Conclusion partielle

Dans cette partie nous avons montré l'influence des paramètres hydrologiques et géomorphologiques des plateaux crayeux (puissance de l'aquifère, gradient hydrologique, épaisseur des argiles à silex, épaisseur de loess) sur les modalités de la recharge de l'aquifère de la Craie via le traitement des chroniques piézométriques de 40 piezomètres à l'échelle régionale. Les résultats ont montré que l'épaisseur des argiles à silex et la puissance de l'aquifère influencent la variabilité annuelle du signal piézométrique, tandis que les épaisseurs des limons influencent la variabilité pluriannuelle de la réponse piézométrique. Nous avons également montré que la taille des bassins hydrogéologiques (importance du gradient hydraulique) influence la variabilité annuelle et pluriannuelle de signal hydrologique de l'aquifère. Néanmoins, il apparaît qu'aucun de ces paramètres ne soit directement déterminant sur la réponse du système hydrologique, la grande diversité des réponses hydrologiques provient de la conjonction des variations spatiales de chacun de ces paramètres.

A l'échelle du bassin versant, nous avons montré comment, où, et avec quelle intensité le karst fonctionne d'un point de vue hydraulique, en accord avec le contexte morphostructural, dans un aquifère poreux/fissuré tel que la craie de la région Haute-Normandie. Les résultats ont montré la faible contribution du drainage karstique sous les plateaux et l'augmentation de ce drainage à l'approche des vallées. Ensuite, nous avons démontré l'hétérogénéité introduite dans la zone saturée par ce drainage karstique via des analyses de nitrates dans la région. Les résultats ont montré de faibles valeurs de nitrates dans la Seine Maritime et de fortes valeurs dans l'Eure, ces résultats ont été discutés et interprétés dans le contexte régional. A l'issue de ces études, un modèle conceptuel a été proposé, illustrant les écoulements de l'aquifère de la Craie qui répondent d'une manière générale à une loi de Darcy modifiée par l'influence du drainage karstique qui s'accroît à l'approche des vallées: un paradoxe avec l'hétérogénéité d'un aquifère karstique lié au fait que les vides karstiques sont globalement modestes par rapport au volume global des réserves en eau de l'aquifère. Ce modèle de fonctionnement a fourni des éléments pour la modélisation de l'écoulement, ainsi que pour le transfert des contaminants (nitrates) qui seront soit transportés rapidement en aval (cas de la Seine Maritime) ou temporairement stockés dans les réserves en amont (cas de l'Eure), moins bien drainées par le réseau karstique.

L'étape ultérieure consiste à réaliser une modélisation numérique régionale en tenant en compte tous les concepts fondamentaux présentés précédemment.

CHAPITRE 5 : TESTS DE MODELISATION DE L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIFIE DE LA HAUTE-NORMANDIE

Ce chapitre a pour objectif de présenter les résultats de tests de modélisation appliqués sur la région Haute-Normandie pour reproduire le niveau piezométrique régionale de 2006. Deux types de modèles appartenant au BRGM sont adoptés pour la réalisation de ces tests, le premier est un modèle distribué "MARTHE" et le deuxième est un modèle globale "GARDENIA".

I. GENERALITES

I.1. La modélisation hydrologique

Dans la gestion des ressources en eau, la modélisation du comportement hydrologique des bassins versants et des aquifères est indispensable. La modélisation hydrologique a pour objectif de représenter mathématiquement les processus hydrologiques. Un des premiers objectifs était de prédire les événements de crue. Alors, seul le débit à l'exutoire était recherché. Actuellement, les modèles hydrologiques essayent de reproduire au mieux la réalité du système à modéliser, tant pour les aspects quantitatifs que qualitatifs.

Un modèle n'est qu'une présentation simplifiée d'un système complexe (Payraudeau, 2002). D'après Ambroise en 1999, à chaque étape de la modélisation, des approximations sont réalisées : perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation. Le but est dès lors de construire des modèles qui caractérisent les conditions spécifiques d'une certaine région et de trouver un équilibre entre la complexité des modèles et les données disponibles pour les évaluer. Dans la littérature, on trouve de nombreux modèles hydrologiques développés en fonction des objectifs recherchés, selon leurs spécificités et selon leur domaine d'application. Une fois le modèle choisi, vient l'étape d'évaluation de celui-ci, voir s'il reproduit la réalité du terrain ou pas.

I.2. La typologie des modèles

De multiples classifications existent (Wheater et al., 1993, Singh, 1995, Ambroise, 1999) qui opposent principalement les modèles conceptuels et les modèles à base physique d'une part et les modèles distribués aux modèles globaux d'autre part. Les critères de classification des modèles reposent essentiellement sur la représentation de l'espace, du temps et du processus décrits (Singh, 1995; Payraudeau, 2002), mais certaines classifications distinguent encore les modèles déterministes ou stochastiques, les modèles cinématiques ou dynamiques, les modèles de prédiction, gestion ou aménagement (Singh, 1995; Ambroise, 1998). Wheater et al. en 1993 ont été les premiers à proposer une classification composée de trois catégories différentes : les modèles empiriques, les modèles conceptuels et les modèles à base physique. Cette classification est habituellement employée a été reprise par d'autres auteurs (Refsgaard, 1997; Perrin, 2000). Cependant, une certaine confusion règne encore sur l'appartenance de tel ou tel modèle à une famille donnée, en raison d'une certaine ambiguïté entre les catégories de modèles conceptuels et à base physique (Payraudeau, 2002).

1) Les modèles empiriques (empirical, lumped model), nommés aussi les boîtes noires (black box), n'incluent aucun paramètre physique du bassin versant (Perrin, 2000). Pour Ambroise en 1999, ces modèles caractérisent la relation pluie/débit par des traitements de séries chronologiques disponibles afin de déduire la structure du modèle ainsi que les valeurs des paramètres correspondants sans chercher à décrire les processus élémentaires. Ce type de modèle est peu utilisé à des fins de recherche hydrologique, mais par sa simplicité, présente un intérêt pour des prévisions de crue (Ambroise, 1998).

Le modèle GR (Edijando et Michel, 1989 ; Loumagne, 1988) représente un des exemples de ce type de modèle.

2) Les modèles conceptuels (conceptual model), appelés aussi les boîtes grises (grey box) envisagent le bassin versant comme un système de réservoirs interconnectés. Les premiers modèles de ce type étaient globaux, considérant le bassin versant comme une entité unique. Ces modèles intègrent les éléments du cycle de l'eau d'une manière simplifiée. Contrairement aux modèles empiriques, la structure des modèles conceptuels est déterminée avant leur utilisation par l'hydrologue qui conçoit le modèle. Ces modèles ont ensuite évolué vers des modèles dits distribués ou semi-distribués, divisant le bassin en un certain nombre de sous-unités (Boyle et al., 2001) considérés homogènes en termes de caractéristiques physiques ou en terme de fonctionnement hydrologique (Ambroise, 1999). Ces modèles distribués représentent un progrès vers l'analyse des écoulements au sein du bassin et l'étude de la variabilité du système, tout en permettant, par rapport aux modèles physiques, une simplification de l'expression des processus en jeu (Ayrat, 2005; Gnouma, 2006). En pratique, la plupart des modèles utilisés sont des modèles conceptuels. Le modèle TOPMODEL, modèle conceptuel distribué (Beven et Kirkby, 1979 ; Obled, 2003) est une illustration de ce type de modèles.

3) Les modèles à base physique (physically-based model) appelés aussi les boîtes blanches (white box), reposent sur les lois physiques de description des processus hydrologiques. Les équations qui génèrent ces modèles sont issues des lois de la mécanique des fluides ou de la physique des écoulements d'eau dans les sols. Telles l'équation de Richards (1931) en milieu non saturé; l'équation de Darcy (1856) pour les milieux saturés et l'équation de Barré Saint-Venant pour le ruissellement de surface.

Les modèles à base physique offrent l'avantage de mieux capturer la variabilité spatio-temporelle des facteurs (géographiques et météorologiques) déterminant la réponse hydrologique (Ivanov et al., 2004). Ils permettent aussi d'étudier les conséquences de changements d'échelle (Indarto, 2002). Leur utilisation est devenue très habituelle, car ils permettent de décrire la situation passée et tester des scénarios futurs.

Les premiers modèles à base physique étaient développés en la seule dimension verticale, actuellement, ils sont applicables dans les trois dimensions de l'espace. Ces modèles reposent sur une résolution numérique des équations, donc, ils nécessitent une puissance de calcul beaucoup plus importante. Ce type de modèle pose de nombreux problèmes liés aux (i) données (beaucoup de demandes), aux (ii) problèmes d'échelle (échelles de mesures différentes des échelles des paramètres) et à la (iii) surparamétrisation (nombre de paramètres est croissant avec l'augmentation d'unités de modèle) (Beven, 1989).

Le modèle SHE (Abott et al., 1986) et le modèle TOPKAPI (Liu et Todini, 2005) sont les exemples les plus connus de ce type de modèles.

Le choix d'un modèle plutôt qu'un autre est lié aux composantes hydrologiques que nous cherchons à reproduire à travers la modélisation ainsi qu'aux échelles spatio-temporelles. Mise à par leur

conception, certains modèles auront un domaine d'application avantage. Un processus peut être considéré comme important dans un modèle et négligeable dans un autre.

La problématique abordée dans cette thèse est liée à un milieu karstique. Dans ce qui suit, nous allons aborder la modélisation hydrologique d'un milieu karstifié.

I.3. Modélisation des écoulements dans un milieu karstique

Comme évoqué précédemment (*Cf.* partie contexte karst), les écoulements dans les terrains karstiques sont complexes ; on distingue généralement la combinaison des écoulements diffus, de fractures et de conduits (Field, 1993; Quinlan et Ewers, 1985).

Dans les milieux poreux, la compréhension de l'hétérogénéité géologique est cruciale pour la modélisation conceptuelle ou numérique (Anderson, 1990), et le degré d'interdépendance des zones perméables est essentiel pour comprendre les écoulements (Fogg, 1986). Les modèles de milieux poreux sont souvent utilisés en hydrologie karstique sans tester leur adéquation. Kovacs et al., (2005) montrent que, dans le cas des processus de récession des aquifères karstiques, si l'hétérogénéité du système karstique est inférieure à un seuil quantitatif défini, les conduits ne peuvent pas drainer efficacement la matrice à faible porosité. De tels systèmes se comportent alors comme des milieux poreux puisque leur drainage dépend de la zone noyée tout entière et des paramètres hydrauliques équivalents. En revanche, si l'hétérogénéité du système karstique dépasse ce seuil, les conduits karstiques n'influencent pas longtemps le drainage des différents blocs à faible perméabilité. Dans les milieux karstiques, ce qui est d'une grande importance est la reconnaissance et la modélisation des chemins préférentiels d'écoulement, tels que les conduits. Les conduits se comportent comme des conditions aux limites à charge fixe et le processus de drainage est contrôlé par ces blocs. Ces conditions sont typiques des karsts matures. La validité des modèles équivalents est donc fortement contrainte par le niveau de développement des systèmes karstiques. Les modèles poreux équivalents peuvent être employés dans le cas de systèmes karstiques faiblement développés mais ne sont pas appropriés dans le cas de systèmes matures fortement développés.

Dufresne et Drake (1999) ainsi que Scanlon et al., (2003) ont évalué deux approches différentes de milieux poreux équivalents (globale et distribuée) pour simuler l'écoulement régional d'un aquifère très karstifié (Barton Springs Edwards, Texas, USA). Le logiciel MODFLOW® a été utilisé pour le modèle distribué. Le modèle global consiste en 5 cellules emboîtées représentant chacun des bassins versants contribuant à la recharge de l'aquifère.

Ces deux modèles ont bien simulé les variations temporelles du débit de ce système très karstifié. Cette étude montre donc qu'il est possible d'utiliser une approche de milieu poreux équivalent pour modéliser l'écoulement régional dans des aquifères matures. Néanmoins, les auteurs précisent que cette approche ne permet pas de simuler les directions locales d'écoulement ou de délimiter les zones de protection ou même de simuler la propagation de polluants à l'intérieur des systèmes karstiques.

La modélisation des écoulements souterrains dans un karst est un challenge qui peut être difficile et produit souvent des résultats qui sont très incertains en raison de la complexité des trajectoires d'écoulement et le manque d'informations spécifiques au site d'étude.

Dans le passé, de nombreuses approches de modélisation ont été utilisées pour simuler les écoulements dans un environnement karstique: des modèles utilisant un milieu poreux équivalent dans lequel la circulation est régie par la loi de Darcy (Anderson et Woessner, 1992); des modèles dans lesquelles les fonctions sont développées pour reproduire les réponses à l'entrée et à la sortie du système (Dreiss, 1989a, b); des modèles dans lesquels les écoulements préférentiels sont simulés avec une conductivité hydraulique très élevée par rapport à la matrice environnante (Teutsch, 1989; Eisenlohr et al., 1997; Josnin et al., 2000); des simulations de réseau de fractures dans lesquels les fractures individuelles sont cartographiées et étudiées par la suite (Long et al., 1982; Long et Billaux, 1987).

Les modèles de milieux poreux équivalents (Scanlon et al., 2003) peuvent donc approximativement simuler les débits des aquifères karstiques ou l'évolution de la piézométrie en certains points. Des logiciels comme MODFLOW®, FEEFLOW® ou autres sont largement utilisés pour simuler les débits des aquifères karstiques par de nombreux bureaux d'études. Cette approche, rejetée par de nombreux hydrogéologues du karst parce que les effets des conduits sont négligés, est discutée par Huntton (1995). Par conséquent, des modèles à double porosité (matrice et fracture ou conduit) sont développés pour la simulation des aquifères karstiques (Maloszewski et al., 1998; Jeannin et Sauter 1998). Ce genre de modèle a évolué en modèle à triple porosité (matrice, fracture et conduit) (Maloszewski et al., 2002) ou en modèle continu avec un système de conduit (Liedl et Sauter, 1998).

La modélisation d'un système karstique composé de chemins dendritiques (White, 1988; White et White, 1989) peut exiger beaucoup d'information spécifique au site d'étude concernant les drains karstiques et les conditions d'écoulement (l'altitude, la pente, le matériau de remplissage, rugosité, section transversale, nombre de Reynolds, le nombre de Froude, diamètre, etc) (Field, 1997). Comme la majorité de ces informations sont difficiles, voir impossibles à obtenir, la modélisation des écoulements dans les terrains karstiques est généralement réalisée en utilisant des hypothèses simplifiées.

La modélisation de divers aspects des systèmes d'écoulement karstiques a connu une croissance remarquable, comme en témoignent plusieurs récentes conférences ciblées et des collections de papiers (Vaute et al., 1997 ; Palmer et al., 1999; Sasowsky et Wicks, 2000, Maloszewski et al., 2002 ; Fleury et al., 2009 ; Kurtulus et Razack, 2010). Beaucoup de ces papiers traitent la modélisation conceptuelle, modélisation géochimique, l'évolution du karst, ou la modélisation statistique. D'autres papiers sont axés sur les techniques de modélisation de flux dans les systèmes hydrologiques karstiques (Cornaton et Perrochet, 2002 ; Ackerer et Delay, 2010).

II. RESULTATS DE MODELISATION GLOBALE PAR GARDENIA ET DE MODELISATION DISTRIBUEE PAR MARTHE

Les résultats de tests de modélisation globale et distribuée appliqués sur la région Haute-Normandie seront présentés sous forme d'article intitulé: "Parametrization of a physically-based model for describing regional ground water flow in a fissured/karstified aquifer covered by spatially heterogenous surficial formations". Cet article sera soumis à Journal of Hydrology.

Parametrization of a physically-based model for describing regional ground water flow in a fissured/karstified aquifer covered by spatially heterogenous surficial formations

Sanae El Janyani¹, Jean-Paul Dupont¹, Nadia AMRAOUI², Nicolas Massei¹, Nathalie Dörfliger²

¹UMR 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Rouen, 76821 Mont Saint Aignan cedex, France

²BRGM, Water, Environment and Ecotechnologies division, 45060 Orléans Cedex 2, France

Abstract

In this study, we propose distributed modeling tests of the Chalk karst aquifer of the Northwestern Paris Basin on a regional scale, using MARTHE software of the BRGM. The results were improved by integrating hydrological parameters such as aquifer recharge obtained by the application of a reservoir model "GARDENIA" across the watershed, (©BRGM). We provide two site examples (watersheds) showing this improvement as well as the difference between the two basins. MARTHE results show that, in steady state, the reproduction of 2006 piezometric map is subject to several complications in particular karstified environmental heterogeneity, we discuss this spatial heterogeneity and we treat in detail the areas with calibration problem. GARDENIA results are quite satisfactory to reproduce the flow rate slow and fast flows from runoff and surface karst (Quick Flow) and to estimate water budget of the considered hydrological entity in one of the watersheds, however this model has some limits regarding a largest and most complicated watershed. The main objective is to demonstrate how hydrological functioning knowledge of a region can make changes that aim to move towards a realistic simulation without modifying the initial structure of the model.

Keywords: Chalk aquifer, karst, , Groundwater modelling.

1- Introduction

Karst aquifers are heterogeneous media, because of the heterogeneous distribution of flow and storage, they can be considered as a triple permeability or triple porosity model, which is composed of matrix, fracture and conduit permeability (White, 2002). This extreme heterogeneity and the complexity of

groundwater flow in karst aquifers lead to many problems in the determination of karst system structure and functioning (Einsiedl, 2005; Field, 1993). Modeling these complicated environments is difficult which fact that they are variety of hydrological models described in the literature, characterised by different properties, we distinguish lumped or distributed, physical or stochastic models. The choice of a suitable model depends on the availability of data and the aims that are to be achieved.

In porous media, understanding the geological heterogeneity is crucial for conceptual or digital modeling (Anderson, 1990), and the degree of interdependence of permeable zones is essential to understand the flows (Fogg, 1986). Models of porous media are often used in karst hydrology without testing their adequacy.

Kovacs et al., (2005) show that in the case of karst aquifers recession process, if the karst system heterogeneity is less than a threshold defined quantity, the conduits can not drain effectively matrix with low porosity. Such systems behave as porous media since their drainage depends on the drowned area and the equivalent hydraulic parameters. However, if the heterogeneity of the karst system exceeds this threshold, the karst conduits do not influence a long time the different blocks drainage of low permeability. The conduits act as boundary conditions of fixed charge and the draining process is controlled by these blocks. These conditions are typical of mature karst. The validity of the equivalent models is strongly constrained by the level of karst system development. Porous equivalent models can be used in the case of poorly developed karst systems but are not appropriate in the case of highly developed karstic systems mature.

Modeling karst flow systems has grown significantly, as evidenced by several recent conferences and focused collections of papers (Vaute et al., 1997, Palmer et al., 1999; Sasowsky and Wicks, 2000; Maloszewski et al., 2002; Fleury et al., 2009; Kurtulus & Razack, 2010; Upton and Jackson, 2011). Many of these papers address the conceptual modeling, geochemical modeling, the evolution of karst, or statistical modeling. Other papers focus on techniques for modeling flow in karst hydrological systems (Cornaton & Perrochet, 2002; Ackerer & Delay, 2010).

The study presented here is realized in a chalk context in Western Paris Basin. The Chalk aquifer can be considered as a mixed karst aquifer, where preferential flow networks are superimposed on a matrix cracks. This induces a high spatial variability of permeability fields in these environments heterogeneous. Chalk aquifer covers 15 100 km². Irrigation needs are very important, they are provided mainly by the numerous wells reached ground chalk. The water supply is ensured almost 100% from the Chalk aquifer.

In this same context of Chalk, a recent study was conducted near our study site within the Basin of Paris, on the Somme River watershed (Habets et al., 2010), this watershed has suffered from a major flood in 2001. In this study, the authors evaluated the ability of four different hydrologic models to reproduce these flood events. The results demonstrated the inability of the models to accurately reproduce both the riverflows and the groundwater levels during and after the period of high flow. The

results of this modeling showed the complexity of such work although the Somme River watershed is quite simple in terms of structure and morphology compared to the Upper Normandy region. The Somme is a almost unitary watershed, while the Upper Normandy region is characterized by a hierarchy of watersheds, which will certainly increase the complexity of exchanges within the aquifer. Several studies have contributed to the development of a regional conceptual model, modified and improved progressively (Massei et al., 2002; Valdès et al., 2005; Jardani et al., 2006; Fournier et al., 2007; Slimani et al., 2009; El Janyani et al., 2012). As of today, there is no distributed model throughout the Upper Normandy region. The objective of this work is to validate the conceptual representation of the chalk aquifer hydrological functioning for a better understanding of the regional karst and then modeling the saturated flow in this system under steady state regime in order to facilitate and optimize water management in the region.

This paper presents the results of a reservoir and distributed modelling of chalk aquifer in Western Paris basin using two types of models: reservoir model (GARDENIA, © brgm) and a finite difference model (MARTHE, © brgm). Various simulations presented in this work concern the calibration of the model under steady state flow (low groundwater state) with a monthly time step. The groundwater overall balance takes into account recharge variability of the aquifer or the incoming flow in the NE limit of the study area, and for the outputs, the importance of smaller sampling compared to natural fluxes: springs, drains or overflows in the region.

In this study, first, we show how by combining two different models, i.e. a reservoir model contributes significantly to improve a distributed model, groundwater modeling of a Chalk karst system can be carried out satisfactory. Second, we show how from a knowledge of the geological setting and groundwater flows, it is possible to suggest modifications of physical parameters (including the spatial distribution of permeability) in order to achieve a good simulation without changing the original structure of the model .

2- Study area and context

The investigations of the present work were carried out within a chalk karstic aquifer located on the western Paris basin belonging to the Seine watershed (Fig.1). To delimit the area chosen for calibrating and validating the hydrological model, we followed the same pattern of groundwater level map produced by the BRGM. The outline of the study site was not stopped at the region administrative boundaries, but was expanded to incorporate all the valleys being cut by the regional administrative boundary (Fig.1). The study sector area obtained is 15 100 km² (see Fig.1), larger than the Upper-Normandy region covering 12 315 km².

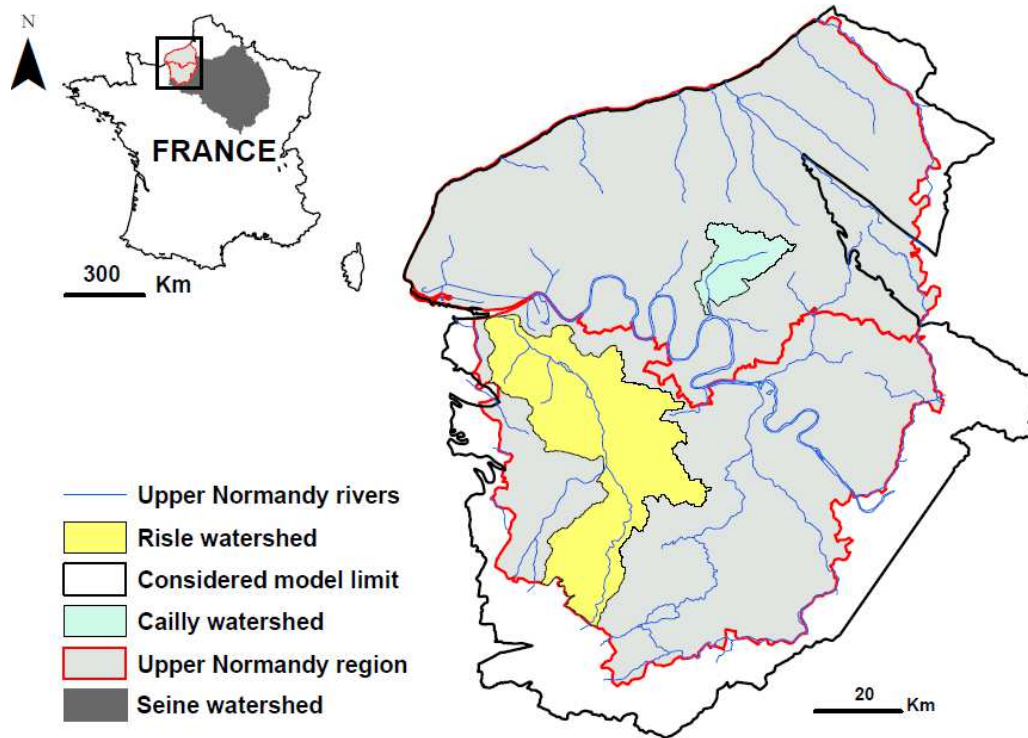


Figure 1: Location of the study area

Geological and hydrogeological context

The Upper Normandy region is characterized by a majority context of plateaus incised by narrow valleys. These plateaus are covered by a complex set of surficial formations consisting of clay-with-flints which result from weathering of the chalk during various periods of the Cenozoic (Laignel et al., 1999, 2002; Laignel, 2003) and Quaternary loess (Loutridou, 1985).

The chalk aquifer is the main aquifer in the region. The thickness of this aquifer (saturated and unsaturated zone), except the local effects of structural accidents, is included in the following space: fifty meters in the SW of the area to more than 200 meters in most of the territory, reaching a maximum value greater than 300 meters in the Vexin (SE). All these values are reduced by erosion effects in valleys. Generally, the Chalk aquifer is unconfined in the study area, the recharge is provided by the effective rainfall which is not stopped by the silty recoveries and the clay-flints coverage, that are incomplete along thalwegs and pierced in many places (sinkholes). The groundwater recharge is done in two phases, almost immediately after rainfall in the valleys and through the sinkholes, several weeks or months later with infiltration through the plateaus. This duality of recharge influenced by alternations of wet and dry periods regulates the aquifer flow. After reaching the chalk unsaturated zone (UZ), the water flows to the outlets of the system. The flow velocity is highly variable depending on the reservoir permeability. Unlike the karst developing in the unsaturated chalk, drowned karst is not easily explorable. Its study is made on the basis of dye tracer experiments.

Several dye tracer experiments have proved positive hydraulic connexion with transit speeds in the order of 50 to 300 mh⁻¹ (Calba 1980; Calba et al., 1979; Rico, 1990; Massei, 2001). Nebbache (1999). The surface of the groundwater chalk aquifer follows strongly the morphology, which itself depends in part on the distribution of fissuring chalk. Groundwater level has shape of domes under the plateaus where the aquifer, little cracked, has a capacitive function, and shapes depressions in the draining fissured zones characterized by a transmissive function (wet and dry valleys, "karstic" networks). The valleys constitute drainage axes of this aquifer, and the presence of many springs on the sides of these valleys are visible phenomena of this leakance. There are several types of groundwater fluctuations: including annual and interannual variations due to both capacitive and transmissive functions along aquifer cross sections (El Janyani et al., 2012).

Climatic context

The climate context is characterized by interannual average rainfall varying between 650 and 1100 mm on the sector. The wettest area is located in the west of the Seine-Maritime sector and the driest area is located southeast of the Eure area. Interannual average of effective precipitation follows the same distribution and evolves between 50 and 560 mm. In general, the recharge period extends from November to March and the the draining period from April to October.

3- Data and methods

3.1-Data

Available data for distributed modeling to simulate the groundwater level in steady state are: the 2006 groundwater map, the digital elevation model, the aquifer bedrock and flows collected in 2006 for irrigation, water supply and industry. All of these data will be detailed in the model building section. For the needs of GARDENIA calculation, the software uses the data of precipitation, evapotranspiration, flow and groundwater levels. The characteristics of these data are summarized in Table 1. Rainfall at the Risle watershed represents the average daily rainfall of the 7 following stations: Breuteuil, Brionne, Gisay, Menneval Couvains, St Evroult and Pt Audemer.

	Parameters	Station	Period	Time step
Cailly watershed (76)	<i>Rainfall</i>	Boos	From January 2000 to April 2011	Dailly data
	<i>ETP</i>	Boos		
	<i>Discharge</i>	Cailly		
	<i>Groundwater level</i>	Rocquemont		
Risle watershed (27)	<i>Rainfall</i>	Risle	From May 1999 to November 2008	Dailly data
	<i>ETP</i>	Risle		
	<i>Discharge</i>	Pt. Authou		
	<i>Groundwater level</i>	Goupilière		

Table 1: data used for GARDENIA model and their characteristics

3.2- MARTHE and GARDENIA

For this study, two different methods of modeling developed by BRGM were applied in the Upper Normandy region. The first is based on a meshed model (MARTHE) wherein is introduced discontinuities (drains). The second is based on a modeling of reservoir type and transfer function commonly applied in a porous medium (GARDENIA).

The MARTHE model (Thiéry 1990, 1993) is a hydrogeological, a finite volume 3D model which calculates groundwater flow and transport in the saturated as well as in the unsaturated zone using the Richards equation (Richards, 1931). The advantage of this model compared to other such as MODFLOW, is that the gridding can be composed of irregular rectangles and can also integrate nested grids in some locations of particular interest, to take into account the problems and complex geometries (Thiéry and Amraoui 2001). This allows to model more accurately the field peculiarities, the density of available information, the accuracy requirement...for mono and multilayer aquifer in steady and transient states. It is also adapted to mine hydrogeology and karst by its ability to simulate drains or channels. MARTHE model has been used to model the coupled surface runoff and groundwater flows in the Alsace river basin (Noyer et al., 1998). It was the first model applied on the Somme basin shortly after the flooding (Amraoui et al., 2002; Habets et al., 2010).

In order to improve the simulations results of the 2006 groundwater map obtained by MARTHE, a modeling of rainfall-flow and rainfall-groundwater level was performed on two watersheds, the Cailly (84 km²) in the Seine Maritime department and the Risle (1739 km²) in the Eure department (Fig. 1). GARDENIA model (Thiéry, 2003) simulates the water cycle, since the precipitation on a catchment to the flow at the outlet. This model was applied in the Somme basin during the flood (Pointet et al., 2003). The model is a reservoir model, considering input data and output (groundwater level or discharge at outlet). The analogy between the exponential appearance of reservoir emptying and the river or spring drying, can represent the hydraulic behavior of a watershed by a set of reservoirs emptying into each other. Modeling the relationships between rainfall-runoff or rainfall-groundwater level, thus, involves many parameters defined for a watershed or a homogeneous entity within a watershed. By definition, these parameters can not be measured, but must be adjusted to a common observation period rainfall and runoff and groundwater levels. This calibration phase of the model is performed automatically by the software under the control of the user.

4- Upper Normandy modeling

In this section, the distributed model results obtained with MARTHE under steady state for 2006 period will be presented. At first, we discuss the 2006 features. In the aim to achieve a digital groundwater map, the BRGM conducted a piezometric measurement campaign of the unconfined chalk aquifer in Upper Normandy. The measurement campaign was conducted during one month in autumn 2006, to obtain a set of synchronous data representative of a severe groundwater low flow

(low water situation). This year corresponds to the low water conditions in the region. As a result of an important work of data critical analysis, 9315 points were available on the 2006 data set. These data were interpolated by kriging in order to obtain the groundwater level.

4.1- Model building

Medium geometry

The modeled domain is a monolayer system discretized by 47216 meshes of 1000 m side. The topography is available as a digital elevation model (Fig. 2A). Elevations range from 0 to 350 m. The chalk substratum was introduced in the model (Fig. 2B), however no hydraulic conductivity field map was available to be introduced in the model. . Later, it is explained how this important parameter for modeling is programmed (parameterized).

In this study, we noted the difficulty in positioning the karstic drains within the geometry of the model due to the small size of drains and due to a lack of information throughout the modeled territory. This difficulty is overcome by introducing the information of studied areas into the permeability field. Unfortunately, the important tracer experiments in the region do not prejudice the real internal geometry of karst conduits networks of the region.

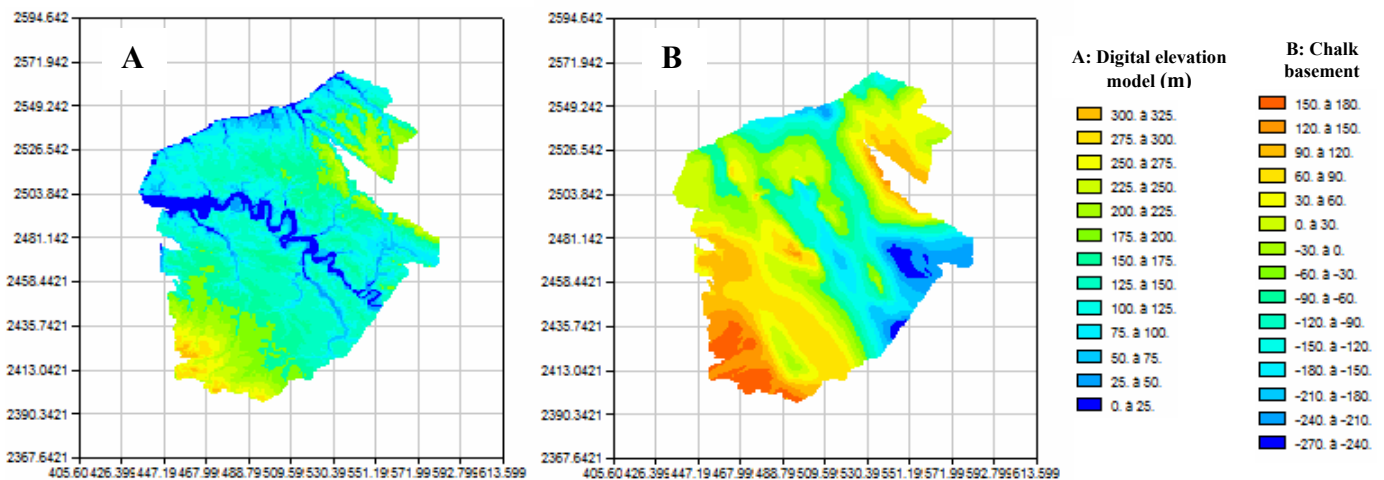


Figure 2: A, the digital elevation model used is a DEM by steps of 1 km; B, chalk basement, the interpolation was done using the Geographic Information System from data boreholes (BSS database: Banque des données du Sous-Sol)

Hydrodynamic parameters

Hydraulic data are available, due to pumping tests. 209 values of transmissivity covering the whole region are available. Due to a lack of data of in situ calculated permeability, the permeability was deduced from data of transmissivity, $K = T / E$ (E permeability, T: transmissivity and E: aquifer thickness). A permeability zonation in the whole study area was carried out considering unsaturated

zone thickness, aquifer thickness and available hydraulic conductivity in order to better constrain permeability on the regional scale (Fig. 3).

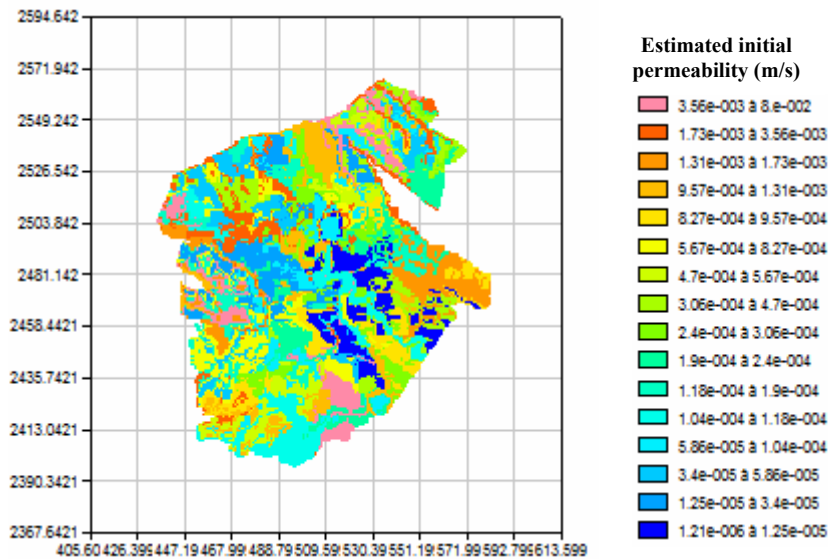


Figure 3: Initial permeability derived from the Combination of information from the unsaturated zone thickness and available hydraulic conductivity

Boundary conditions

The boundary conditions considered here are (Fig. 4):

- Northwest meshes (the coast line)

Limit of imposed hydraulic head corresponding to the sea level, with an average of 0.07 m in 2006.

These data were measured at the station of Le Havre. (Source: Climate Explorer web site).

- Southeast meshes (at the Seine)

The imposed hydraulic head at the Seine corresponds to the Seine discharge average in 2006 measured at Poses: Q (average): 417.65 (m³/s). Beyond the Seine river bed (North / South of the river), groundwater level in 2006 was considered as imposed hydraulic head.

At the rest of the field periphery, the boundary conditions are characterized by a null flux (no external supply).

We deduced the water volumes that have not contributed to the recharge, including abstracted volumes in 2006 for various uses at boreholes (Fig. 4): Drinking Water Supply (150141782.2 m³/year), Irrigation (2731333 m³/year), and industry (20859238 m³/year).

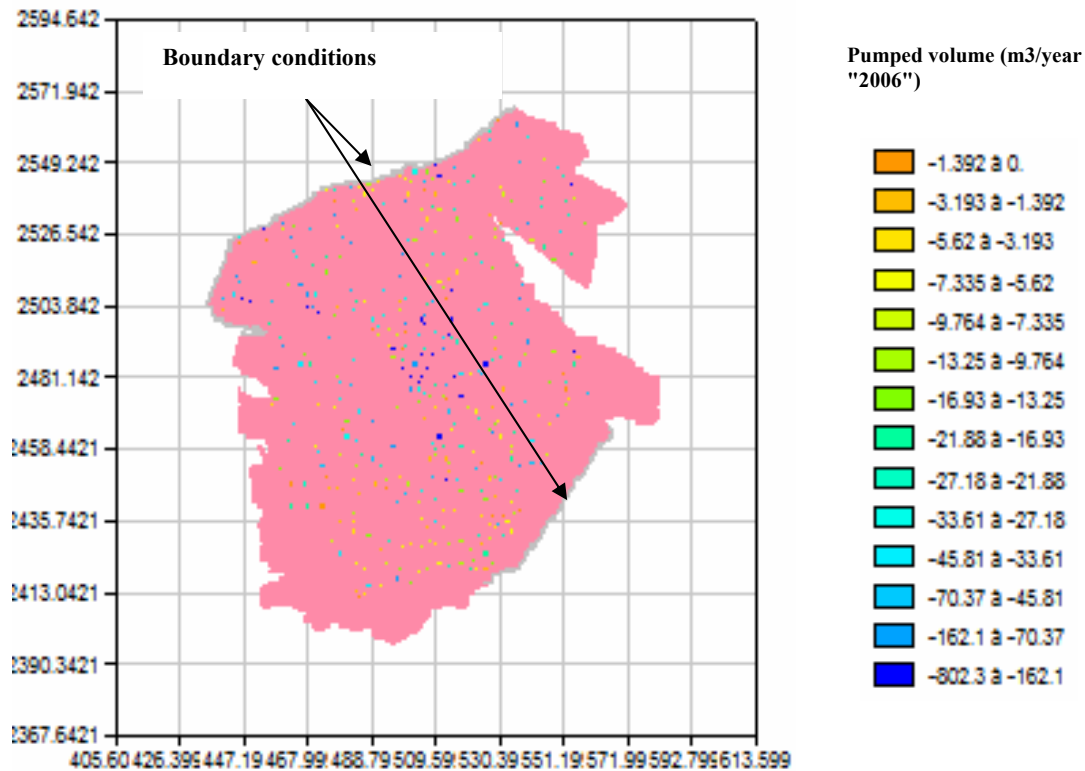


Figure 4: Boundary conditions imposed on the system with the chalk groundwater pumped volume in 2006 (in m3) for need to water supply, industry and irrigation

4-2- Simulations

The effective rainfalls are composed of runoff and infiltration. In the case of karst systems, runoff is often negligible: during a rainfall event, most of the rainfall infiltrates or evaporates, or product runoff that infiltrates before leaving the system feeding area (through sinkholes for example). For simulations, all effective rainfalls are considered occurred in the form of infiltration (no runoff).

First simulation

For the first simulations, the parameters of the water balance calculation will be considered homogeneous on the basin. A uniform distribution rainfall throughout the study area is considered. We present simulation results with a rainfall of 100 mm throughout the territory.

The calibration was based on the 2006 groundwater map (Fig. 5A). The simulated groundwater levels were compared with measured groundwater levels to judge the modeling quality.

The distributed model as MARTHE can generate head maps, which presents the obtained head at the end of simulation (Fig. 5B). Modeling results presented here based on a significant number of simplifications is more or less representative of the actual distribution of head of the chalk aquifer of the studied area.

By subtracting the calculated head and the observed head, we get a head difference map showing all areas with a significant difference between the observed and calculated heads and gives areas

overestimating or underestimating the head (Fig. 5C). The results show that there are still many areas with problems. Beyond interpolated groundwater map, we undertaken an investigation of groundwater levels at a large number of wells served as field measurement in 2006 companion. Of the 492 measured observation boreholes in 2006, a good correlation was obtained between the observed groundwater values and the simulated groundwater values (Fig. 6). This diagram shows a relatively good result of the model.

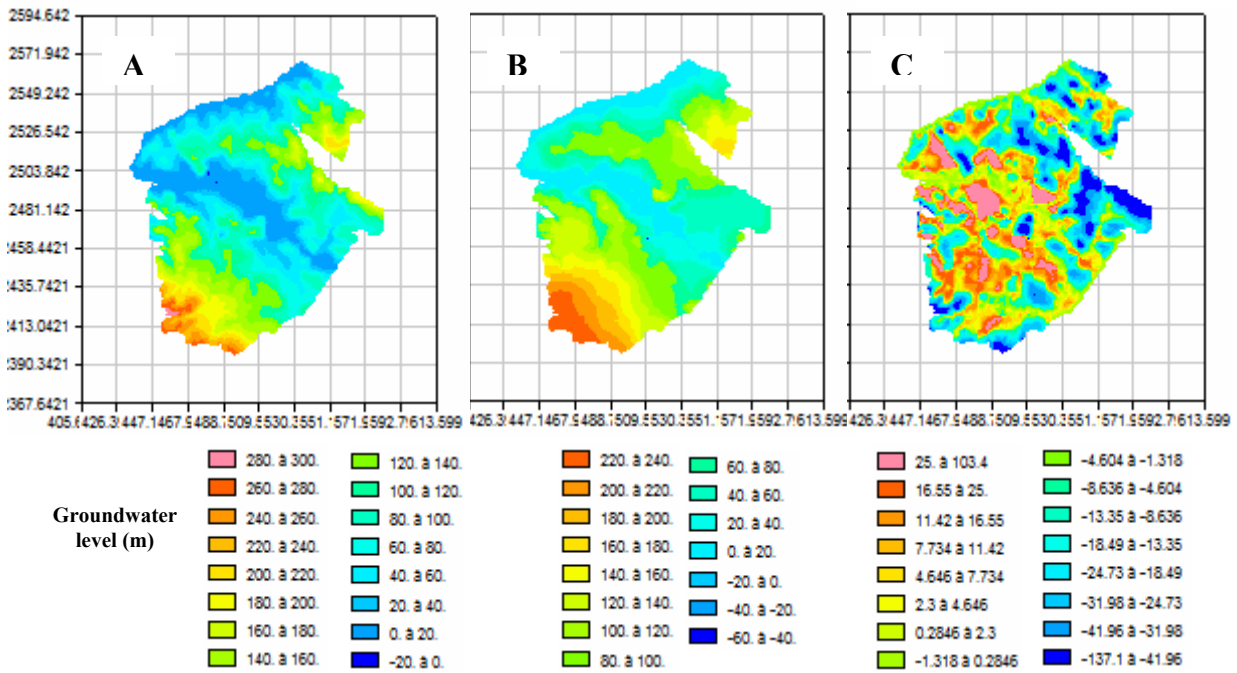


Fig.5: A, 2006 observed groundwater map. B, the first simulation of 2006 groundwater map. C, head difference map

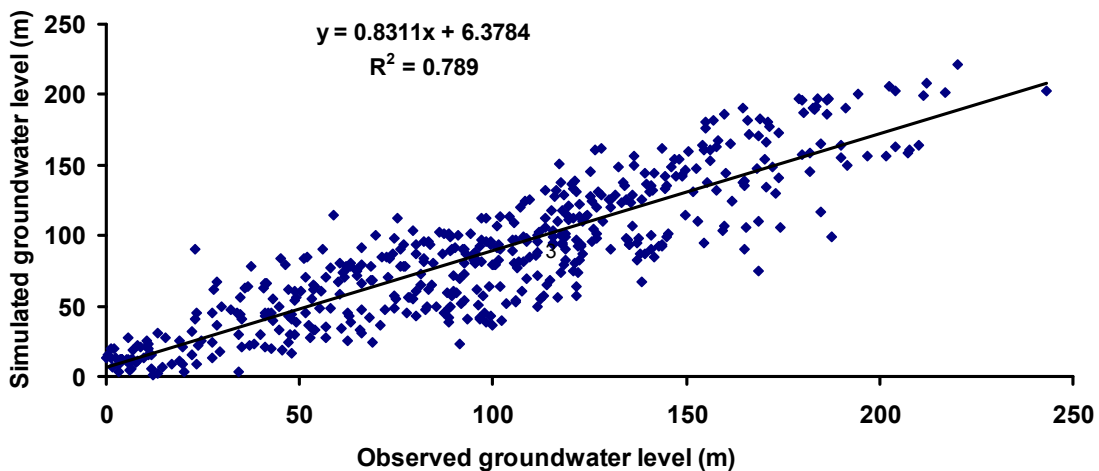


Figure 6: Correlation between groundwater values measured during the 2006 field companion and calculated values of these boreholes after a first MARTHE model simulation

Last simulation

Several simulations were carried out with the aim of improving the calculated head shown above, but the result has not improved either. All performed simulations cannot be presented here. In this section, the last simulation is presented, the first and last results are compared, and finally, the differences and what needs to be improved will be discussed.

From the first results, it appears that the critical information is the spatial distribution of hydraulic conductivity; for this reason, modifications have been applied on the map of hydraulic conductivity on the area overestimated or underestimated by always keeping the logic difference of hydraulic conductivity between plateaus and valleys (Fig. 7A). Then, it also appears that the second important information which should be modified is the quantity and spatial variability of rainfall. We have therefore introduced a realistic spatial distribution of average rainfall from 1946 to 2001 (Fig. 7B).

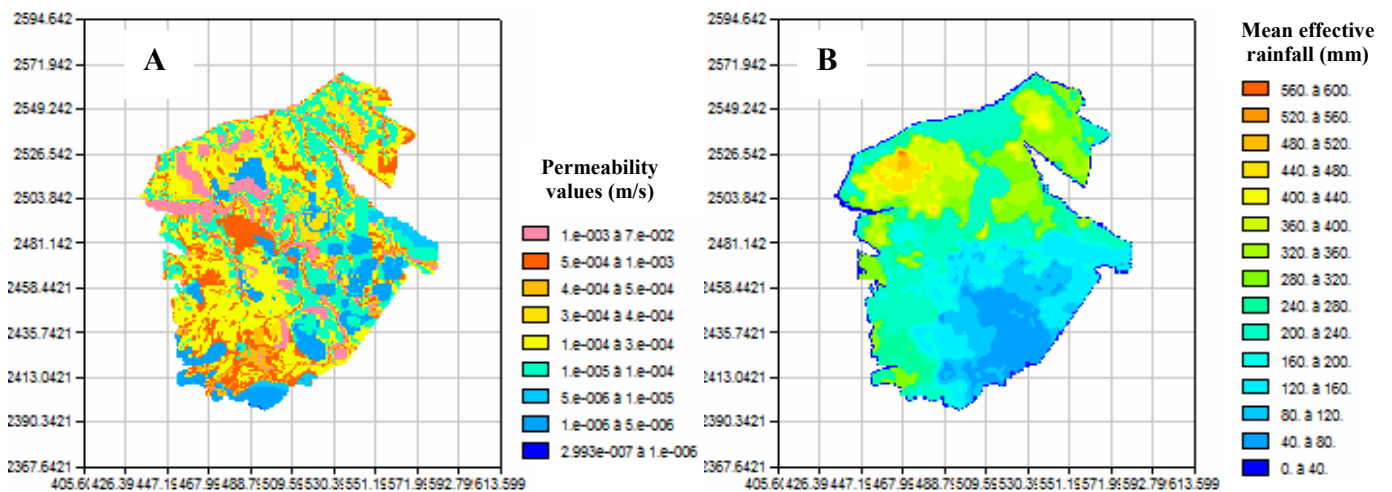


Figure 7: A; permeability map modified according to the location of underestimated and overestimated areas detected in the head difference map. B, Effective average rainfall from 1946 to 2001 (Data of Mété-France)

The calculation with these new parameters was launched, the results are presented in figure 8A. If we look at the head difference, we note that the early under or overestimated areas have narrowed considerably (Fig. 8B). The 2006 groundwater map is better reproduced. The measured values at the wells in 2006 are checked. A very good correlation is obtained between the observed groundwater values and the simulated groundwater values (Fig. 9). A marked improvement is noticed between the two simulations, the modified parameters (realistic distribution of effective rainfall and the modifications in the spatial map of hydraulic conductivity) have played a major role in improving the performance of the model.

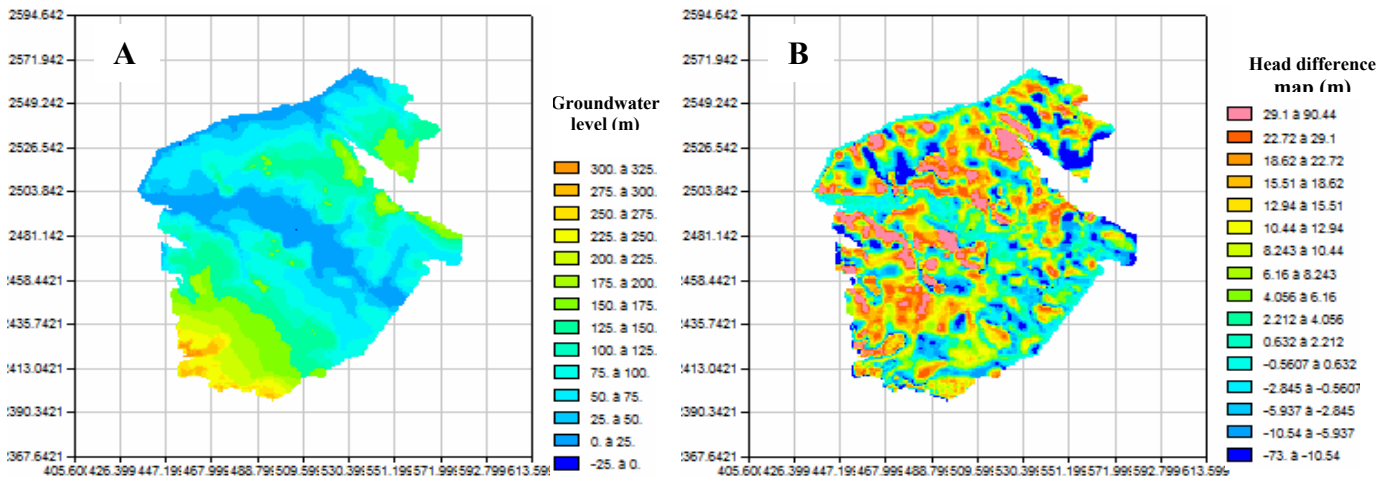


Figure 8: A, last simulated groundwater map; B, last head difference map (last simulated head-observed head)

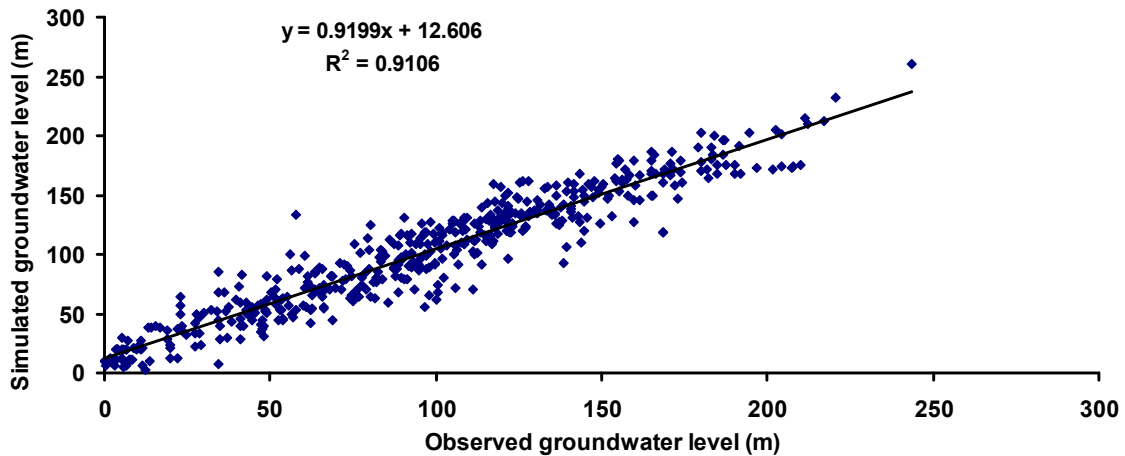


Figure 9: Correlation between groundwater values measured during the 2006 field companion and calculated values of these boreholes after the last MARTHE model simulation

5- To improve meshed distributed model (MARTHE) results by introducing reservoirs model (GARDENIA) results

After numerous simulations, it appears that the estimated recharge is not really these corresponding to the studied aquifer. In this section, an alternative modeling approach, a reservoir model (GARDENIA) was coupled to that provided by MARTHE in order to improve the obtained results. This model will be used in two different watersheds in the region, the Cailly in the North and the Risle in the South. First, the results of modeling on the two basins will be presented. Next, once the model calibrated, the calculated recharge will be discussed for the two selected watersheds, the result difference as well as the usefulness of this approach in the understanding of such complex system will be discussed. The introduction of the results of the reservoir model Gardenia to the mesh distributed model MARTHE is then presented and discussed.

5.1- GARDENIA results

In the aim of improving the hydrogeological functioning knowledge of the two considered watersheds in this study, rainfall-runoff and rainfall-groundwater level modeling was conducted using GARDENIA reservoir model. This model focuses specifically on the following aspects: establishment of a hydrological budget for each basin and especially the evaluation of the aquifer natural recharge. After calibration, GARDENIA is used to quantify the various components of the established hydrological budget, namely: real evapotranspiration, runoff, infiltration and recharge, as well as, GARDENIA allows the separation of the different components of the flow, slow flow and quick flow. GARDENIA model results applied to the Cailly watershed (Fig. 10ab) and to the Risle watershed (Fig. 10cd) show that:

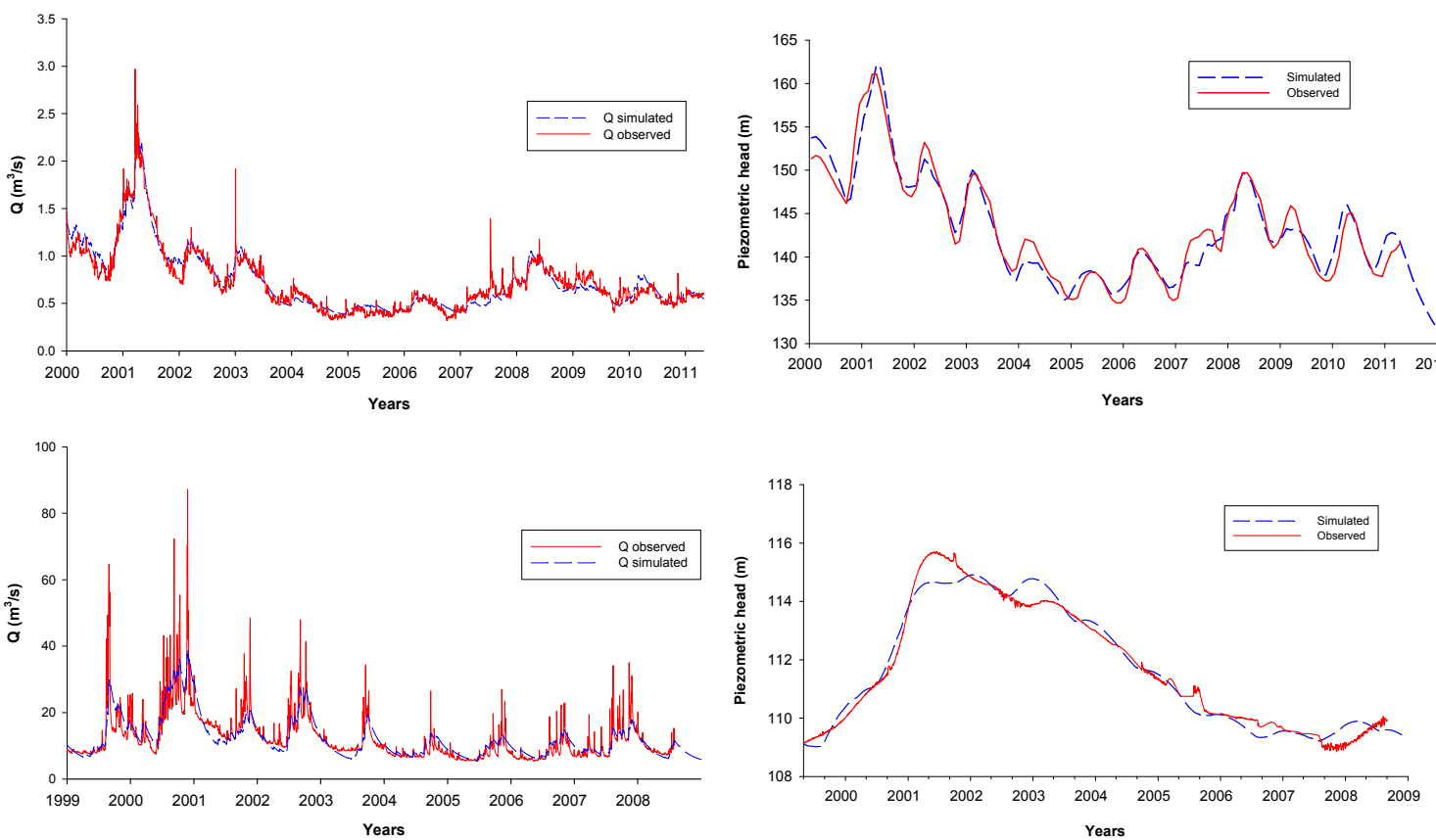


Figure 10: GARDENIA model results applied to the Cailly watershed (a&b), (a): Cailly flow simulation ,(b): Rocquemont groundwater simulation; and to the Risle watershed (c&d), (c): Pont Authou flow simulation ,(d): Goupilière groundwater simulation

- Observed and simulated piezometric level and discharge are very similar.
- A satisfactory agreement in time between the maxima observed discharge and the maxima calculated discharge, and between the simulated level and the observed level.
- Rise and recession are correctly simulated or with slight over- or underestimation.

In general, calibration is considered satisfactory for both watersheds.

Considering the different components of the hydrological budget, for Cailly watershed, we note that quick flow is generally much lower than slow flow and recharge except in 2001 (corresponding to the rainy year) exceeded them both (Fig. 11a). For the Risle watershed, absence of recharge is observed, the slow flow is null, there's only recording of fast flow (Fig. 11b). The case of this basin is an example of GARDENIA limit. The Risle watershed is very large and especially complex. The downstream of the basin is strongly supported by the groundwater where it increases due to a decrease of the aquifer thickness. There is also the presence of a water loss on Grosley-sur-Risle located downstream of an anticline where the groundwater is then deeper under the river perched.

These results highlight the differences between the watersheds of the North and South of the region as well as the limits of a reservoir model applied at a regional context. Regional geomorphological characteristics are very different in the North or in the South of the Seine (Laignel, 2003). In the North, the plateaus are strongly dissected by active valleys and small dry valleys, while in the South, the vast plateaus are characterized by a very poor hydrographic network without hierarchy (Hauchard et al., 2002). Indeed, the Eure department is little dissected by hydrographic network; only two major rivers, the Risle in the West and the Eure department in the East, with their tributaries.

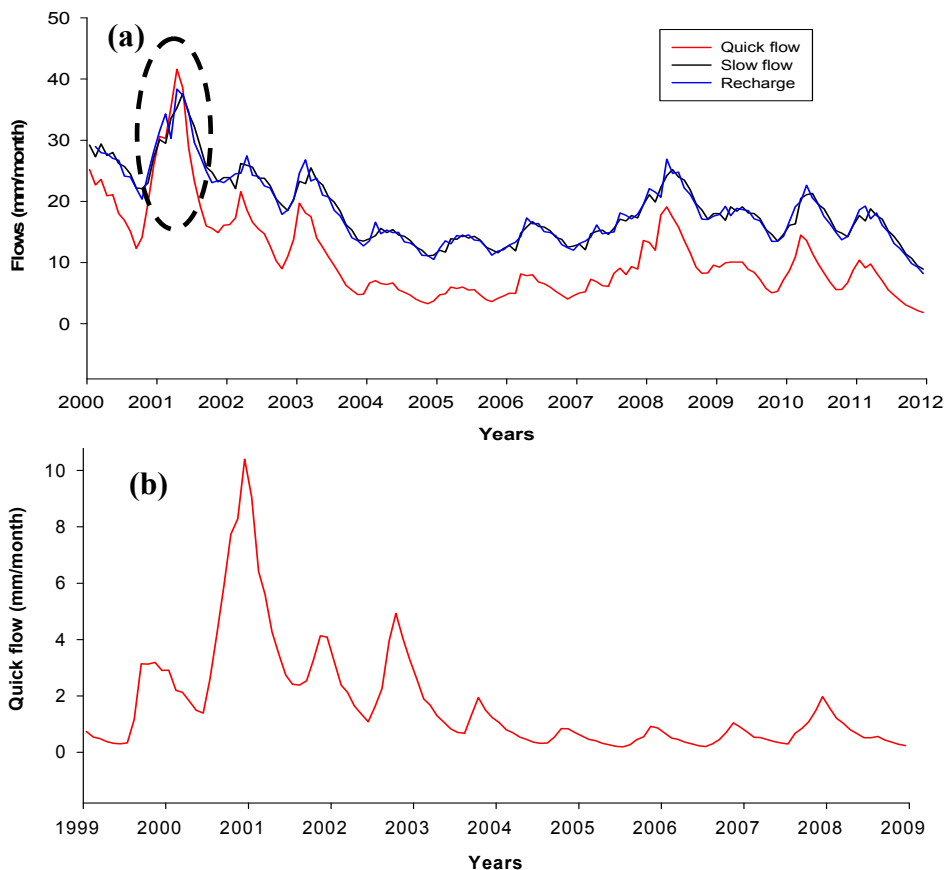


Figure 11: (a); different components of the hydrological budget of Cailly watershed, presentation of three components: quick flow, slow flow and recharge; (b): only quick flow component is presented in the Risle

5.2- Including GARDENIA results in MARTHE

Natural recharge was calculated by GARDENIA for only the Cailly watershed. In 2006, the recharge at Cailly is about 248 mm. This value has been integrated into MARTHE in order to analyse the changes. The result is shown in Figure 12, a significant improvement of the model is observed in the Cailly watershed, this implies the importance of using two models to improve the results of one of them, but without forgetting the limits of this model for large watersheds.

In the next section we discuss how we can further improve the model simulation mainly in areas where GARDENIA is not very effective, ie the complicated areas such as the Risle watershed.

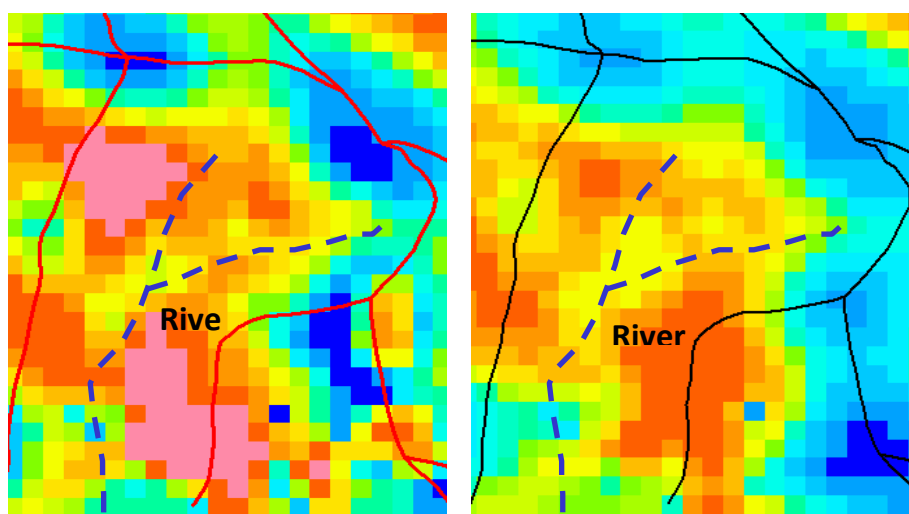


Figure 12: Example of improvement of MARTHE modelling using GARDENIA-derived recharge applied to Cailly watershed

5.3- Knowledge of the study environment and modeling

In this section, we show that from a knowledge of the geological setting and groundwater flow, modifications of physical parameters such as hydraulic conductivity of the medium in order to achieve a good simulation without changing the initial structure of the model are possible. The profile (Fig. 13) highlights the major regional flows and distribution. For this profile, three flow directions can be distinguished. The first one, from the south of the study area to the Seine River, the second direction from the right side of the Seine River to the Seine and the latest flow direction called the Southeast-Northern coastal watershed (El Janyani et al., 2012). As it is notable, large variations in aquifer thickness are related to variations of the depth of the chalk base as well as to the geologic structure. Several structural features mark the region (Wazi, 1988; Hauchard et al., 2002).

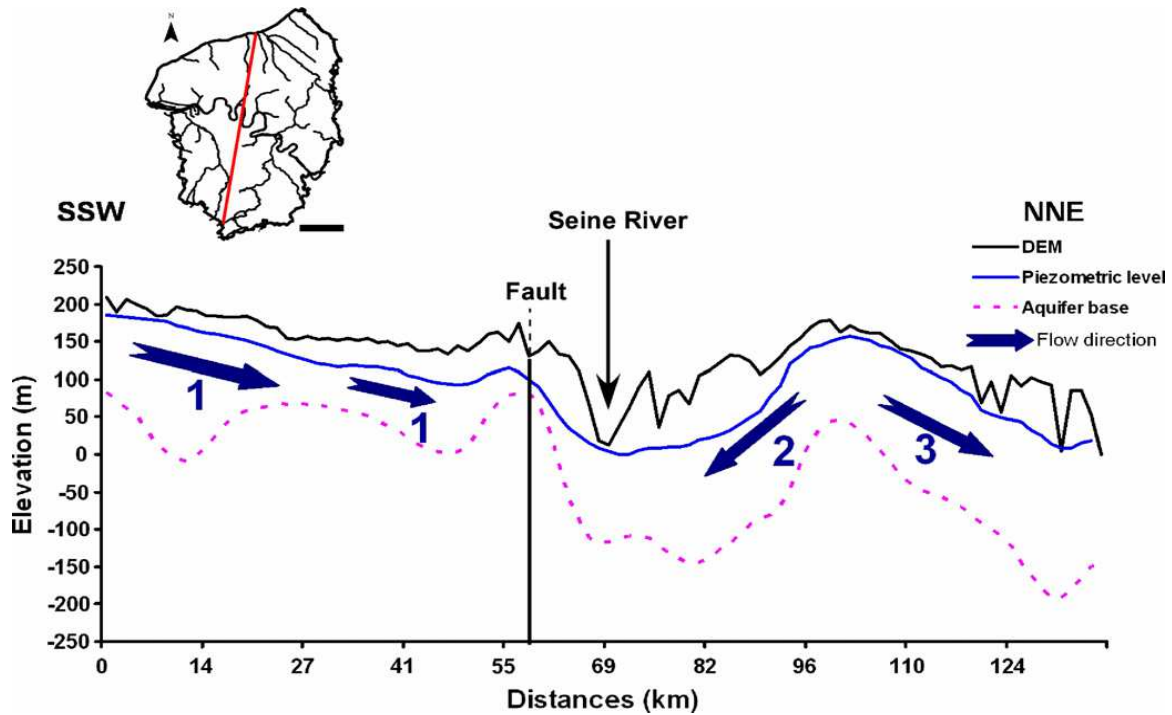


Figure 13: Topographic profile from the south to the north of the upper normandy region (in El Janyani et al., 2012), showing large flows and aquifer thickness across the region

This profile crosses some structural features as well as dry valleys including the fault (Fa) in Figure 14a, which is a major fault called "Oison" in the Eure department. The case of these faults is treated here, in addition to the (Fb) fault, called "Fécamp-Lillebonne fault" as a major tectonic fracture of the Seine Maritime department (Fig. 14b). The choice of these two faults has been guided by the results of the last simulation, in particular, the results shown by the head difference map.

- In the case of (Fa) fault: the head difference map shows that in this area, the head is overestimated. In this case, the fault is perpendicular to groundwater flow (Fig. 14a), which constitutes a barrier and promotes karstification (abundance of karst conduits) which implies an increase in hydraulic conductivity to solve the problem of overestimation.

- In the case of (Fb) fault: the head difference map shows that in this area, the head is underestimated. In this case, the fault is parallel to groundwater flow (Fig. 14b), which does not block the water flow involving here in upside of the other cases, a decrease in the hydraulic conductivity to solve the problem of underestimation.

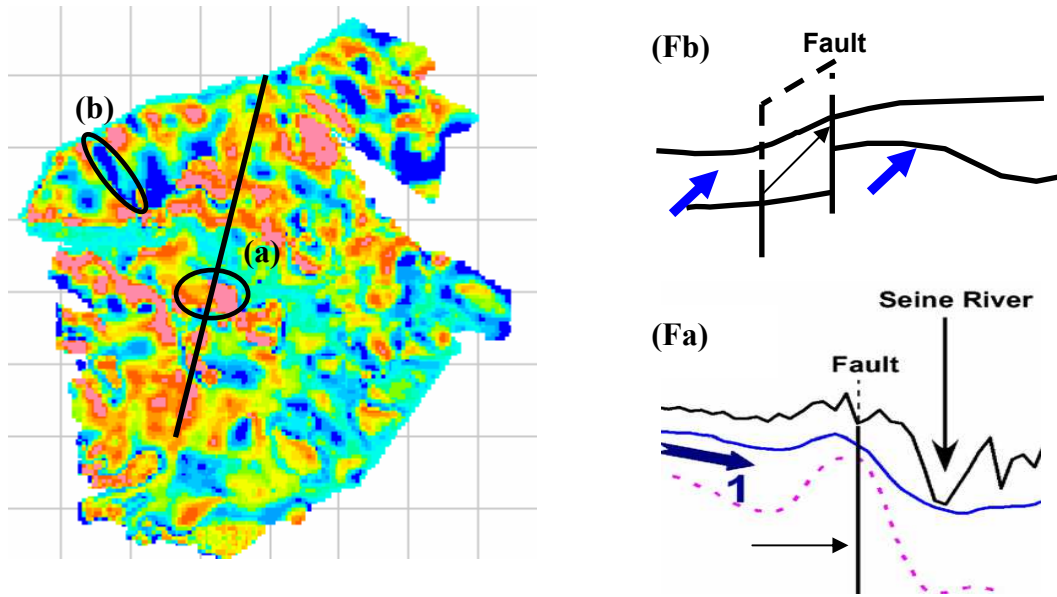


Figure 14: Influence of structural setting on the distribution of hydraulic conductivities; (a): the case of overestimated area; the fault is perpendicular to groundwater flow (Fa), (b): the case of underestimated area; the fault is parallel to groundwater flow (Fb)

Conclusion

Flow heterogeneities in karst system are difficult to represent in a model. This study was conducted in a chalk karst context of the Upper Normandy region; it exhibits distributed modeling tests using the MARTHE model and the application of the GARDENIA reservoir model (© brgm) at two sites in the region. MARTHE was applied to reproduce the 2006 piezometric map, which corresponds to low water in the region, despite being a steady model several difficulties have been raised during the model calibration, and despite the efforts made to integrate all field informations, it serves as an example of a relatively simple approach to the groundwater flow modeling in a complex karst (karstic drains were not integrated).

MARTHE results showed a similarity between the observed and the calculated heads. Improvements of the model were performed by changing physical parameters, mainly the recharge and the hydraulic conductivity on specific locations. Hydraulic conductivity was modified based on the results of the difference head map (calculated and observed) for each simulation. GARDENIA was used to calculate the natural recharge at two different watersheds in the region, only recharge at the Cailly watershed was calculated (in the North of the Seine), for the Risle watershed, GARDENIA was not able to calculate the recharge considering the size of this watershed (area of 1739 m²) and especially given its structural and karstic complexity. Following this, other ways of improvement were proposed based on the functioning knowledge of the environment, namely structural aspect in areas which keeps causing calibration problems.

Upon completion of this work, a number of perspectives can be enumerated. These perspectives are presented in ascending order of priority.

- 1- Integrating rivers in the model to consider hydraulic exchange between runoff and groundwater,
- 2- Significant improvement of MARTHE model using GARDENIA, but requires estimating aquifer recharge for all major watersheds of the region,
- 3- Take into account the influence of structural setting on the distribution of hydraulic conductivities (contribution of karstic drainage) based on morphostructural analysis,
- 4- Acquisition of new information on the distributed parameters across the catchment.
- 5 - Possible improvement of distributed modeling taking into account the epikarst, within a multi layer model,
- 6 - Once the model is calibrated and validated in permanent regime, development in transient regime.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge financial support from the Regional Council of the Haute-Normandie Region and the BRGM. We also thank Mr. D. Thiéry for his contribution to the first simulations of GARDENIA global model.

Conclusion partielle

Nous avons démontré dans cette partie, d'un côté, la difficulté de modéliser l'aquifère de la craie, et de l'autre côté, les différents paramètres qui influencent cette modélisation.

Les résultats du modèle MARTHE en régime permanent appliqué à toute la région pour reproduire la piézométrie de 2006 montrent une reproduction globalement acceptable du niveau piézométrique, avec une bonne modélisation des grandes directions d'écoulements. Des améliorations ont été apportées aux premiers tests de modélisation selon différentes manières. D'abord, en changeant les paramètres physiques du milieu à savoir, la distribution spatiale de la perméabilité (différences amont/aval hydraulique; développement de karst....) et les valeurs de la recharge de la nappe (introduction d'une distribution spatiale réaliste de la recharge...). Ensuite, les résultats du modèle MARTHE ont été couplés à une démarche de modélisation plus simple, basée sur un modèle à réservoirs "GARDENIA" appliquée à l'échelle de deux bassins versants (le Cailly et la Risle). Les résultats obtenus sont les différentes composantes d'écoulement (quick flow, low flow) et surtout une recharge réelle du bassin versant. Pour Cailly, les résultats ont permis d'améliorer la piézométrie de 2006 à cette échelle, cependant pour la Risle, le modèle n'a pas permis d'évaluer la recharge au vu de la taille du bassin (1800 km²) et aussi de l'abondance de conduits karstiques dans cette zone. D'autres améliorations du modèle régional sont proposées en considérant le contexte structural de la région: introduction d'un aquifère épikarstique dans un modèle à plusieurs niveaux aquifères, introduction du réseau hydrographique pour la prise en compte des relations nappe-rivière, introduction de conduits karstiques basés sur l'analyse morphostructurale de la région.

SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Synthèse, conclusions et perspectives

L'objectif principal de cette thèse était focalisé sur la compréhension des mécanismes de la karstogenèse à l'origine des bétoires particulièrement nombreuses dans la région Haute-Normandie, et sur leur influence sur l'organisation des écoulements au sein de l'aquifère de la craie. Concernant la compréhension des mécanismes de la karstogenèse à l'origine des bétoires, l'objectif était d'analyser la position des bétoires par rapport à des éléments géomorphologiques, géologiques et structuraux. Des analyses spatiales et statistiques ont été réalisées à cet effet. L'influence des bétoires au niveau du karst d'introduction sur l'organisation des écoulements a été étudiée en menant des analyses spatio-temporelles statistiques des variations piézométriques en fonction de leur localisation (plateaux versus vallées) et des méthodes de traitement des séries chronologiques. Une modélisation distribuée couplée à une modélisation de type réservoir pour améliorer les termes d'entrée a été réalisée, afin d'intégrer les résultats des analyses précédemment citées, notamment les forçages climatiques et les processus de recharge de l'aquifère. Une synthèse des résultats des différents aspects évoqués dans ce travail est présentée avec une discussion autour du principal objectif de ce projet ainsi que les perspectives qui en découlent.

Les réponses hydrologiques de l'aquifère de la craie au signal climatique régional

Les méthodes d'analyses de séries temporelles ont été utilisées pour caractériser la variabilité des variables hydrologiques à court et long terme. Les composantes spécifiques responsables en grande partie de la variation du niveau des eaux souterraines ont été identifiées ; l'origine de cette variation et la quantification de son amplitude relative ont été examinées.

Dans la région Haute-Normandie, le cycle annuel du signal pluie est sensiblement plus fort que celui de la NAO, et ce signal est d'autant plus renforcé avec la pluie efficace qu'avec la pluie brute. En ce qui concerne les réponses hydrologiques, les cycles annuels et pluriannuels sont généralement bien marqués, le signal hydrologique des hauteurs d'eau présente un renforcement important du signal pluriannuel par rapport aux données de pluie et aux indices NAO, avec des effets retards plus ou moins fortement observés dans les spectres de phase. Le système hydrologique de l'aquifère de la craie apparaît comme un système réservoir à effet mémoire temporel et spatial : temporel du fait qu'il enregistre les excédents ou déficits annuels dans sa chronique pluriannuelle, et spatial parce qu'il intègre les circulations et le temps d'écoulement vers la Seine et vers les zones côtières de la Manche. Dans ce contexte, les réponses hydrologiques restent très diversifiées, les causes de cette diversité ont été analysées sur 40 piézomètres de la région Haute-Normandie, sur une période de 25 ans. La position géomorphologique (plateau/vallée) apparaît la plus déterminante, le rôle du drainage des karsts de restitution semblerait être à l'origine du renforcement des réponses événementielles et du cycle annuel observé pour les piézomètres de vallée ou à proximité immédiate de celle-ci. Pour les piézomètres situés au niveau des zones d'alimentation sur les plateaux, les tests statistiques ont permis de mettre en

évidence l'influence de trois paramètres hydrologiques et géologiques: la puissance de l'aquifère, les épaisseurs des argiles à silex et de limon de plateau, en plus de l'importance des gradients hydrauliques et de la distance des écoulements. Conformément à Slimani et al. en 2009 qui ont décrit la diversité de quatre piézomètres de part et d'autre d'une faille, en fonction du compartiment affaissé ou soulevé, la puissance de l'aquifère exerce un rôle dans l'importance de la variabilité annuel du signal. Conformément à Jardani et al. en 2007 qui ont démontré le rôle du stockage transitoire des eaux dans les formations superficielles, l'épaisseur des argiles à silex semble avoir une influence sur la variabilité annuelle du signal piézométrique. Cependant les limons des plateaux peuvent fournir une capacité de rétention qui pourrait également influencer l'importance des variations annuelles et pluriannuelles dans le signal hydrologique. Néanmoins, il apparaît qu'aucun de ces paramètres ne soient directement déterminants sur la réponse du système hydrologique, la grande diversité des réponses hydrologiques provient de la conjonction des variations spatiales de chacun de ces paramètres.

A partir de ces résultats, nous nous sommes attachés à quantifier le rôle des structures sur la recharge et sur les modalités d'écoulement au sein de l'aquifère de la craie, en étudiant l'organisation des écoulements à l'échelle de bassins versants et leurs réponses hydrologiques.

Le rôle des structures karstiques dans la recharge et les modalités d'écoulement de l'aquifère

Dans cette partie, basée aussi sur une analyse statistique des séries temporelles, nous avons étudié les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant depuis les entrées pluviométriques à la configuration de la recharge et les modalités d'écoulement le long d'un transect amont-aval au sein de l'aquifère karstique de la craie de la région Haute-Normandie. Pour surmonter l'influence du contexte géologique sur l'écoulement souterrain, nous avons sélectionné deux petits bassins versants appartenant au même compartiment structural. Nous rappelons que dans ce contexte régional, les plateaux occupent la plus grande partie de la surface et sont le lieu principal de la recharge. Malgré la présence de nombreuses bêttoires, appellation locales pour les dolines, situées dans les thalwegs de plateaux, les séries chronologiques des eaux souterraines n'ont pas montré des réactions hydrologiques aux précipitations. Les résultats ont montré que l'amplitude des variations saisonnières et pluriannuelles qui sont les plus élevées en amont et, vers l'aval, diminue lentement sous les plateaux, conformément à la faible pente du gradient hydraulique de la zone saturée de l'aquifère de craie. En aval, à proximité de vallées, les gradients hydrauliques augmentent et la variabilité saisonnière des niveaux d'eau diminue. Dans les vallées, les variabilités saisonnières et pluriannuelles du niveau d'eau sont les plus faibles, mais les séries chronologiques de niveau d'eaux souterraines enregistrent de fortes hausses après des précipitations.

Ces résultats nous ont permis d'établir un modèle conceptuel qui prend en compte les porosités de la nappe de la craie, en particulier la porosité de fracture, et le rôle de conduits karstiques dans les écoulements des eaux souterraines. La dualité du réseau karstique est clairement illustrée par des

données hydrologiques avec: (i) les conduits verticaux du karst d'introduction en relation avec des dolines sur les plateaux et, (ii) les conduits sub-horizontaux du karst de restitution développé de l'aval à l'amont. Dans ce contexte, après de fortes périodes pluvieuses, les connexions entre le karst d'introduction et le karst de restitution peuvent expliquer l'évacuation rapide de l'excès d'eau par des sources karstiques. Dans ce cas, l'absence d'effet notable sur la nappe en amont suggère que la porosité de fracture n'est pas suffisante pour distribuer, en amont, l'excès temporaire de la charge hydraulique dans le karst d'introduction. En revanche, la porosité de fracture fournit des conductivités hydrauliques, capables d'enregistrer les flux plus diffus de la recharge saisonnière.

Les impulsions du cycle hydrologique sont ainsi transmises à des sources karstiques et aux rivières via la double porosité de fracture et de conduits du réservoir. Des vitesses d'écoulements peuvent être importantes, comme en atteste l'existence d'un gradient hydraulique de l'amont vers l'aval qui augmente à proximité des vallées. Cette évolution longitudinale des gradients d'écoulement peut être associée à la contribution des écoulements karstiques à l'écoulement général des eaux souterraines de l'aquifère de la craie, à l'échelle des bassins versants. Dans le cas de la nappe de la craie, les conduits karstiques représentent des volumes faibles et les flux latéraux répondent pratiquement à la loi de Darcy simplement modifiée par l'influence décroissante de la conductivité hydraulique de conduit de l'aval vers l'amont.

Cette approche karsto-hydrologique, à l'échelle des bassins versants, fournit des éléments pour la modélisation de l'écoulement, mais aussi pour le transfert des contaminants qui seront soit transportés rapidement en aval ou temporairement stockés dans les réserves en amont, moins bien drainées par le réseau karstique.

A la suite de ce raisonnement, nous nous sommes intéressés à présenter les implications de cette structure régionale sur la vulnérabilité de la ressource en eau et des modalités de transfert de polluants en prenant pour illustration le cas particulier des nitrates.

Les analyses de nitrates comme indicateur de l'influence de l'hétérogénéité locale et régionale dans l'aquifère de la craie

Dans cette étude, nous nous sommes intéressés aux concentrations de nitrates dans la zone saturée de l'aquifère crayeux de la Haute-Normandie. Nous avons réalisé un suivi de terrain de 11 forages situés de part et d'autre de la Seine: 6 forages au Nord au département de la Seine Maritime et 5 forages au Sud du département de l'Eure. Ces forages possèdent les mêmes caractéristiques du point de vue du contexte morphologique (contexte de plateau dans la partie amont des bassins versants), afin de pouvoir comparer leurs teneurs en nitrates. Des concentrations très élevées (70, 130 mg/L) ont été enregistrées dans le département de l'Eure, tandis que dans le département de la Seine Maritime, les concentrations en nitrates restent raisonnables (inférieures à 50 mg/L). A partir d'autres éléments, en particulier le suivi de profils de nitrates dans les zones non saturées de l'aquifère de la Craie, au Nord et au Sud de la Seine, nous avons montré l'absence d'un véritable front de migration des nitrates

suggéré par Crampon (Crampon et al., 1993). Nous avons montré que le degré de l'évolution de l'épikarst est le facteur important des mécanismes d'alimentation de l'aquifère, en particulier, en matière de contaminants. Le développement d'une karstogenèse favorisant le transit entre karst d'introduction (épikarst développé) et karst de restitution (favorisé par le drainage des vallées) permet la restitution d'eaux de surface ainsi que des apports superficiels en nitrates. Cela traduit l'importance du transfert par les réseaux de conduits karstiques.

Dans le département de la Seine Maritime, les gradients hydrauliques sont forts favorisant les connexions introduction-restitution. Le karst est probablement plus développé, où la densité de drains connectés est importante, à la faveur du renouvellement des ressources. Inversement, en présence d'un épikarst peu développé (pas de véritable karst d'introduction), l'infiltration diffuse favorise le transfert des nitrates et leur stockage dans des zones mal drainées. Par conséquent, une plus grande hétérogénéité de la géochimie des eaux de l'aquifère est observée. Suite à des augmentations piézométriques, les stocks d'eau de ces zones sont drainés vers les vallées. Ainsi une concentration de nitrates importante au niveau des karsts de restitution au niveau des vallées (rivières) est observée. Dans le département de l'Eure, les gradients hydrauliques sont faibles, les connexions introduction-restitution sont moins développées; les drains karstiques ne sont pas suffisamment matures pour être connectés aux vallées ; il en résulte un piégeage des nitrates dans cette zone. Les stocks de ces zones mal drainées peuvent être renouvelés par le transfert de nitrates issu de la partie supérieure de la zone non saturée. Enfin, un schéma explicatif de ce fonctionnement a été proposé.

Ces concepts fondamentaux mis en évidence permettent de mettre en oeuvre une modélisation hydrogéologique régionale distribuée en prenant en compte les résultats présentés précédemment concernant l'influence du contexte régional, l'organisation des écoulements souterrains et l'hétérogénéité de l'aquifère.

La conception d'un modèle distribué de l'aquifère de la craie intégrant les hétérogénéités et les différents contextes d'infiltration

Les hétérogénéités d'écoulement dans un milieu karstique sont difficiles à représenter dans un modèle. Dans cette partie, et dans le contexte crayeux karstique de la région Haute-Normandie nous avons présenté des tests de modélisation distribuée en utilisant le modèle MARTHE à l'échelle régionale ainsi que le modèle à réservoirs GARDENIA (© brgm) appliqué à deux sites de la région. MARTHE a été appliqué pour reproduire la piézométrie de 2006 qui correspond aux basses eaux dans la région (régime stationnaire). Plusieurs difficultés ont été soulevées lors du calibrage du modèle et malgré les efforts fournis pour intégrer au maximum toutes les informations du terrain, il reste un exemple d'une approche relativement simple de la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines dans un complexe karstique (les drains karstiques n'ont pas été intégré).

Les résultats du modèle développé sous MARTHE ont montré une similitude de recharge entre celle observée et celle simulée. Des améliorations du modèle ont été réalisées en modifiant des paramètres

physiques, principalement la recharge et la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique a été modifiée en se basant sur les résultats de différence de charge (calculée et observée) pour chaque simulation, au niveau de certaines zones.

GARDENIA a été utilisé pour calculer la recharge naturelle au niveau de deux bassins versants différents de la région, seule la recharge au niveau du bassin versant de Cailly a été calculée (au Nord de la Seine), pour la Risle, le modèle n'a pas permis de calculer la recharge au vu de la taille de ce bassin (surface de 1730 km²) et surtout au vu de sa complexité structurale et karstique. Suite à cela, d'autres pistes d'amélioration ont été proposées en se basant sur la connaissance du fonctionnement des écoulements influencée par la présence de failles..

Au terme de ce travail, un certain nombre de perspectives ont été proposées pour améliorer le modèle distribué MARTHE. Ces perspectives sont rappelées ici par ordre croissant de priorité:

- 1- Intégrer le réseau hydrographique dans le modèle pour simuler les relations nappe rivière,
- 2- Intégrer la recharge réelle pour la totalité des bassins versants de la région, calculée à l'aide de GARDENIA.
- 3- Prendre en considération les conditions structurales de chaque zone complexe à travers la région, ainsi que l'introduction de drains karstiques basés sur l'analyse morphologique de la région.
- 4- Acquisition de nouvelles informations sur les paramètres distribués à l'échelle du bassin d'alimentation.
- 5- Amélioration possible de la modélisation distribuée en prenant en considération l'épikarst (modèle multicouche).
- 6- Une fois le modèle permanent calé et surtout validé, un développement du modèle en régime transitoire est envisageable.

Influence de la karstogenèse sur le modelé morphologique des plateaux

Au terme de ce travail et en accord avec l'objectif principal de cette thèse, nous posons la question suivante: l'origine et le développement des bétoires si nombreuses en Haute-Normandie ?

Sont-elles des structures héritées du contexte régional ou la résultante d'une évolution hydrologique récente de la structure (une structure induite par le fonctionnement hydrologique)?

Les résultats présentés dans ce travail montrent que les bétoires actives se développent au niveau des talwegs des plateaux crayeux de la région Haute-Normandie.

La question est: les bétoires sont-elles à l'origine de la géomorphologie des plateaux ou la résultante d'une pré-organisation des écoulements dans le fonctionnement hydrologique?

Sachant qu'une pré-organisation des écoulements est à l'origine d'une accentuation des contrastes géomorphologiques (approfondissement des talwegs et réalisation d'une hiérarchisation des écoulements "vallées secs et ruisseaux temporaires") et elle est aussi derrière l'activation hydrologique des bétoires.

Les travaux antérieurs sur la Craie haut normande ont montré l'existence d'une structure "héritée" se développant au sommet des falaises littorales, appelées entonnoirs de dissolution (solution pipes) ou poches, entièrement comblés de formations meubles de plateaux. Ces entonnoirs de dissolution ont fait l'objet de plusieurs études, en France et en Europe occidentale, axées principalement sur la description des types de remplissage, les circulations hydrogéologiques et les problèmes de stabilité de terrain (Bonte, 1963; Lautridou, 1968; Klein, 1974; Dewolf, 1982; Rodet, 1992; Quinif et al., 1996).

Une synthèse récente a été réalisée par Costa et al., 2006 sur la répartition quantitative de ces formes régionales ainsi que sur les paramètres responsables de cette spatialisation dans les craies du littoral du nord-ouest de bassin de Paris. Ils ont montré que les entonnoirs de dissolution sont répartis en fonction de la distribution spatiale des formations superficielles cénozoïques (altérites et dépôts sablo-argileux tertiaire), en fonction des variations régionales et temporelles du niveau de base et de la fréquence de la fracturation. La genèse de ces entonnoirs est héritée d'un contexte morphodynamique et climatique et de gradients hydrauliques bien différents de l'actuel puisque le modelé morphologique actuel est hérité du Quaternaire et plus particulièrement de la fin du Quaternaire : l'importance de cette histoire géomorphologique régionale sera discutée dans l'alinéa suivant.

Nous avons montré précédemment via l'implantation des piézomètres dans les dépôts superficiels, la présence d'une zone saturée. Au niveau local, en fonction de la topographie, le niveau de l'eau peut atteindre la surface du sol et favorise le ruissellement local. En accord avec les auteurs qui ont décrit les aquifères perchés (Murray et al., 2003), les formations superficielles dans la zone d'étude sont le site d'un stockage de l'eau correspondant tout à fait à l'aquifère perché évoqué par Lautridou (1993).

Jardani et al., (2006 et 2007) ont décrit des gradients hydrauliques proches des dolines (bétoires), mais n'ont pas pu définir précisément la géométrie de ce système hydrologique: la base de l'aquifère perché correspond-elle à la diminution de la conductivité hydraulique de l'argile à silex ou à l'interface entre la craie et l'argile à silex? Les données géochimiques ont permis de répondre à cette question de la limite inférieure de l'aquifère perché étudié: dans les formations superficielles dépourvus de carbonates, l'origine des carbonates dans ces eaux hypodermiques doit être issue de la dissolution à l'interface craie-argile à silex. Cette observation conduit à la conclusion que l'altération de la craie sous-jacente est toujours active et que les produits de dissolution diffusent dans la colonne d'eau de cet aquifère perché. La karstogenèse est donc active.

D'un côté, nous avons une structure héritée et de l'autre, nous avons une karstogenèse active; la conjonction de ces deux paramètres fait que, en présence de l'eau, les formes existantes des entonnoirs de dissolution sont fragilisées et réactivées.

Dans les plateaux, les thalwegs les plus marqués correspondent, aux zones de bétoires actives (influence morphologique liée au soutirage des matériaux superficiels retrouvés par les spéléologues dans les conduits karstiques sous forme de remplissage).

Même sans la présence de ces formes héritées, l'accumulation de l'eau est un facteur primordial dans le processus de formation de bétoires; les résultats de la confrontation de la base de données bétoires

"actives" avec l'indice de Beven Kirkby viennent confirmer cette hypothèse. De plus, des observations régionales ont permis de recenser plusieurs cas d'ouverture et/ou réouverture de bétoires dans des bassins de rétention d'eau, stations d'épurations, bassins de stockage... Nous citons notamment le cas de la bétoire ouverte dans un bassin de rétention au lieu dit "Val-Postel" en 2001 et qui a été comblée ; cette bétoire s'est réouverte en 2003 suite à la mise en eau du bassin. Une première campagne géophysique a été menée dans ce secteur par la société Géocarta en 2003 (pour SERSAEP) afin d'estimer si cette bétoire était isolée ou résultait de la manifestation d'une zone à risque compromettant la réhabilitation du bassin. Les résultats ont montré en surface, la présence d'une forte anomalie de résistivité de 4m en profondeur et de 20m de large ; la bétoire s'est ouverte à l'aplomb de cette anomalie. Cette anomalie se présente sous la forme d'un chenal alluvionnaire. La deuxième campagne géophysique a été réalisée en 2004 lors de la mise en eau artificielle pour comprendre le devenir des eaux infiltrées dans la bétoire (direction de l'écoulement vers la nappe: verticalement ou horizontalement?). Suite à cette campagne, Geocarta a confirmé la présence d'un paléo-chenal dans l'emprise du bassin de rétention du Val-Postel. Ils ont mis en évidence une forte hétérogénéité structurale du sous-sol dans l'axe du thalweg.

L'histoire géologique et l'évolution de la karstogenèse et du fonctionnement hydrologique

L'histoire géologique de la région Haute-Normandie est caractérisée, globalement, par un creusement des vallées lié à la surélévation de la franche occidentale du bassin de Paris (ce qui explique, probablement, l'abondance des vallons secs et des ruisseaux temporaires dans la région) et l'ajustement par rapport au niveau de la mer. Les terrasses étagées de la basse vallée de la Seine témoignent des anciens niveaux de base locaux ; elles sont capitales pour la compréhension du système au cours du Quaternaire et permettent la reconstitution de la dynamique à la fois des encaissements et des déplacements de la Seine.

Lorsque les phases de remontée et d'abaissement du niveau de base se succèdent, la profusion des conduits accroît le contraste des gradients hydrauliques et favorise le développement des drains depuis les vallées, karst de restitution et étagement de celui-ci jusqu'au karst d'introduction (Rodet, 1991).

Donc, probablement, ce creusement a activé la karstogenèse notamment au niveau du karst de restitution qui est susceptible de recouper le karst d'introduction. Cette activité est à l'origine d'un potentiel développement des connexions avec des conduits "surdimensionnés" par rapport aux écoulements moyens ; des augmentations de vitesses de transfert prennent place, favorisant les restitutions d'épisodes turbides. La karstogenèse qui est accentuée ainsi par le creusement, a non seulement une incidence sur le karst de restitution mais aussi sur le soutirage au niveau du karst d'introduction.

Finalement, c'est l'histoire géologique qui explique le contexte plus particulier de la région Haute-Normandie par rapport à d'autres régions et à d'autres fonctionnements, notamment au Nord de la

France (Crampon et al., 1993; Hubert, 2001; Négrel et Pételet-Giraud, 2005), en Belgique (Brouyère et al., 2004; Orban et al., 2010) et en Angleterre (Headworth, 1972; Lee et al., 2006).

Les contrastes (ou soutirages) sont à l'origine du drainage karstique qui est à l'origine des variations de la piézométrie, avec les variations de gradient hydraulique, des anciennes vallées se retrouvent à sec, la perméabilité est suffisante pour qu'il existe une circulation souterraine rapide (sources d'Yport) sans réseau hydrographique actif. Dans ce cadre régional, les rivières constituent quasi-exclusivement la restitution des excédents locaux de la nappe de la craie. D'un point de vue hydrologique, le réseau hydrographique de surface perd son rôle d'organisation de l'écoulement au profit d'une circulation souterraine. Nous pouvons illustrer ce propos avec l'exemple de la rivière Risle dans l'Eure disparue subitement en juillet 2012 sur environ 8 Km, à cause d'une vaste bétoire qui s'est activée. La dynamique des écoulements de surface est influencée dans un tel contexte par l'organisation des écoulements souterrains.

Ces modèles d'écoulement s'appliquent-ils systématiquement à l'aquifère de la Craie d'une manière générale? la réponse est NON, du fait d'une hétérogénéité de l'aquifère, sans doute plus accentuée régionalement du fait du surcreusement final des vallées d'accès à la mer (fleuve côtier et drain de la basse vallée de la Seine). Cette importance de surcreusement final ne se retrouve pas dans d'autres contextes crayeux. Les études réalisées dans la craie du bassin de Londres, du département de la Somme et au Nord de la France, n'évoquent pas les mêmes problèmes rencontrés dans la région (Beckelynck, 1981; Caulier, 1974; Mania, 1978; Robaszynski et Amédéo, 2001; Lallahem, 2002). Il n'y a pas de problèmes d'épisode de turbidité aussi prononcés qu'en Haute-Normandie, pas plus de problèmes de génie civil associés à des effondrements au niveau de dolines. Ainsi, les observations faites en Haute-Normandie ne peuvent pas s'appliquer à l'ensemble de la Craie du Bassin de Paris.

Cette différence va avoir des implications sur les applications des modèles numériques classiquement utilisés. Contrairement aux collègues anglais, belges et du Nord de la France qui ont opté pour des modèles d'infiltration qui semblent fonctionner convenablement (Lallahem, 2002; Brouyère et al., 2004; Brouyère, 2006; Jackson et al., 2007; Habets et al., 2010), en région Haute Normandie, les modèles hydrologiques appliqués à l'aquifère de la craie doivent prendre en considération les spécificités identifiées dans ce travail de thèse. La dualité de la recharge doit être prise en compte.

Perspectives

L'étape ultérieure pour la poursuite de ce travail est sans doute de vérifier ces hypothèses. Les interprétations issues de ces travaux restent à conforter par des analyses régionales, tout d'abord, il serait intéressant de reprendre et analyser le rôle du contexte géologique régional, ses spécificités par rapport à celui d'autres zones et les conséquences sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la Craie. Quels sont les facteurs qui induisent la profusion régionale de bétoires en Haute-Normandie ? et comment adapter la modélisation des modalités d'écoulement pour pouvoir modéliser des scénarios

de changement climatique. Par exemple, une augmentation du niveau marin pourrait entraîner une diminution du gradient hydrologique et une modification des écoulements de surface, quelles influences sur le système hydrologique? En Haute-Normandie par exemple, comment une éventuelle augmentation du niveau marin influencera t-elle l'évolution des mécanismes de la karstogenèse ?

En terme de modélisation, plusieurs questions se posent: comment les modèles classiquement utilisés prendront en compte l'aspect de la karstogenèse? Est ce que la karstogenèse sera amplifiée ou pas? sachant que la capacité de dissolution est un problème complexe qui ne sera pas réglé totalement par des modèles hydrologiques qui négligent l'hétérogénéité de cet aquifère. Dans ce cadre, il faudrait probablement affiner la relation entre l'écoulement et la karstogenèse.

En terme de méthodologie, il est recommandé de choisir des méthodes de prospection adaptées aux différentes formes d'apparition de bétoires, notamment, la prospection géophysique qui permet de rechercher les bétoires en cours de formation (les bétoires sont souvent cachées) et de réaliser un cahier des charges de zones potentielles de développement de bétoires identifiées ou pas, en mettant en évidence, selon nos hypothèses, les stocks d'eaux dans les formations superficielles qui vont générer l'ouverture des bétoires. En terme de préconisation, cette démarche pourrait aider à prendre des décisions pour tous les aspects pratiques: assainissement, aménagement hydraulique...

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

-----A-----

- Abott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986.** An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen "SHE". *Journal of hydrology* 87:45-77.
- Ackerer, P., Delay, F., 2010.** Inversion of a set of well-test interferences in a fractured limestone aquifer by using an automatic downscaling parameterization technique. *Journal of Hydrology* 389 (2010) 42–56.
- Ambroise B., 1998b.** Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. 2: modélisation systémique et dynamique. *Rev. Sci. Eau*, 12(1), 123-153.
- Amboise, B. 1999.** La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, Facteurs, Modèles. HGA, Bucarest.
- Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Negrel, Ph., Petit, V., Pinault, J. L., and Pointet, T., 2002.** Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme, BRGM/RP-51827-FR, <http://www.brgm.fr/publication.jsp>, 184 pp., 83 Figs., 11 Tables, 5 Annexes.
- Anderson, M.P., 1990.** Aquifer heterogeneity—a geological perspective. In: Bachu, S. (Ed.), *Proceedings of the Fifth Canadian/ American Conference on Hydrogeology*. National Water Well Association, Dublin, Ohio, pp. 3 –22.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992.** *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc., New York.
- Andreo, B., Carrasco, F., 1999.** Application of geochemistry and radioactivity in the hydrogeological investigation of carbonate aquifers (Sierras Blanca and Mijas, southern Spain). *Applied Geochemistry* 14, 283–299.
- Andreo, B., Carrasco, F., Bakalowicz, M., Mudry, J., Vadillo, I., 2002.** Use of the hydrodynamic and Hydrochemistry to characterise carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit (Malaga, southern Spain). *Environmental Geology* 43, 108–119.
- Andreo, B. et al., 2006.** Climatic and hydrological variations during the last 117-166 years in the south of the Iberian Peninsula, from spectral and correlation analyses and continuous wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 324(1-4): 24-39.
- Andrieux, C., 1978.** Les enseignements apportés para la thermique dans le karst. Colloque de Tarbes, Le karst: son originalité physique, son importance économique. Association des Géologues du Sud Ouest (AGSO), France, pp. 48– 63.
- Angelini, P., 1997.** Correlation and spectral analysis of two hydrogeological systems in Central Italy. *Hydrological Sciences* 42, 425–438.
- Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J.P., Somme, J., 2003.** The loess and coversands of northern France and southern England. *J of Quaternary Science*, 18, 3-4, 309–318.
- Aquilina, L., Ladouche, B., Dörfliger, N., 2006.** Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *J. of Hydrol.*, 327,472-485.
- Atkinson, T.C., 1977.** Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology* 35, 93– 110.
- Aurousseau P. & Squivadant H., 1995.** Rôle environnemental et identification cartographique des sols hydromorphes de bas-fonds. *Ingénierie E.A.T n° spécial rade de Brest*. 75-85
- Auzet, A.V., 1987.** L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Ann.Géog.* 537: 529-556.
- Auzet, A.V., Boiffin, J., Papy, F., Maucorp J. & Ouvry, J.F., 1990.** An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the Northern Paris Basin, France. In Boardman, J., Foster, D.L. and Dearing, J.A., editors, *Soil erosion and agricultural land*. Chichester: Wiley; 383-400.
- Ayral P.A., 2005.** Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAÏR. Approches spatiale et expérimentale. Application au bassin versant du Gardon d'Anduze. Thèse de doctorat : Université de Provence, Marseille (France).
- Ayrault, F. and Joly, A., 2000.** New paradigms of mid-latitude cyclones: classification of development phases Une nouvelle typologie des dépressions météorologiques : classification des

phases de maturation. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 330(3): 167-172.

-----B-----

- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S., Batiot-Guilhe, C., 2008.** Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology* 349, 98–114.
- Bakalowicz, M., 1973.** La rivière souterraine des Fourneaux (Venizy, Yonne): influence d'un pompage sur son écoulement et ses caractères physico-chimiques. *Annales de spéléologie*, 28(3): 349-360.
- Bakalowicz, M., 1977.** Étude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *CR Academy of Science, Séries D* 284, 2463–2466.
- Bakalowicz, M., 1979.** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie -Paris 6-, Paris, 254 p.
- Bakalowicz, M., Mangin, A., 1980.** L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mémoires hors série de la Société géologique de France* 11, 71–79.
- Bakalowicz, M., 1995.** La zone d'infiltration des aquifères karstiques. *Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie*. 4: p. 3-21.
- Bakalowicz, M., 1999.** Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique N°3, agence de l'eau du bassin Rhone-Méditerranée-Corse.
- Bakalowicz, M., 2005.** Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13 (1), 148–160.
- Ballif, J.L., 1972.** Evolution annuelle de profils hydriques dans les sols de la Champagne crayeuse, *Trav. Stat.Sci. Sol. Institut National de Recherche Agronomique, Chalons sur Marne*.
- Ballif, J.L., Muller, J.C., 1993.** Historique cultural et profils d'azote minéral dans la zone non saturée de la craie: conséquences sur le transfert et le bilan d'azote. Résultats de 10 années d'observations, *Cahiers d'Agricultures*, 2, pages 330 à 337.
- Baran, N., Lepiller, M. and Mouvet, C., 2008.** Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): Influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints. *Journal of Hydrology*, 358(1-2): 56-69.
- Barraclough, D., Gardner, C.M.K., Wellings, S.R. and Cooper, J.D., 1994.** A tracer investigation into the importance of fissure flow in the unsaturated zone of the British Upper Chalk. *Journal of Hydrology*, 156(1-4): 459-469.
- Beaudeau, P., Payment, P., Bourderont, D., Mansotte, F., Boudhabay, O., Laubies, B. et Verdier, J., 1999.** A time series study of anti-diarrheal drug sales and tap-water quality. *International Journal of Environmental Health Research*. 9 (4). 293-311p.
- Beaudeau, P., Le Tertre, A., Zeghnoun, A., 2010.** Qualité de l'eau distribuée en ville basse du Havre et ventes des médicaments utilisés pour le traitement des gastro-entérites 1997-2000 : une étude écologique temporelle. Institut de Veille sanitaire (INVS). 45p.
- Beckelynyck, J., 1981.** Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes. Application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'Aa et de la moyenne Lys. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 132p.
- Beibei, Z., Ming, S., Hongbo, S., 2009.** Effects of rock fragments on water movement and solute transport in a Loess Plateau soil. *C. R. Geoscience*, 341, 462–472.
- Béranger, N., 2006.** La problématique des cavités souterraines en Haute-Normandie. *LRPC de Rouen*, pages 4-5.
- Bernard, D., 1979.** Contribution à l'étude hydrogéochimique de la nappe de la craie dans le Nord de la France, thèse de l'université de Lille, 179 pages.
- Beven K.J and Kirkby, M.J., 1979.** A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 43–69.

- Beven, K.J., 1989.** Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* 105:157-172.
- Birk, S., Liedl, R., Sauter, M., 2004.** Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology* 286, 179–193.
- Bögli, A., 1960.** Kalklösung und Karrenbildung. *Internationale Beiträge zur Karstmorphologie. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 2*, 4–21.
- Boiffin, J., Monnier, G., 1985.** Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. *International Symposium on the Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting*, Ghent, Belgium, pp. 210–217.
- Boiffin, J., Bresson, L.M., 1987.** Dynamique de formation des croûtes superficielles: apport de l'analyse microscopique. In: Fédoroff, N., Courty, M.A. (Eds.), *Soil Micromorphology*. AFES, Paris, pp. 393–399
- Boisson, M., Thiery, D., 1991.** Logiciel GARDENIA- Modèle global pour la simulation des débits et des niveaux aquifères, Guide d'utilisation, Rap. BRGM R 32209.
- Bonacci, O., 1987.** *Karst Hydrology*. Springer Verlag, Berlin.
- Bonacci, O., 1995.** Groundwater behaviour in karst: example of the Ombla spring (Croatia). *Journal of Hydrology* 165 (1–4), 113–134.
- Bonte, A., 1963.** Les remplissages karstiques. *Sedimentology* 2: 333-340.
- Bouchaou, L., Mangin, A., Chauve, P., Mania, J., Aboufirassi, I., 1996.** Apports des méthodes hydrodynamiques à l'étude du fonctionnement des aquifères karstiques de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). *Geodinamica Acta* 9 (4), 170–176.
- Bourdier, F., Lautridou J.P., 1974.** Les dépôts du Quaternaire ancien. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 11, 3-4, 129-135.
- Box, G.E.P. and Jenkins, G.M., 1976.** *Time series analysis: forecasting and control*. Holden Day, San Francisco.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M. and Reinsel, G.C., 1994.** *Time series analysis: forecasting and control*. 3rd ed Prentice-Hall International, Inc, New Jersey, USA 598 pp.
- Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z., Smith, M., 2001.** Towards improved streamflow forecasts: the value of semi-distributed modelling. *Water Resources Research* 37:2739-2759.
- Bracq, P., 1992.** L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apports de l'analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat. Université de Lille 1. 263p.
- Bracq, P. et Brunin, A.-S., 1999.** Approche des relations tectoniques-karst-hydrodynamique par l'analyse de traçages réalisés dans l'aquifère crayeux du Boulonnais (Escalles, Nord de la France). *Geodinamica Acta*. 12 359-370p.
- Brouyère, S., Dassargues, A., Hallet, V., 2004.** Migration of contaminants through the unsaturated zone overlying the Hesbaye chalky aquifer in Belgium: a field investigation. *Journal of Contaminant Hydrology* 72, 135–164.
- Brouyère, S., 2006.** Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability Chalk. *Journal of Contaminant Hydrology* 82, 195–219.

----C-----

- Calba, F., Charrière, G., Conrad, G., Lefebvre, D. and Rodet, J., 1979.** Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du pays de Caux. *Bulletin trimestriel de la société de géologie de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 66(4): 45-68.
- Calba, F., 1980.** *Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France)*. Etude de deux bassins. Thèse de doctorat Thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris, 189p+Annexes pp.
- Camus, H., 1997.** Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées: l'exemple du Larzac meridional, Herault, France. *karstologia*, 29(1): 23-42.

- Carey, M.A., Lloyd, J.W., 1985.** Modelling non-point sources of nitrate pollution of groundwater in the Great Ouse Chalk. U.K. Journal of Hydrology 78, 83–106.
- Caulier, P., 1974.** Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. et Tech. Lille, 156 pp.
- Cavelier, C., Médioni, R., 1980.** Notice de la carte géologique au 1/ 250.000, feuille de Rouen n° 4.
- Cerdan, O., Souchère, V., Lecomte, V., Couturier, A., Le Bissonais, Y., 2001.** Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management). Catena 46, 189–205.
- Cerdan, O., Le Bissonais, Y., Souchère, V., Couturier, A., Bourennane, H., 2002.** Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France. Soil.
- Chafiki, S., 2007.** Approche hydrogéophysique appliquée dans le cadre de la détection des dolines et les conduits karstiques en contexte karstique. Rapport de DEA. Université de Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Chandon, J., Pinson, S., 1981.** Analyse Typologique: Théories et Applications. Masson, Paris.
- Chang, F-J., Wu, T-C., Tsai, W-P., Herricks, E.E., 2009.** Defining the ecological hydrology of Taiwan Rivers using multivariate statistical methods. Journal of hydrology 376 (2009) 235–242.
- Charmoille A. 2005.** Traçage hydrochimique des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés. Thèse de doctorat, université de Franche-Comté, 320 p.
- Corbel, J., 1957.** Les Karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison, Mémoires et Documents, Inst. d'études rhodaniennes, Université de Lyon, 12, pp. 541.
- Cornaton, F., Perrochet, P., 2002.** Analytical 1D dual-porosity equivalent solutions to 3D discrete single-continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. Journal of Hydrology 262, 165–176.
- Costa, S., Laignel, B., Hauchard, E., Delahaye, D., 2006.** Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris. Zeitschrift fur Geomorphologie 50, 95–116.
- Cousin, I., Issa, O. M., Le Bissonais, Y., 2005.** Microgeometrical characterisation and percolation threshold evolution of a soil crust under rainfall. CATENA Volume: 62 Issue: 2-3 Pages: 173-188.
- Crampon, N., Roux, J.C., Bracq, P., 1993.** Hydrogéologie de la craie en France. Hydrogéologie. 2 : 81-123.
- Crochet, P., Marsaud, B., 1997.** Approches conceptuelles de l'aquifère karstique. Problèmes méthodologiques et d'exploitation. Hydrogéologie (3), 3–18.
- Culver, D.C., White, W.B. (Eds.), 2004.** Encyclopedia of Caves. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Cvijić, J., 1893.** Das Karstphänomen. Geographische Abhandlungen herausgegeben von A. Penck 5, 218–329.
- Cvijic, J., 1925.** Types morphologiques des terrains calcaires. C.R. Acad. Sc. Paris, 180: 1038-1040.

-----D-----

- Darcy H., 1856.** Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable. In : Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris : Victor Dalmont, 590-594.
- De Boüard, M., 2001.** Histoire de la Normandie, Privat. Toulouse.
- De Bruijn, R.G.M., 1983.** Solution phenomena in the Chalk of south-east England, south-west Belgium and the Netherlands. MSc dissertation, Department of Mining Engineering, Section Engineering Geology, Delft University, Netherlands, unpublished.
- De La Quèrrière P., Roux J.C. (2006).** « Normandie crayeuse », Aquifères et eaux souterraines en France, Tome 1, Brgm éditions, pages 249 à 258.
- De Waele, J., 2008.** Evaluating Disturbance on Mediterranean Karst Areas: the Example of Sardinia (Italy). Environmental Geology, doi:10.1007/s00254-008-1600-x.

- Delaroche, J., 2007.** Etudes hydrogéophysique d'un aquifère epikarstique en Haute-Normandie. Rapport de DEA, Université de Rouen.
- Delay, F., 1997.** Predicting solute transport in heterogeneous media from results obtained in homogeneous ones: an experimental approach. *Journal of Contaminant Hydrology* 25, 63–84.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Angelier, J., Déramond, J., Floissac, L., Souquet, P., Chu, H. T. 1998a.** Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; the Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology* 24:263–290.
- Delcaillau, B., Ozouf, J.-C., Masiee, D., Laville, E., Coutard, J.-P. 1998b.** Evolution geomorphologique d'un bassin versant cotier: l'exemple de la Touques (Basse-Normandie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326:609-615.
- Denizman, C., 2003.** Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, lower Suwanee River basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*, 29–35.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, Ph., Al-Malki, A., 2003.** Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hardrock aquifer. *Journal of Hydrology* 274 (1–4), 248–269.
- Dewolf, Y., 1982.** Le contact Ile de France- Basse Normandie. Etude géodynamique- Mém. et Doc. Géogr., CNRS Edit., Paris, 253p.
- Doctor, D.H., Alexander, E.C.Jr., Petric, M., Kogovsek, J., Urbanc, J., Lojen, S., Stichler, W., 2006.** Quantification of karst aquifer discharge components through endmember mixing analysis using natural chemistry and isotopes as tracers. *Hydrogeology Journal* 14, 1171–1191. doi:10.1007/s10040-006-0031-6.
- Dreiss, S.J., 1989a.** Regional scale transport in a karst aquifer: 1. Component separation of spring flow hydrographs. *Water Resources Research* 25 (1), 117–125.
- Dreiss, S.J., 1989b.** Regional scale transport in a karst aquifer: 2. Linear systems and time moment analysis. *Water Resources Research* 25 (1), 126– 134.
- Drogue, C., 1974.** Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *CR Acad Sci Paris, série III*, 278: 2621-2624.
- Duchaufour, P., 1997.** Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement. Paris.
- Dufresne, D.P. and Drake, C.W., 1999.** Regional groundwater flow model construction and wellfield site selection in a karst area, Lake City, Florida. *Engineering Geology*, 52(1-2): 129-139.
- Dupont, J.P., 2011.** Fonctionnement hydrologique et enjeux de société : exemples de l'aquifère crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris, VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement, Hors-série 10 | Décembre 2011.
- Dupuis, H., Michel, D. and Sottolichio, A., 2006.** Wave climate evolution in the Bay of Biscay over two decades. *Journal of Marine Systems*, 63(3-4): 105-114.
- Durand, P., Gascuel-Oudou, C., Kao, C., Mérot, P., 2000.** Une typologie hydrologique des petites zones humides ripariennes. *Étude et gestion des sols*, 7 (3). 207-218.
- Dussart-Baptista, L., 2003.** Transport des particules en suspension et des bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique Haut-Normand. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 297p.
- Dussart-Baptista, L., Massei, N., Dupont, J.P., Jouenne, T., 2003.** Transfer of bacteriacontaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *Journal of Hydrology*. 284 (1-4). 285-295p.
- Dussart-Baptista, L., Bodilis, G., Barray, S., Frébourg, N., Fournier, M., Dupont, J.-P., Jouenne, T., 2007.** Recurrent recovery of *Pseudomonas oryzihabitans* strains in a karstified chalk aquifer. *Water Research* (2007) 111 – 117.

-----E-----

- Edijatno, C., and C. Michel. 1989.** Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche* 2:113-121.

- Edmunds, W.M., Lavelock, P.E.R., Gray, D.A., 1973.** Interstitial water chemistry and aquifer properties in the upper and middle chalk of Berkshire, England, *Journal of hydrology*- Vol. 19., pages 21 à 31.
- Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., Miles, D.L., Bath, A.H., Morgan-Jones, M., Andrews, J.N., 1987.** Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer, Berkshire, UK: a basis for groundwater quality management. *Appl. Geochem.* 2, 251–274.
- Edmunds, W.M., Shand, P., Hart, P and Ward, R.S., 2003.** The natural (baseline) quality of groundwater: a UK pilot study *The Science of The Total Environment*, 310(1-3): 25-35.
- Edmunds, W.M., 2009.** Geochemistry's vital contribution to solving water resource problems. *Applied Geochemistry* 24, 1058–1073.
- Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Kiraly, L., Rossier, Y., 1997.** Numerical versus statistical modeling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology* 202, 244–262.
- Einsiedl, F., 2005.** Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *J. Hydrol.* 312 (1–4), 312–321.
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.P., Fournier, M., Dörfliger, N., 2012.** Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *Journal of Hydrology* 464–465 (2012) 485–493.
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M., Couren, M., 1998.** Premières investigations sur le rôle de la zone non saturée dans les aquifères karstiques à l'aide du ¹³C. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris. Série II* 326 (5), 327–332.
- Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C., 2003.** Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology* 279 (1–4), 262–274.
- European Commission, 1995.** Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas. Report EUR 16547 EN, Brussels, 446 p.
- European Commission (EC), 2006.** Groundwater Directive. Directive 2006/118/EC of the European Parliament.

-----F-----

- Feeny, V., 1993.** Comportement d'un aquifère crayeux karstifié. Incidences des eaux d'origine agricole (surfaces cultivées) sur la ressource en eau du Département de l'Eure. Thèse de doctorat, Université de Rouen, Rouen, 241 pp.
- Field, M.S., 1993.** Karst hydrology and chemical contamination. *Journal of Environmental Systems* 22 (1), 1–26.
- Field, M.S., 1997.** Risk assessment methodology for karst aquifers: (2) solute-transport modeling. *Environmental Monitoring and Assessment* 47, 23–37.
- Fleureau J.M., Kheirbek-Saoud S., Soemitro R., Taibi S., 1993.** Behaviour of clayey soils on drying-wetting paths. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 287-296.
- Fleury P., Ladouche B., Conroux Y., Jourde H., Dörfliger N., 2009.** Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. *Journal of Hydrology* 365 (2009) 235–243.
- Fogg, G.E., 1986.** Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system. *Water Resources Research* 22 (5), 679–694.
- Ford, D.C. et Williams, P., 1989.** Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, Winchester, London, 601p.
- Ford, D.C., 2006.** Karst geomorphology, caves and cave deposits: a review of North American contributions during the past half century. In: Harmon, R.S., Wicks, C.M. (Eds.), *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology, and Geochemistry*. Geological Society of America Special Paper, vol. 404, pp. 1–13.

- Ford, D.C. et Williams, P.W., 2007.** Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, United Kingdom. 562 p.
- Fournier, M., 2006.** Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannefort (Seine-Maritime, France). Thèse de doctorat Thesis, Université de Rouen.
- Fournier, M., 2008.** Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Caumont et incidence des aménagements de bassin versant sur la qualité des eaux du forage des Varras. Rapport., SERSAEP. 103p.
- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M. et Dupont, J.-P., 2007b.** Use of univariate clustering to identify transport modalities in karst aquifers. *Comptes Rendus Geosciences*. 339 (9). 622-631p.
- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J. et Dupont, J., 2007a.** Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*. 15 (4). 689-704p.
- Fretwell, B.A., Burgess, W.G., Barker, J.A., Jefferies, N.L., 2005.** Redistribution of contaminants by a fluctuating water table in a micro-porous, double porosity aquifer: field observations and model simulations. *Journal of Contaminant Hydrology* 78 (1-2), 27-52.
- Fritier, N., 2008.** Etude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations en Europe en relation avec les fluctuations de la NAO. Rapport de Master 2. Université de Rouen. 41p.
- Fritier, N., Massei, N., Laignel, B., Durand, A., Dieppois, B., Deloffre, J., 2012.** Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *C.R. Geoscience* 344, 396-405
- Frouin, M., 2007.** Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (globaux, régionaux et locaux) sur l'évolution du Marais Vernier et de la basse vallée de Seine dans le cadre de l'Europe du NW.

-----G-----

- Gams, I., 1993.** Origin of the term "karst", and the transformation of the Classical Karst (Kras). *Environmental Geology* 21, 110-114.
- Gardner C.M.K., Bell J.P., Cooper J.D., Darling W.G., Reeve, C.E., 1991-** Groundwater recharge and water movement in the unsaturated zone. In : Downing, R.A., Wilkinson, W.B. (eds) *Applied Groundwater Hydrology*. Clarendon, Oxford, 54-76
- Genthon, P., Bataille, A., Fromant, A., D'Hulst, D., Bourges, F., 2005.** Temperature as a marker for karstic waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La Peyrère cave (Ariège, France). *Journal of Hydrology* 311, 157-171.
- Girjatowicz, J.P., 2007.** The North Atlantic Oscillation influence on the Odra river estuary hydrological conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74 : 395-402.
- Gnouma R., 2006.** Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron. Thèse : Institut National des Sciences Appliquées de Lyon (France).
- Goldscheider, N.E., 2004.** Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers, final report COST 620. European Commission, Directorate-General for Research, EUR 20912: 135-136, Luxembourg, 400 p.
- Goldscheider, N., Drew, D.P., 2007.** *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, United Kingdom. 262 p.
- Gordon, A.D., 1999.** *Classification*, 2nd Edition. Chapman & Hall, London.
- Grasso D. A. et Jeannin P.-Y., 1994.** Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (Suisse). *Bull. d'Hydrogéologie*, 13: 87- 113.
- Grasso, D.A., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F., 2003.** A deterministic approach to the coupled analysis of karst springs' hydrographs and chemographs. *Journal of Hydrology* 271, 65-76.
- Green, J. A., Marken, W. J., Alexander, E. C. Jr., and Alexander, S. C., 2002.** Karst unit mapping using geographic information system technology, Mower County, Minnesota, USA. *Environmental Geology*, 42, 457-461.

- Grossman, A., 1985.** Wavelet transform and edge detection, in: Blanchard, Ph., Streit, L., Hazewinkel, M. (Eds.), *Stochastic Processes in Physics and Engineering*. Reidel, Dordrecht.
- Gunn, J. (Ed.), 2004.** *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York.

-----H-----

- Habets, F., Gascoïn, S., Korkmaz, S., Thiéry, D., Zribi, M., Amraoui, N., Carli, M., Ducharne, A., Leblois, E., Ledoux, E., et al., 2010.** Multi-model comparison of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 99–117.
- Hallberg, K.B., Keeney, D.R., 1993.** Nitrate. In: Alley, W.M. (Ed.), *Regional Ground-Water quality*. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 297–322.
- Hanin, G., 2010.** Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Thèse de doctorat, université de Rouen, 320 pp.
- Hanin, G., Laignel, B., Massei, N., Hauchard, E., Ladhui, V., Chédeville, S., 2011.** Hydrological variations and sediment transfer in a karst system (Radicatel springs, Upper Normandy, France) controlled by climate fluctuations. *Proceedings of H2Karst, 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon (France)* 221–224.
- Hanson, R.T., Newhouse, M.W., Dettinger, M.D., 2004.** A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. *J. Hydrol* 287(1–4):252–269.
- Hanson, R.T., Dettinger, M.D., Newhouse, M.W., 2006.** Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States.
- Harter, T., Davis, H., Mathews, M.C., Meyer, R.D., 2002.** Shallow ground water quality on dairy farms with irrigated forage crops. *Journal of Contaminant Hydrology* 55, 287–315.
- Hauchard, E., 2001.** De la dynamique non lineaire a la dynamique du relief en geomorphologie: Application aux bassins versants de la marge nord occidentales du Bassin de Paris.
- Hauchard, E., 2002.** Plan de Prévention des Risques d'inondation par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la définition de l'aléa ruissellement. Approche hydrogéomorphologique. Application au bassin versant de l'Austreberthe (Pays de Caux, Seine-Maritime).
- Hauchard, E., Laignel, B., Delahaye, D., 2002.** Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale: Proposition of a new structural map of the northwestern Paris Basin, based on the fractal analysis of the talweg networks and the new results of regional geology. *Comptes Rendus Geosciences* 334, 295–302.
- Hauchard, E., Delahaye, D. et Freiré-Diaz, S., 2002a.** Organisation fractale de l'occupation du sol: conséquences sur le ruissellement et le ravinement dans les terres de grande culture. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 181-196p.
- Hauchard, E., Laignel, B., 2008.** Evolution morphodynamique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. *Z. F. Geomorphologie* 52, 463–488.
- Headworth, H.G., 1972.** The analysis of natural groundwater level fluctuations in the Chalk of Hampshire. *Journal of the Institution of Water Engineers* 26, 107–124.
- Hiscock, K.M., Dennis, P.F., Saynor, P.R. and Thomas, M.O., 1996.** Hydrochemical and stable isotope evidence for the extent and nature of the effective Chalk aquifer of north Norfolk, UK. *Journal of Hydrology*, 180(1-4): 79-107.
- Holman I.P, Rivas-Casado M., P. Bloomfield J., J. Gurdak J., 2011.** Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeology Journal*, 19: 1269–1278.
- Horton, R.E., 1945.** Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. 56:275-370.

- Hubbard, D.A., 2003.** Use of Regional Sinkhole Mapping for Sinkhole Susceptibility Maps. Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, Geotechnical Special Publication No. 122, 61–71.
- Hubert, P., 2001.** Rapport sur la crue et les inondations de la vallée de la Somme de mars à mai 2001.
- Hudak, P.F., 2000.** Regional trends in nitrate content of Texas groundwater. *Journal of Hydrology* 228, 37–47.
- Huntoon, P.W., 1995.** Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers? In: E.-K. AI (Editor), groundwater models for resources analysis and management.
- Hurrell, J.W., 1995.** Decadal Trends in the North-Atlantic Oscillation - Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224): 676-679.
- Hurrell, J.W. and Van Loon, H., 1997.** Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic change*, 36: 301–326.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M., 2003.** "An Overview of the North Atlantic Oscillation", *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph, 134: 1-35.

-----I-----

- Indarto, K. 2002.** Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique-Application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée. ENGREF, Montpellier.
- Ireson, A.M., Wheater, H.S., Butler, A.P., Mathias, S.A., Finch, J., Cooper, J.D., 2006.** Hydrological processes in the Chalk unsaturated zone – insights from an intensive field monitoring programme. *Journal of Hydrology* 330, 29–43.
- Ireson, A.M., Butler, A.P., 2011.** Controls on preferential recharge to Chalk aquifers, *Journal of Hydrology*, 398, 109-123,
- Ivanov, V. Y., E. R. Vivoni, R. L. Bras, and D. Entekhabi. 2004.** Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research* 40.

-----J-----

- Jackson, B.M., Wheater, H.S., Wade, A.J., Butterfield, D., Mathias, S.A., Ireson, A.M., Butler, A.P., McIntyre, N.R., Whitehead, P.G., 2007.** Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *Ecological Modelling* 209, 604–620.
- Jackson, B.M., Browne, C.A., Butler, A.P., Peach, D., Wade, A.J., Wheater, H.S., 2008.** Nitrate transport in Chalk catchments: monitoring, modelling and policy implications. *Environmental Science & Policy* 11 (2), 125–135.
- Jardani, A., Dupont, J.P. and Revil, A., 2006.** Self-potential signals associated with preferential groundwater flow pathways in sinkholes. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 111(B09204).
- Jardani, A., Revil, A., Akoa, F., Schmutz, M., Florsch, N., and Dupont, J.P., 2006a.** Least squares inversion of self-potential (SP) data and application to the shallow flow of ground water in sinkholes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19306, doi:10.1029/2006GL027458.
- Jardani, A., Revil, A., Santos, F., Fauchard, C., Dupont, J. P., 2007.** Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *GEOPHYSICAL PROSPECTING*, Vol: 55. Issue: 5. pp.749-760. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2007.00638.x.
- Jardani, A., 2007.** Nouvelles approches géophysiques pour l'identification des dolines et des cavités souterraines dans un contexte karstique. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 212p.

- Jarvis, M.G., 1973.** Soils of the wantage and Abdingdon District, Soil Surv-Engl. Wales, Harpenden, Mem. Sheet 253.
- Jeannin, P.Y. 1992.** Géométrie des réseaux de drainage karstique : approche structurale, statistique et fractale. Actes du colloque sur l'hydrogéologie en pays calcaires et fissurés, Neuchâtel, octobre 1992, Annales sc. de l'Univ. Besançon, mém. hors série N° 11, 1-8.S
- Jeannin P.Y., 1996.** Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, université De Neuchâtel, 244 p.
- Jeannin, P.Y., Sauter, M., 1998.** Analysis of karst hydrodynamic behaviour using global approach: a review. Bulletin d'Hydrogéologie du CHYN 16, 31–48.
- Jeannin, P.Y., Groves, C., Häuselmann, P., 2007.** Speleological investigations. In: Goldscheider, N., Drew, D.P. (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, United Kingdom, pp. 25–44.
- Jehl, C., et Rougerie, F., 1995.** Phosphatogenèse en atolls polynésiens : la filiation mattes cyanobactériennes - phosphorites - OCEANOLOGICA ACTA, vol. 18, n°1. pp 79-93.
- Jenkins, G.M. and Watts, D.G., 1968.** Spectral analysis and its applications. Holden Days, San Francisco.
- Jennings, J.N., 1985.** Karst Geomorphology. Basil Blackwell Ltd., Oxford.
- Johnsson, H., Larsson, M., Martensson, K., Hoffmann, M., 2002.** SOILNDB: a decision support tool for assessing nitrogen leaching losses from arable land. *Environmental Modelling & Software* 17 (6), 505–517.
- Josnin, J.-Y., Pistre, S., Drogue, C., 2000.** Modélisation d'un système karstique complexe (basin de St. Chaptès, Gard, France): un outil de synthèse des données géologiques et hydrogéologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 1425–1445.
- Juignet, P., 1974.** La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse d'état. Université de Caen. 786p.

-----K-----

- Karimi, H., Raeisi, E., Bakalowicz, M., 2005.** Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach. *Hydrogeology Journal* 13, 787–799.
- Kastning, E.t H., and Kastning, K. M., 1997.** “Buffer Zones in Karst Terranes.” *Karst-Water Environment Symposium Proceedings*, Virginia Water Resources Research Center, Virginia Tech, Blacksburg, VA, 80–87.
- Katz, B., Bohlke, J.K., Hornsby, H.D., 2001.** Timescales for nitrate contamination of spring waters, northern Florida, USA. *Chemical Geology* 179 (1), 167–186.
- Kaufmann, G., Braun, J., 1999.** Karst aquifer evolution in fractured rocks. *Water Resources Res.* 35, 3223–3238.
- Kaufmann, G., 2009.** Modelling karst geomorphology on different time scales. *Geomorphology* 106 (2009) 62–77.
- Keim, B.D., Muller, R.A. and Stone, G.W., 2004.** Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*, 210(1-4): 7-15.
- Khaldi, S., Ratajczak, M., Gargala, G., Fournier, M., Berthe, T., Favennec, L., Dupont, J.P., 2011.** Intensive exploitation of a karst aquifer leads to *Cryptosporidium* water supply contamination. *Water research* 45, 2906-2914.
- Kingston DG, McGregor GR, Hannah DM, Lawler DM. 2007.** Largescale climatic controls on New England River Flow. *Journal of Hydrometeorology* 8: 367–379. DOI: 10.1175/JHM584.1.
- Kiraly, L., 1997.** Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach, 6th Conference on limestone hydrology and fissured aquifers. Université de France-Comté, La Chaux-de-Fonds, pp. 1-26.

- Klein, C., 1974.** Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse d'Etat, Publ. Univ. Strasbourg, 2 tomes, 882p.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (Eds.). 2000.** Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society: Huntsville, 527pp.
- Kloppmann, W., 1995.** Datation des eaux de la nappe de la craie (France et Allemagne): approche chimique et isotopique. Thèse de doctorat, Univ. Paris Sud, 252 pp.
- Kloppmann, W., Dever, L. and Edmunds, W.M., 1998.** Residence time of Chalk groundwaters in the Paris Basin and the North German Basin: a geochemical approach. *Applied Geochemistry*, 13(5): 593-606.
- Kovacs, A., Perrochet, P., Kiraly, L. and Jeannin, P.-Y., 2005.** A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 152-164.
- Krajewski, W., Lakshmi, V., Georgakakos, K., Jain, S., 1991.** A Monte Carlo study of rainfall sampling effect. *Water Resour Res* 1991;27(1):119-28
- Kuntz, G. et Lautridou, J.-P., 1979.** Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 16(3): 93-126.
- Kuntz, G. et Monciardini, C., 1985.** Carte géologique de Rugles à 1/50 000. In: B.R.G.M. Orléans (Editor).
- Kuntz, G. et Wyns, R., 1976.** Carte géologique de Gisors à 1/50 000 In: B.R.G.M. Orléans. (Editor)
- Kuntz, G., Dewolf, Y., Wyns, R., 1977.** Carte géologique de Saint André de l'Eure à 1/50 000. In: B.R.G.M. Orléans (Editor).
- Kuntz, G., Dewolf, Y. & Monciardini, C., 1981.** Carte géologique de Beaumont-le-Roger à 1/50000. In: B.R.G.M. Orléans (Editor).
- Kuntz, G., Monciardini, C. & Verron, G., 1982.** Carte géologique de Breteuil sur Iton , à 1/50 000. et notice explicative. In: B.R.G.M. Orléans. (Editor).
- Kurtulus, B., Razack, M., 2010.** Modeling daily discharge responses of a large karstic aquifer using soft computing methods: Artificial neural network and neuro-fuzzy. *Journal of Hydrology* 381 (2010) 101-111.

-----L-----

- Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., 1999.** Analyse en ondelettes en hydrologie karstique Part 1 Analyse univariée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 329 (12). 873-879p.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000.** Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology* 238, 149-178.
- Labat, D., 2005.** Recent advances in wavelet analyses: part 1, a review of concepts. *J Hydrol* 314(1-4):275-288.
- Labat, D., 2006.** Oscillations dans le cycle hydrologique de surface de terre [Oscillations in the hydrological cycle of ground surface]. *Terre Lett Planét Sci* 242(1-2):143-154.
- Labat, D., 2008.** Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31(1): 109-117.
- Lacherez-Bastin, S., 2005.** Contribution à l'étude de la migration des nitrates dans le sol et la zone non saturée de la nappe de la craie dans le nord de la France. Thèse de doctorat, université de Lille. 191 pp.
- Lacroix, M., Rodet, J., Wang, H.Q., Masséi, N., Dupont, J.P., 2000.** Origin of suspended particulate matter in a karstic aquifer system: contribution of the microgranulometry. *CRAS - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330, 5, 347-354.
- Laignel, B., 1997.** Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats.

- Laignel, B., Quesnel, F., Lecoustumer, M.N., Meyer, R., 1998.** Variability of the clay fraction of the clay with flints of the western part of the Paris Basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(7): 467-472.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., Bourdillon, R., 1999.** Reconstruction of the upper cretaceous chalks removed by dissolution during the cenozoic in the western Paris basin. *Int. J. Earth Sci.* 88, 467-474.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., 2002.** Classification and origin of the clay with flints of the Western Paris Basin (France). *Zeitschrift für Geomorphologie Berlin-Stuttgart* 46, 69-91.
- Laignel, B., 2003.** Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux, Mémoire de HDR. ed. Université de Rouen.
- Laignel, B., Dupuis, E., Rodet, J., Lacroix, M., Massei, N., 2004.** An example of sedimentary filling in the chalk karst of the Western Paris Basin: characterization, origins and hydrosedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphologie Berlin-Stuttgart* 48, 219-243.
- Laignel, B., E. Dupuis, et al. (2006).** Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water. *Comptes Rendus Geosciences* 338(8): 556-564.
- Lallahem, S., 2002.** Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines: Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris Thèse de Doctorat. Université de Lille 1. 243p.
- Laroche-Ajzenberg, E., 2010.** Etude de la résistance aux antibiotiques de la population d'*Escherichia coli* isolée d'environnements aquatiques: estuaire et hydrosystèmes karstiques. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 194p.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998.** Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* 205, 217-231.
- Lasseur, E., 2007.** La craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse de doctorat, Université de Rennes. N° ordre: 3574. 423p.
- Lastennet, R., Puig, J.M., Emblanch, Ch., Blavoux, B., 1995.** Influence de la zone non saturée sur le fonctionnement des systèmes karstiques. Mise en évidence dans les sources du Nord-Vaucluse. *Hydrogéologies* 4, 57-66.
- Lautridou, J.P., 1968.** Les formations superficielles de St-Romain (Pays de Caux). Leur contribution à l'étude morphologique de la région. Thèse, Univ. Caen, 199p.
- Lautridou, J.P., 1985.** Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie.
- Lautridou, J.P., 1993.** L'eau dans les loess de Normandie. *Quaternaire*, Année 1993, Volume 4, Numéro 2, p. 91 - 96.
- Lautridou, J.-P., Auffret, J.P., Baltzer, A., Clet, M., Lecolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J.C., Occhietti, S., Rousseau, D., 1999.** Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull.Soc.Géol.Fr* 170, 545-558.
- Lauverjat, J., 1965.** Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'albien dans le centre du bassin de Paris.
- Le Bissonnais, Y., Le Souder, C., 1995.** Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Étude et Gestion des Sols* 2, 43-56.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998.** Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research* 46, 69-80.
- Lecomte, V., 1999.** Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant : Processus, déterminisme et modélisation spatiale. Thèse de l'École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Orléans.
- Lee, L.J.E., Lawrence, D.S.L., Price, M., 2006.** Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *Journal of Hydrology* 330, 604-620.

- Lefèbvre, D., Antoine, P., Auffret, J.P., Lautridou, J.P., Lecolle, F., 1994.** Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pleistocène moyen et récent : Rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire* 5, 167–172.
- Leguédou, S., 2003.** Mécanismes de l'érosion diffuse des sols - Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.
- Lepiller, M., 1975.** Le système karstique de Villequier (Seine-Maritime): étude hydrogéologique, hydrochimique, et sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé supérieur normand. *Bulletin trimestriel de la société de géologie de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXII(2): 51-85.
- Liedl, R. and Sauter, M., 1998.** Modelling of aquifer genesis and heat transport in karst systems. *Bulletin d'Hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel*, 16: 185-200.
- Lim, y.h., and Lye, m., 2002.** Denoising of streamflow series affected by tides using wavelet methods. Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering. Montréal, Québec, Canada, June 5-8, 2002.
- Linam Baena, C.L., Andreo, B., Mudry, J., Carrasco Cantos, F., 2007.** Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: the Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeol. J.* 17, 843–853.
- Lindman, H.R., 1974.** Analysis of variance in complex experimental designs. W.H.Freeman & Co, San Francisco.
- Liu, L.T., Hsu, H.T., Grafarend, E.W., 2004.** Wavelet coherence analysis of Length-Of-Day variations and El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geodynamics* 39, 267–275.
- Liu, Z., and E. Todini. 2005.** Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristics lines solution. *Hydrological processes* 19:1983-2006.
- Lomas, M.W., and Bates, N.R., 2004.** Potential controls on interannual partitioning of organic carbon during the winter/spring phytoplankton bloom at the Bermuda Atlantic time-series study (BATS) site, *Deep Sea Res., Part I*, 51(11), 1619–1636.
- Long, J.C.S., Remer, J.S., Wilson, C.R., Witherspoon, P.A., 1982.** Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. *Water Resources Research* 18 (3), 645– 658.
- Long, J.C.S., Billaux, D.M., 1987.** From field data to fracture network modeling: an example incorporating spatial structure. *Water Resources Research* 23 (7), 1201– 1216.
- Loumagne, C. 1988.** Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. I.N.P Grenoble, Grenoble.
- Lowe, D. and Waltham, T., 2002.** Dictionary of karst and caves. British Cave Research Association Cave Studies, 10, 1-40.

-----M-----

- MacDonald, A.M., Brewerton, L.J., Allen, D.J., 1998.** Evidence for rapid groundwater flow and karst-type behaviour in the Chalk of southern England. In: Robins, N.S. (Ed.), *Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability*, vol. 130. Geological Society, Special Publications, London, pp. 95–106.
- Mahler, B.J., Garner, B.D., Musgrove, M., Guilfoyle, A., Rao, M., 2006.** Recent (2003–05) water quality of Barton Springs, Austin, Texas, with emphasis on factors affecting variability. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2006-5299. p. 83.
- Mahler, B.J., Massei, N., 2007.** Anthropogenic contaminants as tracers in an urbanizing karst aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology* 91 (1–2), 81–106.
- Mahler, B.J., , Valdes, D., Musgrove, M., Massei, N., 2008.** Nutrient dynamics as indicators of karst processes: Comparison of the Chalk aquifer (Normandy, France) and the Edwards aquifer (Texas, U.S.A.). *Journal of Contaminant Hydrology* 98, 36–49.
- Maire, R., 1990.** La haute montagne calcaire: karsts, cavites, remplissages, *Quaternaire, paleoclimats. Karstologia-Memoires*, 3, 731 p.

- Maire, R., 1992.** Tendances actuelles de la recherche en karstologie, université de Bordeaux 1, pp.511-518.
- Mallat, S., 1989.** A theory for multi-resolution signal decomposition: the wavelet representation. IEEE T. Pattern Anal., 11: 674-693.
- Maloszewski, P., Benischke, R., Harum, T. and Zojer, H., 1998.** Estimation of solute transport parameters in a karstic aquifer using artificial tracer experiments. In: S. PD (Editor), Shallow groundwater systems. International contribution to hydrogeology. Balkema, Rotterdam, pp. 177-190.
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A. and Rank, D., 2002.** Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Scneealpe, Austria, by modelling of environmental ¹⁸O and ³H isotopes. Journal of Hydrology, 256: 48-59.
- Mangin, A., 1971.** Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique: Annales de Spéléologie, v. 28, p. 21-40.
- Mangin, A., 1975.** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques: Thèse, Institut des Sciences de la Terre et de l'Université de Dijon.
- Mangin, A., 1975a.** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Annales de Spéléologie 29(3), 283-332 ((4) 495-601, 30(1) 21-124).
- Mangin, A., 1978.** Le karst, entité physique abordé par l'étude du système karstique, Colloque de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Tarbes, pp. 21-37.
- Mangin, A., 1981.** Apports des analyses corrélatrice et spectrale croisé dans la connaissance des systèmes hydrologiques. Comptes Rendus de L Academie Des Sciences, Paris 293 (11), 1011-1114.
- Mangin A., 1982.** Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Annales scientifiques de l'Université de Besançon, 3ème colloque d'hydrogéologie en pays calcaire.
- Mangin, A., 1984.** Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale: Journal of Hydrology, v. 67, p. 25-43.
- Mangin, A., 1994.** Karst hydrogeology. In: G.J. Stanford J, Danielopol D (Editor), Groundwater Ecology. Academic Press, pp. 43-67.
- Mania, J., 1978.** Gestion des systèmes aquifères, application au nord de la France. Soc. Géol. Nord 1978, 228p.
- Maqsood, A., 1996.** Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la Craie du bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Lille I. 323p.
- Mares, I., Mares, C. and Mihailescu, M., 2002.** NAO impact on the summer moisture variability across Europe. Physics and Chemistry of the Earth, 27(23-24): 1013-1017.
- Marsaud, B., 1996.** Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, thèse de doctorat, Orsay-Paris XI.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Batisti, D., Chang, Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M., 2001.** North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. International Journal of Climatology 21, 1863-1898.
- Martel, E.A., 1905.** La spéléologie au XXe siècle. Spéléunca, 6: 810.
- Martel, E.A., 1921.** Nouveau traité des eaux souterraines. Doin: 840.
- Martin, P., Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Ligneau, L., Ouvry, J.F., 1997.** Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en pays de Caux (Normandie). Géomorphologie 2, 143-155.
- Massei, N., 2001.** Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. PhD Thesis, Université de Rouen, Rouen, 189p pp.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H.Q. and Dupont, J.-P., 2002.** Transport of particulate material and dissolved tracer in a highly permeable porous medium: comparison of the transfer parameters. Journal of Contaminant Hydrology, 57(1-2): 21-39.
- Massei, N. Wang HQ, Dupont J.P., Rodet, J., Laignel, B., 2003.** Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. Journal of Hydrology, 275, 1-2, 109-121

- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006.** Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *J. Hydrol.* 329, 244–257.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J.P., Valdes, D., Laignel, B., 2007.** Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112: 1–10.
- Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Fournier, M., DuPont, J.P., 2007a.** Quantitative interpretation of conductivity frequency distributions in karst. *Ground Water* 45 (3), 288–293.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., Durand, A., 2009.** Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic
- Mathevet, T., 2002.** Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange-L'eau-Morte (Bauges, Savoie et Haute-Savoie, France), Université de Paris VI.
- Mathevet, T., Lepiller, M., Mangin, A., 2004.** Application of times series analysis to the hydrological functioning of an alpine karst system: the case of Bange-L'Eau-Morte. *Hydrological and Earth System Sciences* 8, 1051–1064.
- Mathias, S. A., Butler, A. P., McIntyre, N. et Wheeler, H. S., (2005).** The significance of flow in the matrix of the Chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology.* 310 (1-4). 62-77p.
- Maurice, L.D., Atkinson, T.C., Barker, J.A., Bloomfield, J.P., Farrant, A.R., Williams, A.T., 2006.** Karstic behaviour of groundwater in the English Chalk. *Journal of hydrology*, 330, 63-70.
- Mégnién, C., 1979.** Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Mémoire n°98 . BRGM. 532p.
- Mesquita, J., 2009.** Facteurs de contrôle climatique et géomorphologique de la variabilité hydrologique de bassins versants en substrat carbonaté. Comparaison Haute-Normandie (FR) et Région d'Austin, Texas (USA). Thèse de Doctorat. Université de Caen. 300p.
- Meyer, Y., 1991.** Wavelets and their Applications, (Proceedings of the Marseille 1989). Springer/Masson, Berlin/Paris.
- Minguet, M., 2006.** Un exemple de remplissage sédimentaire dans le karst de la craie de Belgique (Montagne Saint-Pierre) : caractérisation, origine et fonctionnement hydro-sédimentaire. Master dissertation, University of Rouen, 42 p.
- Morvan, X., Mouvet, C., Baran, N. and Gutierrez, A., 2006.** Pesticides in the groundwater of a spring draining a sandy aquifer: Temporal variability of concentrations and fluxes. *Journal*
- Mouhri A., 2010.** Approche multi-échelles du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie, application au bassin versant des sources de Fontaine-Sous-Préaux. PhD Thesis, Université de Rouen, Mont Saint Aignan, 276pp.
- Mudarra, M., Andreo, B., 2011.** Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263–280.
- Mudry, J., 1987.** Apport du tracage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Sciences Naturelles, Université de Franche-Comté, Besançon. 378 p.
- Mudry, J., 1990.** Les courbes flux chimique-debit et le fonctionnement des aquiferes karstiques. *Journal of Hydrology*, 120(1-4): 283-294.
- Murray, J., O'Geen, A. T., McDaniel, P. A., 2003.** Development of a GIS database for groundwater recharge assessment of the Palouse basin. *Soil Science*, 168, 11, 759–768.

-----N-----

- Nebbache, S., 1999.** Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 148p.
- Nebbache, S., Feeny, V., Poudevigne, I. and Alard, D., 2001.** Turbidity and nitrate transfer in karstic aquifers in rural areas: The Brionne Basin case-study. *Journal of Environmental Management*, 62: 389-398.

- Négrel, P., et Pételet-Giraud, E., 2005.** Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods: the Somme case study (France). *Journal of Hydrology*, 305(1-4): 99-119.
- Nicod, J., 1994.** Plateaux karstiques sous couverture en France. *Annales de Géographie*. 1994, t. 103, n° 576. pp. 170-194.
- Noyer, M.L., Menjoz, A., Thiéry, D., Elsass, P., Martin, J.C., 1998.** Modélisation monocouche et multicouche de la nappe d'Alsace dans la zone du bassin Potassique. 5ème journée technique du comité français de l'AIH, Strasbourg 27 novembre 1998.

-----O-----

- Oakes, D.B., Young, C.P. and Foster, S.S.D., 1981.** The effects of farming practices on groundwater quality in the United Kingdom. *The Science of The Total Environment*, 21: 17-30.
- Obled, C. 2003.** Tpomodel : principes de fonctionnement et limitation. in Séminaire SHF : Genèse des crues et inondations : compréhension actuelle des phénomènes physiques, Paris.
- Orban, P., Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Couturier, J., Goderniaux, P., Leroy, M., Maloszewski, P., Dassargues, A., 2010.** Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology* 118, 79–93.
- Ouvry, J.F., 1992.** L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux. *Bull.Ass.Géog.Fr* 2, 107–114.

-----P-----

- 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.
- Palmer, A.N., Palmer, M.V., Sasowsky, I.D. (Eds.), 1999.** Karst Modeling Proceedings, Karst Waters Institute, Special Publication, vol. 5. Karst Waters Institute, Charles Town, WV.
- Palmer, A.N., 2003.** Dynamics of cave development by allogenic water. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(1): 11.
- Panagopoulos, G., Lambrakis, N., 2006.** The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology* 329, 368–376.
- Pandey, G., Lovejoy, S. and Schertzer, D., 1998.** Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two million square kilometres, one day to 75 years. *Journal of Hydrology*, 208(1-2): 62-81.
- Payraudeau S., 2002.** Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse : Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, Engref de Montpellier (France).
- Perrin C., 2000.** Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat : INPG Grenoble, Cemagref Antony (France).
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003.** Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology* 279 (2003) 106–124.
- Perrin, J., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F., 2003a.** Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. *Hydrogeology Journal* 11, 673–686.
- Plagnes, V., 1997.** Structure et fonctionnement des aquifères karstiques: caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, Montpellier, 376 pp.
- Plagnes, V., Kavouri, K., Huneau, F., Fournier, M., Jaunat, J., Pinto-Ferreira, C., Leroy, B., Marchet, P., and Dörfliger, N., 2010.** PaPRIKa, the French Multicriteria Method for Mapping the Intrinsic Vulnerability of Karst Water Resource and Source – Two Examples (Pyrenees,

Normandy). Environmental Earth Sciences, Advances in Research in Karst Media, Part 1, Pages 323-328.

- Pointet, T., Amraoui, N., Golaz, C., Mardhel, V., Négrel, P., Pennequin, D., Pinault, J-L., 2003.** Contribution of roundwaters to the exceptional flood of the Somme River in 2001 Observations, assumptions, modelling, La Houille Blanche, 6, 112–122.
- Pomerol, B., 1988.** Carte Géologique de la France, Sheet 366: Courtenay, 1: 50,000 scale, BRGM Orleans.
- Price, M., Low, R.G., McCann, C., 2000.** Mechanisms of water storage and flow in unsaturated zone of Chalk aquifer. Journal of Hydrology. 233 : 47-71.

-----Q-----

- Quesnel, F. et al., 1996.** Les formations résiduelles à silex en Haute-Normandie. Evolution continentale cenozoïque du NW du Bassin de Paris et utilisation potentielle comme granulats. Livret excursion, In Colloque Géomorphologie et Formations superficielles, Rouen, 19-21 mars 1996, BRGM Ed., 248: 65-99.
- Quesnel, F., Bourdillon, C., Laignel, B., 1996.** Maastrichtien supérieur au Nord Ouest du Bassin de Paris, France. Témoins résiduels en Seine-Maritime. C. R. Acad. Sci. 322, 1071–1077.
- Quesnel, F., 1997.** Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 255p.
- Quesnel, F., Catt, J., Laignel, B., Bourdillon, C., Meyer, R., 2003.** The Neogene and Quaternary Clay-with-flints north and south of the English Channel: comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. Journal of Quaternary Science, 18, 3-4, 283-294.
- Quinif, Y., Vandycke, S., Vergari, A., 1996.** Karstification et fracturation- Le cas des paléokarsts crétacés du Hainault (Belgique). In: coll. Géomorpho. et formations superficielles, Rouen, 19-21 mars 1996. Edit. BRGM, 248-50p.
- Quinif, Y., 1999.** Karst et evolution des rivieres: le cas de l'Ardenne. Geodinamica Acta, 12(3-4):267-277.
- Quinlan, J.F., Ewers, R.O., 1985.** Ground water flow in limestone terraces: strategy, rationale and procedure for reliable, efficient monitoring of ground water quality in karst areas. Proceedings, Fifth National Symposium on Aquifer Restoration and Ground Water Monitoring. National Water Well Association, Dublin, Ohio, pp. 197– 234.

-----R-----

- Ragot, J., 1988.** La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 141p.
- Rahnemai, M., Zare, M., Nematollahi, A.R., Sedghi, H., 2005.** Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers. Journal of Hydrology 311, 106–116.
- Raux, J., 2012.** Transferts des contaminants (Phytosanitaires, HAP et Nitrates) et de la turbidité au sein des aquifères des bassins versants du Roumois et du Plateau de Neubourg (Département de l'Eure, France). Thèse de doctorat, Université de Rouen, Mont Saint Aignan.
- Refsgaard, J. 1997.** Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. Journal of hydrology 198:69-97.
- Richards L.A., 1931.** Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, 1, 318-333.
- Rico, G., 1990.** Hydrogéologie de la craie: le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine-Maritime). Thèse de doctorat Thesis, Université de Rouen, Rouen, 271 pp.
- Rico, G., Juignet, P. et Meyer, R., 1993.** La turbidité des eaux souterraines en Normandie crayeuse: un traceur naturel. Compte Rendu Académie des Sciences, Paris. Série IIA (316). 225-230p.

- Robaszynski, F., Amédéo, F., 2001.** Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise (Ed. 2000). Ann. Soc. Géol. Du Nord. T.9 (2ème série), p. 25-38.
- Rodet, J., 1978.** Caractéristique du karst crayeux en Haute-Normandie. Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris. Rouen. 25-26 mai 1978.
- Rodet, J., 1991.** Les karsts de la craie: étude comparative. Thèse d'Etat, Université Paris V-La Sorbonne, Paris, 562p pp.
- Rodet, J., 1992.** La craie et ses karsts. Thèse d'Etat, Univ. Paris. Ed. CNEK-Groupe Seine, CNRS, Caen., 560 p.
- Rodet, J., 1993.** Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique : l'exemple des craies du bassin de Paris. Quaternaire. 97-102p.
- Rodet, J., 1996.** Une nouvelle organisation géométrique du drainage karstique des craies : le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). Compte Rendu Académie des Sciences. 322 1039-1045p.
- Rodet, J., 1997.** Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. Annales-de-la-Société-Geologique-du-Nord, 5 (2eme serie) : 351-359.
- Rodet, J., 1999.** Le réseau de fracturation, facteur initial de la karstification des craies dans les collines du Perche: l'exemple du site de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). Geodynamica Acta. 12 (3-4). 259-265p.
- Rodet, J., Massei, N., Laignel, B., Dupont, J.P., 2003.** The karstic delta as a morphological consequence of base level variations. Example of a chalk karst system in the western Paris Basin (Normandie, France). In: M. Bakalowicz, M. Causse and D. Genty (Editors), 3ème colloque international: Enregistrement karstique des changements climatiques, Montpellier (France), pp. 139-140.
- Rodet, J., Laignel, B., Dupuis, E., Brocard, G., Massei, N., and Viard, J.P., 2006a.** Contribution of a sedimentary study to the karstic evolution concept of a chalk cave of the Western Paris Basin (Normandy, France). Geologica Belgica, 9 (3-4) : 287-296.
- Rodet, J., Minguet, M., Fournier, M., Laignel, B., and Willems, L., 2006b.** Caracterisation, origine et fonctionnement hydrosédimentaire d'un remplissage sédimentaire du karst de la craie de Belgique : La grotte du C.R.S.O.A. (Montagne Saint Pierre). 10èmes Journées de Speleologie Scientifique, Han sur Lesse (Belgique), 18-19 novembre 2006 : 1 p.
- Rodet, J., 2007.** Karst de la craie et aquifère de Normandie. European Journal of water quality. 38(1). 11-22p.
- Rodet, J., Willems, L., Brown, J., Ogier-Halim, S., Bourdin, M. et Viard, J. P., 2009.** Morphodynamic incidences of the trepanning of the endokarst by solution pipes. Examples of chalk caves in western europe (France and Belgium). 15th International Congress of Speleology. Kerrville, Texas. 1657-1661p.
- Rogers, J-C. and Van Loon H., 1979.** Seesaw in winter temperatures between greenland and northern europe .2. Some oceanic and atmospheric effects in middle and high-latitudes. Amer meteorological soc. Vol:107 issue:5 pages:509-519.

-----S-----

- Salomon J.N., 1999.** The factor time in karstification. In: Géomorphologie: relief, processus, environnement. Vol. 5, n°3. pp. 195-213.
- Samani, N., 2001.** Response of karst aquifers to rainfall and evaporation, Maharlou basin, Iran. Journal of Cave and Karst Studies April, 33-40.
- Samani, N., Ebrahimi, B., 1996.** Analysis of spring hydrographs for hydrogeological evaluation of a karst aquifer system. Theoretical and Applied Karstology 9, 97-112.
- Saporta, G., 1990.** Probabilités, Analyse de Données et Statistique. Editions Technip, Paris.
- Sasowsky, I., Wicks, C. (Eds.), 2000.** Groundwater Flow and Contaminant Transport in Carbonate Aquifers. A.A. Balkema, Rotterdam, Holland.

- Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E. and Smith, B., 2003.** Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276(1-4): 137-158.
- Sebag, D., 2002.** Apports de la matière organique pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la basse vallée de la Seine: fluctuation des conditions hydrologiques locales et environnements de dépôt.
- Segond M, Wheeler H, Onof C., 2007.** The significance of spatial rainfall representation for flood runoff estimation: a numerical evaluation based on the Lee catchment, UK. *J Hydrol* 2007;347(1-2):116–31.
- Shao, Q., and Ni, P.P., 2004.** Least-squares estimation and ANOVA for periodic autoregressive time series. *Statistics & Probability Letters* 69 (2004) 287–297.
- Shuster, E.T., White, W.B., 1971.** Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* 14, 93–128.
- Singh, V.P., 1995.** Watershed modelling. In: Singh V.P., ed. *Computer models of watershed hydrology*. Colorado, USA: Water Ressources Publications, Highlands Ranch, 1-22.
- Slimani, S., 2009.** Les fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie: conséquences des contextes morphologiques et structuraux, Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 257 pp.
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B. et Dupont, J.P., 2009.** Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*. 17 (8). 1823-1832p.
- Smart, P.L. and Friedrich, H., 1986.** Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonated aquifer. In: N.W.W. Association (Editor), conference on Environment problems of karst terranes and their solutions, Mendip Hills, England, pp. 59-87.
- Smith, D.I., Atkinson, T.C., 1976.** The erosion of limestones. In: Ford, T.D., Cullingford, C.H.D. (Eds.). *The Science of Speleology*. Academic Press, London, pp. 151–177.
- Soulios, G., 1991.** Contribution à l'étude des courbes de recession des sources karstiques: exemples du pays helle'nique. *Journal of Hydrology* 124, 29–42.
- Strahler, A.N., 1964.** Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. Pages 4-39 - 34-76 in M. Hill, editor., New York.
- Stephenson, J. Brad, Zhou, W. F., Beck, B. F., and Green, T. S., 1999.** "Highway stormwater runoff in karst areas—preliminary results of baseline monitoring and design of a treatment system for a sinkhole in Knoxville, Tennessee." *Engineering Geology*, 51–59.
- Steuber, A.M., Criss, R.E., 2005.** Origin and transport of dissolved chemicals in a karst watershed, southwestern Illinois. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (2), 267–290.
- Sweeting, M.M. (Ed.), 1981.** *Karst Geomorphology*. Benchmark Papers in Geology, vol. 59. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudburg, Pennsylvania.

-----T-----

- Teutsch, G., 1989.** Groundwater models in karstified terrains: two practical examples from the Swabian Alb (S. Germany). *Proceedings, Solving Ground Water Problems with Models*. International Ground Water Modeling Center, Indianapolis, Indiana, pp. 929–953.
- Thiery, D., 1990.** Logiciel MARTHE. Modélisation d'Aquifère par un maillage Rectangulaire en régime Transitoire pour le calcul hydrodynamique des écoulements, version 4.3, BRGM report, 4S/EAU R32210 1990, 1990.
- Thiery, D., 1993.** Modélisation des aquifères complexes - Prise en compte de la zone non saturée et de la salinité. *Calcul des intervalles de confiance*. *Revue Hydrogéologie*, 4, 325–336.
- Thiery, D. and Amraoui, N., 2001.** Hydrological modelling of the Saone basin. Sensitivity to the soil model. *Phys. Chem. Earth. Pt. B*, 26(5–6), 467–472.

- Thiéry, D., 2003.** Logiciel GARDENIA version 6.0 - Guide d'utilisation, In French (GARDENIA software release 6.0 User's guide), BRGM report, RP-52832-FR, 102 pp., 42 Figs.
- Thiéry, D., 2004.** Plaquette de présentation du code de calcul GARDÉNIA du BRGM. Note technique. NT EAU 2004/22
- Thiéry, D., 2010.** Didacticiel du code de calcul Marthe v7.0 . Rapport final. BRGM/RP-58632-FR.
- Torrence, C. and Compo, G.P., 1998.** A practical guide to wavelet analysis. *J. Amer. Meteor. Soc.*, 79(1): 61-78.
- Torrence, C., Webster, P.J., 1999.** Interdecadal changes in the enso-monsoon system. *J. Clim.* 12 (8), 2679–2690.
- Tremblay, L., Larocque, M., Anctil, F., Rivard, C., 2011.** Teleconnections and interannual variability in Canadian groundwater levels. *J. Hydrol.* 410, 178–188.
- Trudgill, S.T., 1985.** Limestone Geomorphology. *Geomorphology Texts 8.* Longman Group Ltd., London.

-----U-----

- Upton, K.A., Jackson, C.R., 2011.** Simulation of the spatio-temporal extent of groundwater flooding using statistical methods of hydrograph classification and lumped parameter models. *Hydrol. Process.* 25, 1949–1963.

-----V-----

- Vachier, P., Cambier, P., Prost, R., 1979.** Structure d'un milieu poreux : la craie, *Annales Agronomiques* n° 30, pages 247 à 263.
- Vachier P., Dever L., Fontes J.C., 1987,** Mouvements de l'eau dans la zone non saturée et alimentation de la nappe de la craie de Champagne : approches isotopiques et chimiques, international symposium on the use of isotope techniques water resources development, Vienne Autriche, pages 367 à 379 IAEA SM 299/53.
- Valdès, D., 2005.** Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (département de l'Eure, France). Thèse de doctorat Thesis, Université de Rouen, Mont Saint Aignan.
- Vadès, D., Dupont, J-P., Massei, N., Laignel, B., Rodet, J., 2005.** Analysis of karst hydrodynamics through comparison of dissolved and suspended solid's transport. *C.R Geosciences* 1365-1375.
- Valdès, D., Dupont, J.P., Massei, N., Laignel, B., Rodet, J., 2005a.** Investigation of karst hydrodynamics and organization using autocorrelations and T-ΔC curves. *J Hydrol* 329(3-4):432–443.
- Valdès, D., Dupont, J-P., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T., Mahler, B.J., 2007.** A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. *Journal of Hydrology* 340, 244– 255.
- Van Beynen, P., Townsend, K., 2005.** A disturbance index for karst environments. *Environmental Management* 36, 101–116.
- Vaute, L., Drogue, C., Garrelly, L., Ghelfenstein, M., 1997.** Relations between the structure of storage and the transport of chemical compounds in karstic aquifers. *Journal of Hydrology* 199 (1997) 221-238.
- Veni, G., 1999.** A geomorphological strategy for conducting environmental impact assessments in karst areas. *Geomorphology* 31, 151–180.
- Vernoux, J.F., 2004.** Réseau piézométrique du Bassin Seine Normandie, stations de surveillance de la nappe de l'Albien.
- Vesper, D.J., Loop, C.M., White, W.B., 2001.** Contaminant transport in karst aquifers. *Theoretical and Applied Karstology* 13–14, 101–111.
- Visbeck, M., 2002.** The ocean's role in Atlantic climate variability. *Science* 297, 2223–2224.

-----W-----

- Walsh, P.T., Edler, G.A., Edwards, B.R., Urbani, D.M., Valentine, K., Soyer, J., 1973.** Large scale surveys of solution subsidence deposits in the Carboniferous and Cretaceous limestones of Great Britain and Belgium and their contribution to an understanding of the mechanisms of karstic subsidence. Sinkholes and Subsidence – Engineering geological problems associated with soluble rocks Proc. Int. Ass. Eng. Geol. Symp., Hanover: T2. A1-T2.A10.
- Waltham, A.C, et Fookes, P.G, 2005.** Engineering classification of karst ground conditions. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. The Virtual Scientific Journal* ISSN 1814-294X.
- Waltham A.C. 1995.** The pinnacle karst of Gunung Api, Mulu, Sarawak. *Cave and Karst Science* 22, 123-126.
- Waltham T. 2005.** Karst terrains. In: Fookes P.G., Lee M. and Milligan G. (Eds.), *Geomorphology for Engineers*. Whittles Publishing: Caithness, 662-687.
- Waltham, A.C., et Fookes, P.G., 2003.** “Engineering classification of karst ground conditions.” *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36:101–118.
- Wazi, N., 1988.** Le Crétacé du Roumois (vallée de l’Oison) et le tertiaire-quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine. *Stratigraphie et tectonique. Thèse de Doctorat. Université de Rouen.* 534p.
- Wheater, H. S., A. J. Jakeman, and K. J. Beven. 1993.** Progress and directions in rainfall-runoff modelling. Pages 101-132 in A. J. Jakeman, Beck, M.B. and McAleer, M.J., editor. *Modelling change in environmental systems*. John Wiley & Sons.
- White, W.B., 1988.** *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York. 464 p.
- White, W.B., White, E.L., 1989.** *Karst Hydrology Concepts from the Mammoth Cave Area*. Van Nostrand Reinhold, New York.
- White, W.B., 2002.** Karst hydrology: recent developments and open questions. *Eng. Geol.* 65 (2–3), 85–105.
- Willems, L., Rodet, J., Fournier, M., Laignel, B., Dusar, M., Lagrou, D., Pouclet, A., Massei, N., Dussart-Baptista, L., Compere, P., and Ek, C., 2007.** Polyphase karst in Cretaceous chalks and calcarenites of the Belgian- Dutch border. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F.*, 51 (3) : 361-376.
- Williams, P.W., 2008.** The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37 (1), 1-10.
- Wilson, C., Valdes, J., Rodriguez-iturbe, I., 1979.** On the Influence of the spatial distribution of rainfall on storm runoff. *Water Resour Res* 1979;15(2).
- Woods, R., Sivapalan, M., 1999.** A synthesis of space–time variability in storm response: rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resour Res* 35(8):2469–85.

-----Y-Z-----

- Young, C.P., Oakes, D.B., Wilkinson, W.B., 1976.** Prediction of future nitrate concentrations in ground water. *Ground Water*. 14 (6) : 426-438.
- Zwahlen, F., and Doerfliger, N., 1997.** Outlining of Protection Areas in Karstic Environment, A New Approach.” *Karst-Water Environment Symposium Proceedings, Virginia Water Resources Research Center, Virginia Tech, Blacksburg*, 54–62.