

Ecole doctorale SHS

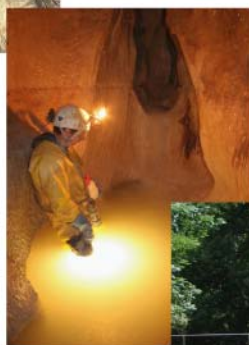
Mémoire de Recherche

Présenté par Alain Devos

Pour obtenir le diplôme d'Habilitation à Diriger les Recherches

2010

Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France Volume 1



Composition du Jury

Marie-José Penven (Professeur Université de Rennes 2) – rapporteur externe
Dominique Harmand (Professeur Université de Nancy 2) – rapporteur externe
Alain Marre (Professeur Université de Reims-Champagne-Ardenne) – rapporteur interne
Vincent Barbin (Professeur Université de Reims-Champagne-Ardenne)
Philippe Audra (Maître de Conférences HDR Université de Nice – Sophia Antipolis)

Mémoire préparé au sein du GEGENAA (EA 3795)
Université de Reims-Champagne-Ardenne - UFR Lettres & Sc. Humaines
57, rue Pierre Taittinger 51096 REIMS Cedex

SOMMAIRE

SOMMAIRE	2
Remerciements	4
Préambule	5

Introduction générale et historique des connaissances 11

I	Avant 1920	11
A	La tradition populaire et les écoulements karstiques	11
a	Des rivières qui se perdent	12
b	Des sources rares qui se perdent spontanément	12
c	Des grottes et des saint	12
B	La toponymie et les écoulements karstiques	13
a	Les sources	14
b	Les formes de surface	14
c	Les formes d'infiltration verticale	15
d	Les formes d'écoulement horizontal	15
e	Les tuffières et sources incrustantes	15
C	Des sanctuaires païens sur des sources calcaires	16
D	Les archives, rapports et documents administratifs	17
E	Archives, ouvrages scientifiques et écoulements karstiques	18
II	De 1920 à 1970	20
A	Le paléokarst étudié pour la sidérurgie lorraine	20
B	Le karst : une contrainte à l'exploitation de la minette	21
C	Rechercher de nouvelles ressources en eau	21
D	L'apport des spéléologues	22
III	De 1970 à 1992	22
IV	Depuis 1992	23
A	Les travaux universitaires	23
B	Les études de l'Andra	24
C	Les karsts de bas plateaux de l'Est de la France	24

PARTIE 1 : L'infiltration en surface 27

1.1.	Le rôle de la couverture et l'infiltration karstique	28
1.2.	Les fronts de karstification de l'Est de la France	32
1.2.1.	Le contrôle lithologique et les fronts de karstification	35
1.2.2.	Le rôle minime de la fracturation sur les fronts de karstification	68
1.3.	L'infiltration diffuse de surface	69
1.3.1.	Le contrôle lithologique et les systèmes d'infiltration	69
1.3.2.	L'infiltration diffuse en fond de vallée	71
1.3.3.	Le rôle des formations superficielles et de la structure du sol	75

PARTIE 2 : L'infiltration en zone non saturée ou vadose 81

2.1.	La fracturation dans l'Est de la France	82
2.1.1.	Définitions	82
2.1.2.	Les contrôles de la fracturation	83
2.1.3.	L'évolution tectonique polyphasée	84
2.1.4.	Les grandes structures tectoniques de l'Est de la France	85
2.1.5.	La fracturation et le réseau hydrographique	89
2.2.	L'infiltration concentrée et rapide	90
2.2.1.	Les formes verticales	91
2.2.2.	Les formes d'écoulement horizontal en zone vadose	97
2.3.	Le rôle de la détente mécanique en bordure des versants	110

PARTIE 3 : La zone saturée et la vidange aquifère 133

3.1.	La zone noyée des aquifères calcaires de l'Est de la France	135
------	---	-----

	3.1.1.	Les paramètres hydrodynamiques et le contrôle lithologique	135
	3.1.2.	Le rôle du compartimentage tectonique	145
3.2.		La vidange aquifère	153
	3.2.1.	Les sources	153
	3.2.2.	Les cours d'eau en période de basses eaux	163
	3.2.3.	Les cours d'eau en hautes-eaux	182

PARTIE 4 : Gestion des eaux et impacts anthropiques en pays calcaires **192**

4.1.		Les hommes dans l'aquifère : les travaux miniers et les carrières souterraines	193
	4.1.1.	Géomatériaux, gisements et engrais	194
	4.1.2.	Le bassin ferrifère lorrain	202
	4.1.3.	Les carrières souterraines	217
	4.1.4.	Les galeries de sapes et de mines militaires	227
4.2.		Les canaux de navigation	230
	4.2.1.	Les voies navigables du Grand Est	230
	4.2.2.	L'alimentation des canaux	234
	4.2.3.	Le bilan des échanges et des fuites	241
	4.2.4.	Les canaux de navigation et le karst	243
4.3.		L'énergie hydraulique	244
	4.3.1.	Les sites de moulins à eau	244
	4.3.2.	Des usages plus diversifiés	246
	4.3.3.	La désaffectation des moulins	249
	4.3.4.	Les reconversions des moulins hydrauliques	251
	4.3.5.	La saturation hydraulique et les conflits d'usage	253
4.4.		L'alimentation en Eau Potable (AEP)	256
	4.4.1.	Le captage des sources karstiques	256
	4.4.2.	La tendance au captage en nappe alluviale	259

PARTIE 5 : Conclusion et projet de recherche **261**

5.1.		Conclusion	262
5.2.		Projet de recherche	275

BIBLIOGRAPHIE **279**

Table des figures

Table des tableaux

Remerciements

Ce travail a pour objet de synthétiser nos travaux de recherches sur les conditions d'écoulement des bas plateaux calcaires de l'est de la France et de proposer en conclusion un projet. Ce n'est donc pas une finalité mais une nouvelle étape dans la vie de l'enseignant-chercheur.

Si la rédaction est issue d'un travail personnel, les mesures de terrain, de laboratoire, le traitement des résultats, voire même la réflexion s'inscrivent, par définition dans des travaux collectifs au sein d'équipes de recherche, d'associations et de groupes de collègues. C'est le moment de les remercier.

Avant tous, je tiens à remercier les membres du jury à savoir, A. Marre, Professeur de Géographie physique de l'URCA, Vincent Barbin, Professeur de géologie et directeur de l'EA GEGENAA de l'URCA, J. Corbonnois, Professeur de Géographie physique à l'Université du Maine (Le Mans) et D. Harmand, Professeur de Géographie Physique de l'Université de Nancy.

Ce remerciement s'adresse donc à l'ensemble du jury qui a bien voulu lire cette contribution et participer à la soutenance. Je sais que ce jury connaît bien l'Est de la France et ses écoulements car j'ai eu le plaisir de partager avec lui des journées de terrain, des brainstormings dans le cadre de contrats de recherche et des publications.

Ces travaux s'intègrent dans le cadre d'équipes d'accueil (CEGUM, GEGENAA), de programmes de recherche regroupant une fédération de chercheurs (Piren-Seine, AQUAL, groupements de laboratoires) et via des activités associatives (GéoKarst, Commissions scientifique et médicale de la Ligue Lorraine de la Fédération Française de Spéléologie, Fédération Française des Amis des Moulins, Association Française de Karstologie, etc...). Faute de pouvoir citer l'ensemble des personnes ayant participé aux travaux, je ne peux que les remercier en bloc. Elles se reconnaîtront.

Je pense aussi aux collègues ingénieurs, assistants-ingénieurs, techniciens et secrétaires des Universités, qui travaillent trop souvent dans l'ombre.

Je dois aussi remercier les financeurs qui ont soutenus ces travaux via des contrats de recherche, des contrats d'études et des prestations. Une liste exhaustive serait trop longue mais je ne peux oublier l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (AERM), L'Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN), l'Andra, les Conseils généraux de la Meuse et de la Marne, VNF, la DDE et la DDAF de la Meuse, le SRAE Lorraine, l'Aupelf-Uref, le GEREEA, AREA, la FFS etc... .

Un merci aux membres de l'association GéoKarst (qui me réclament une assemblée générale depuis plusieurs années maintenant) à Olivier, Laurent et Christelle qui m'ont aidé durant le dernier sprint final. Je pense aussi à JF Zumstein qui nous a quitté trop vite.

Enfin, je tiens à remercier plus particulièrement mon épouse Christelle qui partage ma passion des mondes souterrains et qui est aussi une collaboratrice au sein du GEGENAA. Christelle, sera pour moi ma plus belle rencontre souterraine... .

Pardon à Juliette, notre petite fille, pour ma plus faible disponibilité durant la rédaction de cette contribution. Je me rattraperais plus tard ! C'est promis.

Préambule

Voici l'heure du bilan. Bilan de 14 années de recherches post-thèse portant sur les modalités d'écoulements, essentiellement consacrées aux bas plateaux calcaires de l'Est de la France avec une incursion postdoctorale dans les hauts plateaux du Moyen-Atlas marocain

Pourquoi, orienter ses recherches vers cette thématique ? Pour de multiples raisons :

- D'une part, elle s'inscrit dans une dynamique de laboratoire d'équipe d'accueil aux seins des Universités de Metz (CEGUM) et de Champagne-Ardenne (GEGENA²) en passant par la Faculté Sidi Mohamed Ben Abdallah de Fès.
- D'autre part, elle répond à une forte demande de la part des organismes gestionnaires de l'eau et de l'environnement. La loi sur l'eau de 1992 et surtout la directive cadre européenne (DCE) de 2000 visant à atteindre le bon état écologique des cours d'eau d'ici 15 ans ont contribués a « dopé » les études consacrées aux écoulements.
- En outre, elle constitue dans mon parcours de recherche une certaine continuité souvent enrichie par de nouvelles approches disciplinaires - notamment en géomorphologie - au gré des contrats d'étude, de recherche, des contrats d'objectifs et des encadrements d'étudiants.

Ce préambule est une présentation de mon parcours de recherche et de mes responsabilités pédagogiques, administratives et scientifiques qui justifient le choix du sujet de cette contribution. Le volume 1 correspond au mémoire de recherche alors que le volume 2 est consacré au Curriculum vitae et au recueil des principales publications.

Parcours de recherche

Travaux doctoraux : hydrologie en pays calcaires

Dans le cadre des travaux de thèse de 1993 à 1996 au sein du Centre d'Etude de Géographie de l'Université de Metz et portant sur l'hydrologie et les ouvrages hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain, mes recherches s'intègrent à l'interface entre l'hydrologie en pays calcaire et la gestion de l'eau. La problématique, largement initiée par les contrats d'étude du CEGUM avec la DDE de Meuse et le Conseil Général de la Meuse est une contribution à une réflexion sur la difficile adaptation des réglementations (notamment celle concernant l'application des débits réservés ou minimum appliqués aux ouvrages hydrauliques), aux pays calcaires. En effet, l'hétérogénéité spatiale des écoulements inhérents à l'anisotropie des aquifères calcaires perturbe considérablement les modèles hydrologiques classiques utilisés pour déterminer le débit du cours d'eau à un point kilométrique ou à une surface de bassin versant considérée. C'est pour répondre à cette problématique que l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse initie avec le CEGUM les catalogues de débits d'étiage qui nécessitent de nombreuses campagnes de mesures de débit en situation stabilisée de basses eaux valorisées par des profils hydrologiques et des cartes de débits spécifiques sur la Saulx et l'Ornain, pourtant tributaires du bassin Seine-Normandie. Cette démarche est utilisée dans le cadre des recherches doctorales et mettent en évidence d'importantes disparités spatiales des écoulements liés à des circulations karstiques de grande ampleur affectant à la fois les fonds de vallée mais aussi les plateaux. Ces circulations déterminent des transferts de

masses d'eau entre bassins versants contigus (captures actives) et témoignent du rôle important des écoulements souterrains dans la préparation d'une réorganisation future du réseau hydrographique.

Les travaux de thèse « récompensé » par le prix scientifique de l'Académie Nationale de Metz en 1997 et par un prix des Conseils Généraux de Lorraine en 1998 sont valorisés par une quinzaine de publications entre 1996 et 1998 et des colloques à Nancy, Metz et Sarrebrück.

Travaux post-doctoraux à Metz : l'approche souterraine

Après la thèse, les travaux de recherche viennent appuyer ceux de Stéphane Jaillet qui soutient sa thèse en 2000 sur le karst du Barrois. Avec Stéphane, nous animons l'association Géokarst qui participe à l'organisation de nombreux traçages sur l'interfluve Saulx-Marne ainsi que sur les plateaux oxfordiens dans le bassin supérieur de l'Ornain. Le suivi physicochimique et hydrométrique de plusieurs systèmes de sources karstiques en rive gauche de la Saulx (Rupt-du-Puits, émergences de Rupt-aux-Nonains) soutenu par le CEGUM et un contrat d'étude avec le conseil général (Devos A., Jaillet S., 1997 et 1998) permet de mieux appréhender le comportement hydrodynamique de l'aquifère tithonien et montre une importante dichotomie entre deux types de systèmes karstiques pourtant inscrits dans le même aquifère. La surveillance des émergences à l'exutoire des systèmes repose sur une démarche de type « boîte noire » largement utilisée en hydrogéologie. L'apport des recherches avec Stéphane est la démarche spéléologique qui consiste à observer, mesurer à l'intérieur de l'aquifère. Les très nombreuses opérations de topographie, de traçages souterrains, de mesures sérielles de débits et de paramètres physico-chimiques en rivière souterraine notamment au Rupt-du-Puits montrent la complexité des écoulements selon l'étagement vertical de l'aquifère. En effet, en surface, l'infiltration est déterminée par le karst de contact lithostratigraphique jalonné par un alignement de dolines, pertes et gouffres. Par contre en zone non saturée, l'infiltration rapide et concentrée est tributaire de la fracturation qui cale les puits et gouffres du Barrois. Enfin, en zone noyée, les écoulements semblent induits par le compartimentage structural et recoupent les fractures (Devos A., et al., 1999). C'est incontestablement durant ces recherches avec Stéphane que l'approche souterraine vient enrichir mes compétences et me permettre de les développer plus tard à l'Université de Reims.

Travaux post-doctoraux au Maroc : l'application aux milieux sub-humides et semi-arides calcaires et volcaniques

Dans le cadre d'une action intégrée entre l'Université de Metz (CEGUM) et l'Université de Fès au Maroc, une mission de deux semaines m'a permis de participer à une campagne de mesures de débits sur l'oued Sebou en 1997 et d'élaborer un projet de recherche postdoctorale en relation avec un appel d'offre de bourse d'excellence en « génie parasécheresse » de l'Aupelf-Uref que j'ai le plaisir de remporter et me permet de bénéficier d'une bourse postdoctorale à l'Université Sidi Mohamed Ben Abdellah durant 10 mois.

Le moment est venu d'appliquer les méthodes acquises en Lorraine au Moyen-Atlas marocains dans le bassin supérieur de l'Oued Sebou.

L'objet de l'étude est d'une part, de dresser l'état des ressources en eau du bassin en association avec la problématique « sécheresse » de l'action Intégrée franco-marocaine et d'autre part de confronter ces ressources aux usages de l'eau essentiellement vouée à l'irrigation.

L'application des méthodes passe par la réalisation de 3 campagnes de mesures sérielles de débits, de températures et de conductivité à certains points sur le drain principal, ses

affluents, sources et réseau de seguias de manière à montrer le rôle des prélèvements pour l'irrigation sur l'écoulement des eaux.

Un inventaire des barrages de prise d'eau, des seguias sur le terrain, par photo-interprétation et une enquête auprès du service de l'Hydraulique de Fès mais surtout auprès des tribus riveraines des Béni M'Guil, Ait Youssi et Ait Segrouchène nous a permis de comprendre le mode de gestion et surtout de partage de l'eau en « Noubas » selon des calendriers distribuant des parts d'écoulement ou « fess » par tribus berbères leur garantissant une alimentation raisonnée des périmètre irrigués.

La réalisation des profils hydrologiques et de cartes de débits spécifiques nous a permis de mettre en évidence, d'une part le mode de vidange aquifère des basaltes et d'autre part l'originalité du fonctionnement des Noubas. En effet, dans les formations volcaniques basaltiques (plateaux basaltiques de l'oued Guigou) la vidange aquifère est essentiellement assurée par des sources importantes (Aïn Aberchane, Aïn Tizill, Aïn Ouamender) qui déterminent le découpage tribal. Chaque confédération de tribus bénéficie effectivement d'une source en tête de son système d'irrigation et utilise l'intégralité des eaux de l'oued déterminant un assec en aval du secteur. Les sources ne cristallisent pas l'installation humaine et sont situées dans des no man's land.

L'autre apport des recherches montre que la vidange aquifère ne s'exerce pratiquement que par d'importantes sources et non un drainage généralisé par les cours d'eau à la différence des bas plateaux de l'est de la France.

Les travaux au Maroc, finalisés par l'organisation d'un colloque à Fès du 21 au 26 septembre 1999 ont été valorisés par deux rapport Aupelf-Uref et 5 publications dont un acte de colloque à Aix-en-Provence.

Travaux au sein de l'Université de Reims-Champagne-Ardenne : ouverture à la géomorphologie et aux milieux crayeux

A partir de 1999, c'est sous le statut de maître de conférence que mes activités de recherche sont menées au sein d'équipe d'accueil, le GAGE dans un premier temps (Groupe d'étude en Aménagement, Géographie et Environnement regroupant des enseignants chercheurs des 23 et 24^e section) entre 1999 et 2002 puis, ensuite le GEGENA² (Groupe d'Etude des Géomatériaux, des Environnements naturels et anthropisés – archéologie). L'intégration à cette dernière équipe regroupant des géologues, des géographes physiciens, des géochimistes, des pharmaciens et des archéologues nous permet non seulement de mieux centrer les problématiques de recherche mais surtout de travailler en équipe sur des projets de recherche régionaux, nationaux voire internationaux dans une dynamique de publications indexées à des « impact factor » qui reste peu utilisée en sciences humaines.

Mais l'hydrologie n'est pas un axe de recherche affiché par ces équipes d'accueil rémoises. C'est donc une reconversion ou plutôt un nouvel enrichissement qui me permet d'élargir les échelles de temps (géologiques, pléistocènes et holocène), et le champ d'application à l'hydrologie. Cette ouverture permet une interaction féconde entre plusieurs disciplines et garantit une vision multiscalaire indissociable du géographe.

Les activités de recherche passent non seulement par les travaux contractualisés (Andra, AQUAL) mais aussi par l'appui de structures associatives et enfin par l'encadrement d'étudiants en master.

Au sein du GEGENA² deux axes structurent la recherche : les géomatériaux et les transferts de la surface à la zone noyée.

Les transferts de la surface à la zone noyée.

Les contrats **Andra** répondent à des problématiques de géoprospective sur des échelles de temps correspondant à la durée de vie des radionucléides pour des déchets à forte activité et à vie longue donc proche du million d'année. Le site de Bure dans la Meuse, dans le bassin versant de la Saulx supérieure fait l'objet de nombreuses recherches regroupant originellement un groupement de laboratoires, puis une collaboration étroite avec l'Ecole des Mines de Paris, le Muséum d'Histoire Naturelle, les Universités de Reims, Metz et Nancy. Ces collaborations ont permis d'échanger et de mûrir une réflexion initiée depuis les travaux de thèse car le secteur d'étude est sensiblement le même en intégrant l'interfluve Marne-Saulx.

Les contrats (une dizaine de rapports réalisés entre 2000 et 2009), portent sur des thèmes de recherche en adéquation avec les problématiques soulevés dans les travaux de thèse mais s'ouvrent davantage vers un objectif de géoprospective et de modification des paysages des bas plateaux calcaires à l'échelle du million d'année. Ils regroupent les problématiques suivantes : incision et élargissement des vallées, réorganisation du réseau hydrographique (captures), recul de cuesta, ablation, recul des couvertures assisté par le karst, écoulements karstiques, bilans d'érosion sur 1000 Ka en fonction des scénarios climatiques (froids et tempérés). Outre les contrats, ces travaux m'ont permis d'encadrer de manière non officielle la thèse d'Olivier Lejeune soutenue en 2005 et dirigée par le Professeur Alain Marre. Cette thèse portant sur les dynamiques géomorphologiques des bas plateaux du bassin supérieur de la Marne intègre toutes les problématiques de géoprospective Andra.

Les travaux en collaboration avec l'Andra sont toujours en cours, et sont valorisés par 5 publications.

Le programme **AQUAL** (CPER) portant sur « la lutte contre la pollution diffuse en milieu rural dans le bassin versant de la Vesle » a commencé en 2003 et regroupe 5 axes de recherches (observatoire des pratiques agricoles, transferts, modélisation, biomonitoring-toxicité et remédiation) et plusieurs équipes de recherche et d'établissements publics (universitaires, INRA, BRGM, Piren). Ces axes recoupent les problématiques du **Piren-Seine** dont le bassin Vesle est une zone atelier. L'intégration au Programme de recherche interdisciplinaire sur le bassin Seine en 2004, nous a permis et de participer aux préoccupations de modélisation des écoulements de surface (STREAM, SENEQUE). A ce titre, j'ai pu appliquer les méthodes de spatialisation des écoulements en période d'étiage acquises dans le bassin Rhin-Meuse aux bassins crayeux de la Seine. Une collaboration avec le BRGM en charge de l'étude de la zone noyée nous a également confortés dans un objectif de modélisation conceptuelle des relations nappe-rivière. Ce programme de recherche s'est enrichi de l'intégration des biologistes et des écologues (utilisation de biomarqueurs pour déterminer l'état écologique des cours d'eau) en 2009 et s'inscrit dans le prochain plan quadriennal de l'équipe. L'étude des modalités d'infiltration au contact K/T ou Crétacé-Tertiaire montre la permanence d'un front de karstification affectant la craie de Champagne dans la partie médiane du bassin de la Vesle. Ce front correspondant à un karst de contact lithostratigraphique présente les mêmes caractéristiques que ceux observés sur les plateaux calcaires jurassiques étudiés auparavant (étagement, site de forêt, karst couvert) mais s'inscrit sur un front de côte. Cette étude représente donc une continuité dans les problématiques de recherche (hydrologie karstique, morphologie karstique, vulnérabilité aquifère, transferts de masse d'eau via les écoulements souterrains et les voies navigables). Le programme de recherche a permis de réaliser 4 rapports Piren-Seine en ligne sur le site du Piren, autant de rapports d'activités et des séminaires annuels ainsi que 3 publications dans des revues reconnues par l'AERES.

Axe « géomatériaux »

L'axe « **géomatériaux** » du GEGENA² a pour problématique scientifique l'inventaire des ressources en pierre, leur extraction, l'altération des pierres et leur utilisation archéologique. C'est ici que les compétences souterraines peuvent s'exercer librement (ainsi que dans le cadre des travaux en karstologie du programme AQUAL) et s'appliquer aux cavités artificielles. En effet, depuis maintenant 6 ans, les activités de recherche s'orientent également sur les carrières souterraines du Lutétien calcaire qui constituent un regard privilégié sur la karstification du massif et la détente mécanique induite par la proximité des vallées.

L'encadrement (non officiel) de la thèse de Christelle Sosson (qui porte sur l'apport de l'approche souterraine sur la compréhension des dynamiques géomorphologiques des plateaux lutétiens à l'est du bassin de Paris) et co-dirigée par les Professeurs Alain Marre et Vincent Barbin, s'intègre dans cette problématique. Cet aspect permet de développer et de renforcer les observations faites dans les carrières souterraines du Barrois faites dans le cadre des études doctorales. C'est également dans cet axe que l'interaction féconde entre plusieurs disciplines s'exerce, avec la géologie (faciès, microfossiles), la géomorphologie (dynamiques de versant), l'hydrologie (infiltration fissurale, aquifères perchés), la karstologie (fantômisement, karst fossile, tufières) et l'histoire (tracéologie, techniques d'extraction, graffiti des tranchées durant la Grande Guerre). Ces travaux permettent également d'élargir aux plateaux tertiaires la problématique de recherche de l'axe « transferts ».

Les travaux associatifs

Avec l'appui de structures associatives que j'ai présidé (commission scientifique de la ligue lorraine de spéléologie) ou que je préside encore (Géokarst), des travaux de recherche en milieu souterrain dans le karst de l'est de la France et les carrières souterraines ont permis de renforcer les recherches contractuelles. Les opérations de traçages, les comptages chiroptères, la participation au suivi du radon dans les carrières du Barrois dans le cadre d'une étude de la Commission médicale de la Fédération Française de Spéléologie (Ostermann JM et *al.*, 2007) et de nombreuses activités de terrain ont permis d'appuyer en matériel mais surtout en main d'œuvre les travaux de recherche universitaire. Ils sont souvent associés à d'autres structures associatives comme l'Association française de karstologie (AFK), le Groupe Français de Géomorphologie (GFG), la commission des systèmes d'hydrologie continentale, le Groupe Francophone d'Humidité et des transferts en Milieux Poreux (G.F.H.N.), la Fédération Française des Amis des Moulins (FFAM), l'association « Roches et carrières », et la Société d'Etude des Souterrains (SFES) qui gère la revue « Subterranea » dans laquelle 4 publications ont été effectuées.

L'intégration de la vie associative aux travaux de recherche permet également de multiplier les communications en séminaires, colloques, rencontres, ou journées dont j'ai participé à l'organisation ou en tant que simple membre.

Encadrements d'étudiants en Master et en thèse

Les travaux de recherche associent les étudiants par la réalisation de mémoire de recherche en niveau master. Les sujets s'intègrent généralement dans les deux axes de recherche de l'équipe d'accueil adossée au master de manière à garantir une certaine cohérence dans le parcours. Moins de 30 étudiants ont été encadrés en une dizaine d'années afin de leur fournir une réelle disponibilité sur le terrain et en salle.

Concernant les travaux de thèse, la direction de l'encadrement étant effectué par les professeurs et habilités, c'est de manière non officielle ou en tant que membre de comité de suivi que j'ai encadré les recherches doctorales et post doctorales.

Hormis les aides et conseils ponctuels, deux travaux de thèse ont fait l'objet d'un encadrement soutenu sur le terrain et en salle (thèses d'Olivier Lejeune et de Christelle Sosson). J'ai également proposé un projet de recherche doctorale portant sur les facteurs structurant les karts de la craie dans l'Est de la France, dans le cadre du contrat d'objectif AQUAL (CPER) qui a été accepté et dont l'appel d'offre auprès des doctorants sera publié en 2010. Pour cette année, je suis porteur de projet d'un post-doc, assuré par Laurent Chalumeau.

Mon parcours de recherche, depuis maintenant 14 ans après l'obtention d'une thèse, montre une cohérence d'ensemble. Les travaux portent essentiellement sur les modalités d'écoulement dans la traversée des plateaux calcaires et plus spécifiquement dans l'Est de la France. C'est pourquoi, j'ai choisi cette thématique dans le cadre des recherches d'HDR.

Responsabilités pédagogiques, administratives et scientifiques

Le statut de Maître de conférence comprend des **responsabilités pédagogiques** que j'ai assuré (direction du département de géographie de l'UFR lettres & Sciences humaines durant 3 ans, responsable du parcours « environnement » de Licence mention « géographie » de 2006 à 2008 regroupant 6 UE, membre du groupe APEX de l'Université Reims-Champagne-Ardenne, groupe de travail "Activités Pédagogiques Extérieures" de 1999 à 2002, membre de la sous-commission d'admission en première année d'IUFM de Reims au titre de second degré de 1999 à 2005).

J'assure toujours à l'Université de Reims les responsabilités pédagogiques suivantes : directeur du jury L1 et de 1^{ère} année de Licence, membre de la commission de validation d'acquis, membre de la commission d'orientation active du département de géographie de l'UFR lettres & Sc. Humaines de l'URCA depuis 2008 et Président de jury de baccalauréat. Dans le cadre du prochain quadriennal 2012-2015, je suis directeur des études d'une offre de formation du Master « Géoris ».

Enfin, je suis Expert AERES depuis 2008, pour les offres de formation de licence.

Les **responsabilités administratives** nécessaires au bon fonctionnement des établissements ne sont pas oubliées en tant que membre de la Commission des Finances, des moyens et des bâtiments de l'UFR Lettres & Sciences Humaines de l'Université Reims-Champagne-Ardenne depuis janvier 2000.

Enfin, mes **responsabilités scientifiques** correspondent à des demandes d'expertises en tant que membre du conseil scientifique du comité de bassin de l'Agence Rhin-Meuse depuis juillet 2010 et membre expert du comité de pilotage de l'étude Reims Métropole « les champs Couraux » en 2007 et de l'étude « Champ captant de Fléchambault –étude complémentaire du bassin d'alimentation » en 2008-2009.

Introduction générale et historique des connaissances

L'état des connaissances sur les écoulements en pays calcaires dans le Grand Est, est fonction du contexte historique et s'organise en quatre grandes périodes (avant 1920, de 1920 à 1970, de 1971 à 1992 et depuis 1992).

Avant 1920, elles sont davantage issues de la perception de sociétés, véhiculées par la tradition populaire, et basées sur des écrits. Ces derniers restent l'apanage de sociétés savantes et de curieux, naturalistes et médecins sensibilisés aux épidémies d'origine hydrique du XIX^{ème} siècle.

Entre 1920 et 1970, les deux guerres mondiales et les « Trente Glorieuses » engendrent des reconstructions et l'accroissement démographique. Le karst et ses écoulements dans le Grand Est sont méconnus par les géographes mais étudiés par les géologues chargés de déterminer de nouvelles ressources en eau. Les spéléologues se fédèrent après la seconde Guerre et contribuent activement à la connaissance du karst.

Entre 1971 à 1992, la karstologie lorraine, balbutiante au début, se construit par les premiers travaux universitaires en géographie et le suivi hydrométrique de sources karstiques pour être reconnue par la communauté scientifiques.

Enfin, depuis 1992, de nombreux travaux de thèse, ont permis de proposer des modèles fonctionnels des écoulements (essentiellement en phase d'étiage) et génétiques ainsi qu'une typologie des karsts en Lorraine.

Vu l'évolution des connaissances concernant les écoulements en pays calcaires dans l'Est de la France, les sources documentaires sont très diversifiées.

Elles sont basées sur :

- des études hydrologiques publiées dans des revues scientifiques ou des bulletins de sociétés savantes locales
- des travaux de recherche universitaires et les publications associées
- des études historiques qui relatent les aménagements des cours d'eau (voies navigables, ouvrages hydrauliques), et les conflits d'usage (règlements d'eau, autorisations, cahiers de doléances)
- l'analyse des données aux stations hydrométriques

I. Avant 1920

Avant 1920, les données hydrologiques restent souvent qualitatives, ponctuelles et peu exploitables compte tenu de l'absence de séries chronologiques de données hydrométriques. En effet, les stations de mesure sont généralement installées après 1968, 1969, voire 1970.

La tradition populaire et les archives font souvent références au manque d'eau estival, au caractère karstique des écoulements et aux conflits d'usages.

A. La tradition populaire et les écoulements karstiques

La tradition populaire véhicule des mythes basés sur des réalités de terrain. Les thèmes récurrents rappellent l'hétérogénéité spatiale des écoulements avec des pertes

localisées de cours d'eau, des sources rares, mais abondantes dont l'existence est associée au merveilleux et à la religion.

a. Des rivières qui se perdent

Paul Sébillot dans son ouvrage portant sur le « Folklore de France », véritable inventaire des traditions populaires de France, fait référence à l'écoulement karstique des cours d'eau du Barrois en citant le cas de l'Orge. « *C'est aussi à la suite d'une malédiction que [] l'Orge, affluent de la Saulx, se perd dans le sol au dessous de Couvertpuis, à 13 km de sa source. Blanche de Castille, mère de Saint Louis, ayant été vaincue aux environs, maudit la rivière qui avait favorisé ses ennemis, et le cours d'eau rentra sous terre* ». (Sebillot P., 1983).

L'absence d'écoulement sur les plateaux oxfordiens est véhiculé par les légendes et proverbes : « *les pauvres enfants de Vouthon qui n'ont jamais vu de poissons ...* » (Wadier R., 1987)

b. Des sources rares qui naissent spontanément

Les sources sont rares en pays calcaire. La tradition populaire véhicule de nombreux cas d'apparition de sources qui naissent suite d'actes surnaturels (Resson, Saint-Elophé) pour expliquer leur présence.

C'est le cas de la source du Pas Saint Martin en rive droite de la Marne. « *Lorsque l'armée de Saint Martin traversait le territoire d'Ancerville, (Meuse), ses soldats souffraient de la soif ; le saint commanda à son cheval de frapper la terre et sous son sabot se mit à sourdre la fontaine abondante qui coule encore au Pré Saint Martin* » (Sebillot P., 1983).

Une autre tradition bien ancrée dans le Pays de Jeanne d'Arc à Soulosse, colporte l'histoire de Saint Elophe, « *décapité sur les bords du Vair (...) prit sa tête dans ses mains, gravit le versant sud du plateau, fit naître une source en frappant le sol de son bâton* » (Wadier R., 1987).

Selon la légende, les habitants découvrent une statue de la vierge à Montrot près d'Arc-en-Barrois où postérieurement jaillit une source (Tebib R., 2004 in Choisselle et al., 2004).

Enfin, des personnages folkloriques contribuent à la création des sources. C'est le cas de Gargantua dont la source du Petit-Morin et les marais de Saint-Gond « *sont redevables à sa colossale vessie* » (Manéglier H., 1991).

Les martyrs céphalophores et chrétiens de Lorraine sont souvent associés à la genèse des sources. On comprend pourquoi les hydronymes de sources sont composés de noms de Saints.

c. Des grottes et des Saints

La légende raconte que Saint Amon 2^{ème} évêque de Toul, en fuyant les Huns, se réfugie dans une grotte à Favières qui se « *serait miraculeusement ouverte alors qu'il s'appuyait contre la falaise* » (Wadier R., 1987). Saint Elophe se réfugia également dans une grotte providentielle à Soulosse.

Même si l'information est qualitative, de l'ordre du merveilleux ou du religieux, ces légendes, proverbes ou chansons montrent que les écoulements karstiques sont profondément ancrés

dans le patrimoine ethnographique de l'est de la France. Ils sont également bien représentés dans le patrimoine linguistique à travers la toponymie.

B. La toponymie et les écoulements karstiques

Le lexique des termes karstiques dialectaux de langue française, édité en 1956 dans les *Annales de spéléologie* du C.N.S. (Comité National de Spéléologie) est régulièrement enrichi par les spéléologues (Darne F., Polrot F., 1998). On peut faire apparaître une certaine unité linguistique en pays calcaires pour désigner les formes et phénomènes. La banque de données toponymique de l'IGN, bien que moins fournie que celle glanée sur le cadastre, reste riche en termes relatifs aux phénomènes karstiques dans l'Est de la France. Les lieux dits portent la marque du caractère karstique des écoulements et constituent à ce titre un précieux patrimoine étymologique. Nous proposons ici non pas un lexique exhaustif des toponymes rencontrés mais quelques exemples caractéristiques. A la différence, des émergences d'aquifères poreux, les sources karstiques souvent abondantes et pérennes sont désignées par plusieurs termes.

a. Les Sources

La toponymie des villages rappelle que l'installation humaine est associée à une source importante plus particulièrement en tête de bassin-versant où l'infiltration est généralisée. C'est le cas en Champagne sèche et dans le Barrois où la source appelée « **Somme** » précédant le nom du cours d'eau, détermine le nom du village (Somme-Vesle, Somme-Suippe, Somme-Py, Somme-Lonne). Dans le Pays-Haut, Fontoy de « *Fontes* » ou fontaines est inscrit sur la source karstique de la Fensch à Fontoy (Devos A., 1990).

L'autre appellation de source est la « **Deuille, Doeuille, Deuille, Deüe, Douix, Doue, Dhuits, Dhuys, Dhuis** » que l'on retrouve pour les émergences de l'Aroffe entre Toul et Nancy (Deuille d'Ochey, Deuille de Crézilles), dans la vallée de la Meuse (Doeuille de Cousances-aux-Bois ou source du Girouet), dans le Chatillonnais (Grotte de la Douix à Darcey, Douix de Chatillon-sur-Seine, de Beaulieu), dans le Barrois (source des Dhuits). On retrouve cette appellation dans le bassin supérieur de la Seine et dans les écrits du début du XX^e siècle :

« Cette première doux de la Seine est une surprise pour l'œil dans l'étroit repli des plateaux qui l'encaissent [...] une doux magnifique vient encore subitement la reconforter. Lentement d'abord, comme un gonflement des eaux intérieures, elle sort, pure et profonde, de la vasque qui l'encadre » Vidal de la Blache, (1908).

Certaines sources sont affublées d'une épithète descriptive qui témoigne d'un comportement hydrodynamique particulier. Les **Sources bleues, Trous bleus et Fosses bleues**, d'une eau limpide et fraîche contrastent avec les eaux turbides des milieux argileux. On en recense dans le Barrois (Villiers-sur-Marne, Sommelonne) et dans les crêtes pré-ardennaises (Fosse bleue à Signy-l'Abbaye) et présentent toutes un caractère karstique bien marqué.

Localement, les venues d'eau abondantes sont désignées « **Cul** » au fond d'une reculée (Cul du Cerf à Orquevaux).

Les « **Bouillons** » (Delut, Rupt-aux-Nonains, Lavincourt) témoignent d'une mise en charge des aquifère et d'un artésianisme qui se traduit par le jaillissement des eaux sous pression (Gamez P., 1977, Devos A., 1996). Ils correspondent aux « **bolas** » ou « **bouillonnes** » dans l'Est de la Belgique (Polrot F., 1998) et aux « **bouillidous** » de Provence (Choppy J., 1985). Localement les termes de « **geyser** » et également utilisé (« geyser de Sichel » à

Haironville). Souvent considérés comme karstiques, ils peuvent pourtant être la manifestation d'une mise en charge en nappe alluviale à grano-classement positif (bouillons de la vallée de la Marne, in. Lejeune O., 2005). Leur forte turbidité entretient un atterrissement formant des **tertres** localisés, décrits par Corbonnois J., (1998), Devos A., (1996) et Deny E., (2009).

Les sources dites « **Grande Fontaine** » illustre de l'abondance des écoulements par rapport aux autres émergences de la région. Elles correspondent effectivement à d'importantes sources karstiques à Vilaines-en-Duesmois, Sommelonne, Verzy.

Par contre, Les « **Fontaines** » correspondent à des dolines-émergences-pertes dans le Haut-Pays dont les plus connues se situent à Grand et dans le Bois de Trampot (Devos A., 1996, Marre et al., 2009). Ailleurs, elles correspondent à des sources (Fontaine Saint Martin).

Les « **Fosses** » terme générique regroupant plusieurs définitions allant de la source (Fosse bleue, Fosse Dionne à Tonnerre) à la dépression fermée naturelle ou anthropique en Wallonie (Polrot R., 1998), à des gouffres (« Fosse Martin Godart » en Montagne de Reims, « Fosse Aubertin » à Couvonges). Dans la vallée de la Saulx, elles correspondent à des mouilles de surcreusement aux pieds de barrage de tufs alluviaux observés dans le lit de la Saulx (« Fosse des cloches, fosse du Presbytère, fosse Pouteau ») décrites par Devos A., Jacquemin D. (1996) et Jaillet S. (2000).

Les « **Noues** » désignent des endroits humides de fond de vallée encaissées (Fond de la Noue,) ou des sources en Champagne. Mais localement (Noue Le Meunier dans la dépression des Quatre-Champs- Ardenne) elles correspondent à une perte alors que dans le patois local elles déterminent des sources.

b. Les formes de surface

Les « **Combes** » dans le Haut-Pays et en Bourgogne désignent des vallons secs à la différence des géomorphologues. Le « **fond** » est un vallon souvent profond et sec dans le Pays-Haut, le Barrois et les Hauts de Meuse alors que c'est une simple vallée sèche dans le Bassin de Paris.

Le « **ravin** » correspond à un fossé profond et encaissé peu accessible ou « vallon » en Wallonie (Polrot F., 1998) souvent emboîté dans un vallon sec à profil transversal en « u » dans l'Est et le centre du bassin de Paris. Ils sont décrits par Jaillet S.,(2000) qui propose une typologie des entailles de versant des vallées de la Marne et de la Saulx (« type ravine »). Certains ravins sont tristement célèbres car ils ont marqué l'histoire militaire durant les conflits (nombreux « ravin de la Mort »).

Dans le Barrois, « **Chalaidés ou chalades** » corespond aux « **Côtes** » des autres Pays pour désigner les pentes raides de ces vallons secs. Ils sont généralement suivis d'un suffixe nominatif (Côte Leprêtre à Fains-les-Sources)

Pour éviter de tomber dans les méandres d'un débat étymologique dont font l'objet les « **mardelles** » (Delafosse W. et al, 1932, Colin G., Godard A., 1962) nous définissons les mardelles comme des dépressions fermées dans un substratum non-carbonaté à l'image de P. Gamez (1992). Ce dernier décrit de nombreuses mardelles ou « **mares** » dans les argiles du Callovien (Wœvre) et propose de les associer à des formes de suffosion affectant un microkarst. Le karst des évaporites du Keuper dans les Pays de la Nied et des Etangs s'inscrit dans cette logique de processus ; les mardelles y sont nombreuses mais les écoulements sont peu organisés (Gamez P., 1985, Losson B., in Audra Ph., 2010).

c. Les formes d'infiltration verticale

Les formes d'infiltration verticale regroupant les puits, gouffres, avens et bétoires sont généralement désignées par « gouffre, trou, Puits et Puisart ».

Les « **Trous** » désignent généralement une cavité correspondant à une diaclase de décompression, ouvertes dans les calcaires en bordure des vallées et pénétrables (« Trou des Fées » à Barjon dans le Chatillonnais, à Bayonville-sur-Mad et à Avril en Meurthe et Moselle, « Trou des Celtes » à Pierre-la-Treiche, « Trou du Diable » à Valmondois, Saint-Nicolas-en-Forêt). Ces diaclases sont appelées « **Trous éminés** » dans les plateaux oxfordiens (Wadier R., 1987).

Mais ils correspondent plus souvent à des gouffres d'infiltration (Trou sans Fond) ou des regards sur des systèmes perte-émergence (Trou du Fond de la Souche » à Harmonville) et plus rarement à des puits émissifs (« Trou des Glannes », « Trou du Mircoussin »).

L'appellation la plus courante est « **gouffre** » ou « **puits** » pour désigner ces formes et plus rarement « **abîme** » (« Abîme de Savonnières ») terme désuet selon Choppy J. (1985) ou « **aven** » emprunté au dialecte d'oc.

Les « **puisarts** ou **puisards** » désignent des Puits ou gouffre dans le centre du bassin de Paris. C'est un terme rencontrés dans la bibliographie du XIX^{ème} siècle (Hericart de Thury, 1815). Ces gouffres aveugles sont généralement colmatés par les produits du soutirage et connectés à des conduits horizontaux et joints élargis mais également colmatés ou fantômisés.

d. Les formes d'écoulement horizontal

Les « **viailles** » décrites par Jaillet et al, (2002) sont des conduits horizontaux calés sur des fissures et des joints de stratification recoupées dans les carrières souterraines de Savonnières-en-Perthois (Meuse). Ils sont comparables aux « **crouillères** » des calcaires lutétiens rencontrés également en carrières souterraines (Mouriaux P., 1998, Albouy el al, 1980). Ils présentent une morphologie de conduits noyés en anastomoses avec un remplissage partiel ou total.

Les « **grottes** » regroupent toute cavités à développement horizontal naturel (système de grottes de Pierre-la-Treiche, « grotte des Sarrasins » à Ancerville), des abris sous roche ou anthropiques dans l'est de la France. Dans les calcaires lutétiens, elles sont très nombreuses et correspondent en réalité à d'anciennes carrières souterraines appelées « **creutes, creuttes ou crouttes** ». Les « **boves** » et les « **Muches** » sont également des souterrains refuges en Picardie et creusées dans la craie.

e. Les tufières et sources incrustantes

La toponymie et les lexiques font référence aux formes et formations de sources incrustantes désignées par « **cron** » ou « **cran** » en Lorraine et en Wallonie (Polrot R., 1998). Dans le centre du bassin de Paris, et plus spécifiquement dans les calcaires lutétiens, (Fontinettes, Vormy, Paissy, Roucy) les tufières actives sont appelées « **cascades** » (Roucy, Paissy) ou simplement désignées par le noms de la source incrustante comme la « source du Vormy » à Mont-Saint-Martin et la « source des Fontinettes » à Baslieux-les-Fismes (Devos A. et al., 2009). En Haute-Marne, dans les calcaires du Jurassique, on retrouve les exemples suivants : « Cascade d'Etufs » à Rouvres-

Arbot « tufière de Rolampont », « Cascades de Pierrefaites », « Cascade de Marcilly-en-Bassigny » en Apance-Amance.

Cette synthèse de lexique toponymique des termes karstiques montre que ces phénomènes et leurs écoulements ont profondément marqué le patrimoine linguistique de l'Est de la France. Avant même d'intéresser les chercheurs, les phénomènes karstiques sont vécus par les sociétés qui, de surcroît rurales, sont plus particulièrement sensibilisée à ses problématiques (sécheresse, vulnérabilité à la pollution, etc...). Outre les traditions orales, contes, légendes et proverbes, les recherches archéologiques montrent aussi que les traditions populaires sont marquées par les écoulements à caractère karstiques.

C. Des sanctuaires païens sur des sources d'aquifères calcaires

Les recherches archéologiques permettent d'affirmer de nombreuses croyances et traditions populaires en lien avec des sources, puits et fontaines karstiques. Offrandes de pièces de monnaies, ex-voto dont la nature est liée aux vœux ou à la maladie.

C'est le cas à Grand, véritable sanctuaire gallo-romain où des ex-voto ont été retrouvés en relation avec le culte de Grannus, Dieu guérisseur gaulois associé à Apollon. Une doline-émergence-perte désignée sous le terme de « Fontaine » dans le Haut-Pays est située à l'aplomb de l'actuelle église et constituait un plan d'eau privilégié sur les plateaux oxfordiens particulièrement secs (Bertaux et al, 1990, Devos A., 1996).

Ce site rappelle également la pérennité des lieux de culte fixés sur les points d'eau ou sources karstiques. Le Christianisme récupère ces lieux païens pour s'ancrer de manière durable dans le paysage ce qui explique les nombreuses émergences ou puits sous les églises dans le Grand Est (Vertus, Grand, l'Epine).

On retrouve également à Genainville dans le Vexin, une source de l'aquifère des calcaires lutétiens (source des Vaux de la Celle) vénérée à l'époque gauloise puis gallo-romaine (Mitard P-H, 1982). A l'image du site de Grand, la fonction du sanctuaire installé sur la source est cultuelle et médicale car les objets archéologiques (statuettes votives) font référence à la propriété curative des eaux (maladies ophtalmiques).

Le sanctuaire gallo-romain des sources de la Seine (*dea Sequana*) entre Poncey-sur-l'Ignon et Saint-Germain-Source-Seine dans les calcaires bajociens (Côte-d'Or), est également considéré comme un lieu de culte celtique puis romain voué à une fonction curative vu les nombreuses offrandes et ex-voto (Vauthey M. et P., 1983, Manéglier H., 1991, Vidal de la Blache, 1908).

Notre-Dame de l'Epine qui surgit sur les plateaux de la craie champenoise est construite à l'aplomb d'un puits miraculeux « *Le merveilleux à poussé dessus. Ce puits a produit une église comme un oignon produit une tulipe* » (Victor Hugo in Manéglier H., 1991).

La connaissance des écoulements en pays calcaires ne repose pas uniquement sur les traditions orales et les recherches archéologiques avant 1920. En effet, si les travaux universitaires restent absents, les archives, rapports et documents administratifs soulignent les problématiques inhérentes au caractère karstique des écoulements auxquelles sont confrontées les sociétés humaines.

D. Les archives, rapports et documents administratifs

L'Est de la France est marqué par une industrialisation sidérurgique en deux phases. La première s'effectue à « l'époque préindustrielle » et est liée à l'exploitation de gisement de fer fort, piégé dans des formes karstiques (paléokarsts à puits ou « minières »). La seconde, après 1870 correspond à l'exploitation du minerai de fer aalénien qui entraîne le déclin des anciens sites d'extraction.

Les rapports des géologues observant les minières à Poissons (Cornuel J., 1879), à Saint-Pancré par les géologues du XIX^{ème} siècle décrivent des formes.

Les cahiers de doléances font souvent référence aux conflits d'usage entre les différents utilisateurs de la force motrice des cours d'eau avant la Révolution (Devos A., 1996). Dans la première moitié du XIX^{ème} siècle, le bassin de Saint-Dizier –Wassy est le premier centre sidérurgique de France avec comme ressources minérales le fer fort piégé dans les karsts des formations calcaires du Tithonien et comme ressources énergétique, la force motrice de l'eau assurée par de nombreux cours d'eau. Les ouvrages hydrauliques sont généralement des patouillets, des bocards ou actionnent des souffleries pour la sidérurgie locale. Les étiages sont moins redoutés que ce que l'on croit car la main d'œuvre est constituée d'ouvriers paysans (Buvignier A., 1852) et les usines cessent leur activités durant les récoltes.

Le lavage des minerais produit des quantités très importantes de troubles ou fines dans la Saulx et l'Ornain, provoquant à l'aval des atterrissements et l'ensablement des usines et moulins. Des bassins d'épuration à la sortie des lavoirs limitent ces effets. Pour contrôler ces dépôts, l'homme barrait la vallée et *"transformait ainsi les terrains en bassins d'épurations"* (Buvignier A., 1852). Ce procédé, largement utilisé dans la vallée de l'Orge s'avéra largement bénéfique car il enrichit les sols essentiellement calcaires des fonds de vallées et permettait de convertir des terres incultes en prairies (Biencour/Orge) tout en colmatant les pertes d'eau en surface.

Le déplacement régulier des barrages donc des zones de décantation provoquées permettait de colmater les fissures et ainsi de limiter les infiltrations du réseau de surface. Cependant le manque de coordination entre usiniers et riverains n'a pas contribué à gérer rationnellement ce procédé d'amont vers l'aval. Néanmoins cette pratique témoigne d'une volonté d'aménager les cours d'eau en pays calcaire et de maximiser l'exploitation de l'espace.

A la différence des cours d'eau de plaine, la Saulx et l'Ornain actionnent des moulins principalement orientés vers des activités industrielles. Les patouillets, bocards, fourneaux et forges se concentrent dans le synclinal de Treveray riche en formations sidérolithiques. Moulins à papiers, à foulon et à colorants côtoient les moulins à blé, à huile et à scier (Wittmann M.1962, Devos A., 1995). Après la vente aux biens Nationaux, les conflits d'usages dominent. Des règlements d'eau sont constitués par l'Administration avec des niveaux légaux de retenue. Les écrits sont essentiellement représentés par ces documents d'archive disponibles dans les services de police de l'eau (DDAF, DDE) et les archives départementales.

Sur les plateaux calcaires oxfordiens, les pratiques culturelles et plus particulièrement l'élevage ont longtemps souffert du manque d'eau. *"L'élevage (...) devait se contenter des prairies exiguës de la Maldite alternativement trop sèche en été ou ennoyées en hiver, au point que l'on envoyait en été paître les bestiaux dans les bois, perpétuant ainsi une coutume médiévale"* (Bertaux J.P., Guillaume J., Roussel F.,1990).

E. Articles, ouvrages scientifiques et écoulements karstiques

Avant 1920, les publications scientifiques concernant les écoulements en pays calcaires dans l'est de la France, restent minoritaires. Nous proposons de présenter quelques contributions qui ont marqués cette problématique sans liste exhaustive des articles et ouvrages scientifiques.

Perrault P. (1674) décrit des formes et des phénomènes karstiques observés dans la grotte d'Ary-sur-Cure en Bourgogne et a été le premier auteur à proposer un bilan hydrologique d'un bassin versant de la Seine amont.

Héricart de Thury (1815) décrit des gouffres recoupés dans les carrières souterraines de calcaires lutétiens sous Paris. Il associe ces formes au travail des eaux d'infiltration ou *« criblage ou forage des couches (...) Cet accident dû à l'action érosive et dissolvante des eaux. Il se remarque particulièrement dans le voisinage des filières. Il indique d'anciens courants souterrains »*.

Les remplissages sont appelés *« brouillages »* désignant *« une interruption des bancs et un remplacement de leur substance par une matière étrangère. Les brouillages se remarquent également dans le voisinage des feuillères »*.

« Les Puisard, Puits ou Gouffres sont des entonnoirs plus ou moins profonds, d'un diamètre indéterminé, dont les parois présentent assez communément des ondulations et des spirales, qui indiquent une espèce de tourbillonnement, ou de tournoiement dans les eaux qui recouvraient les terrains qu'ils traversent ».

« Ces puisards, qui sont presque généralement remplis de sables, de graviers et quelques fois de terre rouge argileuse, sont autant de gouffres par lesquels les eaux de la surface cherchent à s'épancher par les filières des bancs de pierre ».

les travaux de **Davis W.M.** (1895), utilisent des exemples régionaux de captures hydrographiques dans des milieux calcaires à savoir le site bassin supérieur du paléo Petit Morin (craie de Champagne) et le coude de capture de la Moselle dans la traversée des calcaires de Haye.

Robin A. (1920) dans le chapitre consacré au bassin de Paris décrit des formes karstiques dans les calcaires tertiaires : *« Il s'agit des résultats d'un phénomène de dissolution qui ronge profondément les assises calcaires, avec des formes de poches, de puits, ou de fistules »*.

Les pertes de cours d'eau sont signalés dès le XIX^{ème} siècle dont celle de la de la Meuse à Bazoilles : *« aux environs de Bazoilles, ses eaux se perdent en été, dans les fissures de son lit pour rejaillir plus bas, à Noncourt »*. *« l'Andon (...) reçoit les eaux qui se perdent dans plusieurs fissures du calcaire, notamment celles du gouffre des Avies »* *« la Saulx (...) passe à Dammarie, village à 4 kilomètres à l'est duquel s'engouffre l'Orge »* (Joanne A., 1881).

A l'image d'Auerbach (B. (1893), Vidal de la Blache (1903) consacre une part importante aux plateaux lorrains (sans doute pour des raisons politiques). Mais, la description des paysages évoque constamment les écoulements indigents. Dans la traversée des calcaires jurassiques en amont du bassin de la Seine, les paysages rappellent les causses : *« Entre la source de la Seine et celle de la Marne (...) se déroule une des régions les plus sèches, les plus boisées et les plus solitaires de France. Une grande plateforme de calcaire oolithique absorbe dans ses fissures presque entièrement les eaux (...) quelques pauvres villages meurent de soif »*.

« Le roches qui bordent l'Yonne à Mailly-le-Château, la Cure à Arcy, sont perforés d'un labyrinthe de grottes »

« Entre l'Ornain et la Meuse, de Gondrecourt à Vouthon-Bas, on fait 12 kilomètres sans rencontrer une maison ». La morphologie oppose les plateaux secs « arides » des vallées drainées par de « belles et pures rivières qui nourries de sources, méandrent sur le fond plat de ces vallées ».

En Lorraine, « les corniches fissurées du sommet absorbent l'eau, soutiennent des plates-formes arides » ; Les cours d'eau dont la Meuse souffrent de pertes diffuses « Entre Neufchâteau et Domrémy la rivière a fini de se constituer. Quoique déjà blessée au contact des calcaires fissurées du bathonien (perte de Bazoilles) ... » alors que sur le revers de la côte oxfordienne « dans ce plateau fissuré une partie de ses eaux se perd ».

L'auteur décrit les infiltrations diffuses dans la traversée de la craie de Champagne où « l'eau disparaît sous l'immense filtre de la craie blanche ». « on éprouve un sentiment de vide, car les hommes ont l'air de manquer, comme les eaux »(...) « sur toute l'étendue du talus bordier, toute circulation de surface semble confisquée en dehors des grandes rivières (...) une ligne de sources ou fortes sources correspond au niveau que la force hydrostatique assigne à la réapparition des eaux ».

Même les plateaux tertiaires n'échappent pas aux infiltrations généralisée « Au Nord s'élèvent lentement les sèches plates-formes de travertin lacustre qui constituent le Valois ».

De nombreuses publications locales et régionales font références à la vulnérabilité des aquifères calcaires à la pollution hydrique en période d'étiage surtout après les épidémies de choléra de 1832, 1849 et 1854 et de nombreux cas de fièvres typhoïdes (Nicklès R., 1911, Dr Péquart, 1927, Brichard 1935). L'épidémie de choléra de 1832 fut particulièrement sévère en Meuse (Dr. Gaudiot C., 1978) et les eaux de source furent incriminées. Ces épidémies éveillent la curiosité des médecins, pharmaciens et des pouvoirs publics. En effet, C'est toujours dans un souci de sécurité civile et de salubrité publique que les premiers tracages sont réalisés dans le Barrois (coloration de l'Orge à Couvertpuis en 1900, gouffre de Véel, bétoire de Combles-en-Barrois, puits de la gare de Loxéville dans le bassin amont de l'Aire). A l'échelle nationale, la vulnérabilité des aquifères karstique est incriminée dans les risques sanitaires avec les travaux de E.A. Martel (Choppy J., 1987) considérés comme le père de la spéléologie française. Il explore les gouffres et les réseaux les plus connus du pays (Martel E.A., 1928) dont la rivière souterraine de Trépail, et est à l'initiative de la Loi Martel. Cette loi du 15 février 1902 a pour vocation de protéger les captages en eau et d'interdire les rejets dans les formes karstiques. Elle suit une circulaire ministérielle du 10 décembre 1900 relative à l'examen d'un géologue, d'un chimiste et d'un bactériologiste dans le cadre d'un projet de captage pour l'alimentation en eau potable (Gamez P., 1998).

La fin du XIX^e et le début du XX^e siècle se caractérisent par des publications localisées et isolées de curieux, médecins, pharmaciens, randonneurs, membres de sociétés philomatiques qui produisent de nombreux comptes-rendus dans les « Mémoires de l'Académie Stanislas », la « revue de la Section Vosgienne du CAF ». La mouvance romantique de la fin du XIX^e siècle entretient une certaine curiosité pour les milieux souterrains décrits comme des « grottes » ou « cavernes » des temps antédiluviens dans la région de Toul (Husson N., 1867). Le contexte politique avec l'annexion de « l'Alsace-Lorraine » en 1871 renforce également l'intérêt pour les plateaux lorrains. Mais la fin du XIX^e siècle voit la naissance de la spéléologie (Octobon Cdt., 1935) et la prise de conscience du rôle des écoulements karstiques dans la vulnérabilité des aquifères calcaires et dans la protection des ressources en eau.

II. De 1920 à 1970

Les reconstructions après les deux guerres mondiales, l'accroissement démographique et l'industrialisation des Trente Glorieuses déterminent paradoxalement peu d'études sur les écoulements en pays calcaires dans le grand Est. Les écrits des curieux et sociétés savantes du XIX^e siècle relatifs au karst et à ses écoulements sont oubliés et délaissés (Gamez P., 1991).

La demande en géomatériaux est importante. Il faut reconstruire de part et d'autre du front. On recherche les anciennes carrières de pierre calcaire déjà largement abandonnées au XIX^e (Dolfus, 1920) dans la traversée des calcaires lutétiens entre Reims et Soissons sans se préoccuper des écoulements ou du karst.

Dans le bassin ferrifère, les formes et les écoulements karstiques sont étudiés. Les premiers déterminent des ressources en minerais de fer fort exploités dans les minières. Les seconds représentent une contrainte dans l'exploitation de la Minette lorraine.

A. Le paléokarst étudié pour la sidérurgie lorraine

Durant le XIX^e siècle, les gisements de fer fort correspondant à des pièges karstiques sont exploités dans le Barrois (Poissons, Ecurey), dans le Pays-Haut (Aumetz, Saint-Pancré), et les crêtes pré-ardennaises (Bois d'Enelle sur les calcaires bathoniens) et sont progressivement abandonnés suite à l'extraction d'un minerai sédimentaire mais à faible teneur, la Minette lorraine de l'Aalénien dès 1871. Les mines se dotent d'ingénieurs qui s'intéressent au paléokarst et aux gisements des anciens sites d'extraction. Ils examinent les rapports du siècle précédant pour comprendre les observations qu'ils font sur le terrain.

Moulinet G. et Gardet G. (1925) présentent les modes d'extraction du minerai de fer fort exploité en excavations peu profondes ou « fosses à mine » à Saint-Pancré dans les calcaires bajociens : *« la façon de fouiller la mine consiste à creuser des trous les uns à coté des autres »*.

Hottenger G., (1923) décrit les mêmes procédés à Aumetz : *« le mode d'exploitation suivi jusqu'alors (1809) consistait à foncer des puits jusqu'à l'argile jaunâtre qui recouvre le calcaire et forme le fond du gîte. Dans ces puits on pratiquait soit des chambres, soit des galeries, longues au plus de 4 à 5 m, et on défilait ensuite en remontant les déblais (...) »* *« la profondeur des puits était de 25 m au plus. Souvent l'exploitation se faisait à ciel ouvert ou par puits qui n'avait pas plus de 10 m de profondeur. »*. *« Mais nous avons vu que le gîte ne se trouvait que dans les fentes ou entonnoirs irréguliers, remplis d'argile et de minerai, sa nature ne se prêtait pas à des travaux d'art, à des galeries d'écoulement, d'allongement, de roulage, etc... »*

On retrouve dans les descriptions un karst en ruelles et puits déjà observé par Cornuel J. en 1879 dans le Barrois sur le site de Poissons (calcaires tithoniens) où la profondeur maximale est de l'ordre de 50m : *« elles se fouillent dans les fentes des roches composées d'une pierre calcaire (...) il y a aussi des puits étroits (...) On va jusqu'à 150 pieds »*.

Voisin L., (1994) cite des observations de l'Ingénieur des Mines Blavier de 1814 en Belgique (cantons de Walcourt et Florennes). Il y décrit des gisements en « nids » ferrugineux situés dans les calcaires carbonifères descendant jusqu'à 40m de profondeur. Voisin utilise également les descriptions de l'ingénieur De Hennezel cité par Sauvage et Buvignier (1842) cette fois ci dans les calcaires bajociens du Bois d'Enelle. L'extraction se faisait par puits

atteignant 54 m à partir d'une des parois des ruelles karstiques, puis en galeries étagées. A Sommerance, les puits faisaient 25 à 30 m de profondeur. Voisin signale que les exploitations à ciel ouvert étaient courantes lorsque les fentes et cavités étaient peu profondes (moins de 6 m).

Les auteurs du XIX^e et du début du XX^e siècle proposent des hypothèses génétiques pour expliquer l'origine des minerais de fer fort.

B. Le karst : une contrainte à l'exploitation de la Minette

Les mineurs rencontrent d'importantes venues d'eau au fond liés au recoupement de collecteurs et aux opérations de défilage (Joly, 1927, Devos A., 1991). Ces dernières entraînent une déconnexion des réseaux karstiques et l'assèchement progressif des exurgences alors que les frais de pompages miniers (exhaures) augmentent considérablement. Mais l'alimentation en eau qui est grandissante dans le bassin est désormais assurée par les eaux d'exhaure. On se désintéresse des sources et du karst.

L'exemple du ruisseau de la Vallée, un affluent de rive gauche du Woigot (bassin de l'Orne) illustre bien les préoccupations des ingénieurs des mines de fer durant cette période. Les écoulements karstiques sont considérés comme responsables des venues d'eau brutales au fond de la mine de Saint-Pierremont. On tente de limiter les infiltrations en surface en bétonnant le lit du cours d'eau infiltrant. Des traçages sont réalisés pour déterminer leur origine et mettent en relation les pertes de surface, le Trou Armand, un inversac et l'émergence du Dolain à Mance (Joly H., 1927, Riollot J., 1927).

Un puits est creusé dans le but de recouper le collecteur (puits de la Forêt) et de pomper ses écoulements par l'intermédiaire de la station d'exhaure du Point 4 avant de les détourner vers une galerie drainante.

Les rapports des géologues des mines (Maubeuge P.L., 1956, 1968) font référence aux écoulements karstiques de nombreuses fois, dans le bassin ferrifère nord lorrain (bassins du Woigot, de la Fensch, du Conroy) ainsi que dans le bassin sud (bassin de l'Ache, région de Dieulouard). Ils remarquent que les pertes de surface s'effectuent au contact des Marnes de Gravelotte et des Calcaires de Jaumont. A ce titre, on peut considérer qu'ils sont précurseurs du concept de karst de contact lithostratigraphique développés plus tard par les géographes.

C. Rechercher de nouvelles ressources en eau

Avec l'accroissement de la population et l'activité économique, de nouvelles recherches en eau sont entreprises par les géologues. Clermonté étudie la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Clermonté J., 1965, 1966, 1967). Il propose un schéma d'écoulement qui explique l'indigence du bassin supérieur de l'Ornain (Maldite, Ognon) par des écoulements karstiques drainés par le système de failles du fossé vers les sources de Vacon (vallée de la Méholle).

Demassieux travaille sur le fossé tectonique de Laimont dans la partie aval du bassin de l'Ornain et détermine un piège aquifère sous le recouvrement crétacé qui explique les rendements hydrologiques plus élevés de l'Ornain en limite de nappe captive (Demassieux L., 1969).

Leroux étudie la nappe du séquanien et les écoulements karstiques qui caractérisent l'amont du bassin de l'Aire avec des écoulements au profit de la Meuse (Leroux J., 1969).

La recherche du pétrole et la réalisation des cartes géologiques au 1/50 000ème permet de redécouvrir des phénomènes karstiques (Vaucel G., 1960, Maubeuge P.L., 1955).

D. L'apport des spéléologues

Alors que les chercheurs ne portent que peu d'intérêt au karst, paradoxalement, après la seconde guerre mondiale, ce sont les spéléologues qui contribuent à la connaissance des écoulements souterrains dans les calcaires. De nombreuses associations spéléologiques naissent dans les années 50 comme l'Association spéléologique de Haute-Marne (ASHM), le Groupe Spéléologique Lorrain (SHM), le spéléo-club de Metz (SCM), le Groupe Spéléo Préhistorique Vosgien (GSPV), la Société Spéléologique de Robert-Espagne, le spéléo-club de Reims. Ces associations se structurent en 1963 au sein de la Fédération Française de Spéléologie (FFS). Les spéléologues explorent les cavités, les inventorient, les topographient, organisent des traçages et constituent ainsi de précieuses banques de données.

Le dynamisme spéléologique contraste avec les travaux universitaires en géographie qui se désintéressent des écoulements karstiques et concernent essentiellement la géomorphologie. Selon Tricart J.(1952) « *la partie orientale du Bassin de Paris n'offre pas de paysage de karst semblables à ceux que les géographes entendent communément sous ce nom* » et il s'agit d'un « *type de modelé calcaire tempéré beaucoup plus largement répandu que les karst sensus stricto* ». Pour Gamez P.,(1992) « *il faudra vingt ans pour que la karstologie lorraine se remette de cet enterrement* ».

III. De 1970 à 1992

Cette période s'inscrit après l'augmentation de la population et une forte demande en eau potable suite au développement des zones industrielles. La connaissance des écoulements est bien meilleure car liée aux travaux du BRGM (Maiaux C., Personnet P., 1975, Personnet P., 1975) qui installe de nombreuses stations hydrométriques sur les sources karstiques des vallées de la Saulx, de l'Ornain, de la Cousances, du Girouet de la Vaise (affluent de rive gauche de la Meuse). Ces travaux associés à un suivi piézométrique, à des recherches géologiques et à des traçages sont riches de renseignements. Les données hydrométriques aux stations sont souvent lacunaires et les périodes d'observations n'excèdent pas 5 ans mais concernent des périodes sèches dont l'année 1976.

Ces recherches sont accompagnées d'études géochimiques et hydrodynamiques sur les systèmes karstiques comme ceux de l'Aroffe et de l'Aar en Meurthe-et-Moselle (Thillay M., 1979). Des communications souterraines sont alors prouvées sur de grandes distances (plus de 30 km) affectant les fonds de vallées.

Les spéléologues publient les résultats de leurs explorations par de véritables inventaires départementaux dans des revues fédérales comme « Spéléo L » (Devaux F., 1974-1979) ou « Spelunca ».

Avec la fin de l'exploitation de la Minette, et l'ennoyage des mines de fer (fin des exhaures), la qualité de l'eau se dégrade. Les collectivités locales sont plus soucieuses de la vulnérabilité aquifère et les lois à vocation environnementale (1976, 1984, 1992) organisent la protection de la ressource en eau. Les agences de l'eau et le BRGM mènent de véritables inventaires des phénomènes karstiques et des cavités souterraines avec la participation des spéléologues.

Dans un ouvrage général sur le karst, Nicod (1972) intègre enfin l'est du bassin de Paris dans un chapitre « *les pays calcaires et crayeux semi-karstiques* ». Les études universitaires de Nancy et de Metz mettent en évidence l'existence de formes et d'écoulements karstiques

dans le Barrois (Beaudoin J.P. 1974), la Wôèvre septentrionale (Gamez P., 1976), le bassin de l'Aroffe (Thillay M., 1976, 1979), et l'Argonne (Durup de Baleine, A. 1989). Gamez P. propose une synthèse des karsts lorrains en 1985 dans la revue de la ligue lorraine de spéléologie (LISPEL).

Les journées internationales de karstologie « J. Corbel » organisées dans le cadre du XVI^e Congrès national de Spéléologie sur 5 jours, se déroulent à Metz et Nancy en 1985 et permettent de faire découvrir les karsts lorrains aux hydrogéologues, karstologues, hydrologues et géomorphologues français.

IV. Depuis 1992.

Sous l'impulsion de P. Gamez (1992), la karstologie lorraine prend son envol. Le karst et les écoulements en pays calcaires s'intègrent dans les axes de recherche des Universités de Metz, Nancy et Reims.

A. Les travaux universitaires

De 1992 à nos jours, la connaissance des écoulements notamment en basses eaux dans l'est de la France s'est considérablement enrichie de nombreux travaux universitaires (Gamez P., 1992, Devos A., 1996, Jaillet S., 2000, Losson B., Lejeune O., 2005, Mansuy D., 2005) valorisés par des publications scientifiques (Gamez, Devos A. et al, 1998, 2007, Devos A., 2003, Jaillet S., Devos A. , 2001, Lejeune O., Devos A., 2004).

Les connaissances acquises portent sur les écoulements ou le karst dans les craies de Champagne (Rodet J., 1991, Lejeune O., 1999, , Butaeye D., 2004, Roche D., 2007, Beaujoin S., 2009), les calcaires du Lutétien (Sosson C., 2006), du Bathonien (Gamez P., 1992), du Bajocien (Devos A., 1990, Losson B., 1995, Wehrli A., 1996, Balbrick, 2004), du Tithonien (Devos A., 1996, Jaillet S., 1996, 2000, Lejeune O., 2005), et du Muschelkalk (Frischmann E., 1997, Mansuy D., 2005).

L'AFK organise ses journées scientifiques sur le thème des karsts de la craie, en 1992 (travaux de Rodet J.), et des karsts lorrains en 1992 à Metz ainsi qu'en 2005 par le biais de l'Association Géokarst dans le Barrois à Lisle-en-Rigault à la Maison Lorraine de spéléologie. Ces journées scientifiques sous l'appellation « grandes vallées lorraines et karstification » (travaux de Jaillet S., Devos A., Lejeune O. et Losson B.). C'est aussi en 1992, que la commission d'hydrologie continentale du comité national de géographie organise les journées hydrologiques à Metz et à Arlon sur l'hydrologie des milieux calcaires en étiage (travaux du Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz et de la Fondation Universitaire Luxembourgeoise d'Arlon en Belgique).

Les « crises climatiques » correspondant aux années pluvieuses (crues de nappe de la craie entre 2000 et 2001) et à la sécheresse de 2003 ont contribué à développer des méthodes de prévision des aléas hydrologiques. Les campagnes de mesures de débit d'étiage menées par le CEGUM pour l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse ont permis de mieux comprendre l'organisation spatiale des écoulements, notamment en pays calcaires et de proposer dans le cadre du contrat PRESAGE un dispositif de prévision des débits d'étiage (Lang C., 2007). L'élaboration des calendriers de débits d'étiage pour des fréquences caractéristiques appliquée à l'ensemble du bassin Rhin-Meuse a considérablement construit la connaissance des écoulements. On peut déplorer l'absence de ce genre de dispositif dans le bassin Seine-Normandie. Mais d'autres modèles hydrologiques (SENEQUE) développés par le Piren-Seine fonctionnent pour la prévision des écoulements. C'est dans ce cadre, que nous avons travaillé à partir de bassin-versants ateliers (Vesle, Blaise).

B. Les études de l'Andra.

Les travaux de l'Andra auront dopés les recherches en karstologie dans le Tithonien et l'Oxfordien en 2008 et 2009 avec deux contrats portants sur la morphologie karstique (Marre A. et *al.*, 2009) et les écoulements (Devos A. et *al.*, 2009). Ces contrats suivent des recherches sur les dynamiques de l'évolution géomorphologie avec des problématiques de vitesse d'incision des vallées, de paléo-surfaces et de recul de couverture initiés en 2000 (Corbonnois J. et *al.*, 2001, Marre A. et *al.*, 2003).

L'objet des recherches porte sur la faisabilité du site de Bure pour l'enfouissement des déchets nucléaires à haute et moyenne activité et vie longue (HA-MA-VL). Les argilites du Callovo-oxfordien servent de couche hôte pour contenir les déchets et sont recouvertes par les couches calcaires de l'Oxfordien et du Tithonien. Le démantèlement par l'érosion de la couverture et la réorganisation des écoulements pour le prochain million d'années constituent donc des problématiques majeures pour l'Andra. Ces contrats sont une opportunité pour les chercheurs car ils trouvent un domaine d'application à des recherches fondamentales en géomorphologie.

L'intérêt majeur de ces recherches consiste au groupement de laboratoires, des Universités de Reims, Metz, Nancy et Chambéry, en collaboration avec le Muséum d'Histoire Naturelle et l'Ecole des Mines de Paris.

Outre l'intérêt scientifique, l'approche proposée par l'Andra présente plusieurs avantages :

L'aspect multiscalaire est appréhendé car les recherches portent sur le site *sensus stricto*, une zone dite « de transposition » de l'ordre de 30 km² et un secteur plus important comprenant plusieurs Pays au sens géographique du terme (Barrois, Perthois, Ornois, Haut-Pays, etc...).

Deuxième avantage et non des moindres : le programme de recherche fédère l'ensemble des chercheurs ayant réalisé leurs travaux de thèse ou d'HDR (Harmand D., Devos A., 1996, Jaillet S., 2000, Losson B., Lejeune O.). Cette fédération de compétences permet de bénéficier d'une connaissance régionale approfondie des écoulements dans l'Est de la France.

Depuis 2001, ces travaux ont considérablement enrichis la connaissance du karst et de ses écoulements dans le corpus scientifique.

C. Les karsts de bas plateaux de l'est de la France

Dans la carte géomorphologique des karsts de France (Nicod J., 2005), les karsts de l'est de la France sont reconnus et essentiellement représentés par des phénomènes actifs sur les revers de cuesta dans la Woëvre septentrionale et le Barrois ou sur leur front de côte (Pays d'Othe, Montagne de Reims). On les désigne de karsts de bas plateaux à l'inverse des karsts de causses ou de hauts plateaux intramontagnards. Du paléokarst sur les calcaires jurassiques est également signalé en Meurthe-et-Moselle à Saint-Pancré et en Haute-Marne à Poissons. Voisin L. (1995) en retrouve sur les calcaires bathoniens dans le département des Ardennes (Bois d'Enelle).

Même à l'échelle d'une carte synoptique des karsts autour de la Méditerranée et en Europe moyenne (Nicod J., 2009), l'est de la France n'est pas oublié, avec les karsts de la craie (Montagne de Reims), du Barrois et de la Woëvre septentrionale.

Dans l'important ouvrage de synthèses sur les Grottes et Karsts de France (Dir Audra, 2010), la karstification du Bassin parisien occupe une trentaine de pages sur les 200 pages de l'étude régionale. Les auteurs dissocient les karsts de Lorraine des autres karsts mésozoïques et cénozoïques (craie) du bassin de Paris. Les premiers se présentent sous la forme de karsts de plateaux (anciens et actifs) et de karsts de vallée (karstification infratalweg).

En quelques mots, la synthèse des ces travaux montre que le karst et ses écoulements dans l'est de la France ont longtemps été ignorés par les scientifiques alors que la tradition populaire et la toponymie, fondamentalement associées aux réalités géographiques de terrain, témoignent de morphologies et d'écoulements karstiques. Même si les universités de Metz et de Nancy constituent des pôles précurseurs en hydrologie, avec les travaux de Frécault, il faut attendre 1992 pour que les karsts lorrains soient étudiés et reconnus par la communauté scientifique. C'est essentiellement grâce aux banques de données des spéléologues que la connaissance des morphologies karstiques s'opère. C'est d'ailleurs surtout sur l'aspect géomorphologique que les karsts sont étudiés. Leurs écoulements restent encore obscurs dans bien des bassins versants. Le karst est considéré comme un élément perturbateur dans les modèles hydrologiques car il est associé à de fortes disparités dans le comportement hydrodynamique des sources karstiques et à l'anisotropie des aquifères, soulignée par une piézométrie hétérogène dans l'espace et le temps.

Les **problématiques scientifiques** relatives aux écoulements karstiques dans les bas plateaux de l'est de la France sont nombreuses.

Mais, pour le géographe, il s'agit d'abord de déterminer quels sont les facteurs structurant la karstification dans des régions où les gradients hydrauliques sont faibles comparés à la montagne calcaire (Maire R., 1990). Nos travaux entrepris à l'Université de Metz, puis de Reims en passant par le Maroc, nous montrent que le contrôle de la karstification dépend de la structure verticale de l'aquifère. La structuration spatiale et la dynamique des écoulements est effectivement différente selon la zone de l'aquifère (surface, zone vadose, zone saturée, cours d'eau). C'est donc ce compartimentage vertical qui dicte le plan de notre contribution à la connaissance des écoulements dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France.

Les **limites spatiales** pour cette réflexion sont déterminées par les auréoles calcaires de l'est du Bassin parisien. Elles regroupent les couches géologiques du Muschelkalk à l'est, du Bathono-Bajocien, de l'Oxfordien, du Tithonien, du Crétacé supérieur correspondant à la craie de Champagne et du Lutétien du centre du Bassin parisien. On ne s'intéressera donc pas aux Calcaires de Saint-Ouen (Marinésien) et aux Calcaires de Beauce (Stampien) du centre du Bassin de Paris.

Ces couches calcaires s'intègrent dans le système de cuestas de l'est de la France et arment les revers des plateaux dont les altitudes restent modérées d'où l'appellation de « bas plateaux » en opposition aux hauts plateaux intra-montagnards à fort gradient hydraulique. Le morcellement des plateaux par les vallées dégage des « Pays » où une certaine homogénéité dans le modelé, les ressources en eau et les problématiques, apparaît nettement. L'appréhension des écoulements dans ces Pays passe par une vision multiscalair propre aux géographes. A défaut d'une étude exhaustive qui mériterait plusieurs décennies de recherche, nous utiliserons des exemples de cours d'eau et de bassins versants de tailles diversifiées allant du système karstique au bassin versant important (plus de 1000 km² de surface) en passant par des bassins élémentaires (de l'ordre de la dizaine de km² de surface).

Mais l'étude des écoulements dans ces Pays s'intègre également dans des **échelles de temps**. Nous avons plus particulièrement travaillé sur les écoulements actuels qui s'inscrivent donc en milieu tempéré océanique ou en période chaude du Quaternaire. La démarche de travail est donc fondamentalement naturaliste car liée à l'observation et à la

mesure de phénomènes hydrologiques qui sont interprétés puis modélisés de manière conceptuelle. L'objet est de comprendre les contraintes de cheminement des eaux et donc de fournir aux modélisateurs des modalités de construction des écoulements. Néanmoins, le terrain témoigne de nombreuses formes et formations héritées du Pléistocène qui permettent de proposer des schémas génétiques et polyphasés des écoulements.

Ce travail est structuré en **4 parties**, selon le zonage vertical des aquifères calcaires et suit une logique de cheminement des eaux de la surface à la vidange de la zone saturée par les sources et les cours d'eau.

Dans un premier temps, on s'intéressera aux **écoulements à la surface** des plateaux en distinguant les infiltrations diffuses, des infiltrations karstiques rapides, concentrées et hiérarchisées tout en déterminant les facteurs qui les structurent. Une synthèse des travaux d'inventaire, de cartographie de surface s'impose donc de manière à proposer une typologie des conditions d'écoulements en fonction de la nature lithologique des couvertures.

Dans une seconde partie, les **écoulements en zone non saturée** ou vadose sont caractérisés. Ils sont marqués par la verticalisation et leur calage sur la fracturation. C'est donc, ici que le contexte tectonique sera établi et que le rôle de la décompression liée aux versants des vallées est mis en évidence.

Dans une troisième partie, la zone noyée est caractérisée en dissociant l'aquifère de la craie des autres réservoirs calcaires. La vidange de la zone saturée s'effectue par les sources et les cours d'eau dont l'hydrodynamisme dépend du compartimentage structural, et de leur degré d'incision dans l'encaissant calcaire. Les méthodes hydrologiques en période d'étiage sont utilisées de manière à montrer l'hétérogénéité spatiale des écoulements qui sont sous la commande d'échanges avec la nappe. Elles mettent en évidence des transferts de masse d'eau entre les bassins versants et le cloisonnement des aquifères.

Enfin, dans **une quatrième et dernière partie**, il s'agit de montrer **le rôle des activités humaines sur les écoulements** dans la traversée des plateaux calcaires de l'est de la France et en fonction de l'étagement vertical de l'aquifère. Les impacts diffèrent effectivement selon la zone de l'aquifère concernée. La zone vadose est principalement marquée par de nombreuses cavités anthropiques dont l'influence sur les écoulements reste minime comparée aux dégâts occasionnés par le démantèlement des murs aquicludes (travaux miniers). La nature karstique des écoulements confère également une certaine spécificité des usages de l'eau de surface et de problématiques qui en découlent (voix navigables, énergie hydraulique, eau potable).

La conclusion générale replace les modalités d'écoulement dans un contexte temporel et constitue une réflexion sur la karstogenèse dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France. Elle s'ouvre sur **un projet de recherche**.

PARTIE 1

L'INFILTRATION EN SURFACE

L'infiltration en surface est bien évidemment fonction des caractéristiques physiques des sols et du sous-sol ainsi que du contexte géomorphologique conditionnant les pentes, les étagements, les gradients hydrauliques et la superposition des terrains.

A l'échelle de l'Est de la France, le contrôle lithologique détermine le comportement hydrodynamique combinant perméabilité, porosité et dynamiques de l'eau dans les formations. L'Agence de l'Eau Rhin-Meuse propose une classification et un atlas des perméabilités à l'échelle du bassin (AERM, 1989). Les plateaux calcaires sont généralement affectés de la classe « P12 » correspondant à une « *perméabilité de fissures dominantes avec présence de karst possible et pertes du réseau de surface* ». Cette classe est la seconde, la plus représentée du bassin (Lang C., 2007) et constitue 19% des affleurements.

A l'échelle des plateaux calcaires on ne peut pas se contenter d'une telle caractérisation des modalités d'infiltration. Néanmoins, on peut différencier l'infiltration diffuse de l'infiltration karstique. Les travaux récents en karstologie (Gamez P., 1992, Devos A., 1996, Jailliet S., 2005, Losson B., 2004) montrent que l'infiltration concentrée et organisée de type karstique est inféodée au contact entre les couches calcaires karstifiables et leur couverture correspondant à une couche géologique sus-jacente semi-perméable à imperméable. Il convient donc de dissocier les modalités d'infiltration en fonction de la présence d'une couverture.

Dans un premier temps, il convient de présenter les principes fondamentaux des modalités d'infiltration karstique (partie 1.1) avant une étude régionale (partie 1.2) pour enfin déterminer les facteurs structurant l'infiltration diffuse dans les plateaux calcaires de l'est de la France (partie 1.3).

1.1. Le rôle de la couverture et l'infiltration karstique

A la différence des karsts montagnards à fort gradient hydraulique et tributaires de la tectonique souple et cassante, les karsts de l'est de la France sont inféodés aux contrastes de perméabilité des couches géologiques. En effet, les épaisseurs maximales de calcaires karstifiables avoisinent péniblement 100 m et l'incision des vallées dépasse rarement les 150 m. C'est donc essentiellement les contrastes de perméabilité qui conditionnent la karstification des bas plateaux. Ils garantissent en effet, des changements brutaux de conditions d'écoulement (Fig. 1.1.).

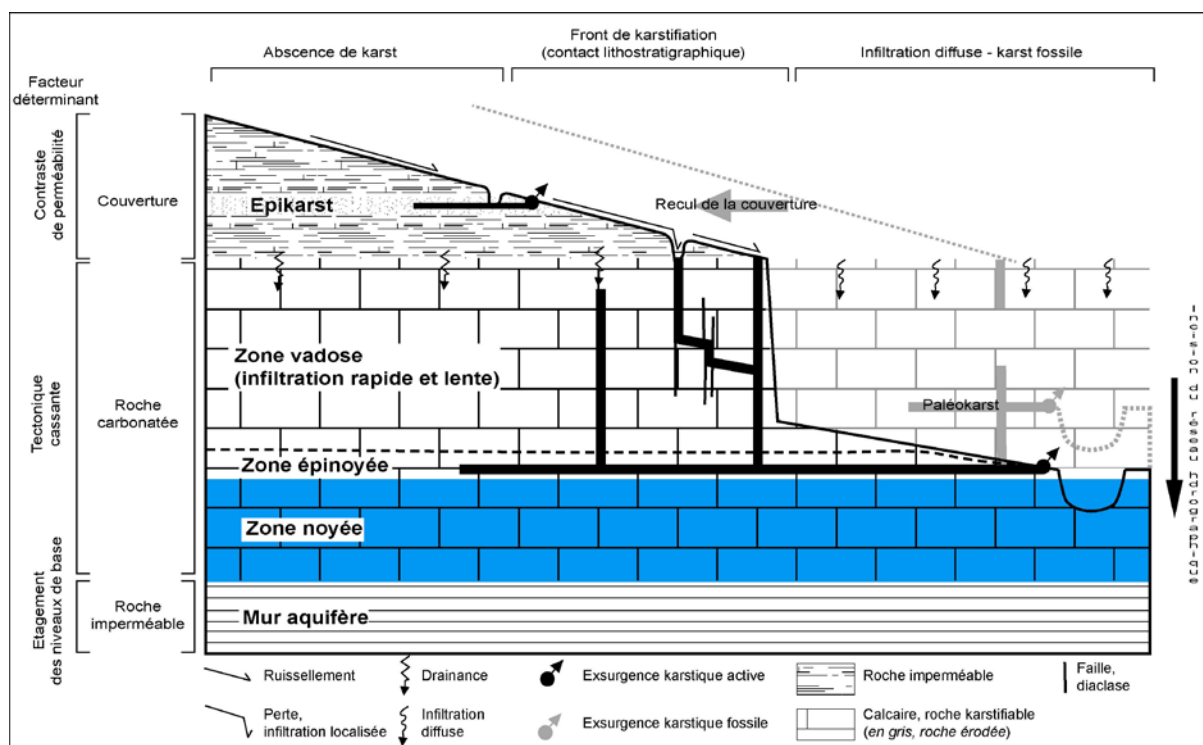


Figure 1.1. : Schéma conceptuel des karsts de l'est de la France (sources : Devos A. et al, 2007)

Le binôme couche imperméable sur couche perméable détermine un contact lithostratigraphique original marqué par l'infiltration localisée. Les roches imperméables sus-jacentes constituant la **couverture** sont favorables aux ruissellements concentrés et hiérarchisés vers des exutoires endoréiques inscrits dans les calcaires sous-jacents. Ce contact est donc marqué par de nombreux phénomènes exokarstiques alignés sur un véritable **liseré** (Fig. 1.1.). Autour des lambeaux de la couverture démantelée (interfluvés et buttes résiduelles) ou de fenêtres géologiques se constitue un **anneau karstique** alors qu'au niveau des versants s'organisent des **vallons karstiques** (Jaillet S., 2000). Cette organisation spatiale détermine un **karst de contact lithostratigraphique** caractéristique du Bassin parisien (Fig.1.2.).

Le rôle de la couverture est ici fondamental car elle commande non seulement les modalités d'écoulement mais détermine aussi une alimentation diffuse des calcaires sous-jacents par drainance lui garantissant le rôle d'une « compresse humide » (Gamez P., 1985). Ces infiltrations diffuses alimentent la karstification sous couverture des calcaires selon différents degrés d'évolution, de la cryptocorrosion aux gouffres aveugles. Ainsi, il s'établit un **karst couvert** dont l'expansion est conditionnée par l'épaisseur de la couverture. Lorsqu'elle est comprise entre 0 et 30 m, le karst couvert démantèle la couverture par dissolution, hydrocompaction et soutirage mécanique. Au-delà pour des épaisseurs supérieures à 30 m, la couverture protège les calcaires de la météorisation et la karstification est faible ou diffuse. Lorsque la couverture disparaît ou est réduite à moins de 1 et 2 m d'épaisseur, les calcaires affleurants perméabilisés par la fissure déterminent l'infiltration diffuse des précipitations et une dissipation de l'énergie karstique condamnant toute karstification du massif calcaire exposé à une ablation chimique lente et généralisée. La karstification s'opère donc en fonction de **seuils d'épaisseur de la couverture**.

En jalonnant le contact lithostratigraphique, le karst participe au démantèlement de la couverture. Le ruissellement sur les couches imperméables met en charge les sables et les argiles. Ceci se traduit par des teneurs en M.E.S. importantes avant infiltration.

L'organisation hiérarchisée des réseaux endokarstiques concentre les écoulements souterrains vers des exutoires préférentiels qui participent à la construction des hydrogrammes de crue des cours d'eau. Ainsi, la mise en charge du karst en phase de montée de crue alimente en M.E.S. le réseau hydrographique de surface sans saturation des sols et ruissellement sur les calcaires. Les fronts de karstification correspondent donc à des fronts d'érosion active de **recul de couverture** (érosion régressive).

Des datations sur remplissages ou spéléothèmes en limite de paléo-couverture permettent donc de mesurer la vitesse de recul de la couverture et ainsi la mise à l'affleurement des calcaires (Jaillet S., 2000). C'est pour cela que nous proposons le terme de **front de karstification** pour désigner cette limite de couverture karstifiée.

Ce type de fonctionnement hydrodynamique est en réalité plus complexe car les contrastes de perméabilité dans la couverture déterminent plusieurs niveaux de karstification et un étagement du karst (**karst étagé**).

Une couverture semi-perméable construisant une série d'aquifères multicouches perchés conditionne la concentration des écoulements de surface et donc l'augmentation de l'énergie mécanique du karst. Cette concentration est d'autant plus accentuée que la couverture peut présenter des couches également karstifiables. C'est le cas de l'Hauterivien dans le karst du Barrois ou des sables grésifiés du Thanétien dans le celui de la craie du bassin de la Vesle.

L'étagement du karst commande donc l'existence d'un **épikarst** qui concentre les écoulements vers des exurgences en surface ou des exutoires souterrains (gouffres aveugles). Ces derniers témoignent de la « trépanation » des réseaux épikarstiques par le karst couvert profond augmentant sensiblement la vulnérabilité à la pollution hydrique dans la zone non saturée.

Le mode d'alimentation des aquifères calcaires, via le karst couvert et étagé, est donc complexe car de type **ternaire** avec trois entrées :

- les infiltrations diffuses sur les calcaires,
- les pertes localisées au niveau des fronts de karstification
- et enfin les transferts verticaux entre la couverture et l'aquifère calcaire (**drainance**) ce qui contribue au soutien des écoulements en phase de tarissement. L'importance de la drainance dépend de la nature lithologique et de l'épaisseur de la couverture. Si ces conditions sont optimales, la couverture constitue un aquifère perché multicouche à forte drainance à l'image d'une compresse humide.



Doline de soutirage (Montagne de Reims)



Perte des égouts d'Allianville (Haut-Pays)



Fontaine ou doline-émergence-perte (Haut-Pays)



Vallon-aveugle et perte (Montagne de Reims)



Gouffre-perte dans le Pays-Haut (bassin de la Fensch)



Fosse Martin Godard (Montagne de Reims)

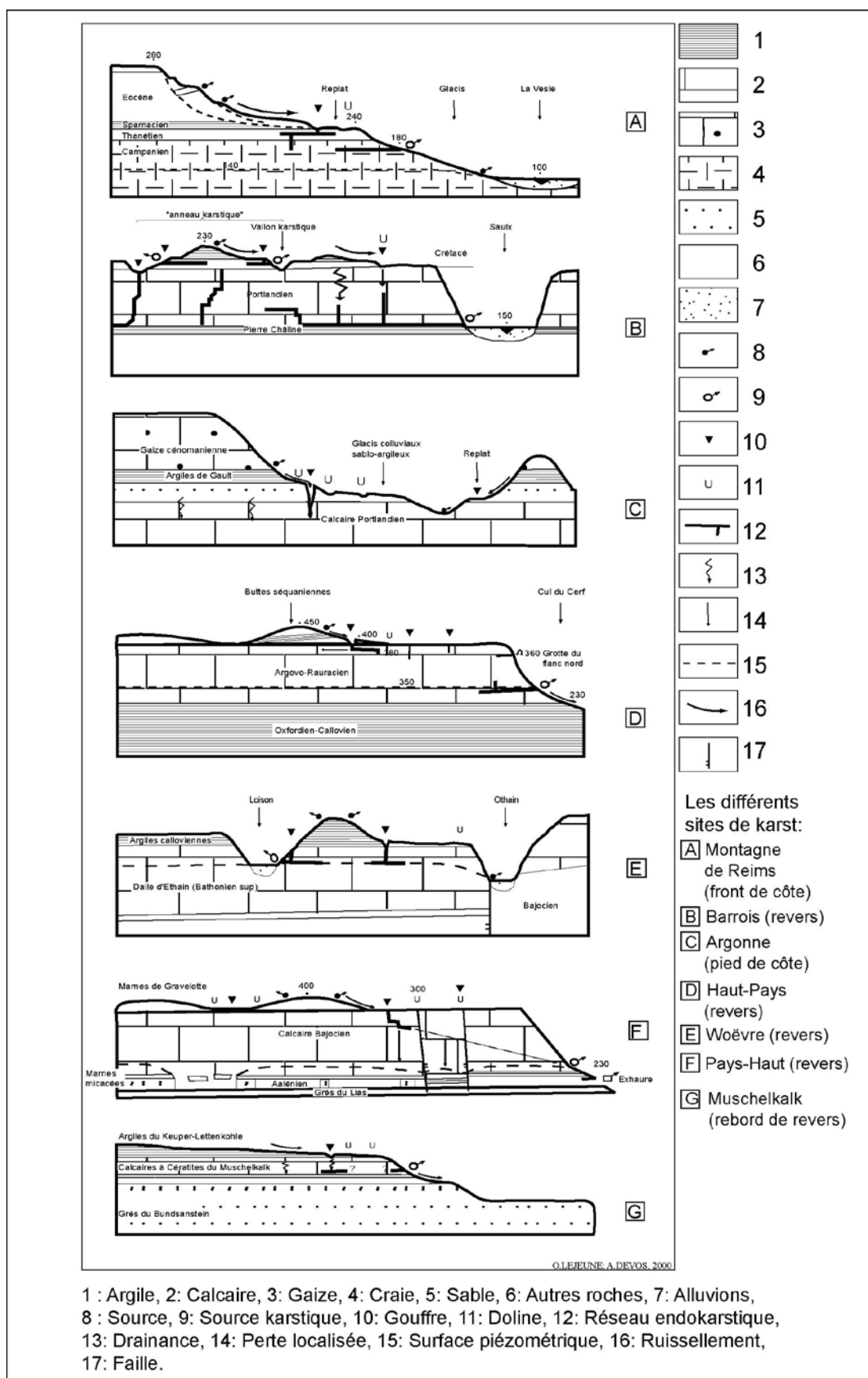


Doline-perte du Killebrick dans le Pays Haut (bassin de la Fensch)

Figure 1.2. : Quelques formes exokarstiques des fronts de karstification de l'Est de la France

1.2. Les fronts de karstification de l'Est de la France

La plupart des fronts de karstification affectent les plateaux calcaires de revers des cuestas au contact de la dépression orthoclinale d'ouest inscrite dans des roches imperméables (Fig. 1.3).

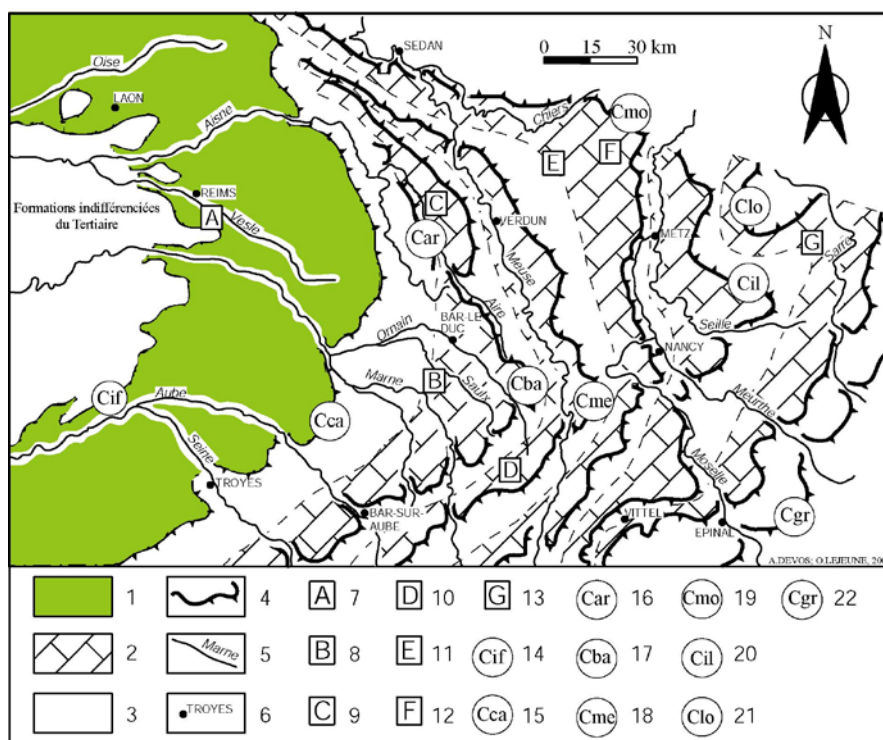


C'est le cas des karsts du Barrois (Tithonien), du Haut-Pays (Oxfordien), du Pays-Haut (Bajocien) et du Wardnt (Muschelkalk). Ce site de karstification est assez favorable car concerne un liseré lithostratigraphique étendu lié aux lambeaux de couverture et aux fenêtres géologiques. Le niveau de base de ces karsts correspond aux vallées incisant le revers d'une centaine de mètres.

Le site de vallée et de dépression concerne le karst argonnais où les calcaires n'affleurent qu'en fond de talweg. Le Crétacé recouvrant indifféremment les calcaires jurassiques (tithoniens, oxfordiens) constitue le plateau et la partie sommitale des versants déterminant ainsi un faible gradient hydraulique au karst. Le niveau de base représenté par l'Aisne ou l'Aire et leurs affluents est ici proche du front de karstification.

Le cas de la Montagne de Reims est original car le contact karstogène affecte la cuesta d'Ile-de-France, ce qui limite considérablement son développement. La couverture éocène constitue une protection majeure à la craie sous jacente très sensible à la météorisation notamment en phase froide et périglaciaire. La Montagne de Reims est largement découpée au sud par les affluents de rive droite de la Marne conquérante alors que son versant septentrional, inscrit dans le bassin de la Vesle, est quasi rectiligne et à peine découpé par un réseau de vallons, inscrit dans la craie et hérités des périodes glaciaires. Le front de karstification est éloigné de plus de 4 km de son niveau de base représenté par la Vesle, située 140 m plus bas. Ceci détermine un gradient hydraulique important pour la région.

Afin de montrer le rôle fondamental du contrôle lithologique dans l'infiltration rapide et localisée des eaux nous proposons de présenter les différents types de front de karstification de l'est de la France accompagnés d'exemples régionaux. Les exemples sont localisés sur la carte de la figure 1.3.



1 : Craie, 2 : Calcaires cohérents, 3 : Autres roches indifférenciées, 4 : Front de cuesta, 5 : Cours d'eau, 6 : Localité repère, 7 : Karst de la Montagne de Reims, 8 : Karst du Barrois, 9 : Karst de l'Argonne, 10 : Karst du Haut-Pays, 11 : Karst de la Woëvre septentrionale, 12 : Karst du Pays-Haut, 13 : Karst du Muschelkalk, 14 : Côte de l'Ile-de-France (Tertiaire/Campanien), 15 : Côte de Champagne (Turonien/Coniacien), 16 : Côte d'Argonne (Albien/Cénomanién), 17 : Côte du Barrois (Portlandien/Kimmeridgien), 18 : Côte de Meuse (Oxfordien/Callovien), 19 : Côte de Moselle (Bajocien/Toarcien), 20 : Côte Infraliasique, 21 : Côte du Wardnt (Muschelkalk), 22 : Côte des Grès (Buntsanstein).

Figure 1.4. : Carte des karts de l'est de la France (Lejeune O., Devos A., 2002)

1.2.1. Le contrôle lithologique et les fronts de karstification

La nature lithologique de la couverture conditionne l'existence et la dynamique des fronts de karstification. Lorsque les contrastes de perméabilité sont forts entre la couverture et l'aquifère calcaire, le front est quasi continu avec des écoulements endoréiques bien hiérarchisés et des formes exokarstiques bien marquées. Les couvertures argileuses imperméables favorisent donc la karstification en limite d'affleurement. On les retrouve dans l'est de la France au niveau du prolongement occidental des revers de côte au contact avec les formations argileuses de la dépression orthoclinale de la cuesta située plus à l'ouest. Le front de karstification s'inscrit alors sur les revers des plateaux.

- **Couverture argileuse**
 - o **Le contact argiles calloviennes/calcaires bathoniens : la Woèvre septentrionale**

Le contact entre les argiles calloviennes et les calcaires bathoniens (Dalle d'Etain) peut être considérée comme « fondateur » de la karstologie lorraine. C'est en effet à partir des travaux de Gamez P. (1977, 1979, 1992) que les principes de karst couvert et de karst de contact lithostratigraphique sont appliqués à l'est de la France.

Dans la Woèvre septentrionale, l'infiltration karstique est bien représentée car :

- les contrastes de perméabilité sont importants en limite de couverture de dépression orthoclinale sur la terminaison occidentale du revers calcaire de la côte de Moselle
- l'incision du réseau hydrographique principalement orthoclinal entretient des gradients hydrauliques et une énergie mécanique suffisante pour la karstification favorisant le développement de liserés karstiques sur les interfluves
- l'épaisseur des formations permet la verticalisation des écoulements et la drainance entre la couverture et l'aquifère bathonien (notion de « compresse humide »).

Le front de karstification de la Woèvre septentrionale se développe au pied des interfluves argileux au contact des calcaires bathoniens (Dalle d'Etain). Il se présente sous la forme d'un liseré karstique de dolines, de mardelles, de gouffres et de pertes qui affectent la couverture et les calcaires sous-jacents. La genèse des dolines est fonction des conditions hydrologiques et morphogénétiques actuelles (karst de contact) ainsi que d'une karstogenèse pré-existante (karst couvert).

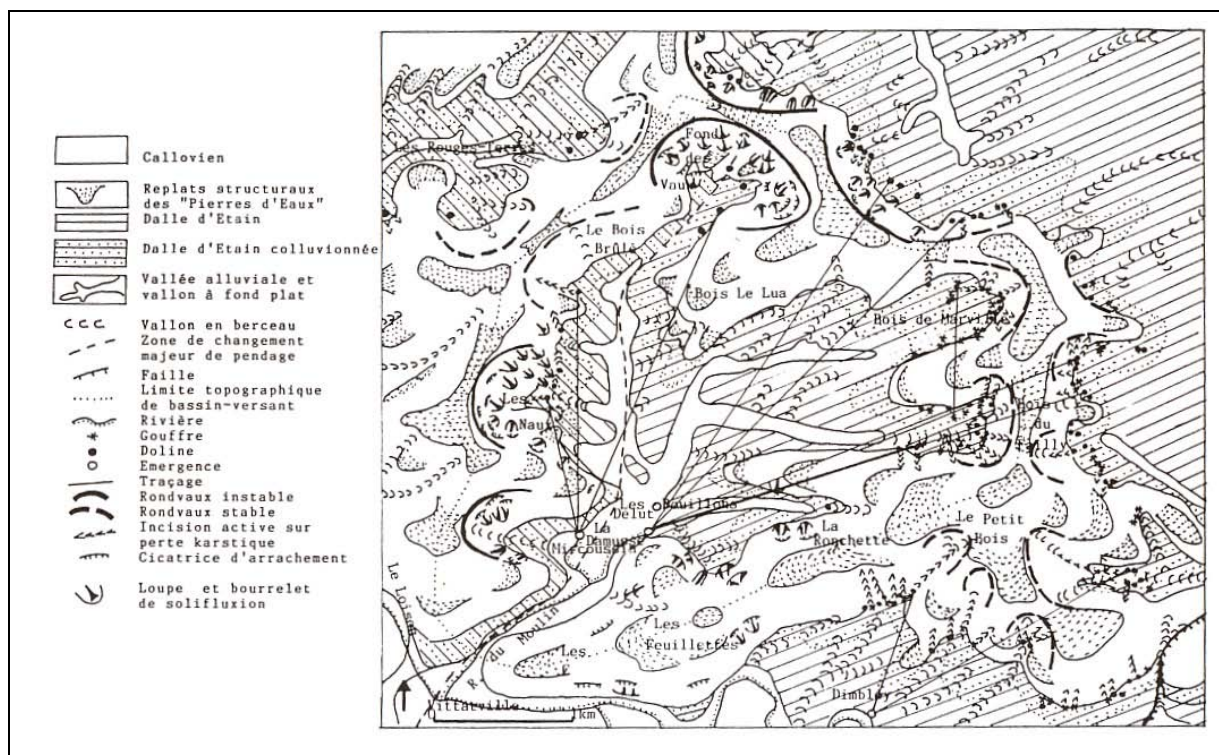


Figure 1.5. : Le karst du bassin de Delut dans la Woëvre septentrionale (Sources : Gamez P. et al, 1979)

L'organisation spatiale de l'exokarst répond au contexte géomorphologique et plus particulièrement au degré d'érosion de la couverture. Le liseré suit parfaitement la limite de couverture lorsqu'elle est résiduelle sous la forme de des buttes d'argiles (Bois de Marville et du Petit Faily), au niveau des interfluvés (Loison-Othain) ou de **fenêtres géologiques** (bassin de Delut). Ces dernières représentent des sites préférentiels pour une karstification complète car elles dégagent sur les interfluvés un anneau ou un pourtour dans le liseré karstique autour d'une dépression dégagée dans les calcaires. L'aquifère captif sous la couverture en amont pendage est alors « exhumé » et devient à surface libre dans la fenêtre mais reste en limite de nappe captive en aval pendage. Ce dispositif garantit une zone d'introduction des eaux, une zone vadose et une zone saturée favorable à la verticalisation des écoulements en régime vadose et à l'organisation spatiale de l'endokarst en régime noyé vers des exutoires karstiques (exurgences).

Des traçages et des observations morphologiques montrent que l'exokarst est relié à des réseaux organisés et hiérarchisés vidangés par des exurgences (Mircoussin, bouillons de Delut) déterminant de véritables systèmes karstiques bien individualisés au cœur de fenêtre géologique.

Le rôle du karst dans le démantèlement de la couverture est démontré par un suivi de mesure de l'érosion aux exutoires des systèmes.

o le contact Crétacé/Jurassique : les cas du Barrois, de l'Argonne et des Crêtes Pré-ardennaises

Le contact discordant entre le Crétacé et les calcaires du Jurassique est incontestablement le plus « productif » en phénomènes karstiques car les contrastes de perméabilité sont bien marqués, les épaisseurs des formations sont suffisantes et les gradients hydrauliques importants.

Compte tenu du biseautage des calcaires jurassiques par la surface infra-crétacée, la couverture repose à la fois sur les calcaires tithoniens dans le Barrois, sur les calcaires kimméridgiens (dans l'Argonne) et les calcaires oxfordiens au niveau des Crêtes pré-ardennaises identifiant trois régions particulièrement karstifiées.

Le **Barrois** correspondant au revers de la côte des Bars (ou tithonienne) a fait l'objet des études les plus poussées en karstologie dans l'est de la France (Beaudoin JP., 1974, Jailliet S., 1994, 1995, 1996, 2004, Devos A., 1996, Devos A. et al., 1998, Jailliet S. et al., 2002), à tel point que les karsts du Barrois servent de « modèle » fonctionnel, et structurel des karsts couverts.

Le front de karstification s'exprime au contact des calcaires tithoniens et du recouvrement du Crétacé inférieur conservé dans le fossé tectonique de la Marne et dans le synclinal de Treveray. La nature essentiellement argileuse de la couverture (Aptien inférieur, Barrémien) est marqué par des niveaux sableux (Aptien supérieur) et calcaires (Hauterivien). L'intercalation d'un niveau calcaire confère au front de karstification un étagement caractéristique (**karst étagé**). Les calcaires hauteriviens déterminent des replats structuraux dans lequel un karst complet s'opère avec un liseré karstique en surface, en limite de recouvrement barrémien et des réseaux endokarstiques en profondeur. Ces derniers sont vidangés par des exurgences qui concentrent des écoulements sur les argiles du Valanginien vers des gouffres dans des vallées aveugles pour former un autre liseré karstique au contact du Tithonien. Le karst étagé s'exprime surtout à travers les **dolines-émergences-pertes** consécutives à l'effondrement de la voûte des réseaux dans l'Hauterivien. Elles déterminent de grandes dépressions fermées où l'emboîtement des formes karstiques s'opère pour renfermer l'émergence de l'Hauterivien, l'écoulement sur les argiles valanginiennes et le gouffre-perde dans les calcaires tithoniens (Vallon de la Dorma dans la Forêt de Trois-Fontaine).

Au niveau des pertes, correspondant au point d'infiltration des eaux, la charge solide traduit le démantèlement de couverture qui s'accompagne d'un **soutirage** bien marqué. Ces processus entretiennent le **recul des pertes** et la migration du front de karstification.

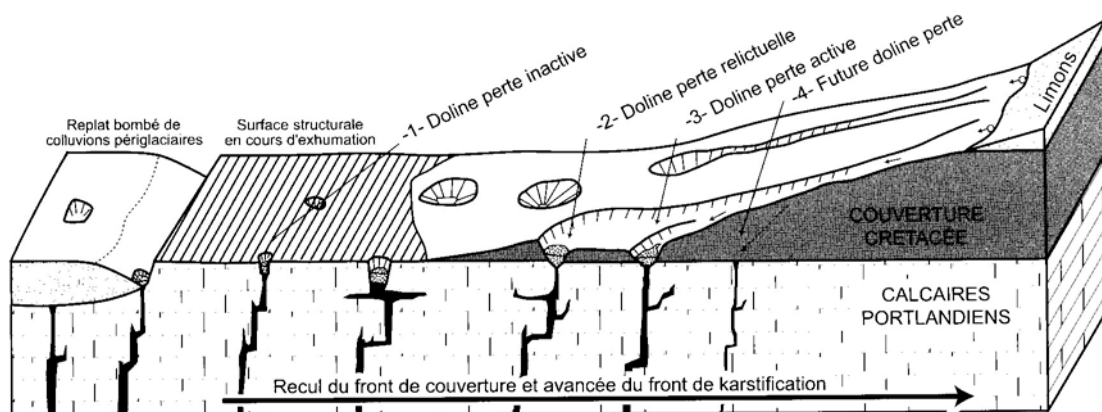


Figure 1.6. : La migration du front de karstification et le recul de perte dans le Barrois (Sources : Jailliet S., 2000).

L'organisation spatiale de l'exokarst s'effectue sous la forme de liseré karstique ou « chapelet » de plusieurs milliers de dolines, gouffres et pertes qui épousent les contacts lithostratigraphiques à fort contraste de perméabilité. Ces derniers sont conditionnés par le degré d'incision et d'érosion de la couverture (Fig.1.6.). On observe alors des **vallons karstiques** (vallon de la Belle Epine ou cas 1) au niveau des incisions linéaires de la

couverture, et des **anneaux karstiques** (cas 4) au niveau de buttes résiduelles dans la couverture (Bois communale de Lisle-en-Rigault) et dans une **fenêtre géologique**. Le Barrois a la particularité de présenter plusieurs fenêtres hydrologiques au niveau de Cousance-aux-Forges (bassin de la Cousance), de Sommelonne (bassin de l'Ornel) et de Thonnance les Moulins (Bassin du Rongeaent).

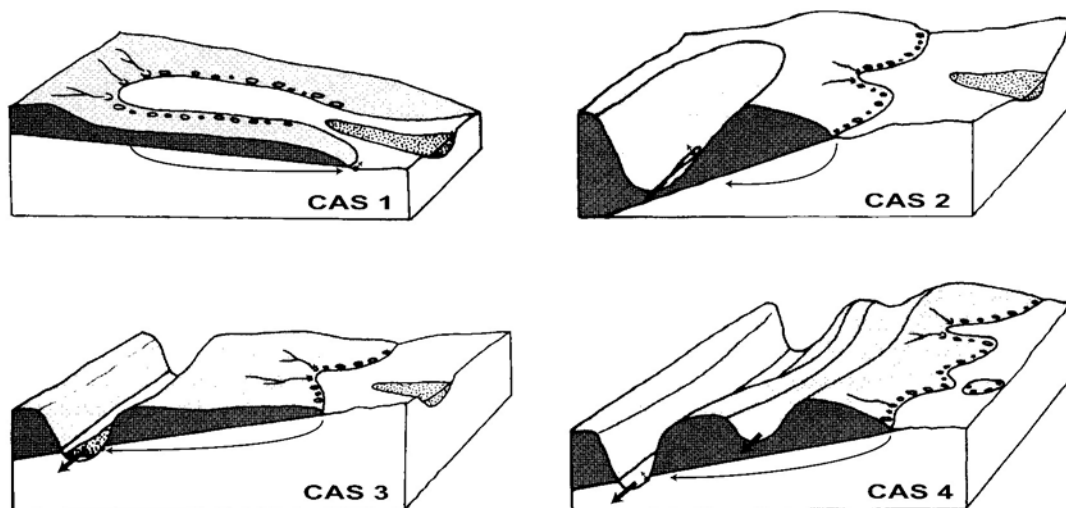


Figure 1.7. : Sites géomorphologiques des fronts de karstification (sources : Jaillet S., 2005)

C'est donc sur les interfluves que le karst s'exprime. L'interfluve Marne-Saulx concentre la majeure partie des phénomènes où la densité est très importante pouvant atteindre plus de 100 formes exokarstiques au km² dans la Forêt de Trois Fontaines. L'interfluve Saulx-Ornain est également affecté au niveau du fossé tectonique de Fains-Véel qui a permis la conservation des formations crétacée. Les infiltrations karstiques alimentent la partie supérieure des calcaires tithoniens (dolomie supérieure, calcaires de Dommartin) alors que le mur de l'aquifère (Pierre Châline) se situe 80 m en contrebas ce qui détermine un gradient hydraulique permettant la verticalisation des écoulements en zone vadose.

La drainance de la couverture entretient la cryptocorrosion et alimente un **karst couvert** au sommet des calcaires tithoniens. Celui-ci participe au soutirage de la couverture ce qui détermine un système à boucle de rétroaction négative dans la limite des seuils d'épaisseur vu plus haut. Mais, au sein des phénomènes, le soutirage entretient la déstabilisation des formes et des mouvements de terrain (coulées, solifluxion) qui obstruent les points d'absorption des eaux déterminant une boucle de rétroaction positive dans la conservation de la couverture. L'interdépendance d'un karst couvert et d'un karst de **contact lithostratigraphique** s'inscrit dans un système complexe de démantèlement des couvertures à feed-back inverse.

La **migration du front de couverture** et du karst a été mise en évidence par Jaillet S. (1999). Elle génère des formes fossiles en amont pendant ou derrière le front et des formes actives dans la limite des seuils d'épaisseur de la couverture (entre 1-2 m et 30 m). Selon ce schéma, les bordures de cuesta ou leur revers oriental ont connu des anciennes phases de karstification alors que leur revers occidentaux sont encore karstifiés en limite de couverture. Des datations faites sur spéléothèmes dans le paléokart de Poissons, et les réseaux de Cousances et du Rupt-du-Puits témoignent d'un recul de l'ordre de 10 km pour des gammes de plus de 400 000 ans. Les travaux de Le Roux J. (2000) ont permis de calculer un recul de

8 à 9 km dans le secteur de Joinville est d'une dizaine de kilomètres vers Bar-le-Duc à partir de la géométrie des couches géologiques reconstituée au niveau de la surface sommitale.

Ces formes de surface alignées sous la forme d'un front de karstification déterminent une frange sinueuse d'infiltration rapide et concentrée des eaux vers la zone vadose.

Au nord du Barrois, les infiltrations concentrées s'organisent également sous la forme d'un front de karstification au contact Crétacé/Jurassique.

L'Argonne est souvent assimilée aux affleurements géologiques du Crétacé cohérent et essentiellement représenté par la gaize albo-cénomaniennne à la différence des autres formations tendres du Crétacé (argiles et sables). La Gaize, roche siliceuse légère (densité comprise entre 1.4 et 1.54) plus dure, détermine alors un relief de plateaux incisés par les vallées profondes de l'Aisne et de l'Aire et de leurs affluents respectifs (Bième, Buante, Ezrule). La Gaize, malgré quelques niveaux carbonatés et sa forte porosité totale (40%), n'est pas karstifiable sous nos climats. Cependant, en Argonne, la base de la côte d'Argonne, les dépressions et le pied des versants laissent apparaître des affleurements calcaires correspondant à la terminaison septentrionale des calcaires tithoniens abondamment karstifiés dans le Barrois ou aux calcaires kimméridgiens et oxfordiens. Les couches des calcaires tithoniens sont présentes au sud-est de l'Argonne dans le haut bassin de l'Aire. Elles sont biseautées (moins de 40 m d'épaisseur) par l'érosion et n'affleurent que sous forme de « fenêtres » sous la couverture crétacée incontestablement plus épaisse 10 m de sables pour l'Albien et 12 m d'argiles du Gault surmontés de la Gaize d'Argonne. Les calcaires oxfordiens et kimméridgiens qui constituent le revers de la côte de Meuse affleurent au nord-est de l'Argonne dans le bassin de la basse vallée de l'Aire.

- Le contact Crétacé/Tithonien

Seul, Durup de Baleine A. (1989, 1991) a véritablement étudié le karst de cette région dans la forêt de Hesse.

La gaize reposant sur les argiles du Gault détermine un aquifère qui se vidange par de nombreuses sources donnant lieu à la naissance d'un réseau hydrographique plus ou moins hiérarchisé qui ruisselle sur les argiles imperméables. Ces cours d'eau s'incisent alors dans la couverture avant d'être absorbés dans des gouffres et dolines qui trépanent les sables verts et témoignent d'un endokarst dans les calcaires tithoniens. L'exokarst jalonne donc le contact litho-stratigraphique Crétacé-Tithonien et correspond à un front de karstification présent sous la forme d'un liseré et d'anneau au niveau des buttes résiduelles de Crétacé ou autour de fenêtres géologiques à travers la couverture.

Les formes les plus représentées sont des dolines, des gouffres et des vallées aveugles au fond des vallons. Elles alimentent un karst souterrain (endokarst) mal connu car impénétrable. L'absence de niveaux calcaires dans le Crétacé inférieur (Hauterivien) empêche tout étagement des fronts de karstification.

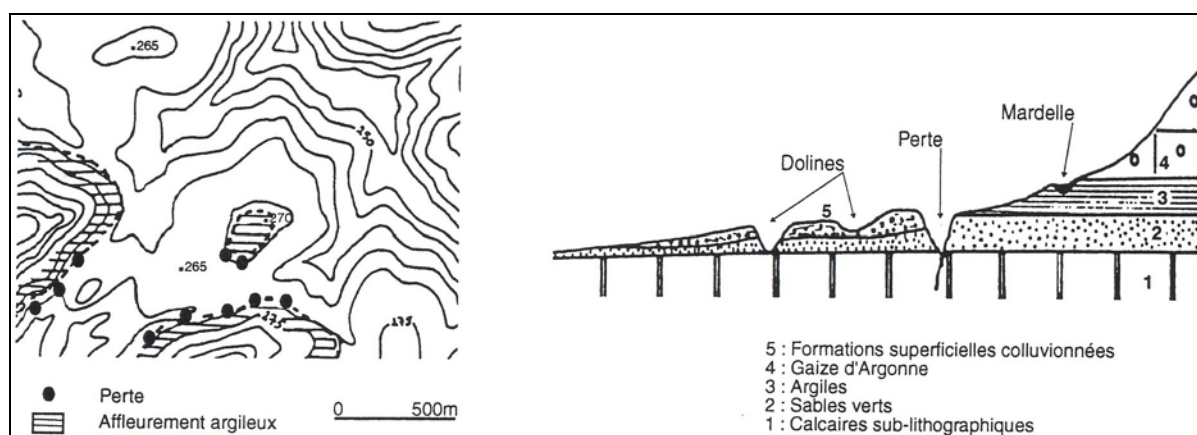


Figure 1.8.: Le karst de la forêt de Hesse (sources : Jaillet S., 2000, d'après Durup de Baleine, 1989).

Cependant, selon Durup de Baleine A. (1989), les observations de terrain font apparaître un aquifère de surface hypertrophié (épikarst) sous la commande de la détente mécanique et un endokast atrophie, sans réseau souterrain majeur. Cette caractéristique recoupe les observations faites dans le Barrois. Les calcaires tithoniens dont seuls les niveaux au dessus de la Pierre Châline (niveau imperméable) sont karstifiés (calcaires de Dommartin) mais biseautés en Argonne, sont représentés à leur base par les calcaires lithographiques fissurés mais non karstifiés. En Argonne où la Pierre Châline est souvent subaffleuranse, les niveaux calcaires sont donc peu favorables à la karstification. Le gradient hydraulique entre les points d'absorption et les émergences ou les cours d'eau, est d'ailleurs trop faible (moins de 50 m) pour garantir une cavitation souterraine.

- Le contact Crétacé/ calcaires oxfordo-kimméridgiens

Le Crétacé recouvre en discordance et indifféremment les formations du Kimméridgien et de l'Oxfordien au nord de l'Argonne. Un front de karstification s'inscrit dans les dépressions laissant affleurer les calcaires jurassiques (Devos A., 2006).

La dépression de Grandpré - au niveau des localités de Talma, Petit Bourgogne, au Bois des Loges, au sud de Verpel, et à l'est de Sommerance- se caractérise par un karst au contact du Crétacé et des calcaires kimméridgiens (Voisin L., 2004).

La vallée de la Fournelle tributaire de rive droite de l'Aisne, au niveau de Quatre-Champs traverse le front de karstification au contact des calcaires oxfordiens et du Crétacé. Plusieurs cours d'eau qui incisent la gaize et les formations sous-jacentes disparaissent dans des vallées aveugles (rau de la Pissotte) au lieu de confluer avec le drain principal (la Fournelle). Dans la forêt de Voncq, les têtes de bassin sont en eau avant de disparaître dans des ravins (ravins du Mont Joly) qui ne trouvent comme exutoires que des gouffres-peres.

A l'image du Barrois, en affectant la couverture crétacée, ces karsts sont largement sous la commande de mouvements de terrain. En effet, les argiles du Gault sont plastiques et instables lorsqu'elles sont gorgées d'eau. Surmontées de la gaize argonnaise très poreuse, elles sont alimentées en eau par drainance. La gaize joue alors le rôle d'une compresse humide imbibant de manière homogène les argiles. Les vides développés par dissolution dans les calcaires avalent et soutirent les argiles remaniées par solifluxion et par de petites coulées. Ces mouvements de terrain affectant les phénomènes karstiques ainsi que les versants tendent à obstruer l'exokarst. Mais force est de constater que le karst exporte ces

argiles démantelées par leur mise en suspension à la faveur des écoulements souterrains. En effet, au droit des émergences, en période de crue, la forte turbidité des émergences souligne le transit souterrain des argiles du Gault et des sables verts et donc le rôle fondamental du karst dans le démantèlement de la couverture crétacée. Les mouvements de terrain participent donc à cette érosion puisqu'ils préparent les matériaux au transport par perte de cohésion de la couverture.

Les cours d'eau argonnais recoupent en général les fronts de karstification. Leur cours anaclinal ou cataclinal est grossièrement perpendiculaire aux contacts litho-stratigraphiques karstogènes limitant spatialement l'emprise du karst.

Les grands axes de drainage étant allogènes à l'Argonne (Aire, Aisne) et aux affleurements calcaires localement karstifiés, seule une partie du bassin ou un tronçon de cours d'eau voire qu'un petit bassin affluent de faible ordre sont véritablement caractérisés par des écoulements karstiques.

Plus au nord, dans **les Crêtes pré-ardennaises**, les formations du Jurassiques constituent des revers des côtes très rapprochées qui confère à la région un paysage de crêtes. Le Tithonien n'affleure plus mais le Crétacé recouvre indifféremment ces formations multipliant des contacts différents au niveau de chaque revers de côte.

La côte du Bajocien est appelée localement « côte de Dom » en référence au village de Dom-le-Ménil. Elle domine la dépression péri-ardennaise liasique, drainée par la Sormonne à l'ouest et la Chièrs à l'est. A l'ouest, le revers calcaire s'exhume sous les formations de la Thiérache dégagée dans le Crétacé (sables verts) pour s'exprimer pleinement à l'est sans recouvrement. Les contrastes de perméabilité entre la couverture et l'encaissant calcaire restent faibles ce qui limite la karstification.

La côte du Bathonien est marquée par une dalle calcaire (Dalle d'Etain) reposant sur les marnes à *Ostrea acuminata*. La couverture argileuse est callovienne comme dans la Wôèvre mais est renforcée par la superposition des argiles du Gault de l'Albien, épaisses d'une vingtaine de mètres dans la région de Signy-L'abbaye. Ce contact lithostratigraphique est donc plus « karstogènes » dans les Crêtes pré-ardennaises que dans la Wôèvre septentrionale car des écoulements hiérarchisés s'organisent sur une couverture argileuse plus épaisse et les niveaux du Cénomani (Gaize) déterminent des aquifères perchés. Ces derniers alimentent de manière pérenne le réseau hydrographique qui s'organise sur les niveaux argileux du Gault et du Callovien.

Un front de karstification s'exprime plus particulièrement entre Signy-L'Abbaye et la Meuse. Au niveau de la **Forêt de Signy-l'Abbaye** (bassin supérieur du ruisseau cataclinal de la Vaux) les calcaires bathoniens affleurent dans une **fenêtre géologique** (Fig.1.8.).

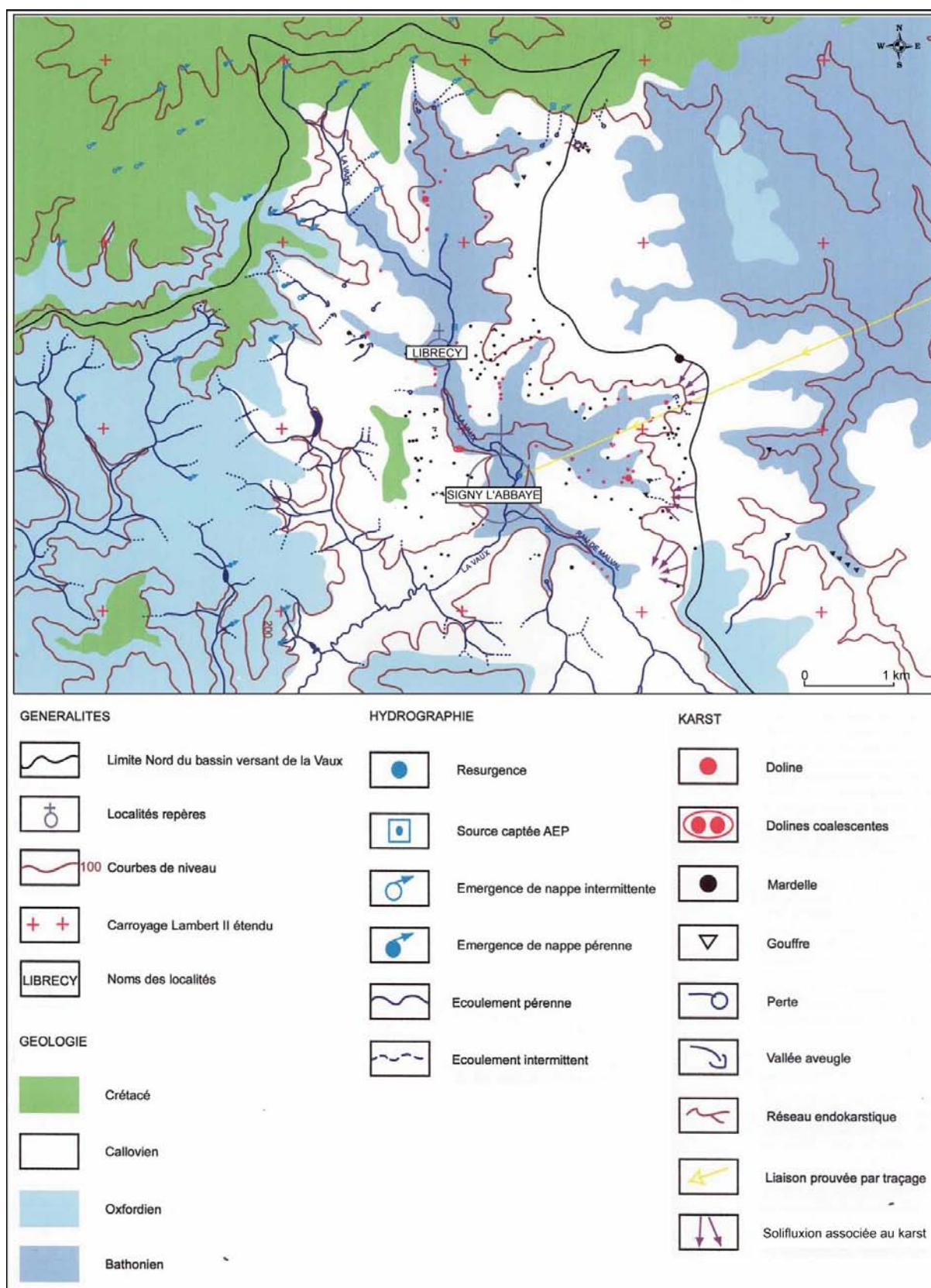


Figure 1.9.: Carte de l'exokarst de la fenêtre géologique de Signy-L'Abbaye (d'après Le Guen L., 2001).

Un liseré karstique entoure la fenêtre qui permet à l'aquifère bathonien de devenir libre alors qu'il était captif sous les argiles du Gault plus au nord. On retrouve le même schéma que dans la Woëvre septentrionale avec la fenêtre de Delut et dans le Barrois au niveau de Cousance-aux-Forges, Sommelonne et Thonnance-les-Moulins. L'anneau karstique détermine des infiltrations rapides et concentrées vers la zone vadose avant de concentrer les écoulements vers des exutoires karstiques en régime noyé en limite de nappe captive. Cette configuration semble propice à l'établissement de **systèmes annexes** tel que l'a décrit Mangin (1974-1975). On retrouve effectivement au centre de la fenêtre d'importantes exurgences à Signy-L'Abbaye (source du Gibergeon, Fosse bleue) qui vidangent la zone saturée du Bathonien (Le Guen L., 2001).

Le liseré karstique se présente sous la forme de chapelets de dolines, de gouffres et de vallées aveugles dont certains sont pénétrables et topographiés par les spéléologues (Tisserant J., Voisin L., 1980, Tisserand J., 1987) à l'image de la perte des Mazurettes. La majeure partie des phénomènes s'inscrivent dans les argiles calloviennes (mardelles et dolines de soutirage). Le soutirage de la couverture provoque un déséquilibre qui génère des mouvements de masse (solifluxion) autour des gouffres absorbants. On retrouve la disposition en « rondvaux » de la Woëvre. La partie septentrionale de la fenêtre géologique est bordée par les assises du Crétacé qui donne lieux à des nombreuses émergences de nappes perchées. Ces sources alimentent des cours d'eau qui se perdent au contact des calcaires bathoniens ou à des écoulements indigents en amont de Librecy (ruisseau de Vaux).

Plus à l'est, le « Trou Mussecane ou perte de la Plate Pierre » illustre bien les modalités d'écoulement de surface et d'infiltration dans les calcaires bathoniens. C'est est une vallée aveugle dans l'alignement de la vallée supérieure anaclinale du Thin entre Signy-L'Abbaye et le bassin de la Vence. Elle est drainée par un cours d'eau issu de la côte oxfordienne, qui finit sa course dans un entonnoir ; son bassin versant topographique et de 7.3 km² et son réseau hydrographique est bien hiérarchisé car à l'échelle du 1/25 000, l'ordre du cours d'eau selon l'ordination d'Horton est de 3. Les autres pertes ne sont pas ou peu signalés sur le fond IGN ce qui s'explique par la faible taille des cours d'eau et par couverture forestière (karst vert) qui perturbe la lisibilité des écoulements de surface dans le cadre d'un approche par photo-interprétation. Le drain principal est incisé de 5 à 6 m dans les argiles calloviennes et draine les calcaires bathoniens (dalles affleurantes) formant un ravin étroit dont les rives sont affectées de mouvements de terrains (loupes de solifluxion, coulées). Le démantèlement de la couverture se manifeste aussi par des reculs de pertes corrélatifs à l'érosion régressive des argiles calloviennes exportées par les eaux d'infiltration après avoir été déstructurées par les mouvements de masse.

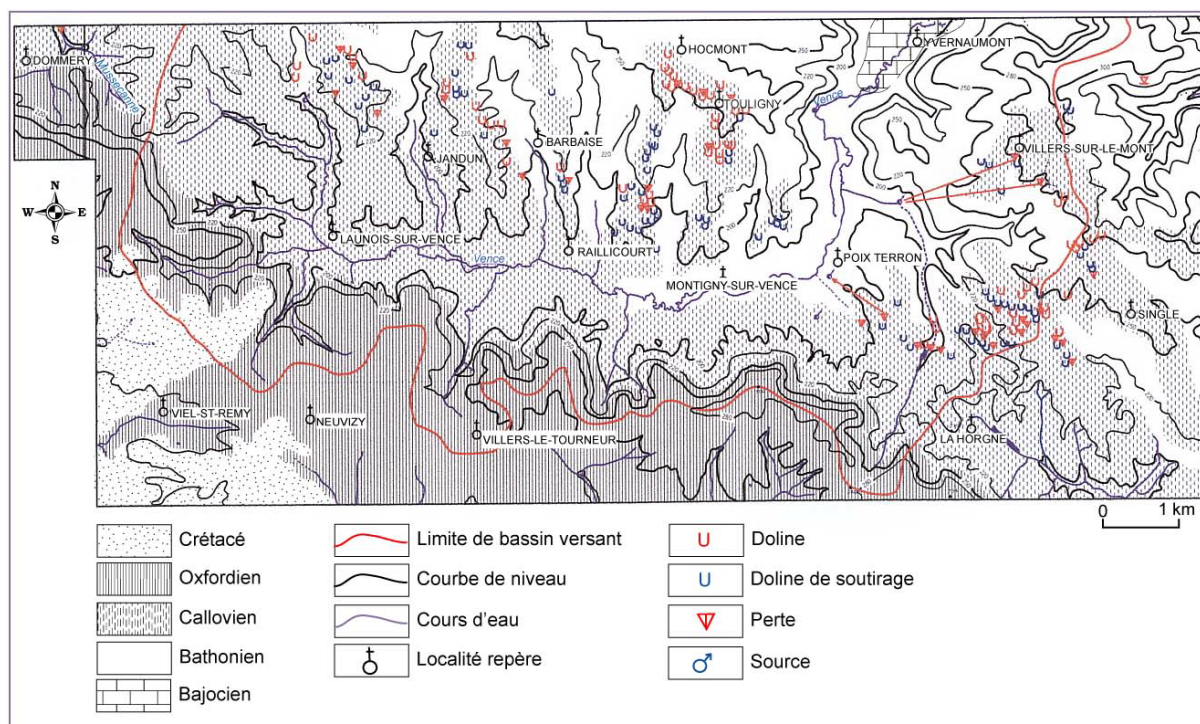


Figure 1.10.: Carte de l'exokarst du bassin de la Vence, d'après Mary J., 2001, modifiée.

La Vence est un affluent de rive gauche de la Meuse. Elle coule de manière orthoclinale, au pied de la côte de l'Oxfordien en amont de Poix-Terron et draine sa dépression dans les argiles calloviennes. A l'aval elle réalise une percée anaclinale pour drainer le Bajocien avant de confluer avec la Meuse à Charleville-Mézières. Le front de karstification suit le contact karstogène mais sans la couverture albienne. L'exokarst s'organise autour de vallons karstiques affluents de rive gauche (anaclinaux) et de rive droite (cataclinaux) qui incisent la couverture calloviennne. Les dolines sont les plus représentées et accompagnent des gouffres le plus souvent absorbants (dolines-pertes, gouffres-pertes, vallées aveugles). Ces phénomènes sont reliés hydrologiquement aux exurgences, de la Vence (Ferme de Perouzelle), de la Source Bleue à Basse-Touligny et de la Fosse-aux-Pêcheurs (secteur de Poix-Terron).

La côte de l'Oxfordien (appelée localement côte de Poix en référence au village de Poix-Terron) est double dans le département des Ardennes et forme la côte de Meuse lorsqu'elles se rejoignent entre le Meuse et la Bar. Sa partie supérieure (calcaires coralliens de l'Oxfordien supérieur) est à peine dégagée de sa couverture albienne et manque de vigueur. Sa partie inférieure mieux dégagée ou côte des Crêtes est armée par la gaize oxfordienne. Le front de karstification s'opère sur la surface de transgression albienne dans la vallée du Plumion et les affluents de rive droite de l'Aisne. Les phénomènes exokarstiques restent isolés pour s'amplifier vers l'est et rejoindrent ceux de l'Argonne ardennaise.

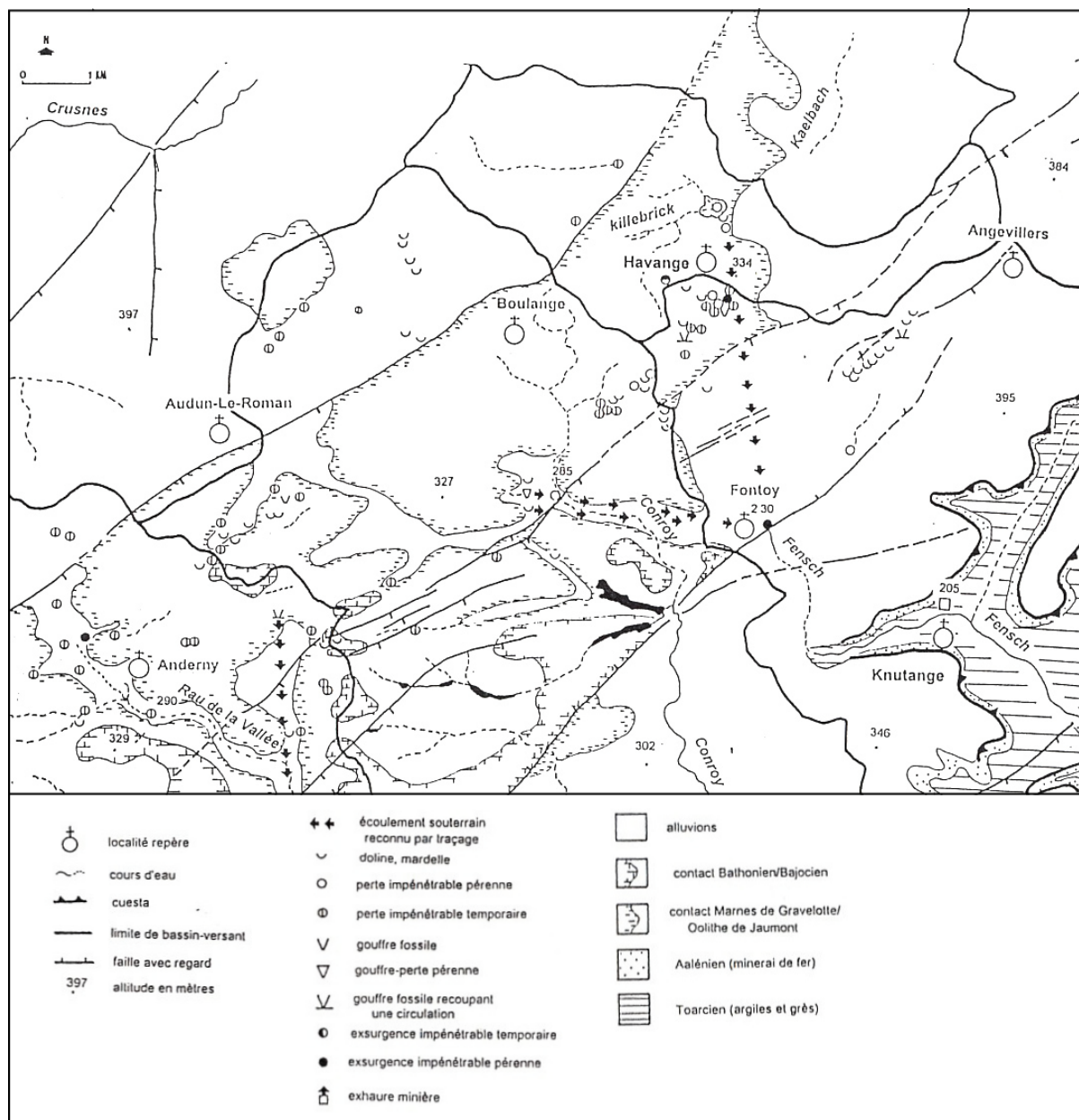
Le contact discordant entre les formations crétacées et les calcaires jurassiques est donc karstogène puisqu'il cristallise un front d'infiltration rapide et concentré des eaux. Plus à l'est, les plateaux du Dogger sont aussi recouverts par d'autres formations à dominante argileuse.

- o le contact Marnes de Gravelotte/calcaire de Jaumont

Sur le revers de la côte de Moselle, les Marnes de Gravelotte constituent la base de la couverture, surtout bathonienne, qui repose sur les Calcaires de Jaumont ou « Bâlin » du Bajocien moyen. Ce contact détermine un front de karstification mis en évidence par les

travaux du Spéléo-club de Metz. Certains phénomènes ont été décrits par Joly H. (1927) et Maubeuge P.L. (1956) dont le gouffre de la Mance et le Trou Armand.

Nous avons essentiellement travaillé sur le secteur du Pays-Haut en 1990 et notamment à l'amont des bassins de la Fensch, du Conroy et du ruisseau de la Vallée qui regroupent les meilleurs exemples de systèmes karstiques.



Le front de karstification se présente sous la forme d'un liseré de dolines, vallées aveugles et pertes localisées et diffuses. Le contrôle de la karstification est surtout lithologique car le front suit le mur des Marnes de Gravelotte. Ces dernières sont affectées de fortes variations latérales de faciès. A l'ouest du secteur étudié, elles laissent la place à une oolithe calcaire (Oolithe miliare supérieure) ce qui limite la karstification. La fracturation joue un rôle secondaire et indirect. Le liseré karstique s'inscrit dans un réseau d'escalier de failles d'orientation NE-SO et affecté de graben et horst qui conditionnent les affleurements géologiques. Dans les blocs effondrés, la conservation de la couverture sous forme de lambeaux permet la karstification du Bâlin. Par contre sur les horsts, où la couverture a été

érodée, l'infiltration est généralisée. La faille de Fontoy fixe la principale exurgence karstique (la source de la Fensch) dont le bassin d'alimentation empiète sur le bassin versant du Haut-Conroy.

La perte du « Killebrick » s'intègre dans une dépression fermée de 14 km² de surface et correspond à une doline en eau qui avale les écoulements issus de la couverture. Cette dernière correspond à un aquifère multicouche qui génère des ruissellements sur les bancs argileux et des lignes de sourcins à la base des bancs calcaires (bassin du haut-Conroy). Les formes de surface percent la couverture pour atteindre le Bâlin 2 à 5 m en contrebas à l'image de la « perte de la Fensch » près d'Havange ou du gouffre de Mance décrit par Maubeuge P.L. (1956). Les reculs de perte corrélatifs à l'érosion de la couverture affectent plusieurs gouffres (gouffre du Bois Le Moine).

Le bassin supérieur du « ruisseau de la Vallée » présente de nombreuses pertes et des gouffres (Trou Armand) qui avalent les écoulements issus de buttes bathoniennes. Mais ce secteur a surtout fait l'objet d'une attention particulière dans le cadre des travaux miniers (cf partie 4).

L'organisation du réseau hydrographique conditionne également la géométrie du front de karstification dans le Pays-Haut. A la différence du Barrois et le l'Argonne le réseau est divergeant avec des écoulements essentiellement anaclinaux et périphériques qui s'incisent vers le Nord et l'est (Orne, Fensch, Kaelbach). Le front de couverture bathono-bajocienne se développe donc au centre du plateau et est conditionné par la fracturation. Les principales émergences de la nappe bajocienne sont également périphériques ce qui entraîne un fort rabattement piézométrique en bordure des plateaux et la discrétion des systèmes noyés.

o Le contact Oxfordien supérieur/Oxfordien moyen :
Grand et la forêt de Trampot

Dans l'est de la France, l'Oxfordien apparaît comme le parent pauvre de la karstification (Gamez P., 1992). Ce n'est que dans le Haut-Pays, correspondant revers de la côte de Meuse dominant Neufchâteau eu bassin supérieur de l'Ornain, qu'un front de karstification se forme au contact de l'Oxfordien supérieur et moyen. La masse inférieure de l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien) est essentiellement argileuse (Carpentier C., 2004) et comprend une lentille oolithique (oolithe de Saucourt) à nombreux joints de marnes noires. Elle constitue la couverture sur les calcaires de l'Oxfordien moyen.

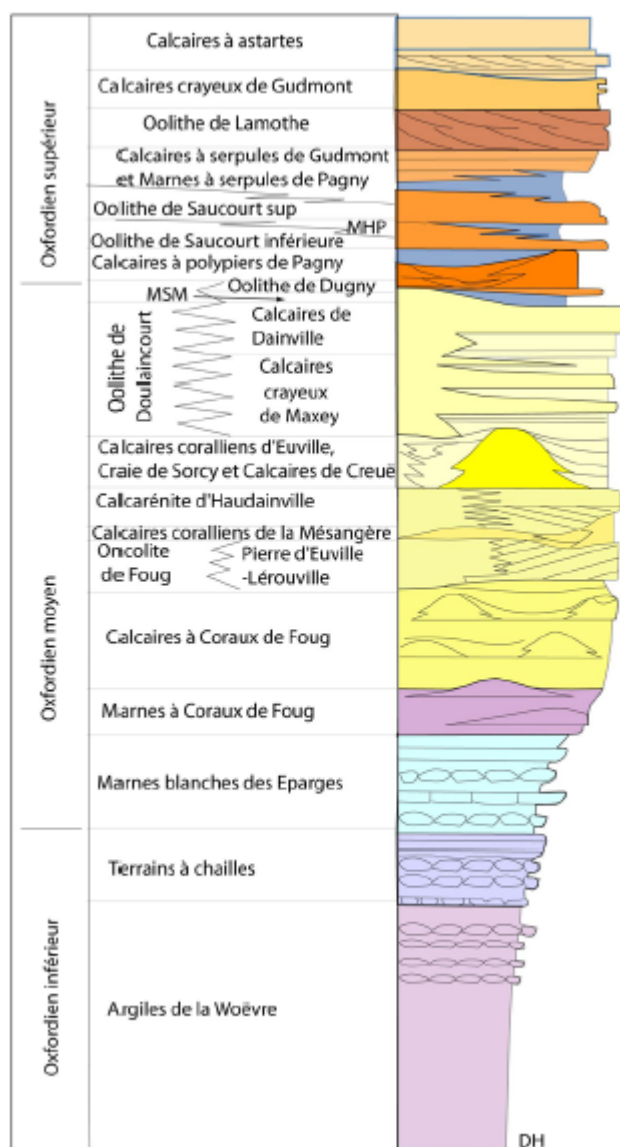


Figure 1.12.: Les formations de l'Oxfordien dans le Haut-Pays (sources : Marre A. et al, 2009, d'après Carpentier C., 2004 modifié).

Dans le Haut-Pays, elle s'étend davantage. Le réseau hydrographique est y cataclinal, peu incisé dans la couverture, et surtout rare, mal hiérarchisé avec une densité de drainage faible ($<0.1 \text{ km/km}^2$) et uniquement représenté par l'Ognon et la Maldite. Ailleurs, elle se limite à une auréole étroite notamment en rive gauche de la Meuse et incisée par les affluents anaclinaux du fleuve. Malheureusement, les limites d'affleurement représentées sur les cartes géologiques sont peu précises comme il a été constaté sur le terrain à Trampot et à Grand.

Les phénomènes d'infiltration karstique se concentrent dans la forêt de Trampot (Jacquemin D., Devos A., 1996, Denys E., 2005, 2006, Denys E., Harmand D., 2006) et au niveau du village de Grand (Devos A., 1996).

48

Le liseré karstique prend tout son sens dans la **forêt de Trampot**, où il correspond à un remarquable chapelet de 150 dolines, de 60 gouffres et de 6 « Fontaines » (Marre A. et *al.*, 2009), appellation locale de dolines-émergences-pertes que l'on retrouve dans le Barrois.

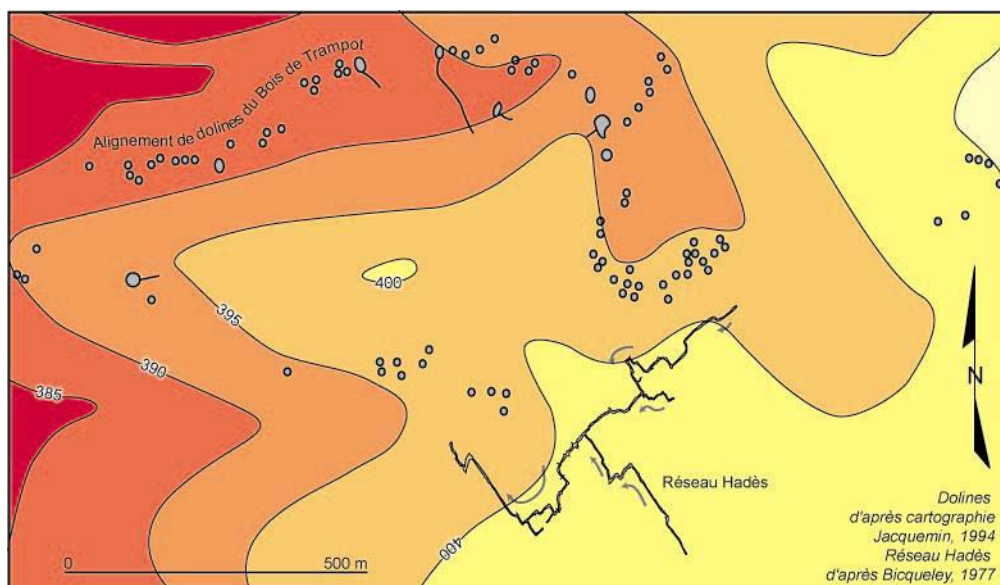


Figure 1.14: Le karst de la forêt de Trampot (sources : Marre et *al.*, 2010)

Les **Fontaines** se développent suite à un effondrement de la voûte d'une galerie calées sur les discontinuités de l'Oxfordien supérieur (diaclasses et joints) et les nombreux joints argileux (Marnes silteuses de Maxey, Marnes à huîtres de Pagny, Marnes à serpules de Pagny). L'effondrement de la voûte forme la dépression fermée de surface mettant au jour des écoulements souterrains et plus particulièrement une émergence dans l'Oxfordien supérieur et une perte dans l'Oxfordien moyen. Les mouvements de masse, la gravité et la gélifraction contribuent à élargir rapidement la forme. La présence de puits de plus de 15 m de profondeur trépanant le plancher des Fontaines (Fontaine F1) témoigne d'une zone d'infiltration concentrée et rapide dans la partie supérieure de l'Oxfordien moyen.

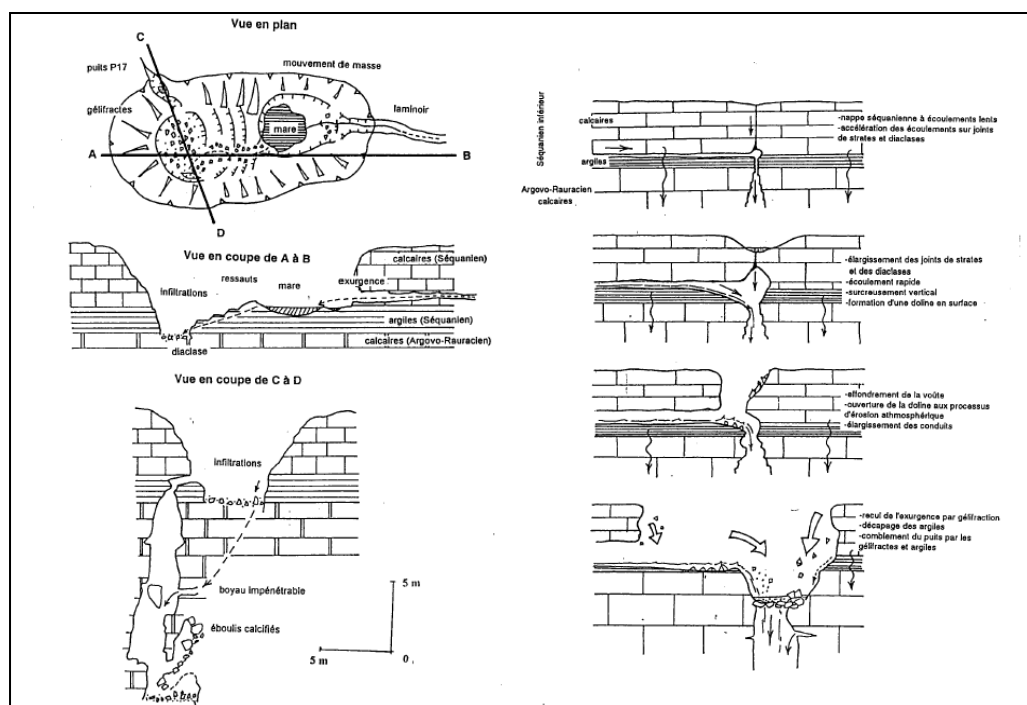


Figure 1.15: Vues en plan et en coupes de la Fontaine F1 – Schéma de genèse des Fontaines (Sources : Devos A., 1996).

Les Fontaines constituent des regards sur des formes d'écoulement horizontaux organisés que l'on retrouve à Grand.

Le **site de Grand** est particulièrement intéressant car :

- il a fait l'objet de nombreux travaux (Albouy M. et *al*, 1983 et 1995, Bertaux JP. et *al*, 1990)
- il présente les mêmes caractéristiques hydrodynamiques qu'au Bois de Trampot (Fontaines)
- il a fait l'objet d'un suivi piézométrique
- il dispose de galeries pénétrables dans l'Oxfordien supérieur.

Grand est petit village du Haut-Pays mais un ancien sanctuaire gallo-romain (*Andesina*) dédié à Apollon. Il s'est cristallisé sur une Fontaine aujourd'hui comblée et située à l'aplomb de l'église.

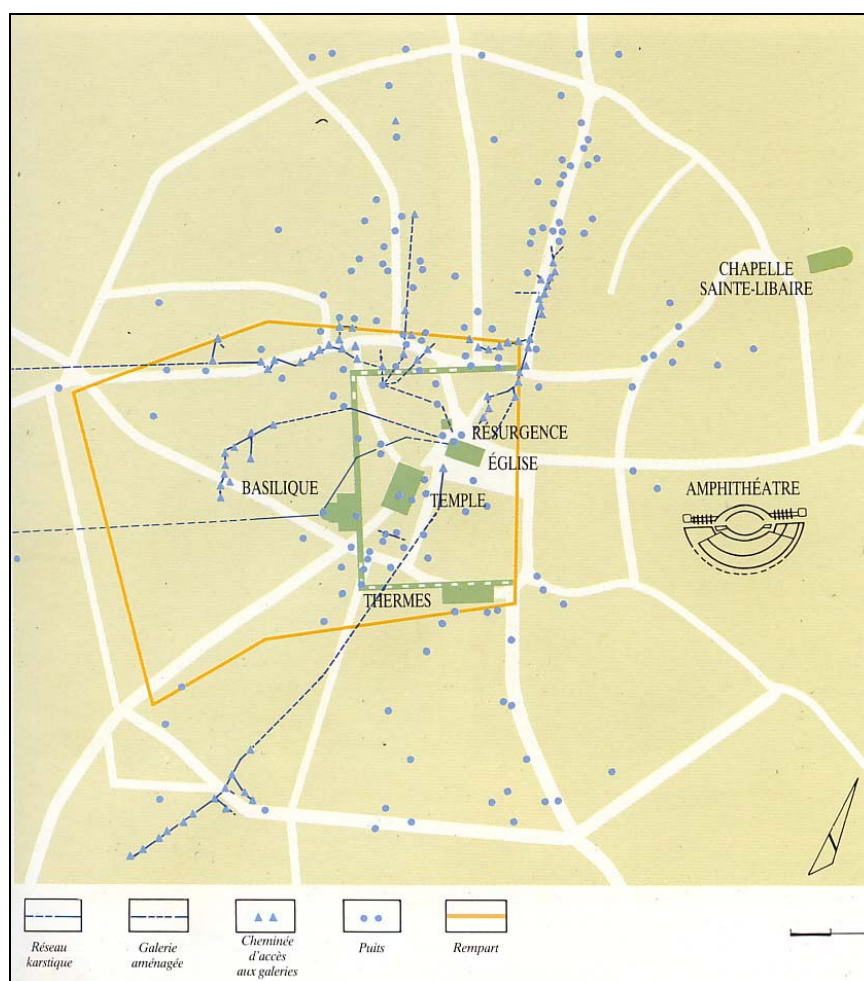


Figure 1.16.: Les réseaux karstiques de la Fontaine de Grand (sources : Bertaux JP. et C., Guillaume J., Roussel F., 1990)

Le village dénombre 220 puits artificiels dont 72 sont traversés à leur base par une galerie calée sur un joint argileux. A ce titre, ces puits sont des regards sur des écoulements souterrains dans l'Oxfordien supérieur. Environ 3 km de galeries ont été topographiées dont certaines sont artificielles. Elles se développent toutes à l'ouest du village c'est à dire dans la couverture. En effet à l'est, l'Oxfordien moyen affleure, et est à peine incisé par deux vallons en berceau (« combe des Roises » et « combe Laroche »).

Quatre collecteurs convergent dans la Fontaine. Le réseau nord est aménagé et capté vers la Fontaine au lieu de s'écouler vers la « combe des Roises ». Le réseau sud dans la « combe Laroche » est aussi aménagé. Seul le collecteur central est naturel.

La profondeur des galeries est inféodée à l'épaisseur de la couverture. A l'ouest, elle atteint 12 m alors qu'au niveau de l'église, elle est de 4 m. L'altitude moyenne du réseau est de 380 m. Le profil transversal des galeries naturelles permet d'observer en coupe l'Oxfordien supérieur. Ce dernier présente souvent à la base des galeries un banc de marche en argile ou marne qui contraste avec des bancs de roche calcaire sur les parois ou au plafond. Les galeries artificielles sont cuvelées par du moellon calcaire afin de stabiliser l'ensemble notamment dans la traversée des bancs marneux.

Ces galeries, certes en partie aménagées par les gallo-romains, témoignent d'écoulements concentrés horizontaux en sub-surface dans la couverture, que l'on retrouve non pénétrables dans les Fontaines du Bois de Trampot.

La doline-émergence-perte de l'église a été mise en évidence par des opérations de géophysiques grâce à un mécénat avec EDF (Albouy M. et *al*, 1995). Des remblais post gallo-romains obstruent la Fontaine. La désobstruction des galeries effectuée dans le cadre des fouilles archéologiques réactive les écoulements du système ce qui permet de mieux appréhender le fonctionnement hydrodynamique du réseau d'alimentation de la doline-émergence-perte. Un piézomètre équipe le puits de l'église et permet de disposer du suivi piézométrique de la Fontaine du 15/02/90 au 14/02/1991. Le piézogramme présente des marnages de 2 m et est affecté de hausses et de baisses brutales sans phase de tarissement ou de ressuyage marquée, témoignant de faibles réserves en eau et d'une forte réactivité. En étiage, les hauteurs sont très faibles mais l'écoulement semble pérenne ce qui témoigne d'une vidange verticale de la couverture à l'image 'une compresse humide. En crue, la mise en charge des galeries se manifeste par un débordement en surface sur le réseau aménagé sud et le réseau naturel. Un mur, « mur Gironde », transversal aux écoulements de trop-plein permet de protéger les installations de surface des débordements de crue.

L'étude des sites de Grand et de Trampot mettent en évidence des formes d'écoulements karstiques horizontaux de sub-surface et le rôle fondamental des couvertures à niveaux calcaires dans la concentration des écoulements vers la zone de transit vertical.

o Les contacts du Keuper/Muschelkalk

Le Trias n'échappe pas à la karstification car le Keuper et le Muschelkalk présentent des niveaux calcaires et/ou dolomitiques karstifiables ainsi que d'importantes formations argileuses riches en gypses et sel gemme (groupe de l'anydrite du Muschelkalk moyen).

Deux fronts étagés correspondent à deux contacts lithostratigraphiques:

- le contact Keuper supérieur/Keuper moyen correspond aux Marnes Irrisés supérieures dont les Marnes de Chanville sur les dolomies de Beaumont
- le contact Lettenkohle/Muschelkalk supérieur correspond aux argilites sur les Dolomies de base et les Calcaires à térébratules.

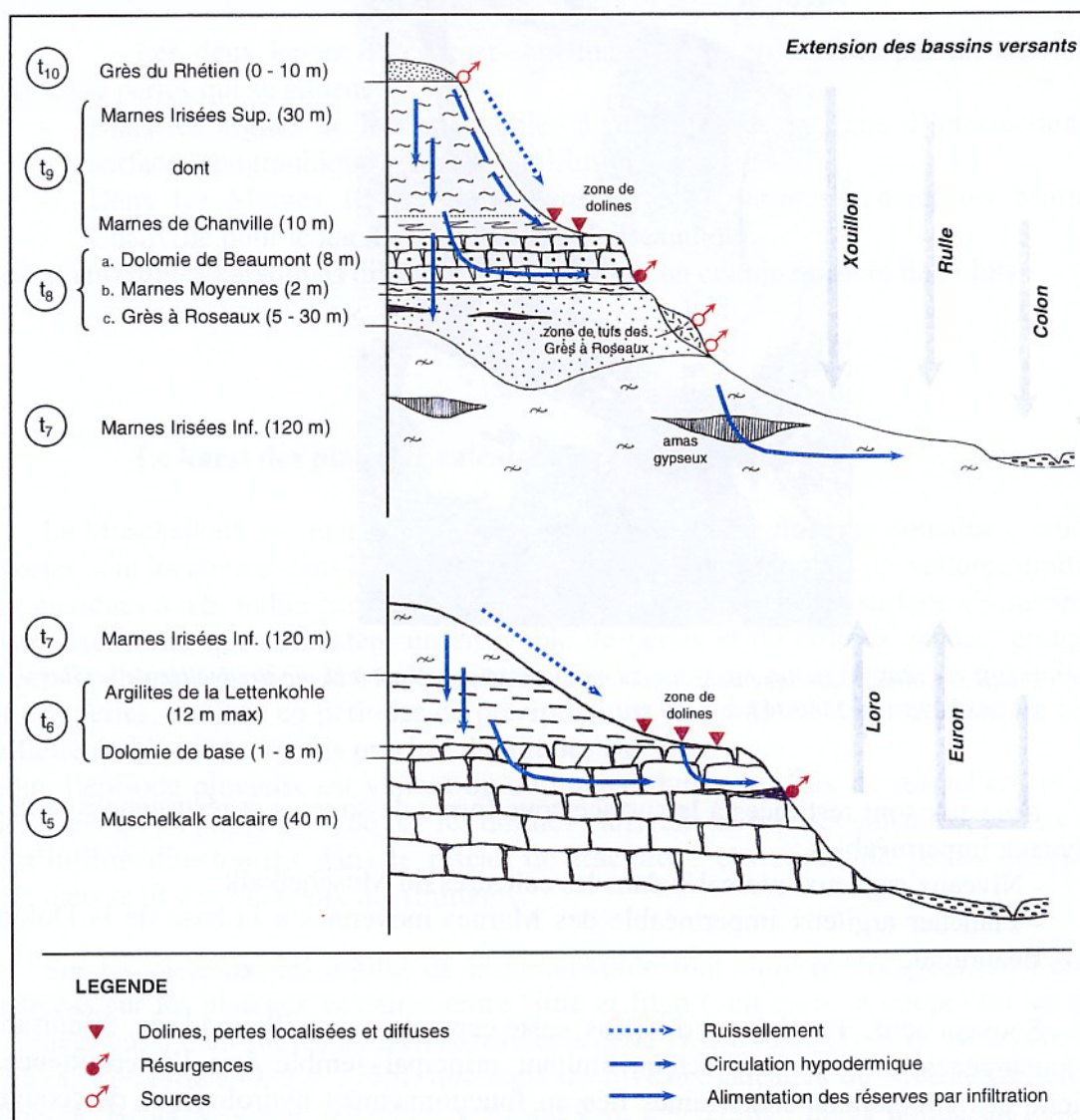


Figure 1.17.: Les niveaux karstifiés du Trias dans l'Est de la France (sources : Mansuy D., 2005)

Le contrôle lithologique étant le principal facteur de la karstification en surface, ces contacts devraient être particulièrement karstifiés car les contrastes de perméabilité sont aussi importants que pour la Wœvre septentrionale ou le Barrois. Pourtant, il n'en est rien. La karstification reste discrète ce qui s'explique par :

- les faibles épaisseurs des formations calcaires et dolomitiques (entre 5 et 10 m en moyenne)
- la prédominance des couches semi-perméables souvent plus épaisses comme les Calcaires à Cératites (50 m) qui déterminent des couvertures à forte drainance.
- les formations alluviales qui diffusent les transferts entre la surface et la zone vadose.

Le forme exokarstique la plus emblématique reste la mardelle. Bien que des formes actives soient reconnues, elles restent moins nombreuses que dans les calcaires du Dogger et du Malm. Les pertes diffuses sont nombreuses et les phénomènes exokarstiques souvent isolés.

Les régions étudiées sont plus ou moins karstifiées :

- le plateau de Sierck-les-Bains sur le plateau de revers de la cuesta du Wardnt, est riche en phénomènes de surface qui restent impénétrables (Frischmann E., 1997)
- la région de Sarreguemines présente des systèmes karstiques complets avec de l'exokarst et deux réseaux recoupés à faible développement en carrières souterraines (Grossblierderstroff, Wittring)
- la région d'Epinal, Charmes et Mirecourt correspondant aux bassins affluents de la Moselle (Euron, Durbion, Avière), du Madon (Colon, Gitte, Val d'Arol) de la Mortagne (Arentèle) et de la Vezouze (ruisseau des Amis (Mansuy D., 2005) est riche en phénomènes surtout dans le Muschelkalk. Le secteur de Sans-Valois dans les Monts Faucilles présente le réseau endokarstique de Débain avec ses 3200 m de développement en relation hydrologique avec des émergences de rive gauche du Madon. Au niveau de Charmes, un karst sous couverture alluviale correspondant aux alluvions anciennes de la Moselle est caractérisé.

Les modalités d'infiltration dans les calcaires du Trias sont moins bien connues que les calcaires du Dogger et du Malm ce qui s'explique par la proximité des grès du Bundsandstein. Ces derniers constituent, la principale ressources en eau ces régions et garantissent une eau en abondance et de bonne qualité ce qui n'est pas le cas pour les aquifères du Keuper et du Muschelkalk trop hétérogènes et trop minéralisés donc délaissés par les collectivités locales.

- **Couverture sablo-gréseuse : l'exemple de la Montagne de Reims**

La couverture sableuse et gréseuse peuvent déterminer des karsts de grande ampleur dans les reliefs de cuesta comme l'immense réseau de Mammoth Cave qui se développe sous un « caprock » sablo-gréseux dans le Kentucky aux Etats-Unis d'Amérique (Ford D., William P., 1989). Dans le Bassin de Paris, ce type de couverture sur une roche carbonatée et karstifiable se retrouve uniquement sur le front de côte d'Ile de France. Les sables thanétiens (tertiaires) recouvrent la craie campanienne (Crétacé) sur le versant septentrional de la Montagne de Reims, promontoire le plus oriental de la cuesta.

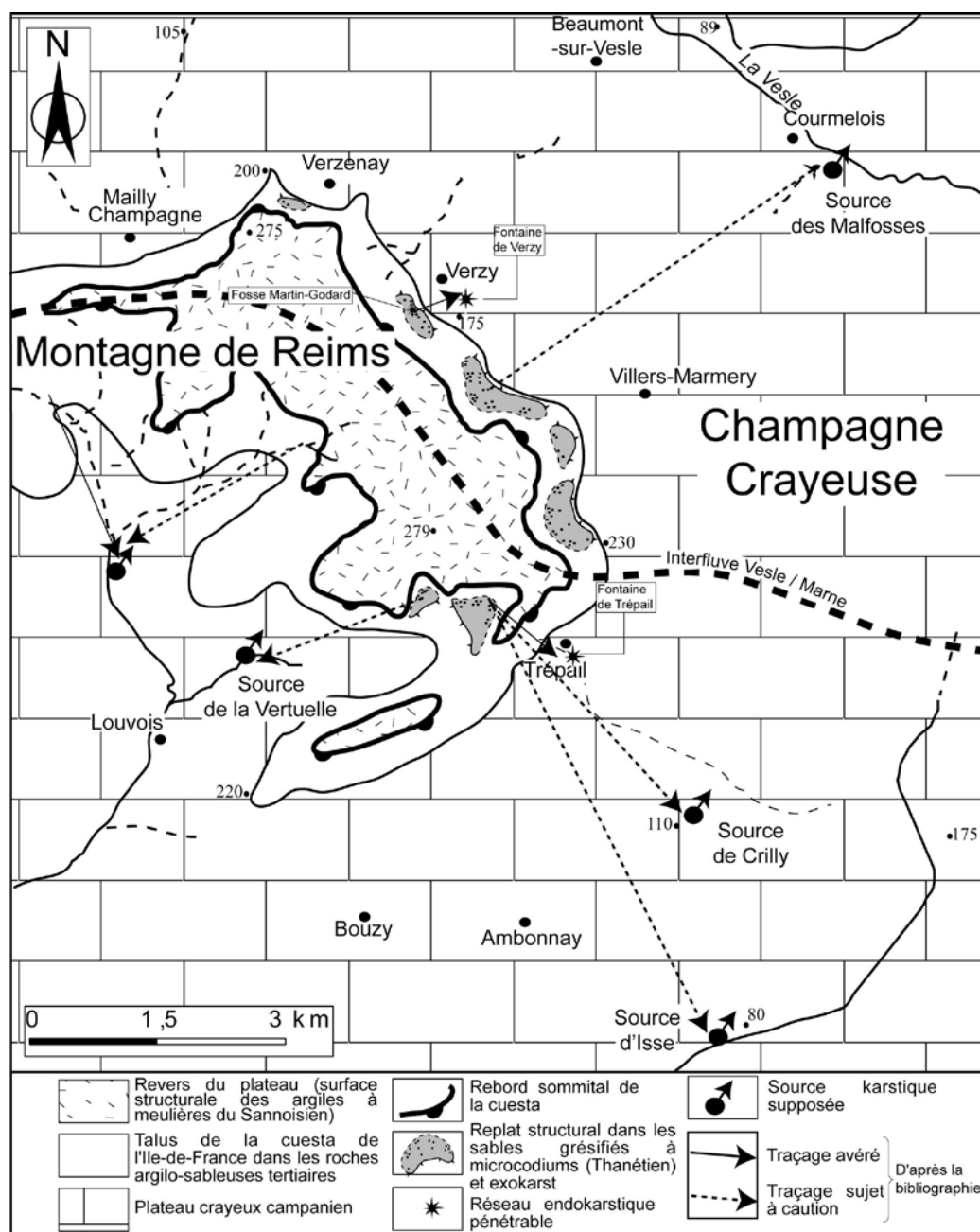


Figure 1.18. : L'exokarst de la Montagne de Reims et les écoulements souterrains prouvés par traçage (d'après Lejeune O. et al, 2007).

Ils sont recouverts des formations argilo-sableuses de l'Yprésien qui détermine un aquifère sableux dont le mur est représenté par les argiles et lignites du Sparnacien (Yprésien inférieur).

Le contexte paléogéographique de l'Eocène et plus particulièrement du Thanétien, a conditionné une diagenèse favorable à la karstification avec une grésification des sables par une matrice calcaire dont la calcimétrie dépasse les 80 % (Lejeune O., 2000). Plus durs que les autres formations éocènes, les sables déterminent une série de replats structuraux sur le front de côte. C'est sur ces replats que la karstification s'opère car ils correspondent à un contact lithostratigraphique majeur à perméabilités contrastées. Ils constituent une couverture de type *cap-rock* sablo-gréseux peu épaisse (5 m de puissance) vers 220 m

d'altitude soit 60 m au-dessus de la surface piézométrique de la nappe de la craie (figure 1.17).

Le liséré exokarstique est discontinu sur le front de côte et répond à la grésification hétérogène des sables. Il s'organise en plusieurs systèmes karstiques bien individualisés dont les plus connus sont ceux de la Fosse Martin-Godard, de la Fontaine de Verzy, du Creusin, de la Pleureuse et de Trépail (Rodet J., 1991, Lejeune O., Devos A, 2001). Sur le versant sud, les systèmes des Fosses à l'Eau Lue et de la Bataude se rattachent hydrologiquement à celui de Trépail (Lejeune O., et al, 2007).

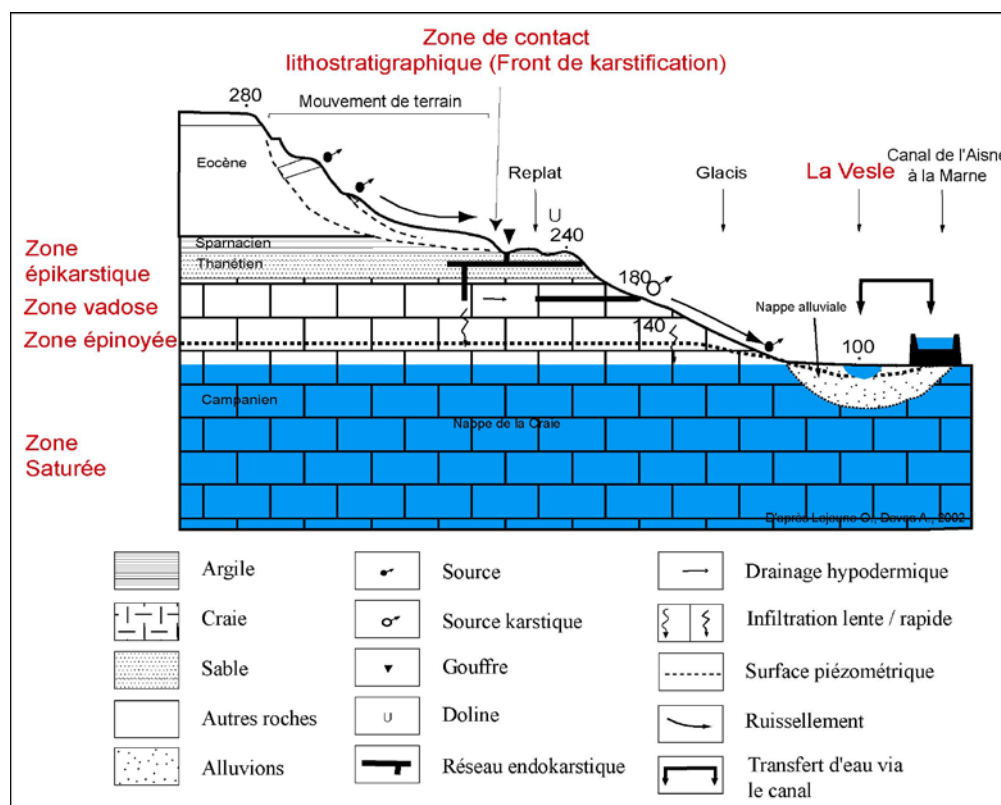


Figure 1.19. : Le front de karstification de la cuesta d'Ile de France dans le bassin versant de la Vesle (Sources : Devos A. et al, 2007).

Le front de karstification est représenté par des dolines métriques et décamétriques en cuvette et en entonnoir, des gouffres et de rares vallées aveugles aux pieds d'un versant réglé développé dans les formations éocènes argileuses favorables aux ruissellements concentrés. Ces derniers s'organisent dans des ravins qui ont pour exutoire les dolines ou des gouffres formant ainsi des vallons aveugles.

La plupart des gouffres affectent uniquement la couverture gréseuse. Rares sont ceux qui la traverse pour atteindre la craie comme à la Fosse Martin Godard ou au gouffre du Creusin.

La dynamique d'infiltration est cependant tributaire de la dynamique de versant affectant le versant réglé sus-jacent. Celui-ci est effectivement affecté de mouvements de terrain rotationnels qui déterminent des coulées. Ces dernières tendent à obstruer l'exokarst et à stabiliser le versant. Mais les deux dynamiques s'entretiennent mutuellement car les mouvements de masse conditionnent non seulement la concentration et l'organisation du ruissellement vers l'exokarst et d'autre part, jouent le rôle d'impluvium en forme d'entonnoir. Ce bassin de réception correspond à la tête de glissement alors qu'un chenal unique vers

chaque perte se développe dans la zone des coulées. En soutirant les argiles des coulées, l'exokarst entretient le déséquilibre gravitaire et les mouvements. On peut comparer ces formes en amphithéâtre riches en mouvements de terrain avec les « rondvaux » de la Woëvre septentrionale.

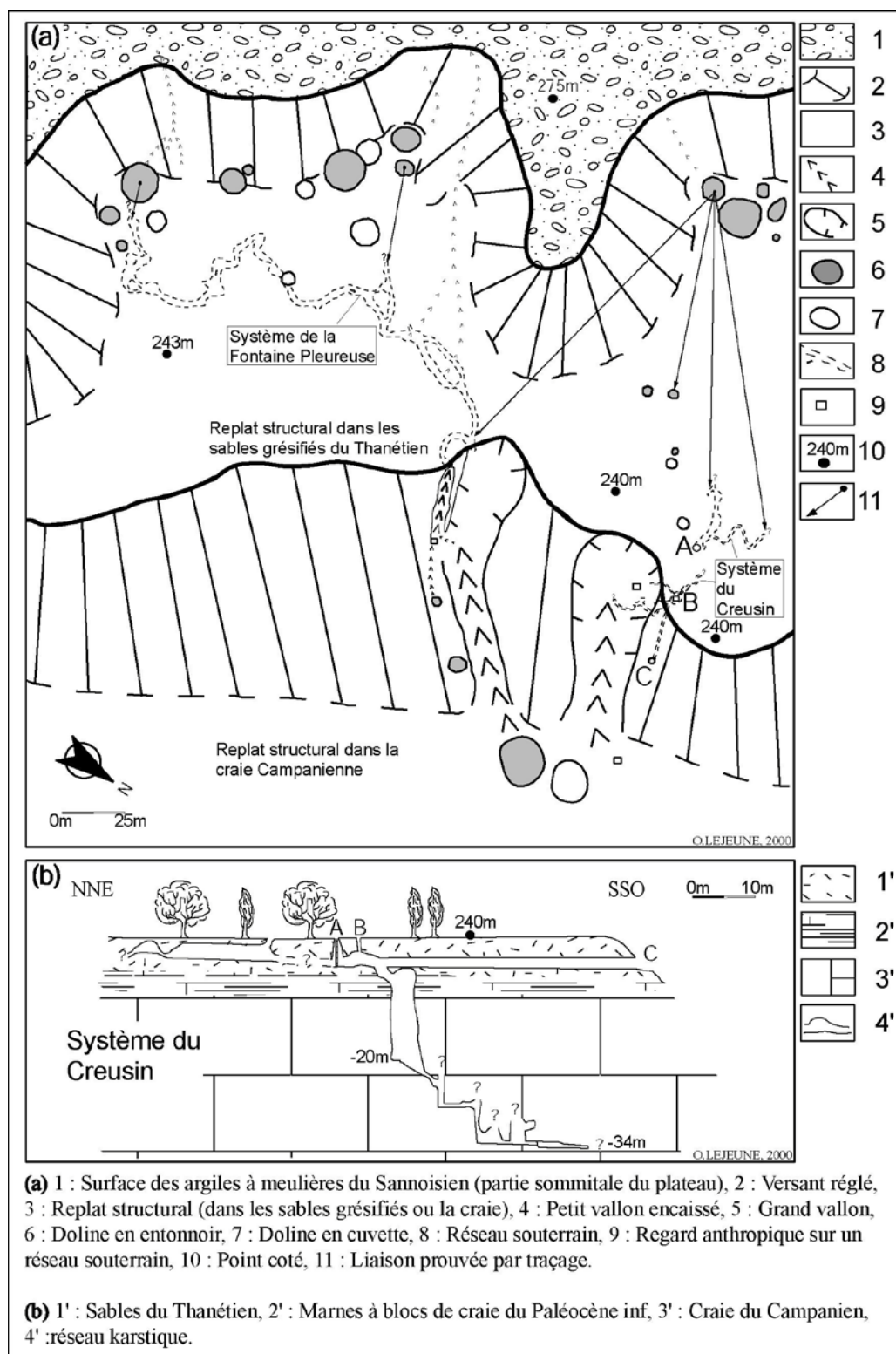


Figure 1.20. : Les systèmes karstiques du Creusin et de la Pleureuse (sources : Lejeune O., Devos A, 2001)

Les pertes alimentent les sables thanétiens qui constituent un épikarst où les écoulements s'organisent dans des réseaux karstiques.

Ces réseaux sont dendritiques ou méandriformes à collecteur unique (Fontaine Pleureuse, Creusin) et se développent horizontalement sur plusieurs centaines de mètres. Les collecteurs pénétrables recrutent des affluents à accès difficile mais l'ensemble correspond à des galeries ovoïdes de petite taille (1,5 m de diamètre).

Le comportement hydrodynamique de cet épikarst est très réactif aux précipitations. Les ravins incisant les argiles éocènes favorables au ruissellement sont en charge quelques heures après l'averse. Les traçages réalisés par le GEGENA témoignent de circulations rapides et concentrées avec des vitesses de transit de 58 à 85 m/h mais aussi d'écoulements plus diffus et plus lents en fonction du degré de grésification des sables (Lejeune O., 2000). Les courbes des traçages présentent alors des formes plus ou moins étalées avec des taux de restitution bien différenciés de 32 à 92 %. Ces caractéristiques soulignent l'alimentation binaire (diffuse et localisée) de l'épikarst (Fig.1.19).

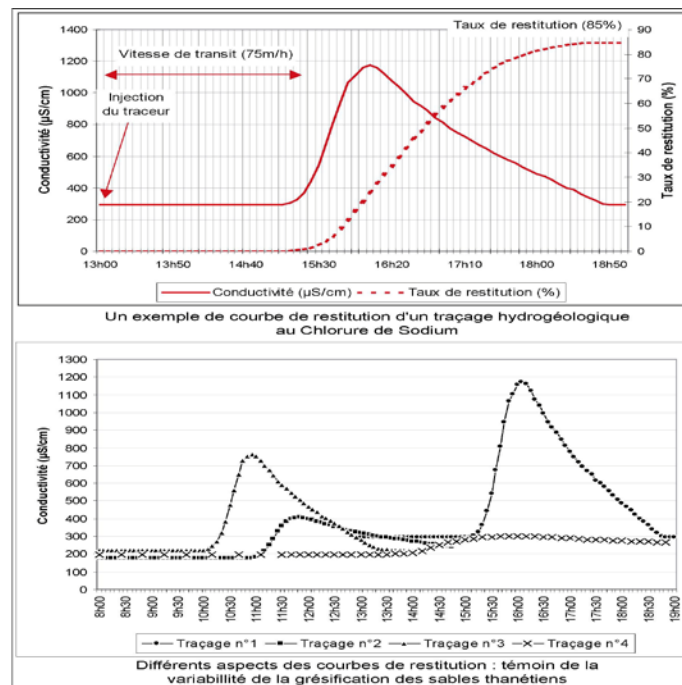


Figure 1.21.: Courbes de restitution des traçages dans l'épikarst thanétien.

L'épikarst du Thanétien ne présente pas systématiquement des exutoires aériens car ses galeries sont généralement trépanées par des gouffres aveugles, développés dans la craie sous jacente.

Le front de karstification de la Montagne de Reims correspond donc bien à un karst de contact lithostratigraphique marqué par un étagement (karst étagé) comme dans le Barrois. Il est trépané à sa base par des puits dans la craie qui correspondent à la verticalisation des écoulements examiné plus bas dans le paragraphe portant sur la zone vadose.

• Couverture marno-calcaire : le contact Lutétien supérieur/Lutétien moyen

La surface des plateaux calcaires du Tertiaire est dépourvue de front de karstification. On n'y observe pas suffisamment de phénomènes exokarstique pour caractériser une organisation spatiale. Pourtant, les contrastes de perméabilité ne manquent pas. Les formations du Lutétien sont franchement carbonatées, sous couverture, et marquées par une porosité importante de type fissurale et matricielle (Fronteau G., 2000) avec un gradient hydraulique suffisant (une centaine de mètre), donc potentiellement karstifiables. De nombreuses tufières de sources caractérisent la base de la couverture à l'image des tufières du Vormy et des Fontinettes (Devos A., et al. 2010).

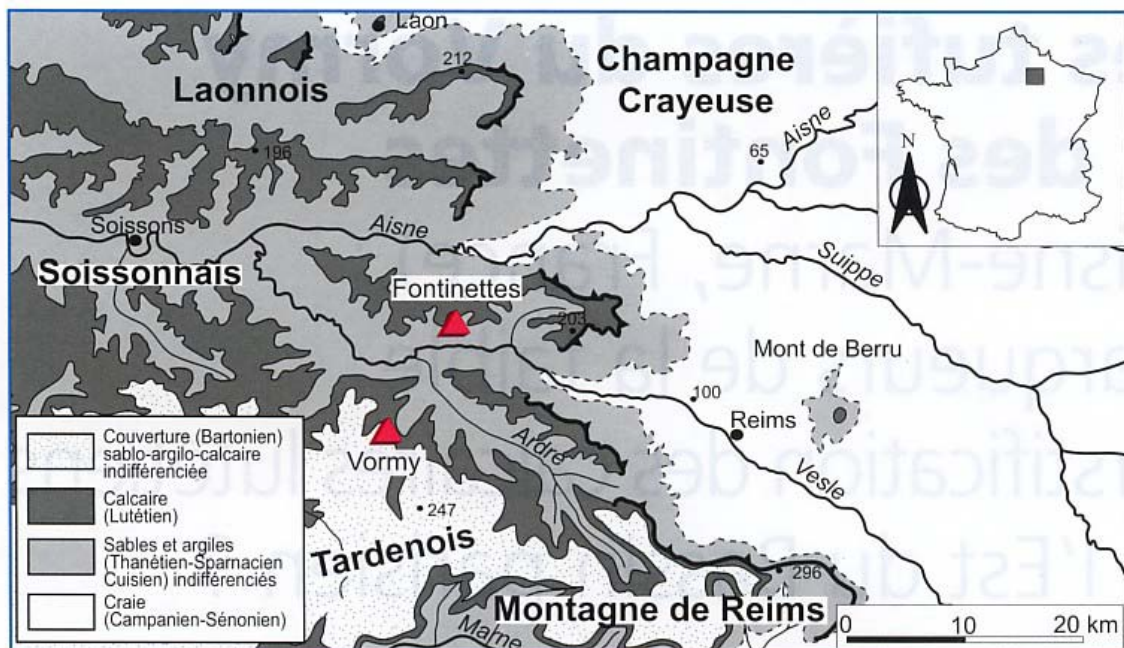


Figure 1.22.: Carte de localisation des tufières du Vormy et des Fontinettes (Sources : Devos A. et al., 2009).

o Les causes de la faible karstification

Les calcaires grossiers du Lutétien moyen sont recouverts des Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur qui constituent une couverture marno-calcaires où alternent des bancs calcaires et des lits argileux décimétriques. Elles sont recouvertes par les formations du Bartonien constituées des calcaires de Saint-Ouen au dessus des sables d'Auvers. Les Calcaires grossiers arment le revers de la côte d'Ile de France et détermine des plateaux structuraux découpés par les vallées de la Vesle, de l'Aisne, de l'Oise et de leurs affluents.

Alors, pourquoi si peu de karstification dans ces calcaires lutétiens ?

- À la différence des autres bas plateaux karstifiés de l'Est de la France, les contrastes de perméabilité entre la couverture et l'encaissant calcaire karstifiable sont trop faibles pour former un front de karstification
- Sur les plateaux lutétiens (Soissonnais, Tardenois) les niveaux argileux de la couverture sont trop minces (30 cm en moyenne) pour garantir un ruissellement concentré et assurer à la karstification une énergie mécanique suffisante.

- Les niveaux aquifères et aquicludes constituant la couverture, sont également trop répétitifs et trop nombreux dans les Marnes et caillasses pour conditionner un étagement des écoulements à l'image du karst du Barrois ou de la Montagne de Reims. L'alimentation de l'aquifère lutétien reste binaire avec d'une part, des infiltrations lentes et retardées liées à la drainance avec les Marnes et Caillasses et d'autre part des infiltrations directes mais diffuses sur les calcaires affleurants.

- La forte hétérogénéité verticale de cohérence des matériaux (calcaires lutétiens reposants sur les sables cuisiers) détermine une importante détente mécanique accentuée en bordure des versants. Cette détente associée à une extension latérale du massif, conditionne de nombreux mouvements de terrain et un réseau de fissure dense qui diffuse considérablement l'énergie à la karstification.

- la présence de tufières de sources, en surface et à la base de la couverture, témoigne de la saturation des eaux avant leur introduction dans l'encaissant calcaire ce qui limite fortement leur agressivité (Devos A. et al, 2010).

- o Les tufières de sources de couverture : des marqueurs de la faible karstification des calcaires lutétiens

Les tufières de sources s'inscrivant dans la couverture sont situées au sommet des versants réglés des vallées du Soissonnais et du Tardenois. Peu étudiées et mal connues, elles témoignent de conditions d'écoulement dans la couverture peu favorables pour la karstification des calcaires lutétiens sous-jacents. Nous avons étudiés deux tufières (du Vormy et des Fontinettes), dans le cadre de la thèse de Christelle Sosson (en cours) à partir de levées géomorphologiques, de mesures physico-chimiques et d'examen de la macro et microporosité sur échantillon et en lames minces. Mais nos recherches de terrain montrent qu'elles sont représentatives car on en retrouve à Perles, à Roucy, et à Paissy.

Les tufières du Vormy (à Mont-Saint-Martin) et des Fontinettes (à Baslieux-les-Fismes) se localisent bien sur des sources de la couverture des Marnes et Caillasses (Lutétien supérieur). Elles alimentent des ruisseaux qui se perdent dans les sables du Cuisien situés sous les calcaires lutétiens. Les mesures de températures et de conductivités à 25°C, effectuées sur la source et le long du ruisseau, dans le vallon du Vormy, témoignent d'une part de la forte minéralité des eaux et d'une diminution significative de la conductivité avec des valeurs comprises entre 950 et 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette diminution se traduit par la précipitation des carbonates de calcium sous la forme de tufières de sources, de barrages tufeux dans le fond du ruisseau et de marais tufeux dans la vallée de l'orillon (Fig.1.21).

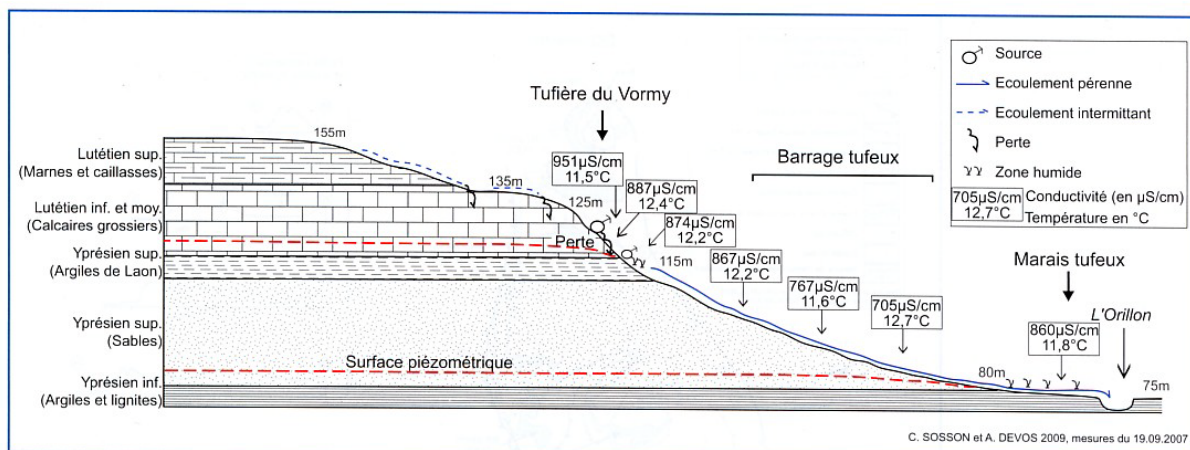


Figure 1.23. : Profil en long du vallon de Brise tête (tufière du Vormy, sources : Devos A. et al, 2009).

Les mêmes mesures ont été réalisées pour plusieurs campagnes à l'échelle des deux tufières sur leur linéaire de manière à vérifier si les conditions nécessaires à leur régénération (dégazage, sursaturation des eaux) sont continues ou à l'inverse propice à l'érosion (Geurts et al, 1994). Lors de la campagne de mesure du 15 mai 2008, les conductivités au Vormy et aux Fontinettes sont respectivement de 923 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 920 $\mu\text{S}/\text{cm}$. On observe une décroissance significative des conductivités corrélativement à l'augmentation de température. Ces mesures montrent une nette tendance au concrétionnement sans secteur d'érosion ce qui témoigne de la continuité spatiale de la précipitation (tufières actives) sans pour autant montrer une perdurance spatio-temporelle du potentiel incrustant des eaux pour des situations hydrologiques contrastées.

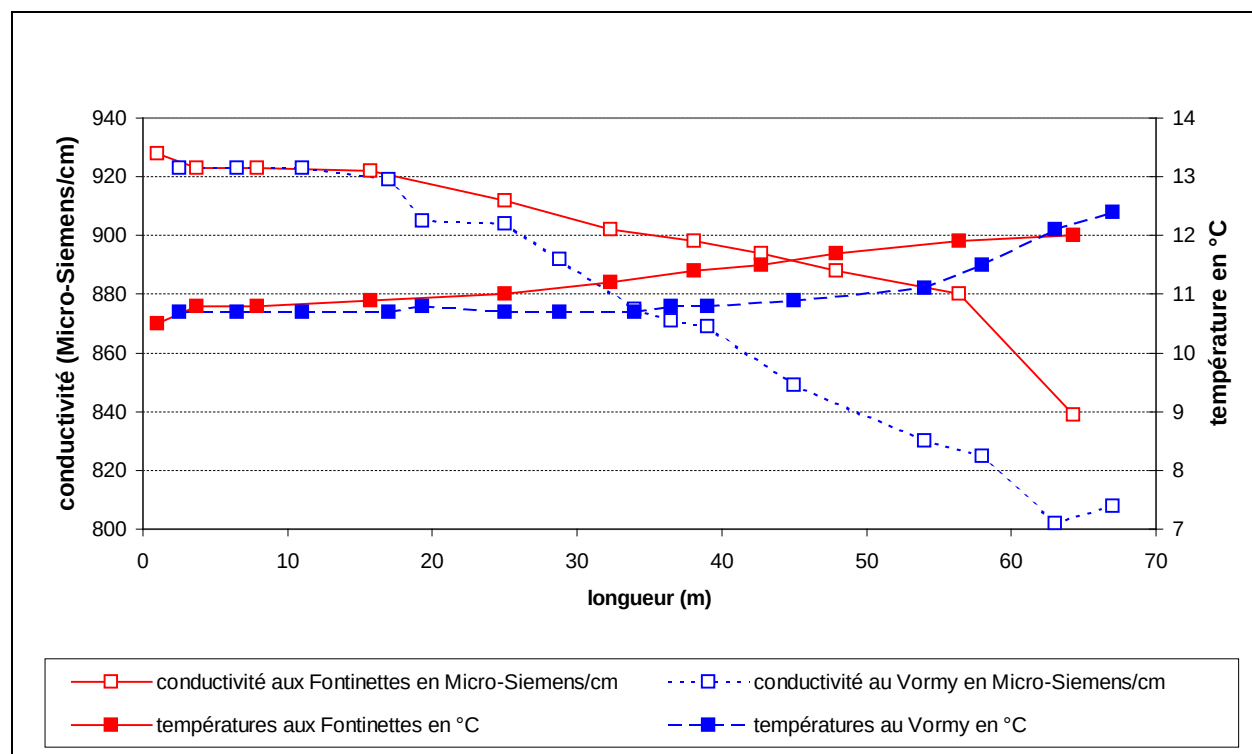


Figure 1.24 : Evolution spatiale des températures et des conductivités à 25°C au Vormy et au Fontinettes le 15/05/2008.

Les deux tufières ont été choisies car leur source est captée pour l'alimentation en eau potable (seul le trop plein alimente la tufière) ce qui permet de disposer du **suivi physico-chimique** de la DDASS. Ce dernier, reste ponctuel (analyse annuelle ou mensuelle), en l'absence de dispositif de contrôle permanent, ce qui nous interdit d'interpréter une évolution des paramètres suivis. Néanmoins, il nous permet de connaître les gammes de valeurs pour certains paramètres comme, la température, la conductivité, le Titre Hydrotimétrique (TH) et alcalimétrique (TAC), et le pH.

Les valeurs moyennes des eaux alimentant les deux tufières permettent de caractériser leur spectre chimique (bicarbonatées calciques saturées) qui est conforme à celui du Lutétien non gypseux du Bassin de Paris (Carré J. et Pinta M., 1979).

La température est stable (de l'ordre de 11°C) aux deux sources que l'on peu qualifier d'homothermes. Ces tufières sont donc de type météogènes selon la classification de Pentecost (1994).

La conductivité qui exprime la charge dissoute totale ou la minéralisation est très importante puisqu'elle est comprise entre 800 et 960 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 25°C. Elle s'explique par des eaux très

dures car le TAC aux deux sources est de 46°F avec une remarquable stabilité puisque l'amplitude est inférieure à 3°F sur l'ensemble de la période commune aux deux tufières. Le TH correspondant à la teneur globale en sel de calcium et de magnésium contribue au PH de l'eau dans une proportion entre 70 à 90%. C'est pourquoi ces deux paramètres sont intimement liés.

Ces valeurs déterminent des eaux très calcaires dont les concentrations en Calcium au Vormy et aux Fontinettes sont respectivement de l'ordre de 200 mg/l et 150 mg/l alors que pour le Magnésium, elles sont nettement plus faibles (moins de 30 mg/l).

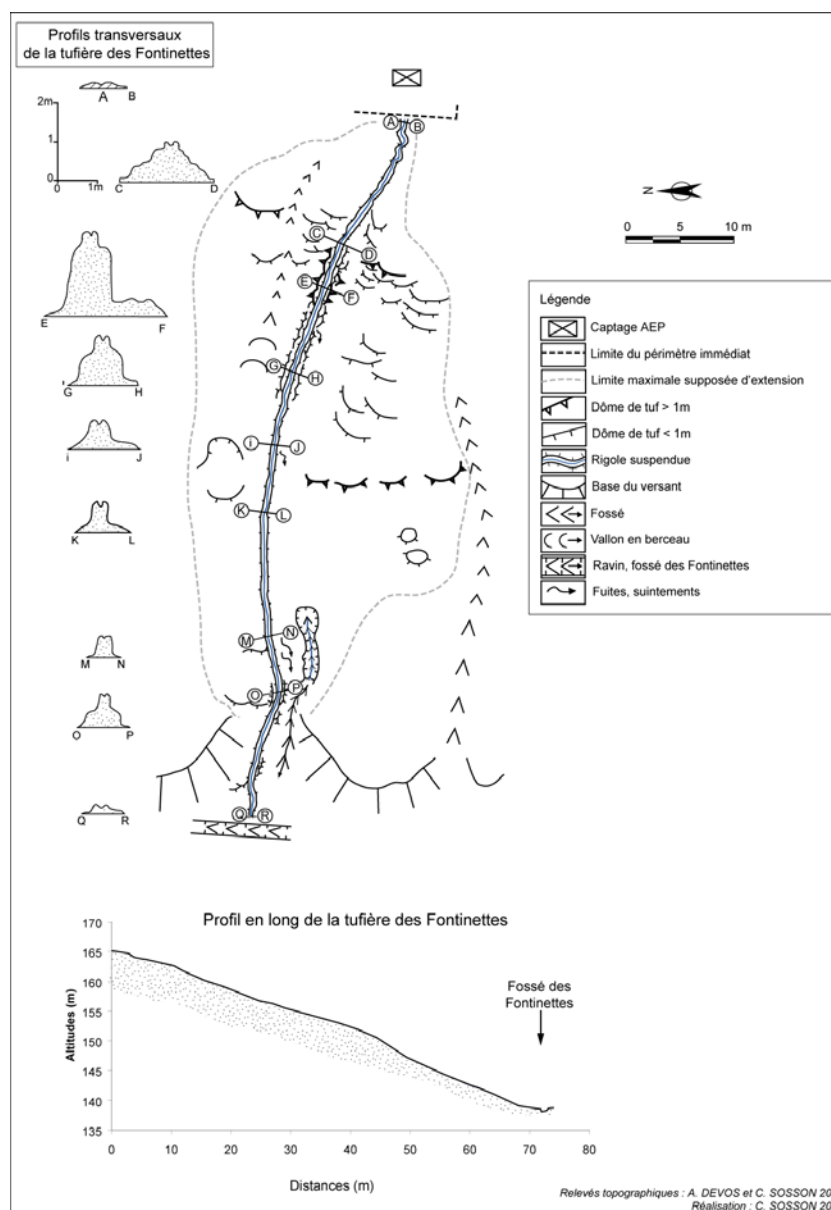
La stabilité des paramètres physico-chimiques, témoigne d'un comportement de nappe non karstique à drainage lent et diffus. La couverture marno-calcaire des Marnes et Caillases correspond bien à un aquifère multicouche à forte drainance à l'image d'un cataplasme humide. Elle alimente de manière diffuse et fissurale l'aquifère sous-jacent des Calcaires grossiers du Lutétien moyen. Mais ses eaux sont saturées et peu agressives ce qui n'est pas favorable à la karstogénèse.

La morphologie des tufières permet également de caractériser les modalités d'écoulement des sources (Freytet, 1990, Magnin *et al*, 1991, Pedley, 1990, Ford et Pedley, 1992, Martin, 1988, Bakalowicz, 1985, Pentecost A., 2005, Hofmann, 2005), (Ordenez *et al*, 1986).

Les deux tufières étudiées ont fait l'objet de croquis géomorphologiques réalisés à partir de mesures sur le terrain (profils en long et en travers effectués au niveau de chantier).

Elles sont bien différentes car celle des Fontinettes est de type « rigole suspendue » alors que celle du Vormy est complexe (association de vasques étagées, cascades et rigole).

La tufière des Fontinettes présente une morphologie originale en rigole suspendue au sommet d'une arrête tufeuse « serpentiforme » que la littérature anglo-saxonne décrit sous l'appellation « self built canal » (Pentecost A., 2005) ou « Steinerne Rinne » ou littéralement « rigole de pierre » ou « gouttière de pierre » (Baier A., 2002) observée en Bavière où sur la douzaine de tufières de ce type, seule une (« Wachsendefelsen » avec ses 5.4 m), dépasse 2 m de hauteur et la plupart ne dépassent pas le mètre. Celle des Fontinettes est donc remarquable avec sa hauteur maximale dépassant 2.3 m.



Les parois verticales de la tufière ne sont pas lisses mais présentent un faciès en glomérules et de cascates recouvertes de tiges de *Cratoneuron Commutatum* qui tombent en mèches humidifiées. Ces mèches localement concrétionnées témoignent du mode diagénétique de la tufière. Elles pendent sur les parois sans y être plaquées ce qui détermine une forte porosité mal structurée, de type ouverte.

Les coupes transversales font apparaître une construction originale en gradins ou redents sous la forme d'une arrête de 1.5 m de large seulement, en moyenne et à bords verticaux dont la hauteur varie de 10 cm à 2.3 m. La partie supérieure plus étroite (30 cm de large) et creusée à son sommet par un chenal actif est limitée par un replat caractéristique formant des redents. L'ensemble est intégralement couvert de Mousses (*Cratoneuron commutatum*) et localement par des scolopendres (*Asplenium scolopendrium*).

Le profil en long, levé au niveau de chantier, présente une pente moyenne de 42 % permettant de rattraper une dénivelée de 25 m sur un linéaire de 60 m qui permet de rejoindre la source au ravin de fond de vallée. La partie médiane, la plus perchée, présente une plus faible pente (32%) alors que la partie basale est plutôt raide (50%) à l'image de la

Steiner Rinne d'Erasbach (Baier A., 2002). Cette tufière s'inscrit, il est vrai, dans un vallon encaissé à forte pente caractéristique de la traversée des calcaires lutétiens.

La tufière du Vormy est mixte morphologiquement parlant, car elle présente une paléo Steiner Rinne (sur sa rive gauche), une tufière à dômes et cascades en amont, puis des vasques et barrages étagés dans sa partie médiane.

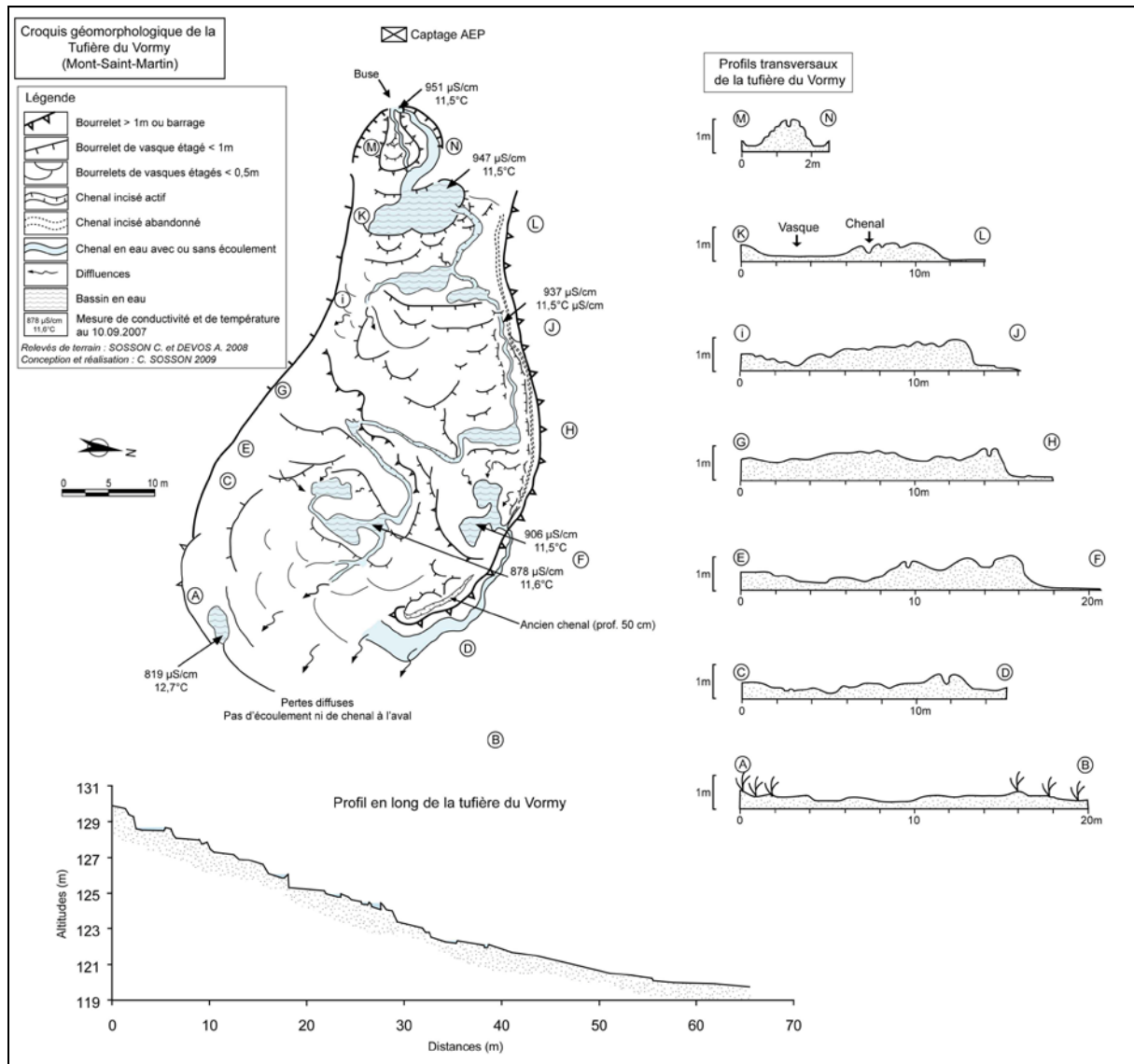


Figure 1.26 : Croquis géomorphologique du Vormy (sources : Devos A. et al., 2009).

Les vasques profondes de 5 à 40 cm piègent des mousses concrétionnées formant des pelotes de *Cratoneuron commutatum*, et des oncoïdes. Le profil des barrages présente une pente inclinée vers l'amont caractéristiques des tufières en vasques étagées (Geurts et al., 1992). Le profil en long détermine une pente moyenne plus faible qu'aux Fontinettes (17%). Les coupes transversales montrent une dissymétrie inhérente à la mixité morphologique de la tufière (rigole suspendue en rive gauche et vasques en rive droite).

Ces morphologies permettent aux eaux issues de la couverture de s'écouler rapidement vers le fond des vallons et de limiter les infiltrations vers les Calcaires grossiers sous-jacents et les sables cuisiens.

Le rôle de la couverture marno-calcaire des Marnes et caillasses semble ici diffuser l'énergie à la karstification et participe surtout à rendre peu agressives les eaux qui s'infiltrent dans les calcaires sous-jacents. Cela expliquerait le faible degré de karstification des plateaux lutétiens qui semble hérité. Ces observations montrent que le rôle de la nature de la couverture sur le degré de karstification des bas plateaux calcaires de l'est de la France doit donc être nuancé. Même si ce rôle reste fondamental en l'absence de gradients hydrauliques importants, il doit être accompagné par une conjonction de conditions structurales indispensables pour la karstification (concentration préférentielle et hiérarchisation des écoulements souterrains) et conjoncturelles (bilan de l'eau largement excédentaire).

L'apport de l'approche souterraine en carrières permettra de mieux comprendre le cheminement des eaux en zone vadose.

- **couverture alluviale**

Certains secteurs karstifiés de l'est de la France s'intègrent dans une couverture alluviale. C'est le cas de la Haye meridionale (secteur de Pierre-la-Treiche) et du secteur de Charmes-Châtel-sur-Moselle.

Dans la Haye méridionale au niveau de **Pierre-la-Treiche**, dans le plateau de revers de la côte de Moselle, de rares dolines soutirant les alluvions anciennes de la Moselle se situent généralement sur des fractures et diaclases (Losson B., 2004) du Bajocien. Dans les niveaux marneux bathoniens, des mardelles peu nombreuses (13 recensées) sont généralement en eau. Pourtant en profondeur, des réseaux constituant les « grottes de Pierre-la-Treiche » sont reconnus, topographiés comme il sera vu plus loin.

Dans le **secteur de Charmes-Châtel-sur-Moselle**, les alluvions anciennes de la Moselle recouvrent les calcaires du Muschelkalk. L'exokarst ne s'aligne plus sur un contact lithostratigraphique mais se développe dans les calcaires et soutire les alluvions. L'organisation spatiale de l'exokarst répond à la fracturation car les dolines s'alignent suivant la direction N150° à N170° (forêt de Fraize) qui correspond à la l'orientation préférentielle du réseau de diaclases (Mansuy D., 2005). Les phénomènes restent impénétrables et rares ce qui limite la connaissance des systèmes karstiques. Dans la forêt de Charmes, les cours d'eau drainant les terrasses anciennes se perdent de manière diffuse dans les alluvions sans indices de karstification.

Dans le cas de karst couvert sous couverture alluviale, les processus de crypto-corrosion calés sur la fracturation sont reconnus comme prédominant (Courrège M., 1997, Jaillet S., 2005). En l'absence de contact lithostratigraphique à fort contraste de perméabilité, le contrôle lithologique est secondaire en surface. Le karst de surface est généralement discret voire absent alors qu'en profondeur, dans la zone vadose, il est bien développé et souvent hérité.

- **Synthèse sur les fronts de karstification de l'Est de la France**

Quelque soit les exemples présentés, les principes fondamentaux des karsts couverts et des karsts de contact lithostratigraphiques sont respectés.

Le contrôle de la lithologie est manifeste car il détermine les contrastes de perméabilité entre la couverture et l'aquifère calcaire (Fig.1.26).

La **couverture argileuse (A)** est la plus karstogène car elle permet l'organisation spatiale des écoulements de surface avec une ordination (ordre 3 pour la perte de Mussecanne dans les Crêtes pré-ardennaises). Mais elle doit être surmontée par d'autres aquifères souvent perchés qui garantissent des écoulements en période de bases-eaux et notamment un tarissement en phase d'étiage ce qui détermine des écoulements pérennes. Une couverture argileuse « pure » ou totalement imperméable, détermine des ruissellements actifs qu'en phase de crue. Avec une couverture multicouche, la compresse humide s'opère, garantissant la pérennité des écoulements de surface et une drainance importante. Cet aspect est renforcé dans le cas où la couverture contient un ou plusieurs niveaux carbonatés garantissant un **karst étagé** avec des formes d'écoulement horizontales qui concentrent l'énergie à la karstification comme le karst hauterivien dans le Barrois, le karst thanétien dans la Montagne de Reims, et le karst de l'Oxfordien supérieur (Séquanien) dans le Haut-Pays.

Une **couverture marno-calcaire (C)**, trop carbonatée, détermine la saturation des eaux en CaCO_3 à l'entrée des aquifères calcaires. Si elle est de surcroît hétérogène, avec une alternance de niveaux argileux et marno-calcaires comme sur les Calcaires grossiers du Lutétien, elle induit la formation de tufières sur les plateaux. La drainance est bien développée, mais donne lieu à des transferts verticaux d'eaux peu agressives diminuant fortement l'énergie chimique à la karstification.

Une **couverture sableuse (B)** est karstogène, si elle est grésifiée par un ciment calcaire comme pour le Thanétien dans la Montagne de Reims. Sinon, les sables diffusent les écoulements à l'image des Sables verts de l'Albien sur le Jurassique dans les Crêtes Pré-ardennaises.

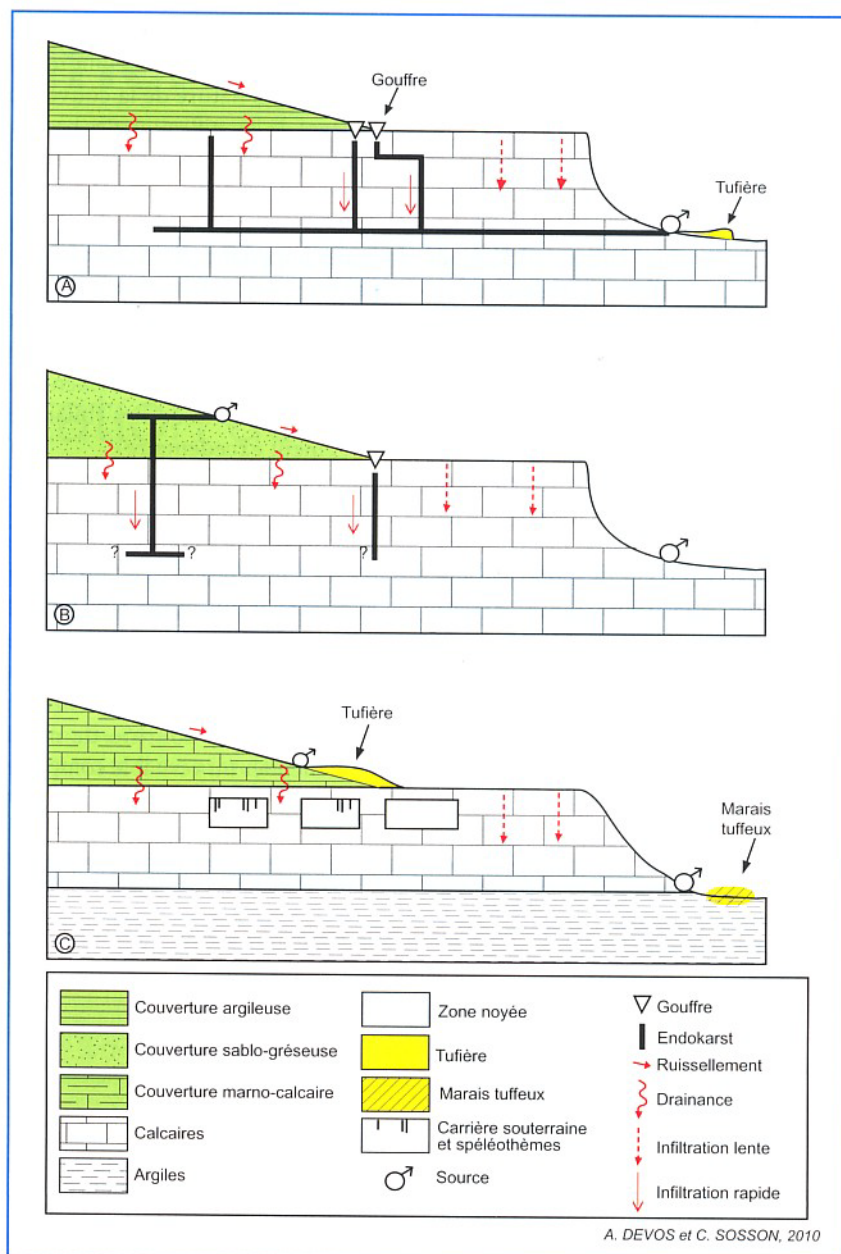


Figure 1.27.: Les types de couverture et le degré de karstification dans l'est de la France

Le contrôle de l'épaisseur des formations est également important car il soulève le problème des seuils minimum et maximum pour la genèse des karsts de contact lithostratigraphique. Les couvertures doivent effectivement présenter une épaisseur minimale de 1 à 2 m et une épaisseur maximale de 30 m. Au delà, le soutirage et la drainance sont plus difficiles. Dans le cas d'une couverture multicouche, la puissance des niveaux à perméabilités contrastées ne doit pas être trop faible (>1m) car cela provoque une diffusion de l'énergie à la karstification comme c'est le cas pour les Marnes et Caillases du Lutétien.

Il est tentant d'associer les sites des fronts de karstification à leur **degré d'évolution**. Les karsts les plus anciens sont manifestement les plus orientaux sur les calcaires jurassiques (Bajocien, Bathonien) avec un recul de couverture important et une mise en affleurement précoce des calcaires. Dans ce cas le front de karstification est éloigné de la cuesta correspondante et affecte le revers du plateau. Par contre, les karsts moins évolués,

sont situés proche de la cuesta voire sur le front de côte comme dans la Montagne de Reims.

Ces observations sont confirmées par les datations effectuées sur les spéléothèmes et les terrasses alluviales anciennes (Jaillet S., 2000, Harmand D. et *al.*, 2004, Cojan I. et *al.*, 2007). Dans les calcaires tithoniens, le karst de Poissons, en position plus orientale ou en amont pendage, est effectivement le plus anciens (-400 000 ans). Celui de la Cousance, lié à une fenêtre géologique à travers la couverture et en aval pendage du dispositif de cuesta est plus récent (moins de 200 000 ans). Enfin, celui du Rupt-du-Puits plus à l'ouest a moins de 20 000 ans. Ces systèmes étant tous rattachés à un front de karstification permettent de déterminer le recul de la couverture crétacée.

L'organisation spatiale du réseau hydrographique conditionne la géométrie du front de karstification et structure des écoulements en zone vadose.

Les cours d'eau anaclinaux (Fensch, Vence) s'éloignent de la couverture vers l'est ou le nord-est. Seule leur tête de bassin est karstifiée avec des vallons karstiques. La surface de la zone saturée est libre et rabattue au niveau des émergences de trop-plein des cuestas. L'exokarst est en relation avec des exurgences de nappe libre.

Les cours d'eau cataclinaux issus de fenêtres géologiques (Cousances, Ornel, Rongean, la Vaux) bénéficient de fronts de karstification en forme d'anneaux autour de la fenêtre. Ces cours d'eau sont alimentés en tête de bassin par des sources karstiques en limite de nappe captive ce qui détermine des systèmes complets avec un exokarst bien développé, une verticalisation des écoulements en zone vadose et des réseaux noyés ayant comme exutoire des sources de type vaclusienne et/ou artésienne.

Les cours d'eau orthoclinaux avec une forte incision dans les plateaux (Saulx, Ornain, Othain, Aire) réalisent des percées linéaires dans la couverture avec un front présent sur les deux rives du cours d'eau sous la forme d'anneaux karstiques au droit de buttes résiduelles en amont pendage et des vallons karstiques affluents en aval pendage. L'incision des vallées provoque un rabattement piézométrique ce qui leur permet de bénéficier des apports de zone de transfert vertical et de la zone épinoyée.

L'infiltration karstique répond donc à l'organisation spatiale des affleurements de couches géologiques à perméabilité contrastée. Le rôle de la fracturation paraît minime.

1.2.2. Le rôle minime de la fracturation sur les fronts de karstification

Les conditions d'écoulement en surface sont conditionnées par la nature lithologique du substratum et plus spécifiquement par ses variations de perméabilité. Les couches imperméables (aquicludes) entretiennent le ruissellement et constituent des couvertures sur les couches perméables où l'infiltration domine. Ces dernières constituent des aquifères dont le mur est constitué par d'autres couches géologiques imperméables sous-jacentes.

Le binôme couche perméable/couche imperméable génère un écoulement par vidange aquifère et ligne de source. Par contre le binôme inverse entretient un front de karstification avec des infiltrations concentrées d'écoulements hiérarchisés.

Cette organisation générale des écoulements ne laisse qu'une place locale à la tectonique (Devos A. et *al.*, 1999).

En effet, le compartimentage structural en graben, horst ou escalier de faille conditionne la conservation des couches géologiques dans les faisceaux de faille.

C'est le cas du Pays-Haut et du Barrois où les failles conditionnent des contacts anormaux entre des couches de perméabilité contrastée ce qui modifie localement l'organisation spatiale du front de karstification.

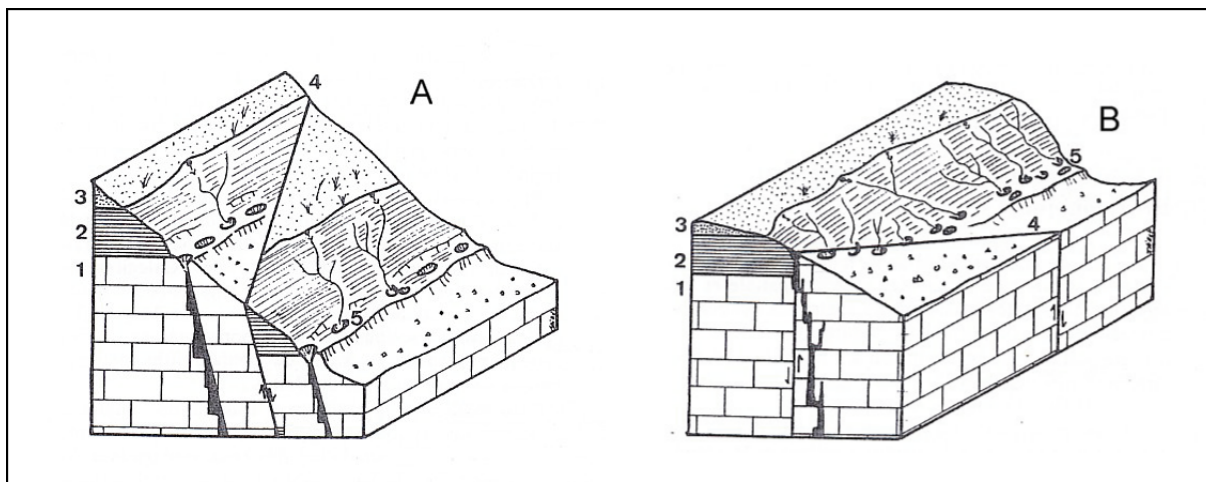


Figure 1.28. : Rôle de la fracturation sur l'organisation spatiale du front de karstification dans le Barrois (Sources : Devos et *al.*, 1999).

Alors que généralement l'organisation spatiale du front de karstification obéit à celle des binômes de perméabilité, très localement, la fracturation peut caler la zone d'introduction des eaux uniquement lorsqu'elle conditionne la géométrie litho-stratigraphique (Figure 1.26). Dans le cas du Barrois, les formations sablo-argileuses du Crétacé inférieur génèrent des écoulements qui se perdent, non pas à cause de la faille mais sont inféodées au contact anormal de perméabilité induite par cette même faille (B).

Dans le cas de failles avec un rejet suffisant pour dédoubler les limites d'affleurement, on assiste au dédoublement du front de karstification (A).

Les vallons et les vallées sont donc des sites privilégiés d'infiltration d'autant qu'ils génèrent une fissuration inhérente à la détente mécanique de versant surtout au niveau des grands axes de drainages. Cette détente s'accompagne d'efforts de traction sur les versants liés à la pente qui seront étudiés pour les grandes vallées.

On retrouve ce schéma d'écoulements dans le Pays-Haut où la fracturation dans le synclinal d'Ottange a conditionné l'organisation spatiale des affleurements et notamment du binôme Marnes de Gravelotte/oolithe de Jaumont du Bajocien marqué par un front de karstification

1.3. L'infiltration diffuse en surface

1.3.1. Le contrôle lithologique et les systèmes d'infiltration

Comme il a été démontré plus haut, l'infiltration localisée est limitée aux fronts de karstification. Par contre, l'infiltration diffuse regroupe l'infiltration directe sur roche perméable (calcaires nus) et la drainance sous la couverture.

Delannoy J., (1997) et Jaillet S., (2005) proposent une typologie de l'infiltration basée sur le mode d'entrée des eaux dans l'encaissant calcaire. Elle s'applique remarquablement aux plateaux de l'est de la France où des systèmes d'infiltration sont mis en évidence selon la nature et le degré d'érosion de la couverture :

Quand il y a **juxtaposition** de terrain karstique et de terrain non karstique, Delannoy J. (1997) introduit la dualité du mode d'alimentation des aquifères calcaires assurée à la fois par l'infiltration diffuse sur calcaires nus et des infiltrations localisées au niveau d'un front de karstification. Jailliet S. (2005) introduit la drainance dans le cas d'une couverture semi-perméable ce qui détermine des systèmes d'infiltration ternaires selon le degré d'érosion de la couverture.

On parle d'**intégration** quand le massif calcaire s'intègre entre deux terrains non karstifiés avec un système « grotte-tunnel » (La Lesse à Han-sur-Lesse).

Le terme de **superposition** semble plus approprié pour les couvertures pour désigner un étagement de systèmes d'écoulement contrastés.

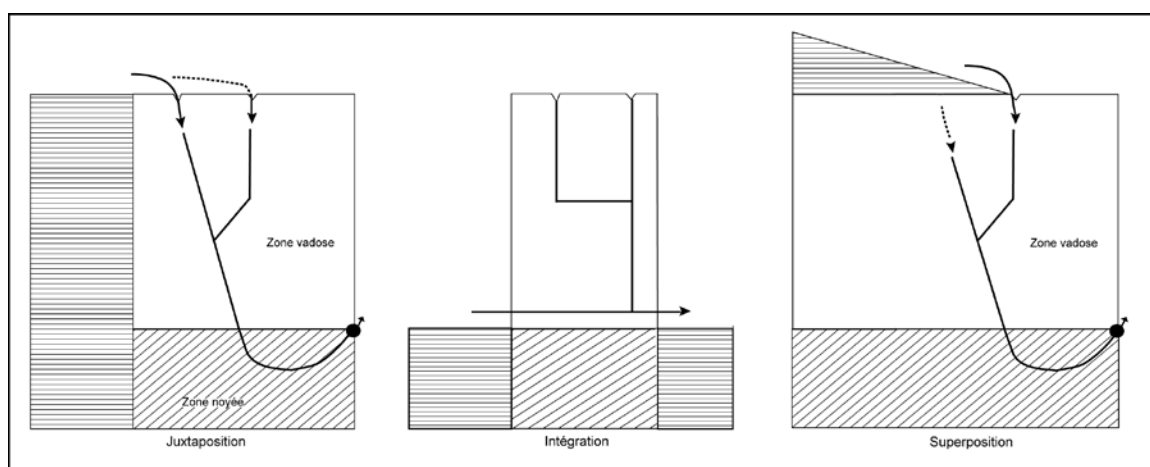


Figure 1.29 : Typologie des systèmes d'infiltration d'après Delannoy J., (1997) et Jailliet S., (2005).

- **Sans couverture**

Sans couverture, l'infiltration est généralisée sur les plateaux ce qui détermine une alimentation **unaire** de l'aquifère. Les précipitations sont intégralement infiltrées. Des ruissellements peuvent s'opérer en fonction de la pente, de l'intensité pluviale et des caractéristiques physiques des sols et des formations superficielles mais elles se perdent quelques dizaines de mètres en aval.

Compte tenu de la disposition des cuestas dans l'est de la France, ce mode d'alimentation concerne la partie orientale des revers de côte. Les infiltrations sont accentuées en bordure du front de côte et des versants des vallées par la fracturation de détente mécanique.

Cela se traduit dans le paysage par une densité de drainage pérenne très faible ($<0.1 \text{ km/km}^2$) qui comparé à celui du réseau de talweg détermine un rapport de 0.25.

- **Sous la couverture**

Sous les couvertures, l'alimentation des aquifères est uniquement assurée par la drainance conditionnée par la nature de la couverture. Le système reste unaire. Mais le dispositif structural et notamment le pendage généralisé vers le centre du bassin de Paris confère une alimentation double ou binaire aux aquifères (infiltrations diffuses et directe sur calcaires en amont pendage et drainance en aval pendage).

o Couverture imperméable

Dans le cas d'une couverture imperméable, la drainance est négligeable. La couverture protège l'aquifère qui devient captif. Si la couverture recouvre l'intégralité du revers de côte, la zone d'alimentation de l'aquifère est limitée à la partie supérieure du front de côte.

Dès que la couverture recule, il est donc alimenté par les infiltrations diffuses de l'amont pendage et par des infiltrations concentrée et rapide en limite de couverture (front de karstification). Le système d'alimentation devient binaire.

o Semi-perméable, multicouche

Dans le cas d'une couverture semi-perméable correspondant à des aquifères multicouches perchés sur les plateaux calcaires, l'infiltration est en partie représentée par la drainance. Celle ci est accentuée par la fracturation notamment en bordure des versants et des fronts de côte.

Selon le degré d'érosion, les systèmes d'infiltration peuvent être unaires (couverture généralisée) à ternaires (couverture relictuelle).

1.3.2. L'infiltration diffuse en fond de vallée

L'infiltration diffuse s'effectue non seulement sur l'ensemble de la surface des bassins versant c'est à dire sur les calcaires affleurants mais aussi dans le fond des vallées sous la forme de pertes partielles et totales (assecs).

Quelque soit l'échelle, l'infiltration diffuse affecte les fonds de vallée dans les plateaux calcaires de l'est de la France.

- Les grandes vallées allochtones

Dans le cadre de systèmes d'infiltration juxtaposés (Delannoy J., 1997), les terrains non karstiques génèrent des écoulements qui se perdent dans les calcaires en aval. Ce schéma s'applique particulièrement bien dans l'est de la France avec un réseau hydrographique cataclinal. D'importants cours d'eau issus de formations non carbonatées, entaillent les fronts de côte dans des entonnoirs de percée cataclinale avant de drainer les plateaux calcaires où des pertes diffuses affectent leurs écoulements. Lorsque les apports de l'amont ne compensent pas le volume des pertes, les cours d'eau connaissent des **zones d'assecs ou de pertes totales** qui paraissent spectaculaires pour de grands cours d'eau en période de basses eaux.

C'est le cas de la Meuse à Bazoilles (Maubeuge PL., 1974) , de l'Aroffe à (Thillay M. (1979), Wehrli A., 1996) , de l'Aire supérieure (Leroux J., 1967, 1969, Taillez C., 1998), de la Saulx à Stainville, de l'Orge à Couvertpuis, de l'Ornain à l'aval de Fains-les-Sources (Devos A., 1996), de la Blaise supérieure en amont de la commune du même nom, de la Suize inférieure en amont de Chaumont, du Rognon à Andelot-Blancheville (Lejeune O., 2005), de la Laigne duesmoise entre Fontaines-en-duesmois et Vaugimois, (Ingargiola J-F. et al. , 1989). Ces pertes diffuses peuvent s'accompagner de pertes localisée au profit d'une discontinuité dans les calcaires (Trou du Fond de la Souche pour l'Aroffe, Perte de Morley pour la Saulx).

Mais, elles peuvent résulter d'infiltrations diffuses dans les alluvions ou les cônes de déjection (écoulements hypodermiques). C'est le cas l'Ornain en aval de Fains-les-Sources qui voit l'intégralité de ses écoulements disparaître à l'entrée du Perthois alluvial.

Ces assecs ou sont plus spectaculaires que les **pertes partielles** affectant les grands cours d'eau pourtant plus fréquentes. Elles sont plus difficiles à appréhender car elles concernent des cours d'eau à débits importants qui compensent les pertes, ce qui se traduit par des écoulements pérennes. Elles sont mises en évidence par le suivi aux stations hydrométriques et par des mesures sérielles de débits lors de campagne de jaugeage. Ces pertes partielles concernent bon nombre de cours d'eau comme, la Seine entre Buncey et Châtillon, l'Ource entre Vanvey-sur-Ource et Crépan (Ingargiola J-F. et *al.*, 1989), et les cours d'eau cité plus haut en période d'étiage moins sévère.

L'infiltration se faisant à la fois sur la surface des impluviums et dans le lit de cours d'eau, elle affecte une part importante de la surface des bassins versants. Dans la traversée des calcaires jurassiques cette part dépasse 70% dans les bassins de la Suize, de la Blaise et du Rognon (Lejeune O., Devos A., 2004, Lejeune O., 2005) ou de l'Orge (90 km² de surface de bassin versant) en rive droite de la Saulx, (Devos A., 1996).

- Les cours d'eau indigènes aux plateaux calcaires

Si les pertes des cours d'eau allochtones sont spectaculaires compte tenu des débits concernés, celles des cours d'eau indigènes aux plateaux calcaires sont plus discrètes.

C'est le cas des cours d'eau de la craie de Champagne comme la Vesle en amont de Bouy sur (Devos A. et *al.* 2007) ou la Saônnette entre Liffol-le-Grand et Lafauche. Ils peuvent être totalement intermittent ou à sec sur l'intégralité de leur cours comme l'amont de la Maldite, et de l'Ognon dans le Haut-Pays, l'Ormançon supérieure dans le Barrois. En rive gauche de la Marne, un affluent de la Suize, le Vau de Villiers s'inscrit dans un bassin versant de 107 km² sans écoulement même en hautes-eaux (Lejeune O., 2005).

Les cours d'eau issus des aquifères multicouches et perchés de la couverture connaissent des pertes diffuses sur leur linéaire. C'est particulièrement observé pour les cours d'eau anaclinaux en rive gauche de la Meuse dans la traversée des calcaires oxfordiens. L'Oxfordien supérieur donne lieu à des émergences de trop-plein qui génèrent des écoulements. Ces derniers se perdent quelques kilomètres à l'aval dans les calcaires coralliens de l'Oxfordien moyen. C'est le cas du ruisseau de Saulx et de la Nicole, du Girouet, et du ruisseau de Ménil. (GEREEA, 1992, Devos A. et *al.*, 2009).

- Les vallons secs

Les vallons secs sont typiques des plateaux calcaires. On les retrouve très fréquemment dans la toponymie locale sous différentes appellations (fonds, combes, vaux, etc...) selon les Pays. Dans la craie de Champagne, leur densité est 4 fois supérieure à celle des talwegs drainés. Dans les plateaux tertiaires, ce ratio est de 2.4 pour le bassin de l'Orillon (Sosson C., thèse en cours). Ils sont inactifs, dénuées d'écoulement et ne présentent pas de chenal. Leur profil est en berceau. Les longueurs de leur talweg sont relativement faibles, comprise selon Tricart J. (1956) entre 200-300 m et 2-4 km avec une moyenne de 500 m (Sosson C., thèse en cours).

On retrouve ces vallons secs sur toutes les formations calcaires. Ils constituent les formes initiales du drainage dans les régions de plateaux (Tricart J., Cailleux A., 1967). Néanmoins en période de hautes eaux et lors d'année particulièrement humides, les parties inférieures des vallées peuvent être affectées par une mise en eau, sans pour autant déterminer une chenalisation. Il s'agit de mises en eau de formes héritées dans le cas de crues de nappe.

Ils ne sont pas systématiquement raccordés aux vallées drainées. Certains sont perchés sur les plateaux et semblent tronqués par le recul des cuestas et l'élargissement des vallées notamment en rive concave de méandre à l'image des valleuses du littoral. Ils dominent les versants réglés sans les affectés et semblent donc antérieurs à la phase froide ayant créé ces versants régularisés.

D'autres se raccordent aux vallées plus importantes par des entailles profondes (en V) voire un ravin ou un véritable canyon dans les versants réglés des vallées. Leur profil longitudinal cascade à l'image de ceux rencontrés dans la vallée de la Marne (canyon du Pas-Saint-Martin). Ces formes de raccordement (ravines et canyon) ont été décrites dans le Barrois par S. Jaillet (2005) soulèvent le problème des contraintes de cheminement des eaux entre un parcours aérien et l'infiltration karstique. Cette dualité d'écoulement est dépendante du climat car le permafrost empêche toute infiltration en profondeur.

On retrouve ces ravins de raccordement dans les plateaux tertiaires. Ils incisent les versants réglés de la corniche calcaire du Lutétien moyen et permettent de raccorder les vallons secs en berceau creusés sur la couverture des Marnes et Caillasses au fond des vallées principales.

Mais la plupart s'inscrivent en tête de bassin, en amont des vallées drainées à fond plat. Leur longueur varie fortement entre 200-300 m à 2 voire 3 km selon Tricart mais semble plus importante pour les vallons cataclinaux et orthoclinaux.

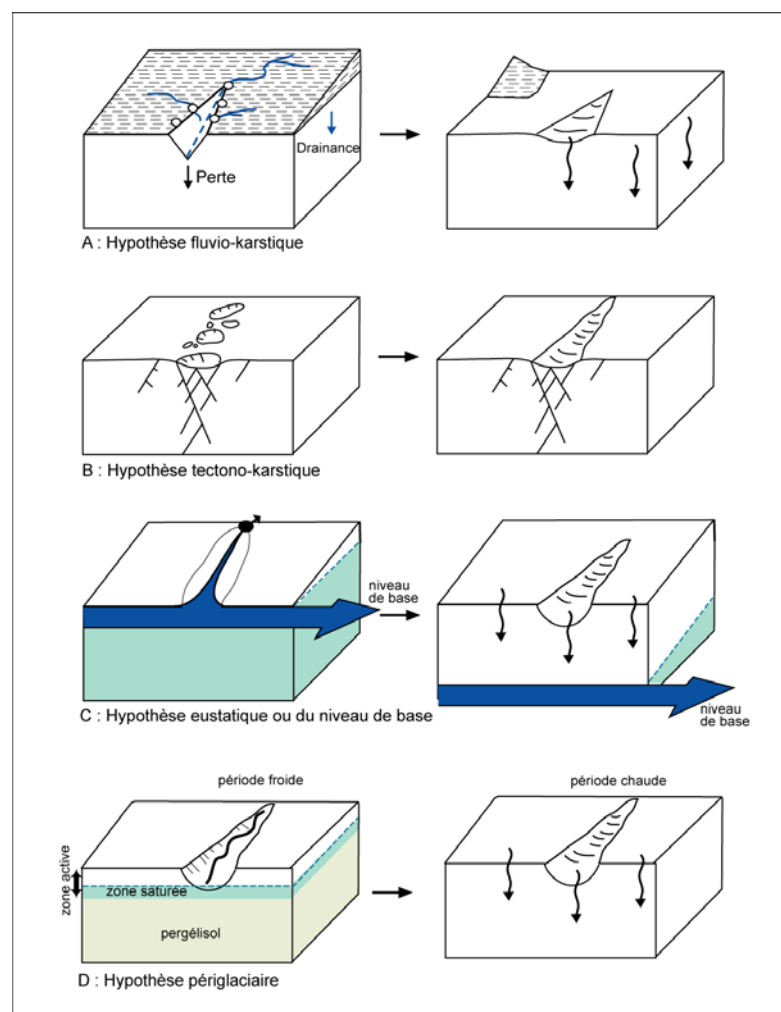


Figure 1.30.: Hypothèses morphogénétiques des vallons secs

Plusieurs hypothèses morphogénétiques sont proposées pour expliquer la formation des vallées sèches.

L'hypothèse de l'**héritage fluvial** ou les vallons secs sont considérés comme d'anciens cours d'eau s'écoulant sur la couverture avant d'être asséchés suite à l'infiltration karstiques corrélative à l'érosion des argiles (Warwick G.T., 1964).

L'hypothèse **eustatique** ou liée à l'**incision des niveaux de base** propose d'expliquer l'existence de vallons secs par l'enfoncement de la surface piézométrique induite par l'incision des vallées et du niveau marin. Les vallons initialement drainés se retrouvent dans la zone vadose ce qui se traduit par leur assèchement (Sparks B.W., 1949). Les vallées littorales de la craie normande

L'hypothèse **tectono-karstique** privilégie le rôle de la dissolution par les eaux sur le réseau de fractures formant des réseaux de dolines et ouvalas coalescentes et à terme des dépressions linéaires et des vallons secs (Aubert D., 1969).

L'hypothèse **périglaciaire** explique le blocage des infiltrations par le gel favorisant les ruissellements superficiels dans la zone active durant le Pleistocène (Tricart J., Cailleux A., 1967). Elle semble la plus appropriée à l'est de la France car comme l'a démontré Grimberieux J. (1954-1955), les vallons secs sont présents quelque soit la nature des formations (craie, sables, calcaires, argiles, schistes). Le mollisol se gorge d'eau en phase de dégel ce qui favorise la gélifluxion et l'empâtement des formes. Une nappe de débris détermine un engorgement colluvial qui explique le profil en berceau des vallons. En outre, l'organisation spatiale du réseau de talweg sec répond à celui du réseau pérenne ce qui témoigne d'une logique de ruissellement en surface ou d'écoulements hypodermiques de sub-surface (dans le mollisol). Les vallons secs se raccordent en tête de vallée drainée donc

au dessus des lignes de sources situées généralement à la base de la corniche calcaire (versant réglé) des versants. Ils s'inscrivent donc dans la zone d'infiltration ou zone non saturée. Par contre en phase froide, le permafrost affecte indifféremment les formations géologiques et joue le rôle d'aquiclude de subsurface. Dans la zone active, l'infiltration et surtout la fonte de la glace entretient une zone saturée épidermique, recoupée par la surface, plusieurs hectomètres au dessus de l'ancienne ligne de source ce qui génère des écoulements concentrés dans la partie supérieure des versants. D'autres vallons apparaissent plus bas pour se raccorder directement sur un drain d'ordre supérieur. Le processus dominant n'est plus le ruissellement concentré mais la gélifluxion. L'exposition est fondamentale, car elle conditionne les processus en favorisant soit la gélifraction sur l'ubac soit la gélifluxion sur l'adret.

L'étude de leur remplissage dans le Jura tabulaire d'Ajoie en Suisse (Braillard L., 2006) montre qu'ils peuvent être ramenés à des sillons tectono-karstiques (fragilisation primaire tectonique agrandie par la dissolution chimique anté-quaternaire) et remblayés par l'érosion fluviatile au Pleistocène. A ce titre, les vallons secs seraient des secteurs privilégiés d'infiltrations diffuses. Mais selon le même auteur, il est impossible de proposer un modèle morphogénétique unique pour toutes les vallées sèches.

1.3.3. Le rôle des formations superficielles et de la structure du sol

- **L'infiltration diffuse sur les plateaux de la craie.**

En l'absence de pentes, l'infiltration sur les plateaux est inféodée à la structure du sol et à la nature lithologique de la couverture.

La porosité totale importante (plus de 40%), la perméabilité et la transmissivité généralement comprise entre 10^{-3} à 10^{-1} m²/s et le coefficient d'emmagasinement compris entre 1 et 5 % confèrent à la craie des infiltrations diffuses généralisées des précipitations.

Les modalités d'infiltration sur les plateaux crayeux de Champagne ont été étudiées dans le cadre du Contrat d'Objectif « AQUAL » ayant pour problématique la pollution diffuse en milieux rural à partir d'un bassin atelier du Piren-Seine, le Bassin de la Vesle en amont de Reims (Devos A., et al., 2006).

Dans ce bassin, représentatif des bassins versant du revers de la côte de Champagne, les infiltrations sont commandées par le degré de fracturation de la craie en zone vadose, mais également par la nature des formations superficielles qui tapissent la craie.

Leur connaissance repose sur une cartographie des formations superficielles établie à partir des données suivantes :

- la cartographie aérienne
- la télédétection avec des images satellites traitées avec le logiciel FARMSTAR permettant de produire une cartographie en fonction du degré de développement d'un type de culture à l'échelle parcellaire
- la banque de données du sous-sol du BRGM
- des observations de terrain et des sondages à la tarière réalisés sur des transects.

Les données recueillies permettent de recouper les observations faites par les travaux antérieurs (Laurain M. et *al*, 1995, Ballif P., 1998) et de proposer une typologie des formations superficielles associées qui répond à une toposéquence.

o Toposéquence des formations superficielles et caractéristiques hydriques

Sur les **sommets des croupes** de craie, la craie est sub-affleurante ou recouverte d'une rendzine grise sur paléosols à poches de cryoturbations (sols polygonaux) Selon Tricart, 1956, ces sols constituent les trois quart de la surface des craies de Champagne. Les poches sont limitées par des cloisons (« colonnes » ou « cheminées ») de blocs de craie redressés. Le centre des poches est rempli par invaginations de matériaux indigènes (altération et remontées par les cloisons) et allogènes (limons éoliens, colluvions) sous la forme de silt sablo-argileux calcaire.

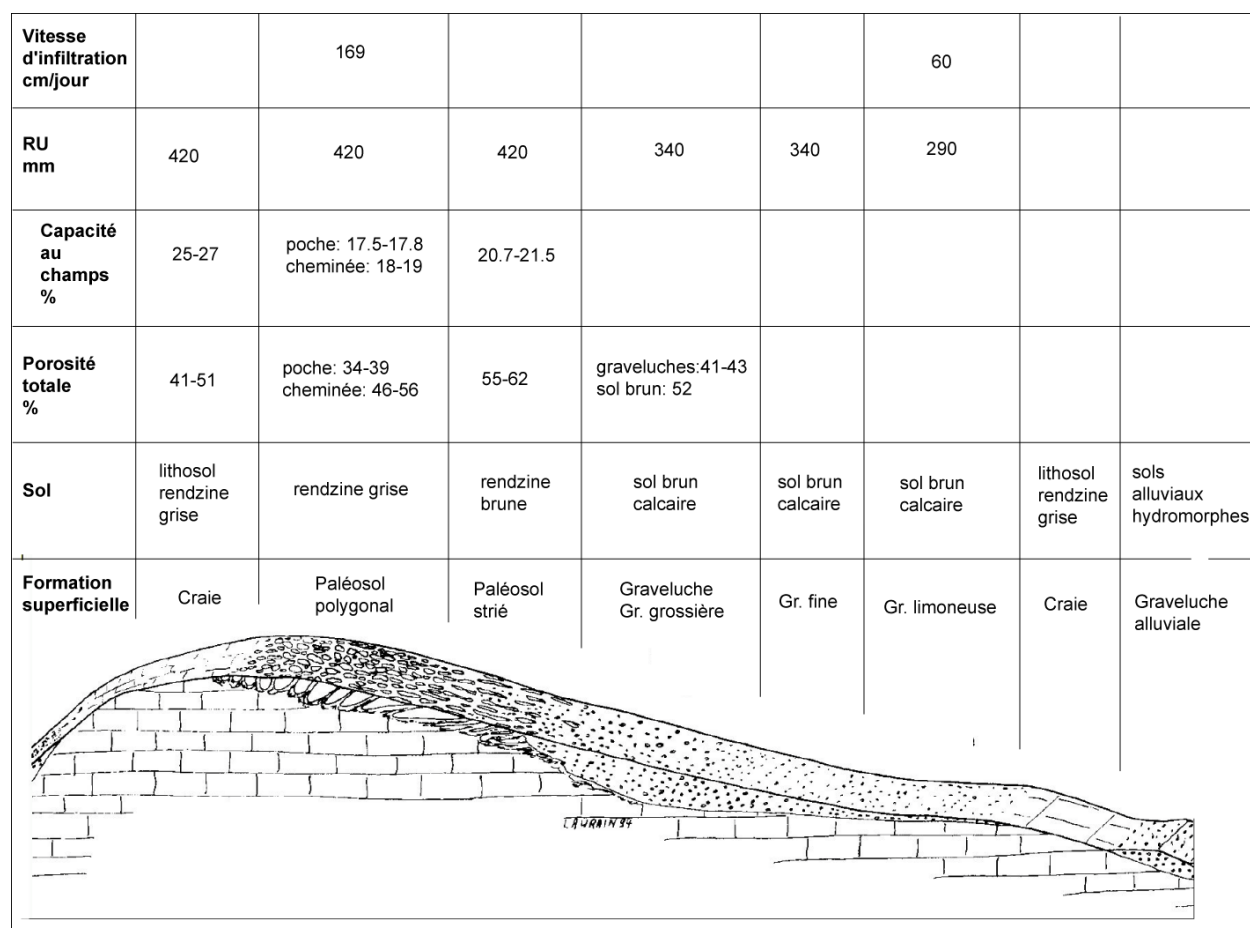


Figure 1.31.: Toposéquence des sols de craie en Champagne et paramètres hydrodynamiques associés (D'après Laurain M. et *al*, 1995 et Ballif JL, 1989, 1998).

Sur le **haut des vallons**, la pente déforme les poches (sols à poches étirées) et forme plus bas des paléosols striés recouverts d'une rendzine brune.

Sur le **bas des pentes**, des sols bruns calcaires (calcosols) reposent sur des graveluches grossières gravitaires et soufflées en amont ou des graveluches limoneuses plus bas.

Les graveluches décrites par Radet E. et Mantelet C. dès 1938, Dutil P., Ballif J.L. (1968) sont des graviers de craie associés à des paléosols cryoturbés ayant subi un transport par solifluxion, gélifluxion, reptation et déflation éolienne (Laurain M. et al, 1995, 1997). Elles peuvent être produites par cryoclastie et s'accumuler sur les versants par gravité (graveluches gravitaires) avant d'être transportées par les cours d'eau (graveluches alluviales). L'épaisseur des graveluches déterminées à partir de données géophysiques (Coulon M., 1986) peut atteindre 25 m à l'image du site de Tagnon, lorsque la déflation éolienne a constitué durant le Quaternaire d'importantes accumulations sur le versant sous-le-vent (Laurain M., et al, 1995).

Enfin, **dans les vallons et vallées**, les formations alluviales riches en graveluches roulées, en niveaux discontinus de tourbes et d'argiles grises déterminent des sols hydromorphes.

Les caractéristiques physiques des formations superficielles étudiées par Ballif P. (1998) et Richard J. (1996) montrent des comportements hydriques sensiblement différents entre la craie et les graveluches.

Sur la craie en place, la teneur en eau est non seulement plus importante que sur les formations superficielles mais est également plus stable durant les phases du bilan hydrique car la capacité au champ est comprises entre 25 et 27 g/100 g alors qu'elle varie de 8.1 à 18.9 g/100g pour les graveluches. Dans les paléosols polygonaux, si la porosité totale est sensiblement plus élevée au niveau des « cheminées » ou « cloisons » (46 à 56 %) que l'intérieur des poches (17.5 à 17.8%) elle cache en réalité une capacité au champ identique (18 g/100g) qui reste bien inférieure à celle de la craie.

La craie est généralement plus capacitive que ses formations superficielles indigènes ; sa teneur en eau se maintient mieux ce qui lui donne une réserve utile (RU) plus importante (420 mm) que dans les graveluches grossières (340 mm) et limoneuses (290 mm). La craie est donc moins sensible aux variations climatiques que ses formations superficielles d'autant plus que sa microporosité unimodale (diamètre des pores compris entre 0.2 et 1 μ) lui assure une remontée capillaire bien marquée.

o Les vitesses d'infiltration dans la craie en zone non saturée

Les vitesses d'infiltration mesurées en zone non saturée sur sols crayeux sont trop diversifiées selon les auteurs (Ballif P., 1998, Feodoroff, Ballif P., 1969, Agib, 1980, Dutil, 1978, Landreu A., Morfaux P., 1981, Chiesi F., 1993). Elles sont comprises entre moins d'un millimètre par jour (Landreu A., Morfaux P., 1981, Chiesi F., 1993) à plus de 300 cm/j (Agib, 1980). Cette hétérogénéité importante des vitesses d'infiltration s'explique selon le degré de remaniement de la craie, le degré d'encroûtement et de fracturation et la structure physique des sols (Agib, 1980) mesure des vitesses bien plus importantes au sommet des poches de cryoturbation qu'en profondeur. Cette disparité soulève également des problèmes d'échelles (de l'échantillon de craie au bassin versant en passant par la parcelle), de protocole de mesure (bougies poreuses *in situ*, pluies artificielles sur sols reconstitués en laboratoire, traceurs isotopiques), du degré de fracturation (Richard J., 1996) et du type d'objet étudié selon le compartimentage vertical de l'aquifère en zone non saturée (sols, formations superficielles, craie déstructurée à blocs, craie saine).

La pression associée à la profondeur dans le massif de craie, conditionne également les vitesses de transfert (Price et al., 2000).

Auteurs	Méthodes-traceurs	localisation	Vitesse (m/an)
Baran et <i>al.</i> , 2006	tritiim	Champagne	0.28-0.32-0.41
BURGEAP, 1991		Champagne	0.15-0.36-1.82
Chiesi, 1993	nitrates	Champagne, Belgique	0.3-0.75
Gardner et <i>al.</i> , 1990	deutérium	Royaume-Uni	0.8
Lee et <i>al.</i> , 2006	piézométrie	Royaume-Uni	0.07-0.36-0.62-2.55
Normand et <i>al.</i> , 1999	tritiim	Somme	0.5-0.7
Welling, 1984	deutérium	Royaume-Uni	1.0

Tableau 1.1. : Vitesses d'infiltration dans la craie en zone non saturée selon plusieurs auteurs.

o La fréquence de l'intensité de pluie limite comme marqueur de l'infiltration

L'intensité de la pluie limite ou seuil au dessus duquel apparaît un ruissellement est révélatrice de l'aptitude du sol au ruissellement ou à l'infiltration. Elle évolue en fonction :

- de la nature du sol et de son degré d'altération
- de l'état hydrique du sol
- de la pente
- du couvert végétal.

Les caractéristiques physiques de la craie « *permettent des apports de 30 mm par passage sans aucun risque de ruissellement sur les terrains à faible pente (5%)* » (Balliff P., 1998).

Le ruissellement s'effectue sporadiquement dans les vallons suite à des épisodes pluviométriques orageux intenses. Des essais de pluie artificielle sur échantillon de sols de craie reconstitués ou *in situ* montrent que le ruissellement s'opère à partir d'intensité pluviale dont la fréquence est très faible. En effet sur parcelle enherbée, l'intensité de pluie limite est de l'ordre de 26 à 34 mm/h sur pente faible (Morvan X., 2009) pour une fréquence de 0.5% (moins de 2 jours/an selon les données de la station pluviométrique de Châlons-en-Champagne (Ballif JL., 1989). Dans le vignoble champenois, sur la côte d'Ile de France, les conditions d'écoulement sont tout autre compte tenu du contexte climatique (averses plus brutales avec des intensités de précipitation plus importantes), des valeurs de pente et des sols.

o Le réseau hydrographique comme marqueur de l'infiltration généralisée

Cette infiltration est telle que la hiérarchisation du réseau hydrographique est mauvaise avec une densité de drainage pérenne particulièrement faible (0.1 km/km²). En effet, les densités de drainage pérenne calculés à plusieurs stations hydrométriques dans le Grand Est et présentées selon les aquifères ou les roches dominantes traversées montrent que la craie est incontestablement la moins drainée par les cours d'eau.

Le ratio vallée drainée / vallée sèche est de l'ordre de 0.25. On comprend aisément les descriptions faites de la Champagne crayeuse par les auteurs du XIX^e siècle.

La hiérarchisation du réseau hydrographique est mauvaise avec une ordination selon Horton comprise entre 2 et 3 pour les cours d'eau indigènes à la craie (Suippe, Retourne, Vesle, Somme-Soude) alors que pour les mêmes surfaces de bassin versant, l'ordre maximum est bien supérieur (compris entre 4 et 5).

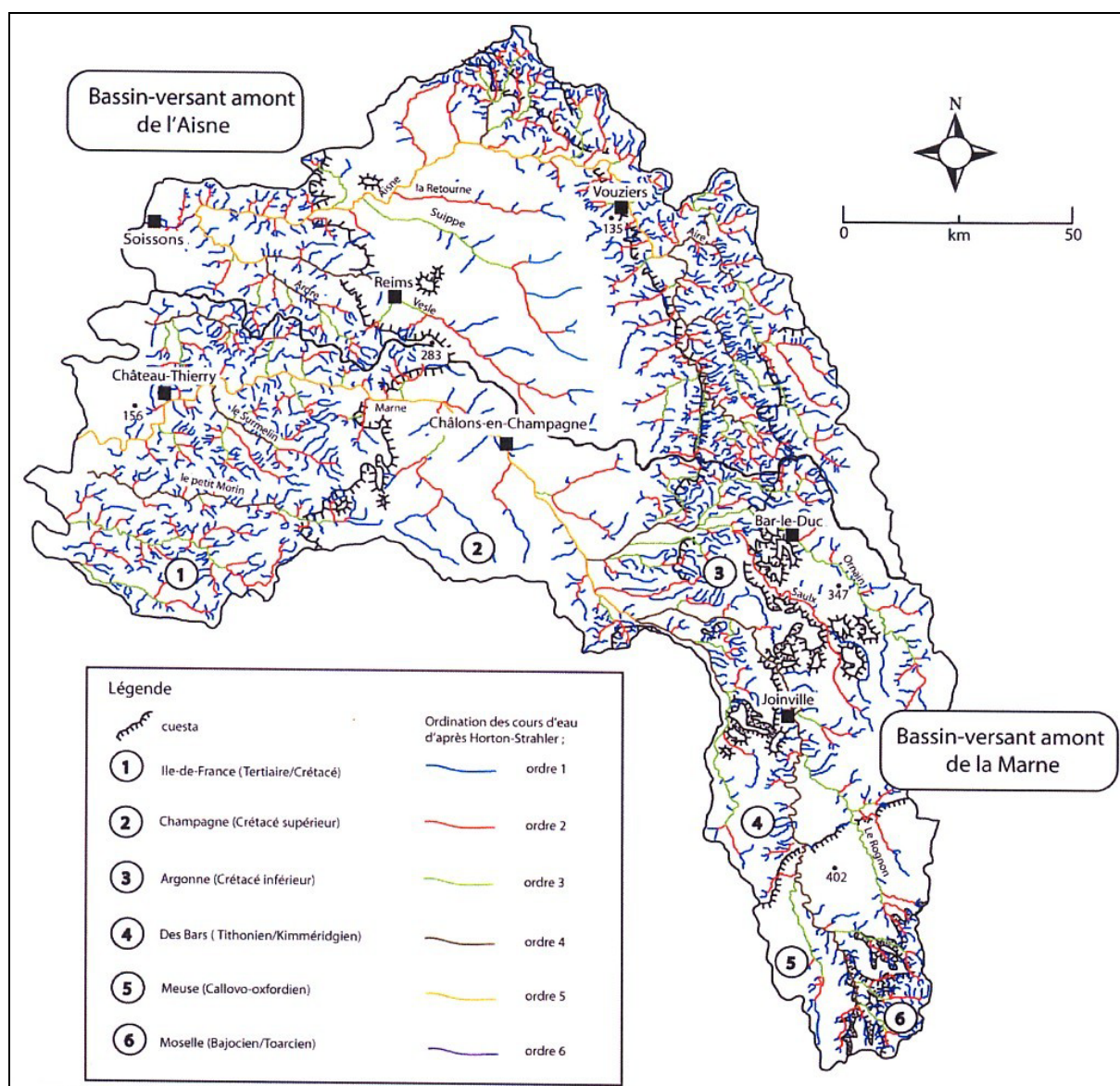


Figure 1.32.: Carte de l'ordination du bassin supérieur de la Seine (d'après Gobancé G., 2009).

• L'infiltration diffuse sur les plateaux calcaires

Sur les plateaux jurassiques et lutétiens ayant perdus leur couverture, l'infiltration est diffuse et fissurale. A la différence de la craie, les calcaires ont une faible capillarité ce qui conditionne de mauvaises ressources en eau à la surface des plateaux. Les paléo-karsts de contact lithostratigraphique ne fonctionnent plus car l'énergie à la karstification est diffusée (pas de concentration des écoulements de surface, forte détente mécanique, gélifraction)

Mais les formations superficielles peuvent jouer un rôle local sur les écoulements de surface. Les loess, pouvant atteindre 7 m d'épaisseur dans le Soissonnais peuvent constituer une couverture semi-perméable propice à la cryptocorrosion. Leur porosité élevée et leur faible stratification (Antoine P., 2002) ne favorisent pas le ruissellement. Ce dernier reste très localisé et sporadique selon, le degré de lessivage et d'altération des loess. Mais généralement, ils se perdent dans des fissures notamment sur les bordures des plateaux soumis à la décompression et à la détente mécanique.

Conclusion de la partie 1

L'analyse des conditions d'infiltration en surface des plateaux calcaires de l'Est de la France à partir de sites ateliers dans la Montagne de Reims, l'Argonne, les Crêtes Pré ardennaises, le Barrois, le Haut-Pays, le Pays-Haut fait apparaître un schéma général de l'infiltration.

Les couvertures jouent un rôle important sur l'organisation spatiale des modalités d'écoulements. Elles constituent des aquifères perchés qui par drainance alimente les calcaires sous jacents. Elles sont donc propices au développement des karsts couverts et à la cryptocorrosion.

Mais leur nature lithologique des couvertures conditionne ces modalités et les potentialités à la karstification.

En présence d'une couverture semi-perméable homogène sans niveau carbonaté karstifiable (Marnes et caillasses du Lutétien supérieur), on assiste à une diffusion de l'énergie à la karstification. La nature carbonatée des marno-calcaires détermine des eaux dures, peu agressives qui se manifestent par des tufières de sources en surface et de nombreux spéléothèmes en carrières souterraines sous la couverture.

En présence d'une couverture imperméable, les conditions sont propices au ruissellement et à la concentration des flux vers les calcaires sous-jacents. Les argiles sont les plus karstogènes au contact des calcaires. Elles entretiennent des eaux agressives et la structuration du ruissellement en vallées aveugles. Un karst de contact litho-stratigraphique se développe sous la forme d'un liseré karstique (vallon, anneaux, fenêtre géologique à travers la couverture). Le soutirage de la couverture par les gouffres et les dolines entretient un déséquilibre favorisant les mouvements de terrain. Des formes en amphithéâtre riches en mouvements de masse (solifluxion, coulées) peuvent de développer à la faveur de l'exokarst (les « rondvaux » de la Woèvre septentrionale) ou en bordure des versants (les « cuves » des plateaux tertiaires). Les dynamiques karstiques et géomorphologiques s'opposent (obstruction de l'exokarst par les mouvements de masse) mais s'entretiennent aussi (création d'impluvium alimentant le karst).

Les conditions maximales à la karstification sont rassemblées lorsque la couverture imperméable comprend un niveau calcaire suffisamment épais pour être karstifié et développer un réseau karstique. Dans ce cas l'étagement du karst concentre davantage les flux vers des exutoires préférentiels (gouffres-pertes). C'est le cas dans le Barrois et la Montagne de Reims.

Mais encore faut-il que le front de karstification puisse se développer. Le contexte géomorphologique est ici fondamental. Sur les revers des cuéstras, la géométrie des couches géologiques est propice à l'étalement des fronts de karstification et à l'ouverture de fenêtres géologiques favorable à une disposition concentrique de l'exokarst. Mais il faut un gradient hydraulique suffisant pour former de véritables réseaux karstiques ce qui n'est pas le cas en l'absence de vallée. L'incision des vallées est donc fondamentale pour la karstification.

Par contre, sur le front de côte, les conditions sont moins favorables. Le recul de la couverture est difficile et la pente entretient des mouvements de terrain qui par leur rôle obstruant privent le karst d'eau. Mais le gradient hydraulique est important. C'est le cas du karst de la Montagne de Reims.

Le recul des couvertures exhume les calcaires qui, soumis à la décompression et à la détente mécanique en bordure des vallées entretient une perméabilité de fissures dominante propice à l'infiltration diffuse.

En surface, le rôle du contexte géomorphologique et des contrastes de perméabilité des roches affleurantes est donc fondamental à la différence du rôle de la fracturation qui reste minime.

Dans la zone d'infiltration ou la zone non saturée, les conditions d'écoulement sont différentes.

PARTIE 2

L'INFILTRATION EN ZONE NON SATURÉE OU VADOSE

Dans un massif calcaire tabulaire, l'organisation spatiale des fractures détermine les propriétés hydrauliques, les modalités d'infiltration et d'écoulement du milieu. Mais les discontinuités sont nombreuses et il convient de les définir et de présenter le rôle du cadre morpho structural et l'héritage des phases tectoniques sur les plateaux calcaires de l'est de la France.

2.1. La fracturation dans l'est de la France

2.1.1. Définitions

La fracturation regroupe plusieurs discontinuités que nous dissocions à savoir, les diaclases, les failles, les fentes de tension et les stylolithes.

o Les diaclases ou joints verticaux

Elles correspondent à des fractures d'extension verticale centimétriques à décimétriques (rarement métriques) dont les épontes ou lèvres sont parallèles à subparallèles mais sans mouvement relatif. Elles sont associées à la détente verticale et latérale. Facilement observables en surface en carrières ou sur des affleurements et sous terre, en carrière souterraine et dans l'endokarst, nous les étudions plus particulièrement d'autant plus qu'elles conditionnent les écoulements dans les aquifères fissuraux.

o Les failles, micro-failles, paraclases

Ces discontinuités correspondent à des fractures verticales avec des stries sur la surface des épontes ou lèvres avec un mouvement relatif apparent. Elles sont proportionnellement peu nombreuses par rapport aux diaclases et sont associées à des contraintes de cisaillement.

o Les fentes de tension

Les fentes de tension sont de petite taille observables sur parements verticaux ou au plafond des carrières souterraines (Romain) et répondent à des contraintes de traction. Leur rareté les rendent anecdotiques par rapport aux autres discontinuités. Réparties en échelons et non connectées, elles sont généralement considérées comme peu propices à l'écoulement des eaux.

o Les stylolithes, plans stylolithiques

De très petite taille, ils sont formés par pression, dissolution chimique et recristallisation sous des contraintes tectoniques souvent diagénétiques.

2.1.2. Les contrôles de la fracturation

o L'impact de la profondeur

Ce paramètre soulève le problème de la mise en affleurement où un effet de détente mécanique apparaît ou de « foisonnement » avec une distribution multidirectionnelle de la fracturation. Les auteurs déterminent une zone superficielle ou épikarstique (Mangin 1974-75) qui constitue un aquifère fissural à forte perméabilité et plus altéré. Son épaisseur varie selon les auteurs et la nature de l'encaissant.

Les mesures de fracturations faites dans les puits et forages du site de Bure par l'Andra sur un profil de 490 m montre davantage de discontinuités de type fissures et joints dans les premiers 20 m de la surface (André G. et al, 2006). Dans le sud-est du bassin parisien Mégrien (1980) met en évidence 30 m de calcaires altérées et fissurés

Dans les plateaux crayeux de Champagne la « craie déstructurée à blocs » est considérée comme une formation superficielle indigène épaisse de plusieurs mètres à une dizaine de mètres. Elle correspond à une zone de craie très fracturée à blocs polyédriques anguleux dont les arrêtes sont émoussés. Les blocs sont noyés dans une matrice meuble de craie déstructurée. Associé à la détente mécanique de surface et aux processus périglaciaire (cryosuccion), cette zone détermine un milieu moins transmissif avec une microporosité n'affectant plus que les blocs de craie. En phase de surplus hydrique, les blocs de craie baignent dans une boue crayeuse et marneuse. On peut donc considérer cette formation comme une couverture semi-perméable originale car non observée sur les plateaux jurassiques (Laurain M., 2001). En effet, sur ces derniers, la fracturation de détente débite des blocs anguleux de calcaires en plaquettes par ouverture des joints. Généralement les blocs restent anguleux avec des arrêtes émoussées par la cryptocorrosion sous les loess.

o L'impact de la lithologie

Chaque faciès lithologique présente des paramètres mécaniques intrinsèques. Néanmoins, généralement, on observe que les bancs calcaires cassants et homogènes sont plus fissurés (calcaires oolithiques oxfordiens). Les bancs marneux ductiles et hétérogènes sont plus compétents et font barrière à la propagation des fractures verticales donc sont moins fracturés. Les bancs enregistrent différemment les contraintes de l'histoire tectonique polyphasée avec une déviation au contact des bancs marneux. L'orogénèse alpine est mieux enregistrée dans le Kimméridgien et l'Oxfordien, alors que l'orogénèse pyrénéenne est plus observable dans l'Oxfordien » (André G., et al, 2006).

Cet aspect détermine des différentiels verticaux de perméabilité et de porosité totale dans les massifs calcaires. Les joints deviennent alors des endroits préférentiels d'écoulement en zone vadose et calent des circulations horizontales étagées, observées en carrières souterraines.

2.1.3. L'évolution tectonique polyphasée

Les structures sédimentaires de l'est de la France enregistrent plus ou moins l'évolution tectonique polyphasée de la plaque ouest eurasiatique. Inscrit dans un domaine intracratonique, les déformations sont faibles à grand rayon de courbure et portent la marque de l'héritage hercynien et des phases tectoniques du Tertiaire (Le Roux J., Harmand D. 2003, Steiner 1980, Coulon M., 1992).

L'héritage hercynien se manifeste d'une part, par une structure sédimentaire qui épouse les déformations du Paléozoïque (avec deux orientations majeurs : l'une varisque à l'est du Bassin de Paris et l'autre armoricaine à l'Ouest du Bassin) puis par les rejeux successifs des failles associées durant les phases tectonique postérieures.

Ces dernières sont marquées par :

- L'orogène pyrénéenne (fini Crétacé-Eocène) se manifeste par une compression NE à NNE et des décrochements dextres SSE (N165°) et senestre N60-65° (Duprat M., 1997) qui terminent une période de forte subsidence durant le Crétacé. La fracturation présente une orientation NS à NE-SW
- Une phase de transition (fini Eocène-Oligocène) est marquée par des mouvements de distension SE à SSE-E et d'étroits fossés tectoniques d'orientation NNE. Cette phase s'inscrit dans une période (durant tout le Tertiaire) de très faible subsidence
- L'orogène alpine est plus tardive du Lutétien à l'Oligocène supérieur (Guillocheau F. et al, 2000) et est encore perceptible durant le fini Oligocène-Pliocène (Duprat M., 1997) avec des phases de paroxysmes de compression au Miocène. Elle se traduit par une compression N-S à NE-SW et des cisaillements senestres N150-15 et dextres N90-120 contemporains à l'extension est-ouest des rifts oligocènes. La fracturation présente une orientation WNW-ESE à NNW-SSE.

Cette évolution détermine donc une orientation bi-directionnelle (globalement NW-SE et NE-SW) et sub-orthogonale de la fracturation qui est enregistrée dans les structures sédimentaires de l'est du bassin de Paris (Leroux J., 2000).

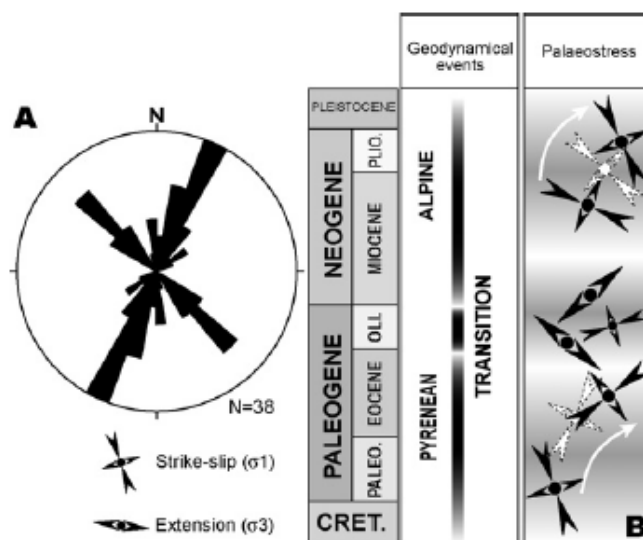


Figure 2.1. : Diagramme de distribution de la fracturation au nord de Pagny-su-Meuse (A) et évolution des états de contraintes du Crétacé supérieur à l'Actuel (B) (Sources : André G. et al, 2006)

Une surrection du bassin sédimentaire s'effectue au Pleistocène supérieur-moyen et s'accompagne d'une érosion généralisée (Cojan et al, 2005).

Cette évolution polyphasée est enregistrée dans les grandes structures tectoniques de l'est de la France.

2.1.4. Les grandes structures tectoniques de l'Est de la France

Le secteur d'étude est rattaché tectoniquement au Bassin de Paris et au Fossé Rhénan. Le pendage général (1 à 2%) vers le centre du Bassin de Paris est perturbé par des ondulations et des fractures partiellement enracinées dans le système rhénan (failles bordières).

A l'est de la côte de Champagne, des grandes structures NE-SW ou ondulations à grands rayons de courbure portent la marque de l'héritage **varisque** hercynien (Leroux J., 1980) et correspondent à deux grands synclinaux séparés par un anticlinal dans le prolongement de l'escarpement de l'Hunsrück-Taunus :

- Le synclinal du Luxembourg, appelé synclinal d'Ottange dans le Pays Haut a conditionné la sédimentation jurassique dans un golfe avec des apports détritiques et fluviaux. Il s'atténue à l'ouest dans le Perthois où il prend le nom de synclinal de Révigny-sur-Ornain.
- Le synclinal de Sarreguemines ou son prolongement occidental, le synclinal de Savonnières-Dieulouard ou synclinal de Treveray dans la Meuse est limité à l'ouest par le fossé de la Marne
- L'anticlinal sarro-lorrain avec son prolongement occidental se prolonge à l'ouest par l'anticlinal de Bar-le-Duc-Levoncourt.

Ces grandes structures s'atténuent vers l'ouest pour disparaître à l'ouest du fossé de la Marne au niveau de la côte de Champagne.

Elles sont accompagnées de failles héritées d'orientation NE-SW dont l'organisation spatiale varie selon les trois zones ou blocs (Steiner , Deffontaines B., 1990) associées au domaine varisque hercynien (Guillocheau F. et al., 2000) séparés par la faille de Metz et faille de Vittel au sud.

- le bloc NW ou « zone rhéno-hercynienne » est moins fracturé et moins érodé. Il intègre le synclinal du Luxembourg. Les failles NE-SW ont des conséquences morphologiques sur le tracé des cuestas et sur la géométrie des couvertures. Des escarpements de faille, des horsts et graben affectent le Pays Haut. Il est limité au sud par la faille de Metz.
- Le bloc SE ou « zone saxo-thuringienne » (Guillocheau F. et al., 2000) est plus érodé et plus fracturé. Il intègre le synclinal de Sarreguemines. La pente de la surface enveloppe sommitale est affectée d e tracés en baïonnette (failles NE-SW et blocs soulevés par rapport à la zone rhéno-hercynienne). Il est limité au sud par la faille de Vittel.
- Le bloc sud ou « zone Morvan-Vosges » comprend les massifs cristallins des vosges et du Morvan ainsi que le seuil de Bourgogne. C'est une zone très fracturée.

Les accidents tectoniques d'âge tertiaire affectent la série sédimentaire et semblent avoir davantage de répercussions morphologiques et hydrologiques sur les aquifères de surface et de sub-surface. Sur le terrain seul les dernières phases tectoniques fini-crétacées et tertiaires sont clairement identifiées (André G., et al, 2006):

- le fossé de la Marne ou fossé de Joinville d'orientation NNW-SSE est utilisé par la Marne dans sa partie sud puis constitue l'interfluve Saulx-Marne au niveau de la forêt de Trois Fontaines avec de nombreuses failles bordières. Il affecte les terrains crétacés et jurassiques
- le fossé de Gondrecourt-le-Château d'orientation NE-SW s'inscrit dans les formations tithoniennes, kimméridgiennes et oxfordiennes.

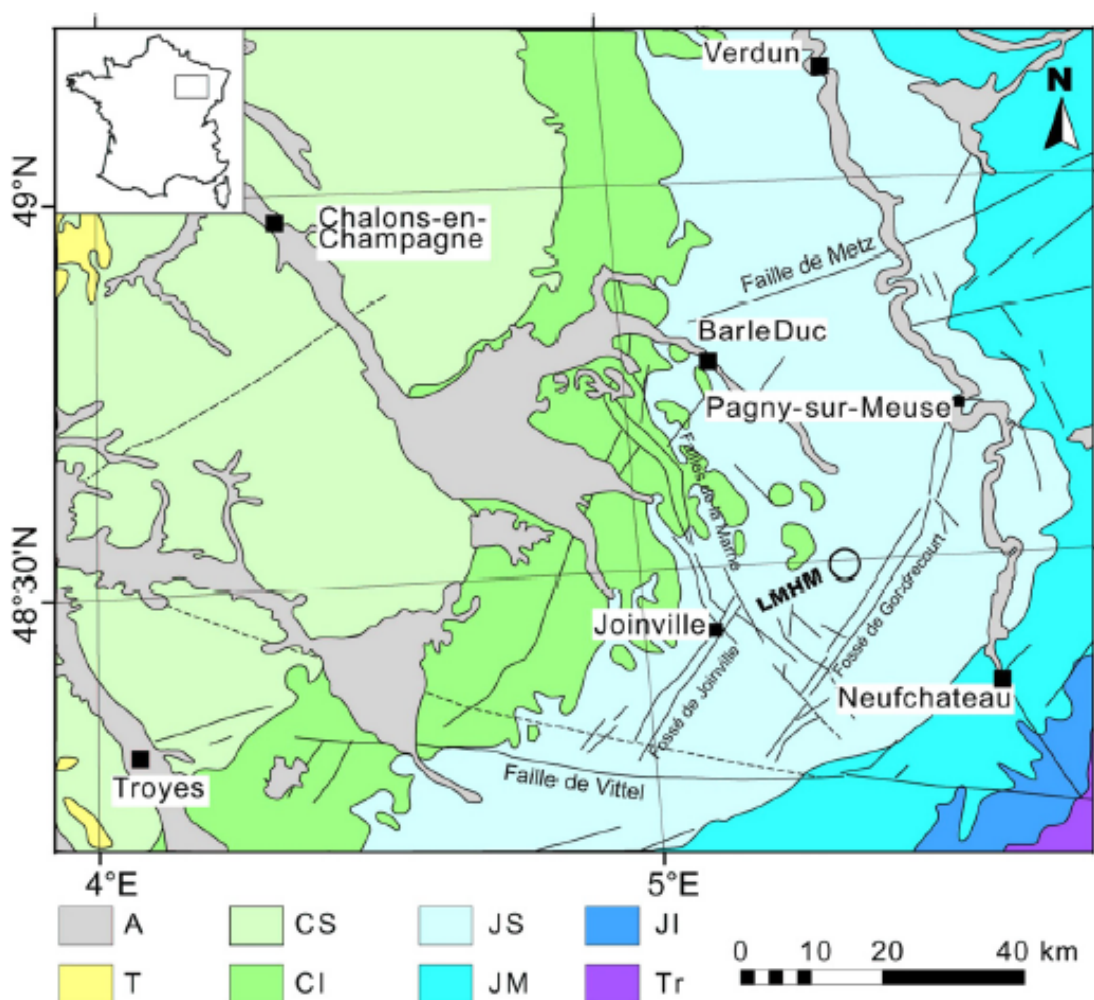


Figure 2.2.: Carte géologique simplifiée du Barrois, du Perthois et de la Champagne sèche. A : alluvions quaternaires, B : Tertiaire, CS : Crétacé supérieur, CI : Crétacé inférieur, JS : Jurassique supérieur, JM : Jurassique moyen, JI : Jurassique inférieur, Tr : Trias. (Sources : André G. et al, 2006)

Cette organisation bidirectionnelle et sub-orthogonale de la fracturation s'explique par l'histoire tectonique polyphasée de la région du Crétacé et du Tertiaire et détermine un **compartimentage structural**. Ce dernier a des conséquences importantes sur les aquifères et les écoulements. Elle détermine des « blocs » structuraux limités par des failles ou des ondulations et provoque des gradients altitudinaux dans les aquifères. Les murs aquicludes sont décalés de par et d'autre des compartiments ce qui provoque des gradients hydrauliques et des écoulements en zone saturée en faisant abstraction des bassins versants.

Les grandes structures ondulatoires affectent le tracé des cuestas jurassiques et les affleurements des couvertures sur les plateaux calcaires mais elles ne jouent pas un rôle fondamental à l'échelle locale.

C'est le cas du Crétacé inférieur, conservé en lambeaux dans le synclinal de Treveray alors qu'il est absent sur l'anticlinal de Bar-le-Duc.

Dans le synclinal du Luxembourg, la fracturation s'organise en faisceaux de faille séparant des horsts et des grabens qui ont conditionné la conservation de la couverture bathonienne sur les calcaires bajociens.

Les conséquences morphologiques de la fracturation tertiaire sont importantes car elle a généré des escarpements de faille (fossé de la Marne) et des buttes témoins conservés

dans les fossés (Gondrecourt-le-Château) alors que la fracturation héritée (avec rejeu tertiaire) est moins morphogène (faille de Vittel).

A l'ouest de la côte de Champagne, si les structures sédimentaires n'échappent pas aux jeux et rejeux de la tectonique profonde hercynienne avec une dominante « **armoricaine** », elles restent structurales avec un dispositif de trois plateformes structurales étagées.

Si les axes anticlinaux et synclinaux d'orientation NO - SE ou armoricains de la Picardie ne sont perceptibles qu'à l'est de la vallée de l'Oise.

A l'ouest de la vallée de l'Oise les influences des ondulations armoricaines sont bien enregistrées dans la structure avec une succession d'anticlinaux et de synclinaux d'orientation NW - SE (anticlinal du Bray, synclinal du Thérain, anticlinal de Méry-la-Bataille). L'anticlinal du Pays de Bray entre Picardie et Vexin permet au Jurassique d'affleurer au milieu des plateaux tertiaires mais on reste à l'ouest de Paris (région de Beauvais).

A l'est de la vallée de l'Oise, on recense peu d'ondulation et failles majeures. Seul l'anticlinal de Margny-les-Compiègnes dans l'axe de celui de Méry-la-Bataille affecte le Valois ; Certains auteurs voient des anticlinaux et failles associés à l'anticlinal du Pays de Bray jusque dans l'Aube, pour se raccorder à la faille de Vittel. Mais ces derniers mais s'infléchissent progressivement du SE vers l'est dans la région parisienne (Deffontaines B., 1990). A défaut d'une cartographie de la déformation des formations tertiaires, les isohypses du toit de la craie sont utilisés (Duprat M., 1997). Elles montrent de petites ondulations sous la forme de cuvettes (cuvettes de Juvigny) et de dômes anticlinaux (Tardenois, Orxois) et une fracturation d'orientation armoricaine NO-SE ou N125° non observée sur les cartes géologiques (faille calées sur vallée de l'ardre et Vesle inférieure). L'influence de la tectonique reste très locale et a conditionné la sédimentation éocène avec la conservation de rares lambeaux bartoniens dans le Tardenois. L'étude des linéaments permet également de mettre en évidence la fracturation oligocène d'orientation N160° marquée par des mouvements de distension (graben d'Artonges) mais les cartes géologiques ne figurent pas ces failles.

Le pendage général est moins important qu'en Lorraine (0.2% en Brie) et les répercussions morphologiques sont faibles. On est loin du compartimentage structural de Lorraine.

L'histoire tectonique relativement calme durant l'Eocène confère au centre du Bassin parisien une sédimentation alternée. Il faut attendre le Miocène pour une émergence et un basculement d'est en ouest et du NE au SO. Cette histoire ne se limite qu'à des basculements.

Les grandes failles et les ondulations du bassin de Paris enregistrent l'évolution polyphasée des contraintes tectoniques du bassin. La distribution bidirectionnelle et sub-orthogonale des fractures détermine un compartimentage structural ou un cloisonnement des structures sédimentaires et des aquifères. Elle affecte le tracé des cours d'eau et les modalités d'écoulement en zone vadose.

2.1.5. La fracturation et le réseau hydrographique

Pour de nombreux auteurs, vallon et vallée du modelé morphologique enregistrent fidèlement les directions des fracturations dans la craie (Colbeaux JP. et Sommé J., 1981, 1985).

La comparaison des distributions des orientations fissurales avec celle des traits géomorphologiques (vallées) montre une similitude frappante soulignée par Laurain M., 1980 sur la feuille de Reims. L'analyse morphologique spatialisée assistée des modèles numériques de terrain est devenue le principal outil de détermination d'anomalies qui après traitement sont interprétés comme indicateurs d'une signature tectonique (Bonnet T., Colbeaux JP, 1999, Richard J., 1996, Hauchard E., 2002). Le calage des réseaux hydrographiques sur la fracturation est récurrent. Les études géophysiques permettent également de mettre en évidence la fracturation accentuée. La sismique-réfraction montre une altération accrue de la craie au niveau des talwegs (Coulon M., 1986). Au droit du Champ captant de Couraux dans la vallée de la Vesle en amont immédiat de Reims, les cartes de résistivité montrent des amplitudes très importantes entre la craie saine en bordure des vallées (100 ohms/m) et la craie fissurée (moins de 10 ohms/m) au niveau des talwegs (Banton O., et al, 2008).

Les vallons et vallées sont donc réputés très fracturés ce qui explique l'augmentation de la transmissivité et de la productivité mesurée au niveau des talwegs dans le cadre de la recherche en ressources en eau potable. Les vallées de la craie sont généralement représentées sur des secteurs faillés (Rouxel-David E., Cordonnier G., 2002)

Afin de mieux appréhender l'impact de la fracturation sur l'organisation spatiale du réseau hydrographique, nous proposons de comparer les orientations des vallées drainées aux principales orientations tectoniques de l'est de la France. Pour cela nous utilisons une partie du réseau du bassin Seine-Normandie à savoir, ceux du bassin de la Marne en amont de Château-Thierry et du bassin de l'Aisne en amont de Soissons.

Comme il a été montré plus haut, l'impact de la lithologie sur la densité de drainage est patent. Par contre, il est moins évident pour la tectonique. Afin de mieux comprendre son impact en fonction de l'importance du cours d'eau, nous appliquons la méthode d'ordination de Horton au réseau hydrographique (Gobancé G., 2010). Chaque ordre a fait l'objet d'un diagramme de distribution des orientations (avec des gammes de valeurs de 20°) qui est comparé à celui des principales orientations tectoniques selon Duprat J. (1997).

Pour les ordres 1 à 3 soit 98% de l'effectif, les distributions font apparaître trois orientations préférentielles correspondant aux gammes N0-20°, N80-100° et N120-180°. Ces orientations sont corrélées pour la première à des failles normales, pour la seconde à des failles en relais et plis associés à un héritage de la phase hercynienne et permo-triasique avec un rejeu fini-crétacé et enfin pour la troisième à la direction armoricaine et des failles en compression ou transpression à jeu décrochant dextre au Thanétien (Duprat J., 1997). On peut remarquer que la direction varisque N65° qui structure pourtant les paysages en Lorraine est ici peu représentée dans le réseau hydrographique malgré la présence de failles en compression ou transpression ou décrochantes sénestre à l'Eocène. L'influence de la tectonique oligocène paraît également limitée car l'orientation N160° associée à des couloirs distensifs et grabens ne cale pas le tracé des cours d'eau.

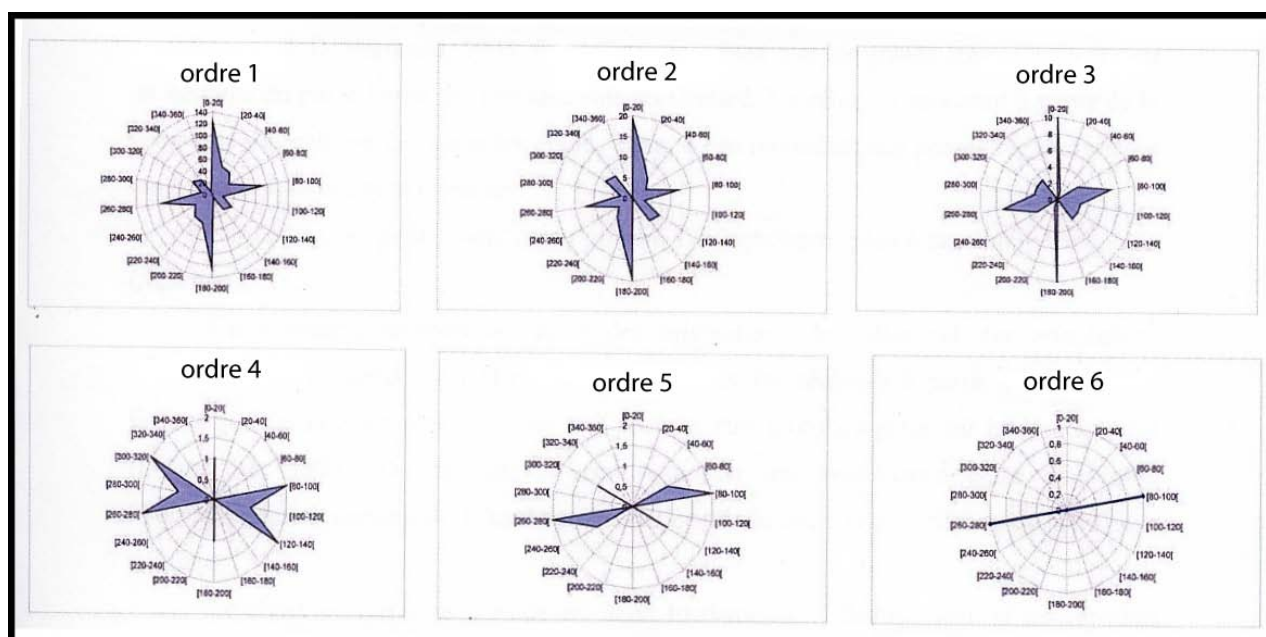


Figure 2.3.: Diagrammes d'orientation des cours d'eau du bassin supérieur de la Seine selon leur ordre (D'après Gobancé G., 2010).

Pour les ordres 4 à 6, la corrélation avec les orientations tectoniques est moins évidente. Les ordres 4 présentent nettement deux orientations majeures (N80-100° et N120-140°). Les ordres supérieurs correspondant aux tracés de l'Aisne et de la Marne à partir de la côte de Champagne répondent davantage à une logique cataclinale qu'à la fracturation. Comme le démontre Leroux J. (1999) les grands axes de drainage portent l'héritage des paléopaysages et notamment des stades régressifs des mers au Crétacé pour la partie supérieure du bassin et à l'Eocène pour la partie inférieure. L'installation du réseau hydrographique s'effectue corrélativement au retrait des mers sur des surfaces de régression inclinée du SSE au NNE au fini-crétacé (Harmand D., 2001). Cela se traduit par le recoupement des grandes structures tectoniques de Lorraine par le réseau hydrographique (bassin supérieure de la Seine, Moselle, Meurthe, Meuse).

Après le Crétacé, les mers intérieures de l'Eocène sont centrées sur le bassin de Paris et la région de Reims connaît une succession de littoraux nourris par une sédimentation terrigène d'origine fluviatile liée à des fleuves traversant la Champagne sèche. L'orientation du réseau hydrographique est globalement Est-Ouest et N130° (Gély JP., 1996) ce qui explique l'organisation spatiale des grands axes de drainage (ordre 4 à 6) dans la partie inférieure du bassin Seine.

Mais la fracturation conditionne également la perméabilité de fissures des plateaux calcaires en zone non saturée et l'infiltration rapide.

2.2. L'infiltration concentrée et rapide

Si l'impact de la fracturation en surface est faible sur l'infiltration karstique, elle joue un rôle fondamental en zone vadose car l'eau profite des moindres discontinuités (fissures, failles) pour circuler. Les écoulements s'effectuent sous la forme verticale (gouffres, puits et puisards) et horizontale (galeries).

2.2.1. Les formes verticales

Les écoulements se font préférentiellement dans des gouffres, puits et puisards calés sur fractures. Ce calage des formes d'infiltration rapide sur la fracturation est vérifié partout dans l'est de la France quelque soit la nature de l'encaissant. Il influe la **morphologie des gouffres** de section rectangulaire dans la craie de la Montagne de Reims (Gouffre du Creusin), ou plus souvent oblongue à longiforme dans les calcaires lutétiens (puisarts du Valois), les calcaires tithoniens du Barrois (gouffres de l'Avenir, de Vannerchel, du Pu Portu), les calcaires oxfordiens (puits d'entrée du réseau Hadès) , la dalle d'Étain bathonienne (gouffres du Bois de Marville), l'oolithe de Jaumont bajocienne (gouffre de la Fensch) et les dolomies du Muschelkalk de Lorraine.

La **topographie en plan et en coupe** des gouffres met en évidence le contrôle tectonique de l'infiltration rapide. Le calage est tel que des morphologies de **méandres-puits** s'organisent le long des fissures. Jaillet S. (2005), remarque une dichotomie morphologique entre les formes verticales bien développées (gouffres, puits) et les formes horizontales rarement pénétrables et mal connues. Il décrit une organisation particulièrement évocatrice du rôle de la fracturation sur le développement des gouffres : les **puits sous toit de fracture** ou en **escaliers sous faille**.

La fracturation oblique de type « normal » à décrochement oblique senestre détermine une succession de puits (**polypuits**) et de ressauts dont le plafond correspond à une discontinuité (gouffres du secteur du Cornuaut). Les ressauts ou paliers sont associées à des bancs structuraux du Tithonien comme le montre le schéma de développement des principaux gouffres de Savonnières-en-Perthois.

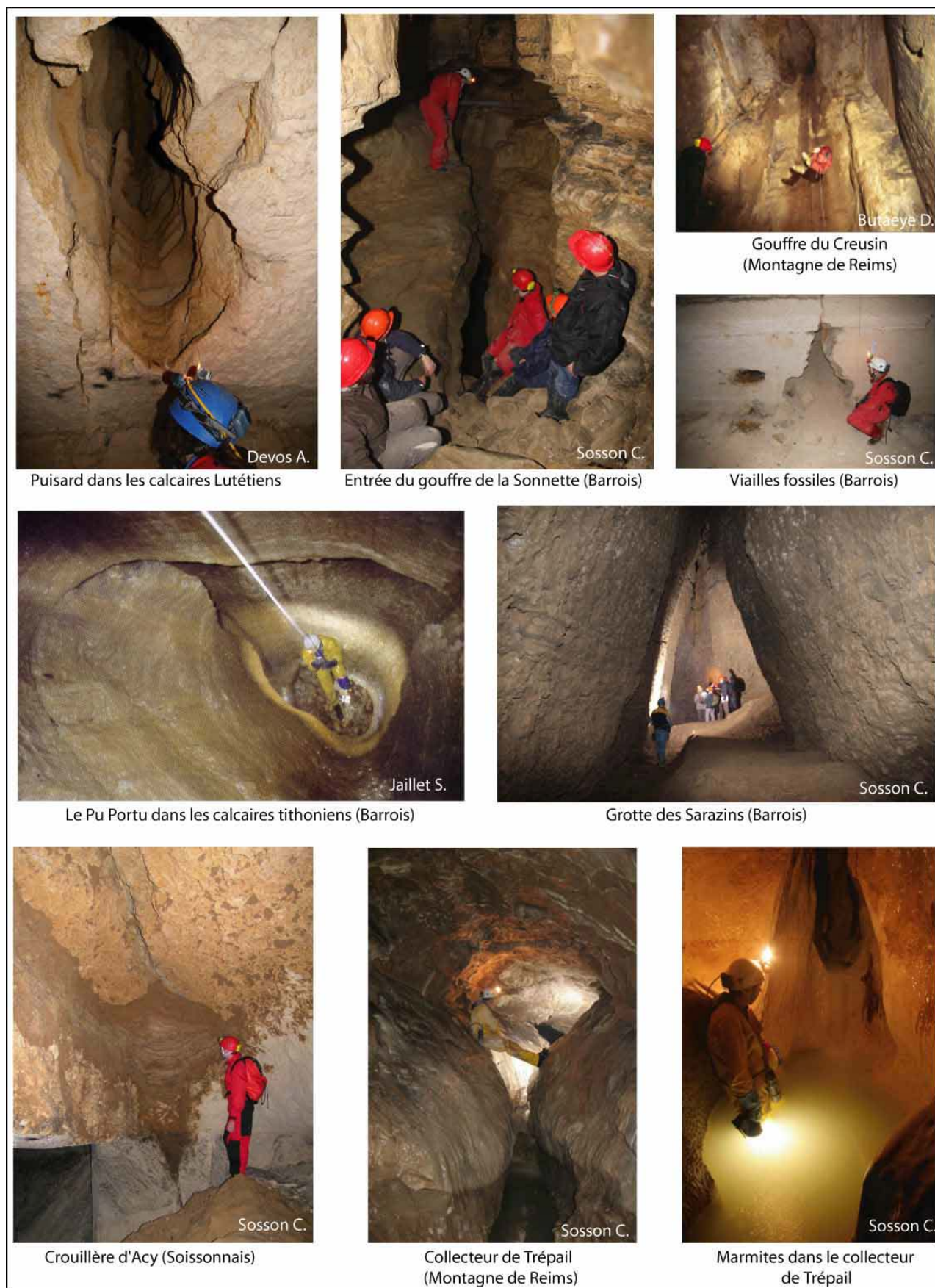


Figure 2.4. : Quelques exemples de morphologies endokarstiques dans la zone vadose.

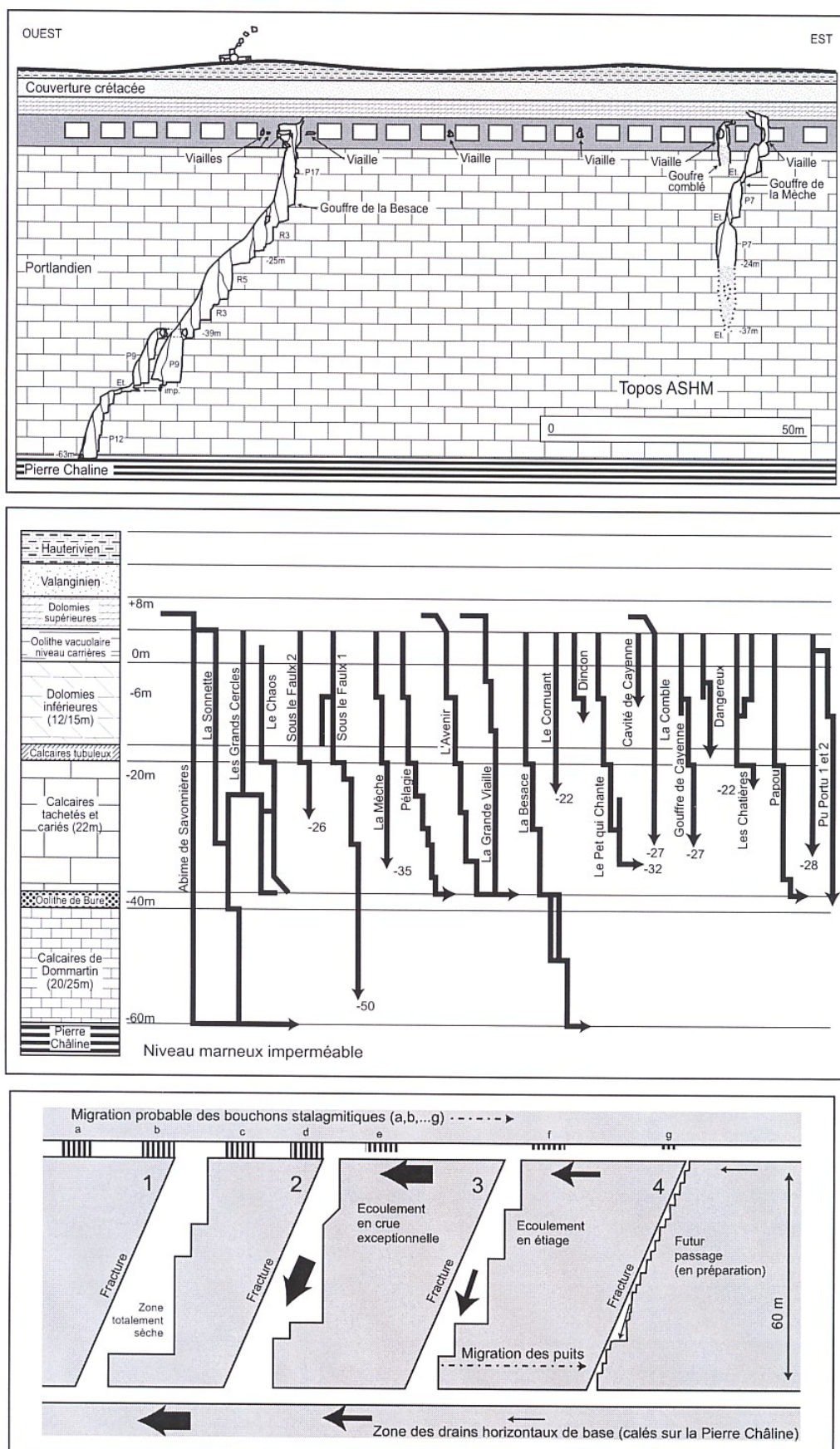


Figure 2.5. : Morphologies des gouffres du Barrois (Sources : Jaillet S., 2000).

Les dolomies supérieures, les calcaires tubuleux et l'oolithe de Bure arment ces ressauts mais n'arrêtent pas l'infiltration verticale et rapide qui semble obéir à une logique de transit vers la zone noyée. Cependant ces ressauts calent des écoulements horizontaux dans des galeries étroites et méandriformes.

Le contrôle tectonique de l'infiltration rapide se voit également par la permanence des **gouffres aveugles** ou **dome-pit** alors que la surface est dénuée de phénomènes karstiques d'infiltration concentrée. C'est le principe des karsts couverts.

La dissolution et le travail mécanique des eaux peuvent s'exprimer davantage sur une fissure qui concentre les écoulements issus de la couverture et de la zone épikarstique. Le **ruissellement** sur la surface des épontes des fissures engendre des **lapiés de parois** caractéristiques. Les dynamiques d'**aspersion** entretiennent la dissolution des calcaires, surtout en phase de crue à la base des puits. Les arrivées d'eau issues des formes de drainage horizontal au niveau des bancs structuraux et la drainance de l'épikarst et de la couverture alimentent les puits de manière continue.

Les gradients hydrauliques importants entretiennent également une forte énergie mécanique à la karstification. Si les gouffres percent généralement d'une profondeur de 40 m voire 60 m les calcaires tithoniens, c'est par ce que le gradient hydraulique le permet. Or, ce dernier est conditionné par le degré d'incision des vallées.

Les gouffres aveugles sont donc l'expression des karsts couverts et du contrôle de la fracturation sur les infiltrations rapides. Mais ils ne sont observables qu'en carrières souterraines lorsque les travaux des carriers recoupent ces formes. C'est pourquoi, on les connaît qu'à Savonnières-en-Perthois (Jaillet S. et *al.* 2002) ou dans les creutes du Soissonnais et du Valois.

Dans le Lutétien, les puits aveugles sont décrits en carrières souterraine et désignés sous l'appellation de « **puisard** ».

Au XIX^e siècle, dans la région parisienne G. Cuvier, Brongniart et Leblanc observent des puits naturels. Héricart de Thury (1815) décrit les formes observées dans les carrières souterraines de Paris et les catacombes. Il y voit des tubes ou trous verticaux, des puisards, puits ou gouffres qu'il associe au « tourbillonnement, ou au « tournoiement » des eaux. Les formes sont généralement accompagnées d'un remplissage ou « brouillage » représenté par une matière étrangère (sables, graviers et terres rouges). Elles sont présentes au voisinage des « feuilères » ou fissures.

Robin A. (1920) décrit des poches et des puits recoupés dans les carrières à ciel ouvert d'Ivry. Ils sont calés sur des fissures et présentent des ramifications ou « fistules » au niveau des joints. Il y voit non seulement le résultat d'une action mécanique mais également les traces d'une dissolution ou de corrosion.

Blondeau A. (1965) fait de nombreuses observations dans des carrières de l'Aisne, de l'Oise, de la Seine-et-Oise. Il ne décrit pas véritablement des formes mais le type de remplissage des fissures rencontrées en carrières souterraines. Des analyses minéralogiques et pétrographiques du remplissage témoignent d'un soutirage des Marnes et Caillasses sous-jacentes et des limons de plateau. Localement, il observe des concrétions calcitiques dans les fissures et à l'image d'autres géologues, les considère comme karstiques (Blary JF. et *al.* 2004).

C'est surtout sous l'impulsion des spéléologues que la compréhension du karst du Lutétien s'opère. Des observations sont faites dans le massif de Saint-Gobain et dans le Noyonnais.

En effet, Mouriaux P. (1998) propose une typologie des formes recoupées en carrières souterraines en fonction de leurs formes et de leur remplissage. Il distingue les formes verticales (« puits de terre, puisard, orgues ») des formes horizontales (« crouillères » ou galeries et « fillières » ou fissures). Il prend conscience de la complexité des phénomènes puisqu'il distingue les formes actives, fossiles, du soutirage et de la dissolution.

Enfin, de nombreux tubes verticaux sont observés en carrière souterraine dans le Noyonnais, (Lidonne F., 2005a,b) et dans le Laonnois (Mauvais L., 2004).

L'approche souterraine dans plus de 50 carrières nous a permis d'observer ces puisards notamment dans le Valois mais ils restent rares.

Les plus beaux exemples sont rencontrés dans les carrières de Bonneuil-en-Valois mais restent de faible facture comparés aux puits du Barrois. Ce sont bien des gouffres aveugles de section oblongue calés sur des fissures portant la trace d'écoulements sur leurs parois (lapiés). Leur dimension reste modeste et sont rarement pénétrables (moins de 1.5 m de diamètre en moyenne et moins de 10 m de développement). Ils sont limités au sommet et à leur base par des ressauts qui calent des micro-galeries à anastomoses sans écoulement et partiellement comblées par des altérites.

Ils semblent correspondre à d'anciens tuyaux d'orgues évidés de leurs altérites par des écoulements vadoses. De rares spéléothèmes (dents de requins) jalonnent les parois des puisards qui restent inactifs sans écoulements concentrés. Ils témoignent d'une infiltration des eaux en régime libre ou vadoses. Les topographies faites en carrières souterraines militent en faveur d'écoulements le long des fissures en méandres vers les vallées mais les observations restent ponctuelles et isolées. Les parois de certains puisards sont marquées par une structure en éponges caractéristiques d'une dissolution en milieu noyé ce qui témoigne d'une évolution complexe et paragenétique de ces formes d'infiltration.

Mais ceux sont les « **tuyaux d'orgues** » qui retiennent l'attention des auteurs et des carriers. On les retrouve sur fissure ou hors fracturation apparente. Leur coupe longitudinale présente une structure conique ouverte au sommet se rétrécissant à la base alors que leur section transversale est parfaitement arrondie ou cylindrique, comprise entre 20 cm et 2 m. Leur développement a pu être observés en carrières souterraines sur 7 à 9 m dans le Noyonnais, le Valois et le Soissonais mais reste difficile à appréhender compte tenu de leur section et du remplissage.

Ils sont isolés ou coalescents. Leur densité est très variable selon les carrières souterraines. Dans la carrière de Chauffour à Thiescourt dans l'Oise, on en dénombre plus de 50 pour une surface d'un hectare. Dans celle de la Porte Rohard dans la commune des Prémontrés, ils sont plus de 100 pour une surface bien inférieure (0.16 ha). Ils semblent associés à un encaissant très poreux et homogène verticalement car on ne les retrouve pas à l'est du secteur d'étude où la détente mécanique et les variations verticales et latérale de faciès règnent.

Les tuyaux d'orgue sont généralement comblés d'une formation brune, argileuse qui explique leur dénomination de « puits de terre ». Elle est semblable à celle retrouvée dans les puisards, les joints et les fissures et est assimilée à une altérite de fantômisation (Quinif Y., 1999, Rodet J., 1996) comme il sera démontré plus bas. Une fois évidées de leur formation, les tuyaux d'orgues nous livrent leurs parois. Ils semblent traverser plusieurs bancs sans être affectés par les variations verticales lithologiques. Leur section peut varier de quelques millimètres au niveau des joints mais reste parfaitement circulaire sans trace d'écoulement vertical (absence de lapiés de parois et de concrétions).

Leur genèse est discutée selon les auteurs. Mais les observations en carrières souterraines témoignent d'écoulements verticaux lents dans les Calcaires grossiers, mais préférentiels qui apparaissent au plafond des galeries sous la forme de spéléothèmes particuliers, les fistuleuses ou macaronis. Ce sont des stalactites tubulaires monocristallines de dimension modeste (diamètre extérieur compris entre 5 et 10 mm) (Chopy J., 1985) liées à une alimentation à très faible débit dans des milieux particulièrement poreux (Salomon J.N., 2000). Ces dernières ne s'alignent pas sur les fissures mais se concentrent sous la forme de groupements circulaires de 10 à 50 cm de diamètre. Leur organisation spatiale témoigne

donc d'infiltrations lentes préférentielles dans l'encaissant calcaire, vraisemblablement plus poreux. A ce jour, ces différentiels de porosité ne sont pas expliqués mais peuvent être rattachés à d'anciens terriers diagénétiques. Il est tentant de rapprocher ces phénomènes aux tuyaux d'orgues qui seraient le résultats d'une altération localisée tubiforme déjà observée dans les craies du Crétacé de Basse Meuse en carrière souterraine à grande profondeur et même 20 m sous le niveau de la Meuse (Willems L. et *al.*, sd). Ils sont assimilés à des racines d'altération *in situ* isovolumique (Quinif Y., 1999, Rodet J., 1996) en régime noyé (phase 1) qui peuvent de développer indépendamment de toute fracturation. L'enfoncement des niveaux de base (phase 2) entraîne le dénoyage du système. L'altérite n'étant plus maintenue par la pression, se tasse (phase 3) avant d'être recoupée par les travaux souterrains.

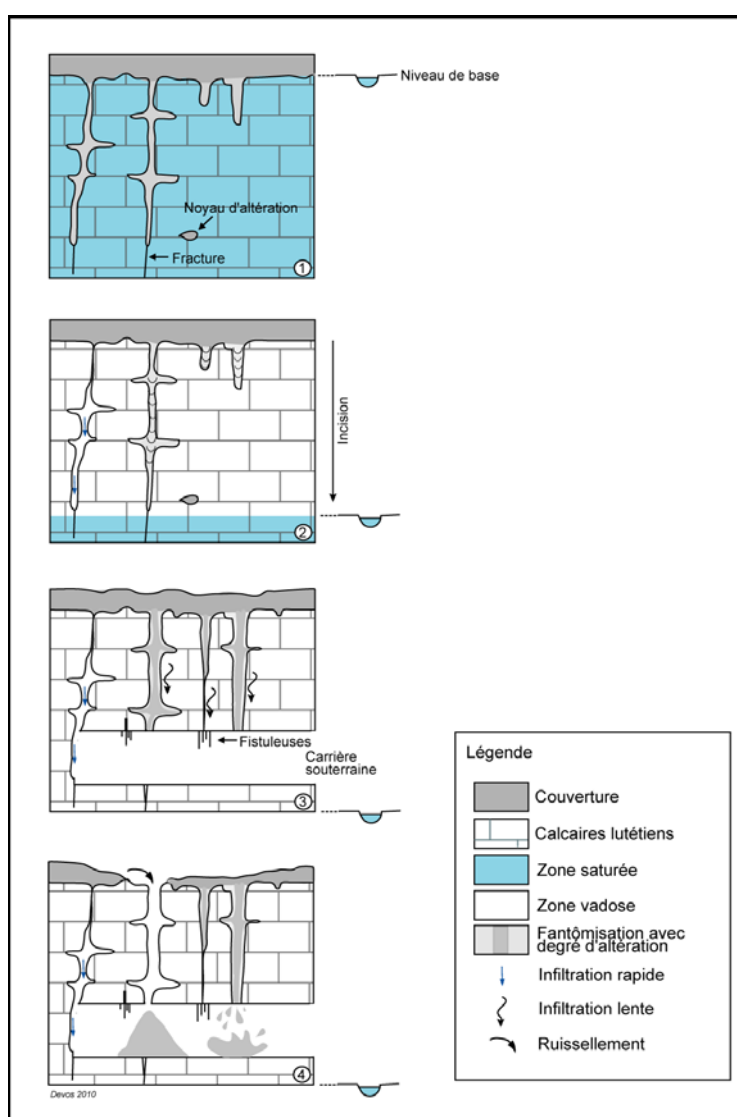


Figure 2.6. : Hypothèse morphogénétique des tuyaux d'orgues du Lutétien moyen.

En recoupant des tuyaux d'orgues au plafond, un risque de vidange brutale de l'altérite argileuse est accentué. On observe sur le front de taille et sur les parois des galeries des projections terreuses à une dizaine de mètre des tuyaux d'orgue et un cône d'argile brune caractéristique à l'aplomb du phénomène karstique. Les carriers évoquent une détonation accompagnant cette vidange brutale qui s'effectue, selon eux, après une forte averse ce qui témoigne de la rapidité du processus de soutirage (phase 4). En surface, un entonnoir apparaît au niveau du tuyau d'orgue. Après la vidange, le tuyau concentre le soutirage de la

couverture des sables bartonien ou des Marnes et Caillases. Des cônes argilo-sableux de dimension importante bouchent les galeries d'exploitation jusqu'au ciel de la carrière.

Pour limiter ce risque, des étais voire des portiques soutiennent des plaques métalliques au ciel des galeries obstruant les vides recoupés.

Il est tentant de proposer ce schéma morphogénétique aux puisards qui s'installeraient dès la phase 2 en zone vadose. A partir de racines d'altération, des infiltrations concentrées et rapides évacuent l'altérite pour former un puisard. A ce titre, la fantômisiation est le processus primaire de la karstification (Bruxelles L., Quinif Y., 2009) est génère un primo-karst (Rodet J., 1999) pouvant se développer en zone noyée. L'incision des vallées entraîne la baisse des niveaux de base et de la surface piézométrique des nappes. La zone vadose grandit corrélativement au gradient hydraulique ce qui permet la verticalisation des écoulements rapides et concentrés à surface libre qui débourent le primo-karst.

Cette verticalisation des écoulements en zone vadose s'accompagne de formes horizontales plus discrètes.

2.2.2. Les formes d'écoulement horizontal en zone vadose

Les formes d'écoulement horizontales en zone non saturée sont uniquement recoupées en carrière souterraine et dans les gouffres. Elles profitent systématiquement des moindres discontinuités de l'encaissant (joints et fractures). Quelque soit l'âge et la nature des calcaires, une permanence de formes apparaît.

- **Les « viailles »**

Les « viailles » sont une appellation locale décrites par Jaillet S. (Jaillet, Jaillet et al, 2002). Ce sont des pseudo-galeries horizontales calées sur des fractures obliques de quelques centimètres de section à un à deux mètres et uniquement observées dans le Barrois à Savonnières-en-perthois en carrière souterraine. Elles sont toutes situées dans l'Oolithe vacuolaire du Tithonien. On dissocie des « viailles » fossiles des « viailles » actives.

Les « **viailles fossiles** » sont soit comblées d'argiles brunes, soit totalement vides ce qui permet de caractériser leurs parois lisses. Elles élargissent les joints de stratification et présentent de nombreuses anastomoses avec une morphologie de conduits noyés sans aucun spéléothèmes.

Perchées de 75 m par rapport au niveau de base actuel, elles sont la manifestation d'écoulements horizontaux, de type « phréatique » en régime noyé. La nature de leur « remplissage » évoque des altérites de fantômisiation ou d'altération *in situ* et isovolumique.

Les « **viailles actives** » sont toutes calées sur la fracturation et sont suffisamment élargies (un à deux mètres de large) pour être pénétrables et topographiées. Elles sont trépanées par des gouffres qui avalent l'intégralité de leurs écoulements.

Des datations réalisées sur remplissages de viailles (réseau de l'Avenir) montrent qu'elles sont antérieures au stade isotopique 5^e soit 120 000-150 000 BP (Jaillet S., 2000). Les « viailles » seraient donc des marqueurs spéléologiques d'un ancien niveau de base (à +75 m d'altitude relative). Leur morphologie et leurs remplissages témoignent d'une fantômisiation qui a généré des conduits, vidés de leurs altérites et exploités par les écoulements lents en régime noyé. Elles sont donc antérieures aux gouffres qui les trépanent.

• Les « crouillères » des calcaires lutétiens

Les « crouillères » présentent les mêmes caractéristiques que les « viailles fossiles », mais dans les calcaires lutétiens. Observées depuis le XIX^e siècle dans les carrières souterraines de Paris (Héricart de Thury, 1815), elles sont décrites par les spéléologues dans les creutes du Noyonnais, du Laonnois et du Soissonnais (Mouriaux P., 1998) ainsi que dans un puits artificiel Bousonne-Coyolles.

Ce sont des galeries elliptiques, de type conduite forcée, mais de taille modeste (moins de deux mètres) généralement calées sur des joints de stratification et des diaclases ce qui conditionne leur morphologie. Elles ont colmatées par un remplissage varié (argiles, sables).

Nous en avons observés dans le Valois et le Soissonnais notamment dans les carrières souterraines d'Acy, de Ciry-Salsogne et de Vailly.

Leurs remplissages se caractérisent par des rythmites non carbonatées, sableuse (quartz) et argilo-sableuses clairs et sombres, localement riches en matières organiques. Elles sont remarquablement litées et la structure sédimentaire est horizontale.

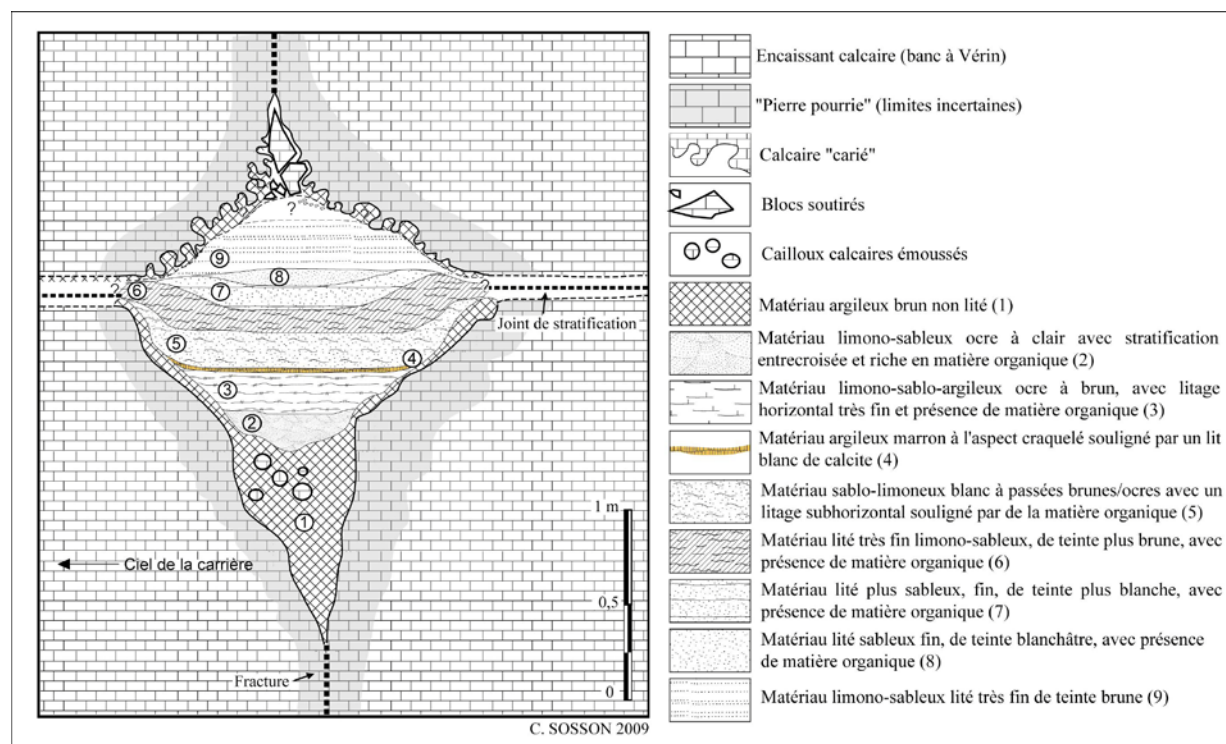


Figure 2.7.: Remplissage d'Acy-le-Haut (sources : Devos A., Sosson C., sous presse)

Le remplissage d'Acy-le-Haut est représentatif (Figure 2.6.). Il s'inscrit dans une galerie en « as de pique » à la jonction d'une fissure et d'un joint. La voûte de la galerie est marquée par une structure en éponge affectant l'encaissant (calcaires cariés) et de nombreuses cupules. L'ensemble porte les traces d'une fantômisiation avec une frange d'altération de calcaires pourris en périphérie et une altérite brune résiduelle sous le remplissage. Des blocs calcaires émoussés (fantômes) flottent dans l'insoluble. Le remplissage présente plusieurs unités successives du bas vers le haut.

La base présente des structures entrecroisées et des rides asymétriques de sables fins témoignant d'écoulements lents. L'unité sus-jacente est composée de sables très fins (silts) remarquablement horizontaux surmontés d'un niveau argileux craquelé et calcité qui rappelle des fentes de dessiccation et une exondation temporaire du milieu. Les trois autres unités sont constituées de matériaux limono-argileux lités et différenciés par leur couleur. Le sommet est très légèrement creusé par un chenal fossilisé par les unités 8 et 9 qui constituent la partie supérieure du remplissage.

La morphoscopie des sables du remplissage réalisée au binoculaire et au microscope à balayage électronique (MEB) témoigne de transports sur de courtes distances et d'une remise en charge hydrologique de grains de sable ayant connu une déflation éolienne (piquetage caractéristique). La comparaison avec les sables du Bartonien en surface prélevé dans la carrière du Cochelet est significative puisqu'on retrouve les mêmes caractéristiques (Fig. 2.8.).

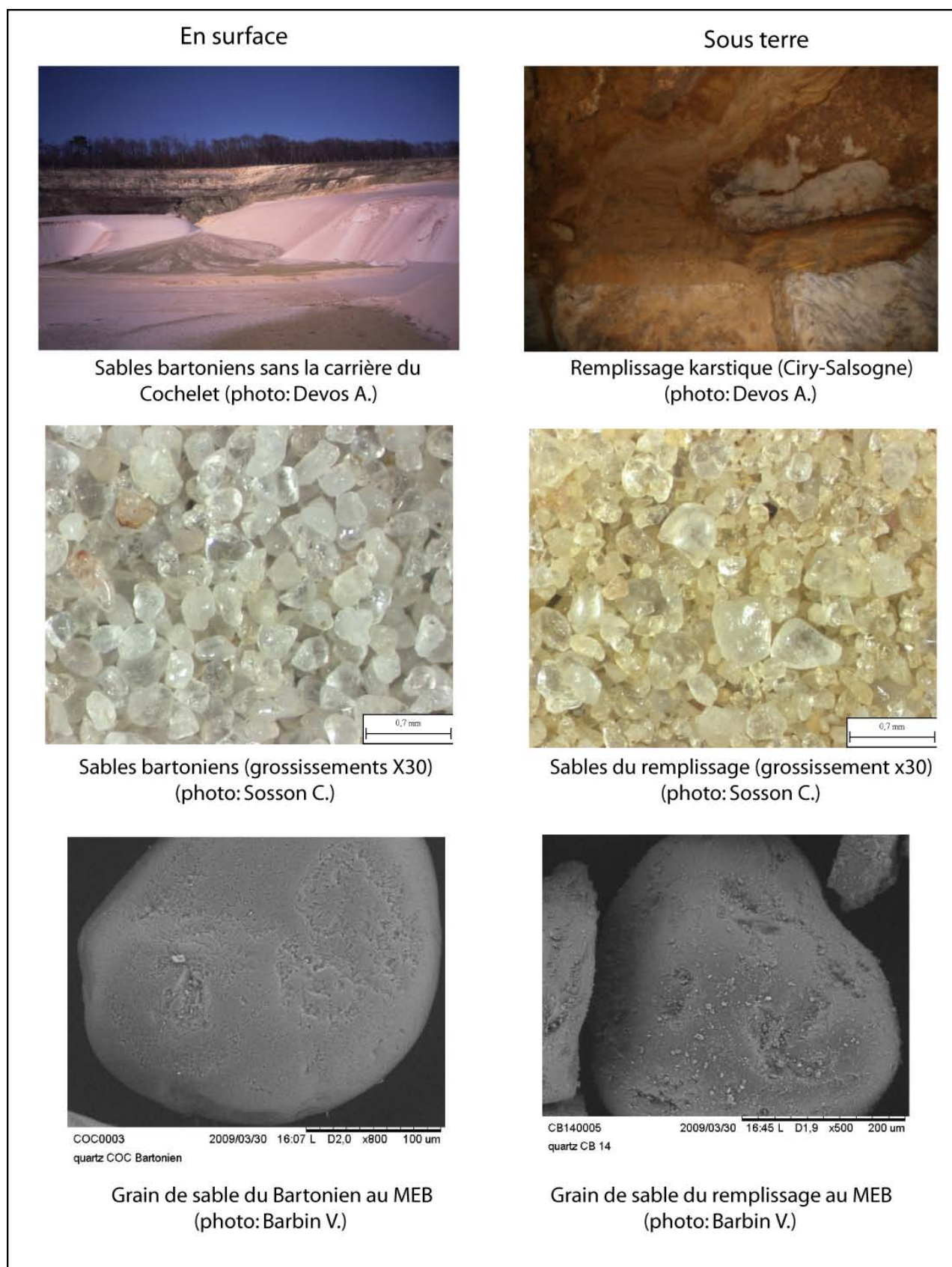


Figure 2.8. : Comparaison des sables du remplissage d'Acy avec ceux du Bartonien échantillonnés dans la carrière du Cochelet.

Les observations de terrain et de laboratoire confirment donc un démantèlement des sables bartoniens de la surface qui connaissent la déflation éolienne comme l'avais remarqué Lamouroux et *al.* (1990). Ces sables sont transportés par les eaux qui s'infiltrèrent dans les fissures des calcaires lutétiens et déposés en galeries souterraines préalablement formées par fantômisations. Cependant, en l'absence de surcreusement et de chenalisation marquée, les écoulements semblent lents caractéristiques de régime noyé à épinoyé.

On retrouve ces remplissages sableux à l'aplomb du recouvrement bartonien mais également plusieurs kilomètres plus à l'est, sans couverture. Cela témoignerait d'un recul de couverture sur les plateaux calcaires déjà observé dans le Barrois (Jaillet S. et *al.*, 2002).

Les « crouillères » correspondent donc vraisemblablement à des formes fossiles d'écoulement en régime noyé aujourd'hui perchés au dessus des niveaux de base actuelle (+ 90 m d'altitude relative). Cependant, à la différence des « viailles » elles sont situées en bordure des vallées. Leur remplissage n'est pas exclusivement associé aux « crouillères » car on le retrouve dans les fissures de détente mécanique liées à l'incision des vallées (cf partie 2.3).

- **Les galeries fossiles dans les calcaires oxfordiens**

On rencontre des galeries en zone vadose dans les calcaires oxfordiens et bathonobajociens. Mais celles-ci sont fossiles et peu nombreuses par rapport aux calcaires tithoniens et Lutétiens largement exploités en carrières souterraines.

Paradoxalement, c'est dans l'Oxfordien, considéré comme le parent pauvre de la karstologie lorraine, que le meilleur exemple de réseau karstique en zone non saturée est décrit. C'est **Le réseau Hadès** avec ses 1380 m de développement. Il est décrit par Jacquemin D. (1994), Devos A. (1996), Jaillet S. (2000) et dans le cadre des travaux Andra (Marre et *al.*, 2009). Il s'inscrit sur les plateaux du Haut-Pays dans les calcaires oxfordiens.

Ses principales caractéristiques sont les suivantes :

- un calage du réseau sur deux directions tectoniques (N40° et N340°) ce qui explique l'organisation spatiale en baïonnette
- des profils transversaux de galeries à évolution syngénétique et paragénétique
- de nombreuses trépanations de gouffres liés au karst de contact lithostratigraphique au contact ex-Séquanien-Oxfordien moyen
- une décompression généralisée
- un réseau à 380 m mais perché au dessus des niveaux de base actuels (+50 m d'altitude relative)

Les morphologies en trou de serrure permettent de proposer 4 phases génétiques : une phase en régime noyée (syngénétique) déterminant une conduite forcée puis un surcreusement en régime vadose (paragénétique) créant une galerie en trou de serrure avant une phase de verticalisation ou de trépanation par des gouffres actifs qui trouent le plancher du collecteur et permet le dépôts de spéléothèmes. La dernière phase correspond à une réponse du réseau (devenu inactif) à la décompression et détente mécanique qui provoque l'effondrement

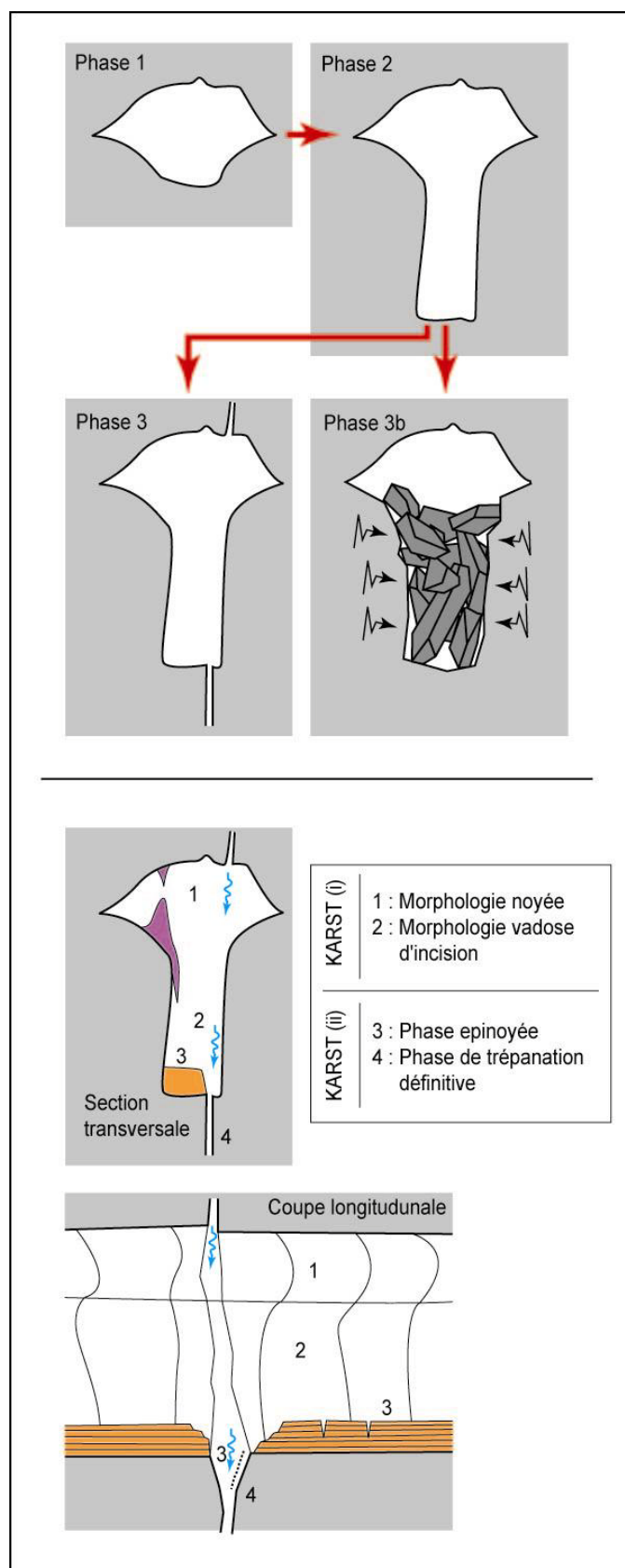


Figure 2.9: Phases morphogénétiques du réseau Hadès (Marre et *al*, 2009).

Une série de datations U / Th a été réalisée suite à une campagne de prélèvement sur spéléothèmes (Carbon, 1999 ; Jaillet et Hibschi, 1999, E. Pons-Branchu, 2001).

Elles montrent que l'installation du réseau (phase 1) remonte à plus de 50 000 BP. La datation la plus ancienne ayant été réalisée sur un spéléothème (plancher stalagmitique), cette phase génétique de creusement syngénétique significative d'une surface piézométrique très élevée est donc à rapporter à une date bien plus ancienne.

On retrouve donc cette permanence de formes de conduits horizontaux creusés en régime noyé et perchés par rapports aux murs aquifères et aux niveaux de base actuels, déjà observé dans les calcaires tithoniens (« Vialles ») et lutétiens (« crouillères »).

Mais les **calcaires bajociens** n'échappent pas à la règle avec d'autres exemples de réseaux.

• Les galeries fossiles dans les calcaires bajociens

Le Trou du GR5 découvert par le spéléo club de Metz (Blouet V. et Jacquemot D. , 1986) mis à jour par une carrière aérienne dans l'Oolithe de Vionville dans bassin versant de la Gorzie ou rau de Gorze (Val de Metz) sur revers de la côte de Moselle et dominant la vallée de la Moselle de 170 m présente un profil en trou de serrure avec chenal de voûte et un remplissage de galets alluviaux de la Moselle (qui pourrait correspondre au niveau alluvial le plus élevé du secteur, observé à Bayonville (345 m).

Le remplissage est constitué à sa base de galets de quartz et de quartzite à granoclassement positif surmontés de lentilles de sables calcaires et siliceux. Les niveaux supérieurs sont riches en lentilles de sables et de galets de quartz et de quartzite recouverts d'un niveau argileux brun rouge.

Dans le même secteur, le **Trou du Renard picoleur** inscrit dans les calcaires de Jaumont présente aussi un profil en trou de serrure avec un chenal de voûte. Mais son remplissage n'a pas été décrit. D'autres exemples de réseaux fossiles (affluents du Parfond Val) témoignent d'écoulements horizontaux dans les calcaires bajociens qui ont soutirés les alluvions anciennes de la Moselle.

Mais les plus exemples de réseaux dans ces calcaires et étudiés dans le cadre de travaux universitaires sont les grottes de Pierre-la-Treiche (Losson B., 1995, 1996, Losson B. et Quinif Y., 2001, Losson B., 2004, Losson B. et al, 2006).

Les **grottes de Pierre-la-Treiche**, correspondent à plusieurs systèmes de galeries (plus de 13) cumulant un développement total de 6240 m topographiés. Elles se situent dans la Haye méridionale pour la plupart en rive droite de la Moselle et perpendiculairement au cours d'eau. Leur développement est subhorizontal avec une dénivellation maximale de 36 m. Elles s'inscrivent dans les calcaires du Bajocien moyen (Calcaires à polypiers) entre 207 m et 299 m d'altitudes soit entre 8 et 28 m d'altitude relative par rapport au cours d'eau (Losson B., in Audra Ph. s.d., 2010). Ces grottes se sont formées avant la capture de la Haute Moselle et fonctionnaient en pertes sous alluviales avec des écoulements attestés de direction sud-nord se dirigeant vers l'actuelle Meurthe. La nature des remplissages est donc liée à celle de la terrasse alluviale sus-jacente et riche en galets vosgiens. Des recherches poussées sur ces matériaux ont été entreprises (textures et structures sédimentaires, vestiges paléontologiques, playnologie) ainsi que des datations par la méthode U/Th accompagnées d'analyses paléomagnétiques. Les résultats montrent que les alluvions endokarstiques ont été déposés entre 780 000 et 300 000 BP et que la capture de la Moselle s'est effectuée autour de 300 000 BP (Losson B., Quinif Y., 2001, Losson B., 2004).

Les réseaux de Pierre-la-Treiche restent essentiellement comblés de matériaux de remplissages alluviaux et sont fossiles. Ils témoignent une fois de plus de paléo-écoulements en régime noyé à l'image des autres exemples de galeries en zone vadose actuelle.

La zone non saturée est donc marquée par une verticalisation de ses écoulements actifs sous la formes de gouffres, puits et puisarts généralement calés sur la fracturation et utilisant les moindres discontinuités de l'encaissant calcaire. Elle est également caractérisée par des témoignages d'écoulements lents en régime noyé sous la forme de paléo-conduits (« viailles fossiles », « crouillères », galeries syngénétiques) souvent calés sur des joints de stratification. Ces caractéristiques sont déduites des morphologies et de la structure des réseaux endokarstiques corrélés aux formations alluviales des cours d'eau.

La zone vadose est donc marquée par deux types de karst diachrones qui marquent des phases successifs dans la morphogenèse de la région.

La **première phase** correspond à des systèmes noyés (aujourd'hui perchés) qu'on peut associer à des niveaux de base anciens. La fantômisiation s'opère, assurant une altération de l'encaissant calcaire à partir des discontinuités verticales et horizontales. En l'absence de gradient hydraulique, l'énergie potentielle est trop faible pour exporter les altérites. C'est la phase du primo-karst générant des formes pseudo-karstiques comme les « viailles fossiles ». Par la suite, toujours en zone saturée, la naissance d'un gradient hydraulique génère des écoulements horizontaux en régime noyé sous la forme d'anastomoses sur joints et de conduites ovoïdes comme les « crouillères ». La karstification est syngénétique avec une dissolution uniforme dans des galeries. Les écoulements sont lents mais suffisamment importants pour exporter les altérites et décanter leur charge solide.

Dans ce cas, les formations endokarstiques sont des marqueurs de l'incision des vallées. Ce type d'écoulement est également courant dans le cas d'aquifères captifs, ce qui nous permet d'affirmer que l'étude de ces formes et des formations associées peut apporter des informations sur la géométrie des couvertures imperméables sur les plateaux calcaires.

La **seconde phase** se caractérise par une verticalisation des écoulements qui se traduit par la trépanation des réseaux issus de la phase précédente sous la forme de gouffres, de puits et de puisards. Ces derniers sont en relation avec un karst couvert et un front de karstification en surface ce qui permet de rattacher la phase 2 à un recul des couvertures.

Mais cette baisse des niveaux de base ne s'explique pas uniquement par l'incision des vallées mais peut correspondre à une nouvelle organisation des écoulements souterrains vers des exutoires situés plus bas en altitude.

L'étude de réseaux actifs situés en zone vadose dans la craie de la Montagne de Reims nous permet de mieux comprendre les dynamiques d'infiltration en zone non saturée.

- **Les réseaux actifs de la craie en Montagne de Reims**

Le versant nord et oriental de la Montagne de Reims présente de nombreux réseaux endokarstiques dans la craie du Crétacé supérieur (Rodet J., 1991) perchés d'une cinquantaine de mètres au dessus de la zone saturée.

Les réseaux de la Fontaine de Verzy et de Trépail sont les plus représentatifs et présentent un développement topographié respectif de 540 et 840 m.

La rivière souterraine de Trépail s'inscrit dans la craie du Crétacé sous les formations de l'Eocène. Elle alimente la source du rau de Trépail (captée pour l'AEP du village) et a fait l'objet de travaux de recherches dans le cadre du contrat d'objectif AQUAL (Devos A. et al, 2007, Lejeune O., et al, 2007).

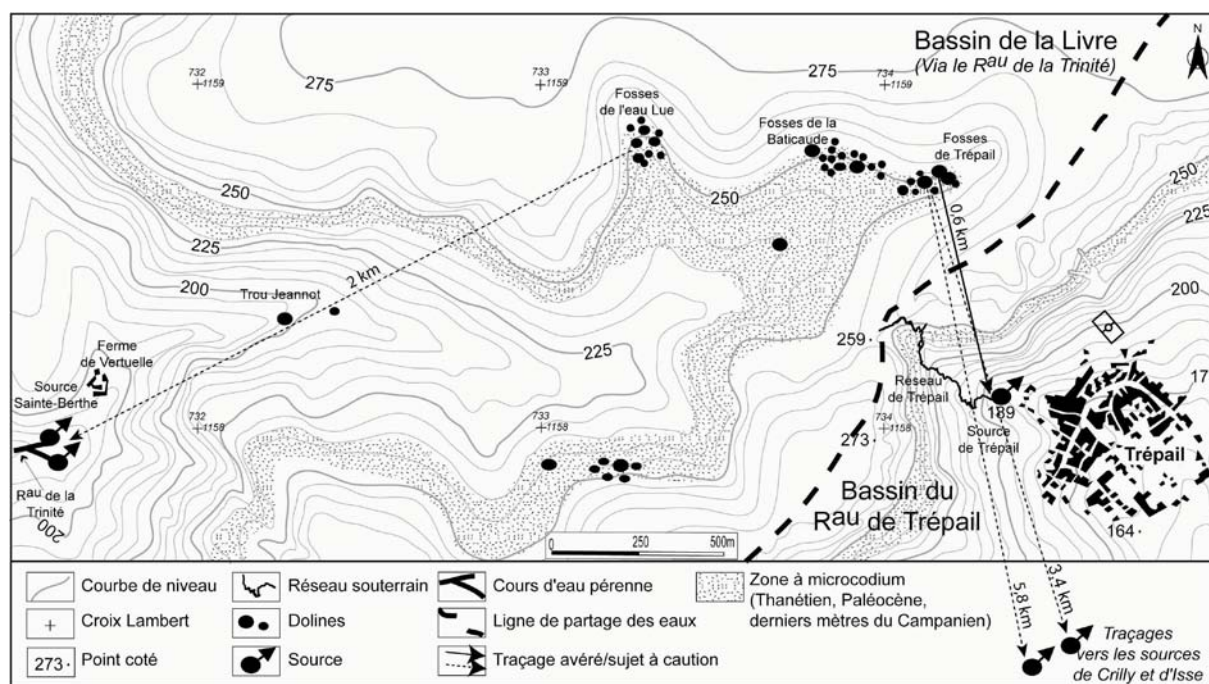


Figure : 2.10. : Le bassin d'alimentation de la rivière souterraine de Trépail.

Sa partie supérieure est alimentée par le front de karstification du contact sables thanétiens/craie (autour de 250 m d'altitude) alors que le reste du collecteur s'éloigne du front vers l'est avant d'alimenter le village sur la cuesta d'Ile de France. Le ruisseau se perd rapidement dans la craie à l'aval immédiat de Trépail.

Avec un développement de 840 m, le réseau de Trépail est un regard privilégié pour observer les conditions d'écoulement en zone non saturée dans la craie de Champagne car son exutoire située à plus de 189 m d'altitude soit plus de 40 m au dessus la surface piézométrique de la nappe de la craie.

Les recherches bibliographiques nous ont permis de retrouver plusieurs topographies de la rivière souterraine de Trépail réalisées en 1902, 1953-54, 1971-73 et 1994. Leur superposition montre d'importantes distorsions liées aux dispositifs de mesure et à la difficulté d'accès. En l'absence de géoréférencement nous avons entrepris une nouvelle campagne de topographie en 2007. Les principales discontinuités (failles et fissures) ont été recensées et ont fait l'objet de mesure d'orientation de manière à comprendre le rôle du contrôle structural et notamment tectonique dans le cheminement des eaux en zone non saturée.

Le report du collecteur sur un fond topographique montre que ce dernier présente un développement de l'ordre de 500 m ne dépassant pas la ligne de crête entre Trépail et le bassin de la Livre. L'amont du collecteur dont l'exploration est bloquée par un siphon noyé se situe à plus de 500 m du front de karstification. Les formes exokarstiques ne sont donc pas à l'aplomb de la rivière mais à plusieurs kilomètres de l'exutoire du réseau.

Les mesures des cheminements souterrains montrent clairement le calage des écoulements aux grandes orientations structurales régionales (N300 à N340°) dans la partie supérieure du réseau. La seconde direction entre N0° et N10° est assimilée aux directions d'étirement oligocène (Coulon M., 1992, Duprat M., 1997).

Par contre, la partie médiane et inférieure, n'est pas callée sur la fracturation, car le collecteur recoupe perpendiculairement les fissures. Le contrôle fissural sur le cheminement horizontal des eaux semble donc moins important que sur la verticalisation.

La morphologie des galeries du collecteur présente deux types majeurs qui témoignent de dynamiques d'écoulement contrastés.

L'amont du collecteur est marqué par un profil transversal en « canyon » ou en « trait de scie » souvent calé sur diaclase avec des hauteurs modales de plafonds compris de 6, 8, 15 et 20 m pour des largeurs étroites de l'ordre du mètre . Ces profils traduisent une incision rapide et brutale des écoulements en surface libre. Les parois de ces galeries ne sont pas parfaitement rectilignes et lisses mais laissent apparaître des traces circulaires d'anciennes marmites qui ont trépanées en totalité leur plancher.

Ces marmites jalonnent la partie médiane du collecteur et affectent le plancher actuel. Elles sont formées par érosion mécanique en régime libre torrentiel et s'organisent sur leur profil en long, en escaliers ou ressauts successifs. Elles témoignent donc d'écoulements concentrés à forte charge solide, rapides et non laminaires.

A l'aval, le profil transversal du collecteur est en « trou de serrure » donc polygénique à l'image des autres galeries en zone vadose présentées plus haut dans les autres formations calcaires de l'est de la France. Il traduit une évolution en deux phases correspondant à un changement des conditions d'écoulement.

La partie supérieure de la galerie forme une conduite forcée à creusement syngénétique, typique d'écoulement lent à régime noyé et érosion uniforme sur les parois.

A l'inverse, la partie basale de la galerie témoigne d'une incision en régime libre. Ce type de galerie en trou de serrure est le marqueur d'un « dénoyage » des réseaux généralement consécutif à l'incision des niveaux de base (ou des vallées) comme il a été démontré pour les autres exemples cités plus haut.

Il en résulte une dynamique de trépanation du plancher en régime turbulent et concentré qui affecte les écoulements (marmitage, pertes dans le collecteur). Les écoulements du collecteur sont affectés de pertes dans la partie inférieure mises en évidence par l'examen des morphologies et des opérations de traçages artificiels.

Trois traçages artificiels ont été réalisés en 2007 par le GEGENAA en accord avec les communes riveraines et la DDASS.

Les traceurs utilisés sont, le Chlorure de Sodium (Fosses de Trépail), la sulfo-rhodamine (injectée dans une perte du collecteur) et la fluorescéine (Fosse de L'Eau-Lue).

injection	traceur	restitution	Vitesse de transit (m/h)
Fosses de Trépail	Chlorure de Sodium	Trépail (collecteur)	120
Fosse de L'Eau-Lue	fluorescéine	Trépail (collecteur)	171
Collecteur Trépail	sulfo- rhodamine	Source de Crilly	56

Tableau 2.1 : Paramètres des traçages artificiels de 2007

Les résultats présentés brièvement dans le tableau 2.1 montrent que les dolines-pertes du front de karstification (altitude 250 m) des sites de L'Eau-Lue et des Fosses de Trépail alimentent la rivière souterraine de Trépail pourtant éloignée du front de plusieurs kilomètres. Les écoulements endoréiques de surface du bassin supérieur de la Livre sont donc rattachés à un autre bassin-versant, celui de Trépail. Cette capture hydrographique est la marque du rôle fondamental du karst dans la distribution spatiale des écoulements souterrains.

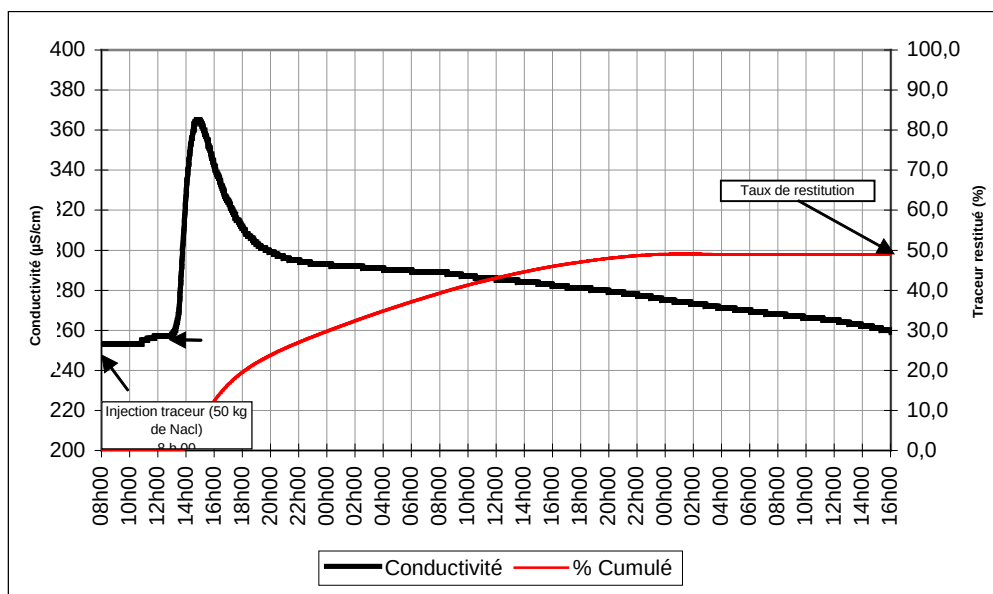


Figure 2.11. : Courbe de restitution du traçage au sel au collecteur de Trépail.

Les vitesses de restitution (plus de 150 m/h) traduisent des écoulements rapides en zone vadose, surtout en milieux crayeux.

Le traçage des pertes actives observées dans le collecteur à la sulfo-rhodamine présente des résultats nouveaux. En effet, la source de Crilly située 2.4 km du point d'injection à 110 m d'altitude soit 80 m en contrebas est colorée en 50h traduisant des vitesses de transit de 56 m/h. Les traçages confirment l'existence de pertes actives dans les réseaux en zones vadose déjà mise en évidence avec la morphologie.

Les courbes de restitution des traceurs témoignent non seulement d'une forte concentration des écoulements (forte réactivité) mais également d'une diffusion retardée (étalement de la courbe en phase descendante) pouvant être attribué aux siphons des réseaux (ennoïement) et à la drainance des formations sableuses du Thanétien.

Enfin, la disparition des écoulements issus de la source de Crilly témoigne d'un étagement marqué des réseaux en zone non saturée dans la craie. En effet, trois niveaux d'écoulements horizontaux à surface libre sont démontrés, dans les sables thanétiens (altitude 250 m), dans la craie (190 m et 110 m d'altitude) au dessus de la zone saturée.

Ces traçages artificiels apportent des informations confirmées par des traceurs naturels et fossiles : les *Microcodium* (Lejeune O., et al, 2007).

Les Microcodium sont des fossiles calcaires millimétriques en forme d'aiguilles dont l'origine est discutée (Gluck H., 1912, Maslov V-P., 1956, 1960, Lucas G. et Montenat C., 1967, Freytet P., 1970, Demengeon P. 1958, Bodergat A-M., 1974). Ils sont présents sous la forme de colonies dans la partie supérieure de la craie campanienne et les sables grésifiés du thanétien. Ils s'inscrivent donc uniquement dans la partie karstifiée du secteur car la craie située plus bas en altitude ne présente pas de *Microcodium*. Compte tenu de leur position stratigraphique et de leur taille qui leur permet d'être mobilisable et de constituer la charge solide, ces micro-fossiles sont de remarquables traceurs naturels pour étudier les écoulements en domaine karstique.

Leur présence aux exutoires du secteur permet de mettre en évidence des transferts d'eau issus du front de karstification et de dissocier les sources karstiques des émergences de nappe de la craie.

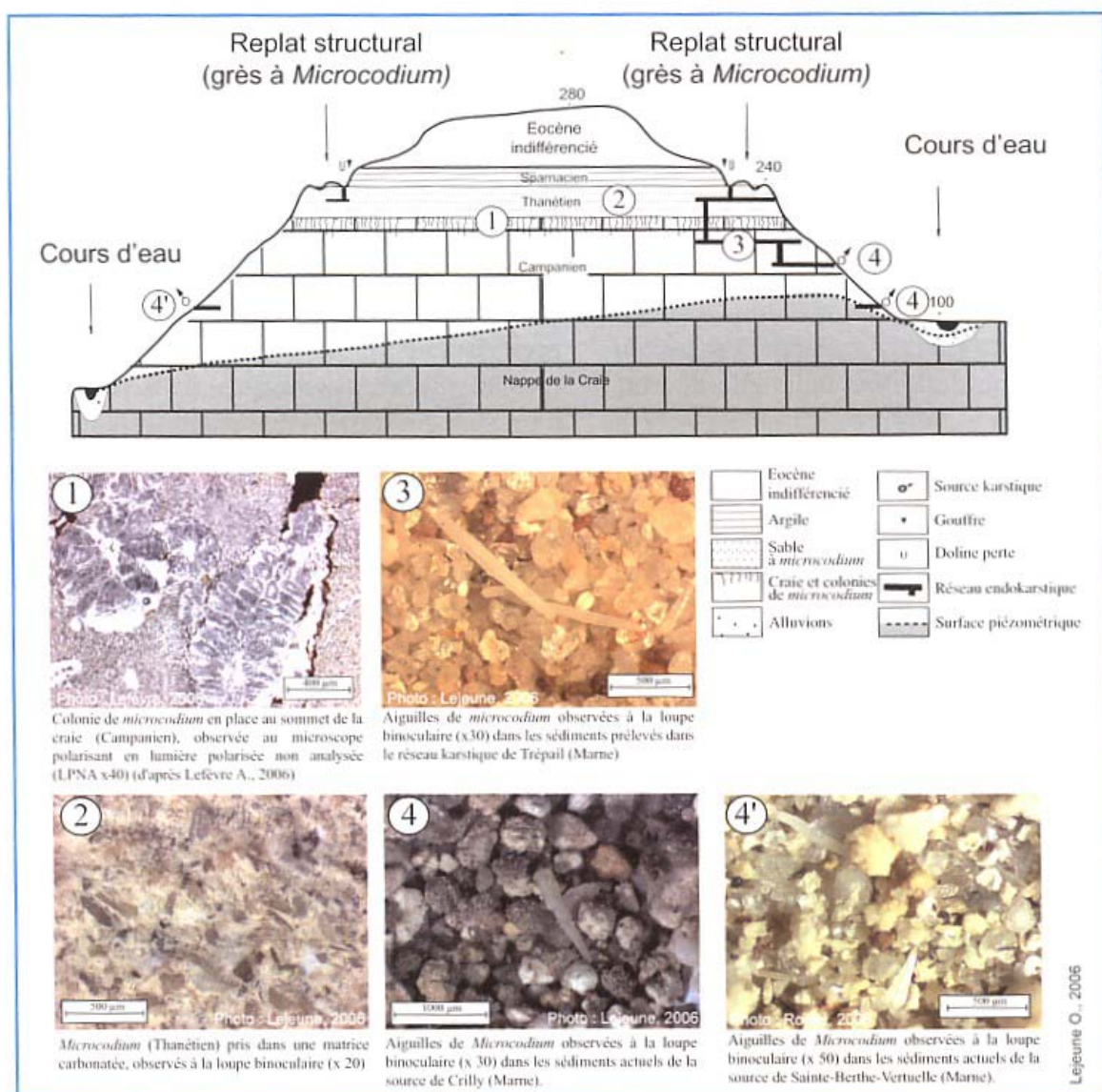


Figure 2.12. : Schéma conceptuel de la localisation des sites à Microcodium en Montagne de Reims (Sources : Lejeune O. et *al*, 2007).

Plusieurs sources ont fait l'objet de prélèvement de sédiments qui ont été étudiés à la loupe binoculaire (sources d'Isse, de Crilly, des Malfosses) et comparés à ceux du collecteur de Trépail et des couches « hôtes ».

Ces dernières ont bien révélé la présence de *Microcodium* en lames minces et en place au sommet de la craie campanienne ainsi que dans les sables grésifiés du Thanétien dans une matrice carbonatée (Fig. 2.12.). On les retrouve en grand nombre mais libérés de leur matrice dans les alluvions du collecteur de Trépail.

Les sédiments des sources de Crilly, d'Isse et de Sainte-Berthe révèlent de nombreux Microcodium avec des proportions importantes puisque chaque prélèvement de 100 g contient plusieurs centaines de débris de Microcodium. Par contre la source des Malfosses située en bordure de la Vesle en contient moins.

Ces traceurs naturels mettent en évidence le rôle du karst qui soutire, transporte et rejette dans sa charge solide, les *Microcodium* au niveau des exutoires en zone vadose.

Ces transferts démontrés par des traceurs artificiels et naturels sont confirmés par des traceurs archéologiques. Le front de karstification alimentant le système de Trépail est

caractérisé par un atelier de potiers et des tuileries gallo-romains mis en évidence par des fouilles archéologiques au niveau du site de la Baticaude (Deru X., et al, 2003) compris entre ceux des Fosses de l'Eau Lue et des Fosses de Trépail comprises dans le bassin d'alimentation du collecteur. Les sédiments des sources d'Isse et de Crilly comportent outre des *Microcodium*, des sables de terres cuites ce qui témoigne confirme les transerts démontrés avec d'autres traceurs.

Compte tenu de la représentativité géomorphologique et hydrodynamique du secteur de Trépail, on peut proposer un modèle d'écoulement souterrain en zone non saturée et l'appliquer au karst de la Montagne de Reims.

En effet, la Montagne de Reims présente plusieurs exemples de collecteurs perchés au dessus de la nappe de la craie. Chaque collecteur concentre les eaux vers un exutoire de surface (Trépail, Verzy) ou dans un gouffre aveugle qui perce le plancher des collecteurs (Creusin).

En résumé, les morphologies des formes verticales et horizontales, l'utilisation de traceurs artificiels, archéologiques et naturels et l'approche spéléologique montrent que la zone vadose correspond à une zone de transferts rapides des eaux avec une verticalisation des écoulements qui s'effectue dans le cadre d'une évolution polyphasée. La première phase associée à des niveaux de base élevés corrélatifs à des vallées peu incisées, se caractérise par une karstification syngénétique des discontinuités (joints et fractures) en régime noyé vraisemblablement préparé par fantômisation. Cette phase est à rattacher à des couvertures encore suffisamment épaisses pour déterminer des aquifères captifs à faible drainance.

La phase suivante répond au dénoyage des systèmes lié au creusement des vallées et à une réorganisation du drainage souterrain. Cela se traduit par un surcreusement généralisé en régime libre et une karstification paragénétique. Le recul des couvertures détermine des fronts de karstification et un karst couvert qui participe à la verticalisation des écoulements sous la forme de gouffres. Le rôle de la fracturation semble fondamental car elle cale ces transferts verticaux.

Mais les exutoires peuvent tarder à répondre à l'incision des niveaux de base et les collecteurs se retrouvent perchés ce qui se traduit par une trépanation de leur plancher comme dans la Montagne de Reims.

La dernière phase voit la verticalisation des écoulements atteindre le niveau de base correspondant à la zone saturée voire au mur aquifère ou au fond des vallées.

Cependant, en bordure des grandes vallées, la fracturation n'est pas systématiquement tectonique mais peut être liée à la décompression et la détente de versant. Les modalités d'écoulements sont alors modifiées en zone vadose.

2.3. Le rôle de la détente mécanique en bordure des versants

La fracturation de détente mécanique liée à la présence des grandes vallées a déjà été mise en évidence par de nombreux auteurs (Ciry R., 1959, Cérépi A., 2002, Moiriat D. et *al.*, 2005, Devos A. et *al.*, 2010). Les géomorphologues décrivent effectivement de nombreux sites où les mouvements de terrain constituent une réponse mécanique différée à la modification des contraintes lithostatiques d'un massif inhérent à l'incision non synchrone d'une vallée.

- **Les processus géomorphologiques associés à la détente de versant**

La détente de versant se manifeste par plusieurs processus:

- des fentes de décollement, fissures de distension

En bordure des plateaux, les fentes de décollement ou fissures de distension parallèles aux versants sont observées sur l'ensemble des plateaux tertiaires et jurassiques. Ce sont des diaclases souvent ouvertes associées à des crevasses pouvant atteindre 3 m de large avec un développement discontinu sous la forme d'un réseau de fissures d'une centaine de mètre. Elles sont reconnues par les spéléogues en surface et topographiées lorsqu'elles sont pénétrables.

Les plus importantes sont localisées et topographiées dans la banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) et dans les inventaires spéléologiques (Albouy J.L. et *al.*, 1980).

Ces fentes débitent les couches géologiques sur la totalité de leur épaisseur et désolidarisent du massif des blocs soumis à la gravité et aux mouvements latéraux.

- une extension latérale ou « latéral spreading »

Les blocs débités par la fissuration de détente mécanique ont tendance à basculer vers la vallée et à glisser ce qui provoque l'élargissement des fissures et un mouvement davantage à composante horizontale que vertical. Cette dernière est néanmoins perceptible par le tassement de blocs.

Dans le cas de l'est de la France, les binômes de dureté des roches entretiennent plus particulièrement les mouvements d'extensions latérales. Les couches calcaires cohérentes armant les revers de cuesta, reposent généralement sur des couches plus tendres. Selon le schéma de Cancelli et Pelligrini (1987), la fissuration engendre des blocs qui en se tassant dans des formations meubles ou plastiques sous jacentes, expulsent ces dernières vers l'extérieur et forment des bourrelets responsables de l'extension latérale.

Dans les plateaux tertiaires (Tardenois), les calcaires grossiers du Lutétien sont affectés car ils reposent sur les sables cuisiens. Ces processus sont observés et décrits par Marre A. (in Veyret Y.s.d., 1996) lors de la construction de l'autoroute A4.

On retrouve ces mouvements d'extension latérale au contact des calcaires bajociens sur les argiles du Lias supérieur (schistes cartons du Toarcien) au niveau de la côte de Moselle aux Rochers de la Fraise dans la vallée de la Moselle et dans l'Auxois sur le site de Darcey (Jacquin T., 1985).

Les dolomies du Muschelkalk supérieur sur les marnes gypsifères du Muschelkalk moyen ne sont pas épargnées par les mouvements d'extension latérale observés au « Stromberg » à la frontière luxembourgeoise (Wagner M. sd., 2006).

- des anomalies de pendage

La décompression et l'appel au vide engendrent un fléchissement des couches géologiques sans rupture, vers la vallée. Cela se traduit par des anomalies de pendage ou « faux pendages » souvent inverse à l'inclinaison générale de couches. Ce fléchissement génère des contraintes de traction latérales dans les couches.

Les gradients entre les résultats des sondages géologiques et les altitudes des murs des couches géologiques affleurantes dans les vallées témoignent effectivement de ce fléchissement. Dans les calcaires éocènes, M. Laurain souligne également « *qu'il est fréquent de noter des variations de 5 à 10 m entre les données d'un sondage centré sur un plateau et les observations sur les rebords de celui-ci* » (Laurain M., et al., 1976). Mais il désigne comme beaucoup de géologues ce phénomène par du « fauchage » terme portant manifestement inadapté puisqu'il n'y a pas de coupure ou de rupture. Flageollet JC (1989) propose le terme de « fléchissement » ou « gravitationnal sagging ».

Les anglais décrivent ce phénomène dès 1945 sous l'appellation de « valley bulging » ou « valley cambering » également observé dans les massifs travertineux sur argiles panoniennes près de Budapest (Van Vliet-Lanoë B., 2005).

Le facteur catalysant ce phénomène est la superposition de couches dures sur couches argileuses. Le différentiel de ductilité provoque l'ouverture des fentes de distension qui deviennent plus sensibles aux infiltrations. Selon Van Vliet-Lanoë B. (2005) le phénomène s'accélère en contexte périglaciaire, avec la glace de ségrégation qui s'accumule dans les fissures, et abaisse la résistance au cisaillement. Les versants sont affectés d'un bombement caractéristique dans la zone supérieure du permafrost au moment de son installation. Les mouvements de reptation du pergélisol accentuent la cambrure de versant vers la vallée en phase froide. Le retour à une phase tempérée se traduit par des glissements favorisés par l'ouverture des fissures et l'extension latérale.

Des mesures de faux pendages ont été réalisés sur le terrain en carrières souterraines à Bonneuil-en-Valois, Oeuilly, Branscourt et Hermonville à partir de bancs repères dans le cadre des travaux de thèse de Sosson C. (en cours). Elles sont mesurées à l'aide d'un clinomètre et de niveaux de chantier (Devos A. et al, 2010). Toutes les carrières s'inscrivent dans les calcaires grossiers du Lutétien moyen qui repose sur les sables cuisien et se situent au sommet des versants.

Sites	Bonneuil-en-Valois	Oeuilly	Branscourt	Hermonville
Valeur (°)	18	30	15	10

Tableau 2.2. : Valeurs de faux pendages mesurées en carrières souterraines dans le Soissonnais et le Tardenois

Ces valeurs montrent que le fléchissement des couches géologiques est bien trop important pour des couches géologiques peu ductiles comme les calcaires. En réalité comme, on le verra plus bas, dans le cas de matériaux cohérents, le fléchissement s'accompagne de

mouvements de terrain de type blocs glissés et de topple. Van Vliet Lanoë B. (2005) voit également des failles ou une flexure tectonique parfois associées au « cambering ».

- des mouvements de terrain

Les mouvements de terrain de type blocs basculés ou « topple », des glissements de blocs voire des glissements rotationnels jalonnent les versants des vallées de l'est de la France. Ils sont la manifestation des contraintes mécaniques sur les versants et sont préparés par la détente mécanique, les fissures de distension, l'extension latérale et le « cambering ». Les dynamiques de versant participent donc à l'élargissement des vallées dans la traversée des plateaux calcaires. Nous avons corrélés la surface des bassins versants aux largeurs des vallées mesurées à quelques points caractéristiques dans l'Est de la France. L'allongement du nuage de points souligne logiquement le rôle de la taille des bassins sur celle des vallées. Mais Il apparaît nettement une forte hétérogénéité spatiale des largeurs en fonction de la nature des roches traversées. Les plateaux tertiaires présentent les plus fortes largeurs de vallée quelque soit la taille des bassins versants (Figure 2.10).

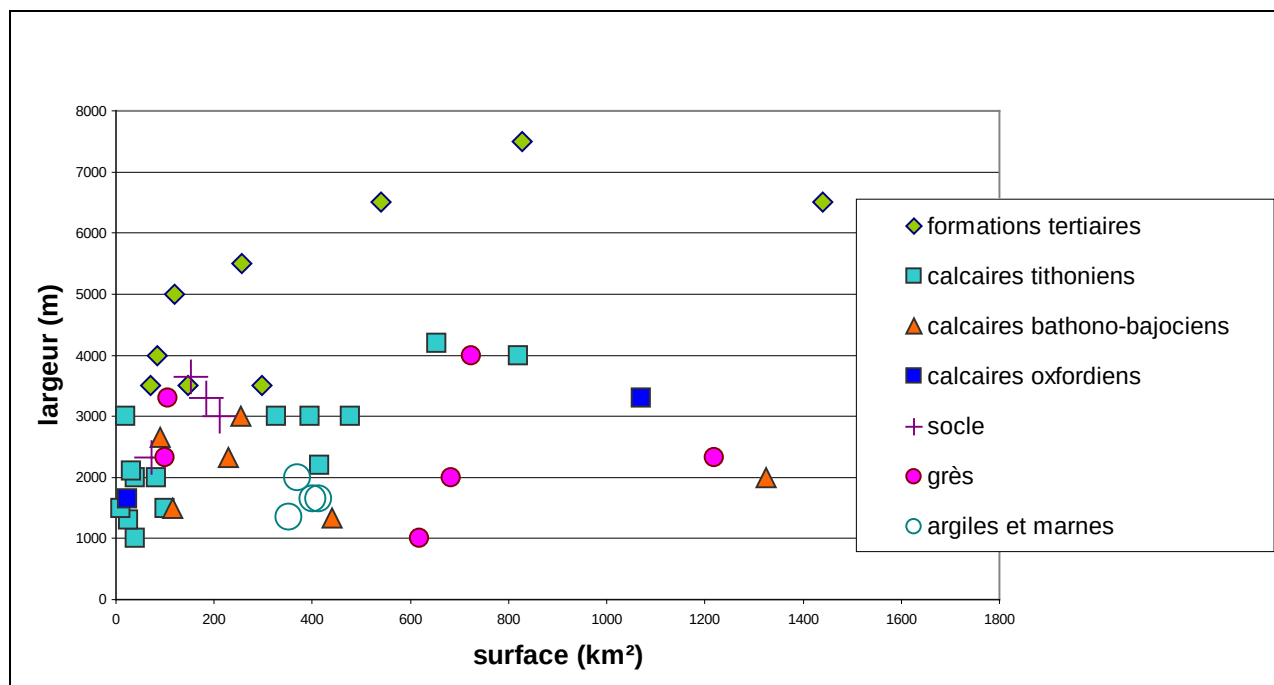


Figure 2.13 : Corrélation entre la surface des bassins versants et la largeur des vallées à quelques points caractéristiques selon les formations traversées.

Cet aspect s'explique par la conjonctions de conditions favorables aux mouvements de terrain (glissement, coulée, topple) sur les versants des vallées (Van Den Eckaut M ; et *al.*, 2009). Leur importance est telle qu'ils sont souvent coalescents et superposés. Ils sont liés à l'intense fissuration de détente mécanique (diaclasses de distension, de décollement) observées en bordure des plateaux à proximité des vallées.

Cependant les observations restent généralement ponctuelles et qualitatives sans analyse statistique de la fracturation. Pourtant l'apport des spéléologues montre que les observations réalisées en carrières souterraines et dans les réseaux karstiques peuvent apporter de précieuses informations sur l'organisation spatiale et la densité de la fracturation.

- **L'apport de la démarche souterraine**

Les processus décrits plus haut sont généralement observés par les auteurs en surface, en carrière à ciel ouvert ou à la faveur de coupes réalisées dans le cadre de travaux ou fouilles préventives. Les couvertures pédologiques et végétales feutrent ces phénomènes « occultes » rarement observés à tel point que pour certains auteurs le « cambering » est peu présent en France (Van Vliet-Lanoë B., 2005) et leur analyse reste descriptive et qualitative.

La démarche souterraine en carrière permet de recouper les fissures en bordure d'une vallée. Mais cette approche a surtout été utilisée pour d'autres problématiques scientifiques comme l'étude des réseaux endokarstiques recoupés par les galeries dans les calcaires tithoniens du Barrois (Jaillet et al., 2002), dans les craies du Crétacé, dans la région parisienne (Gossé E., 1990), et en Belgique (Dethier M, Willems L., 2005). Les carrières souterraines sont également de bonnes opportunités pour l'étude de la faune cavernicole (Dethier M., Willem L., 2005), les faciès géologiques (Fronteau G. et al., 2009), l'aérodologie des milieux souterrains (Osterman JM. et al., 2007), l'histoire des techniques (Cunrath E., 2007) et les refuges pour les sociétés humaines. Elles s'intègrent dans une science propre à l'étude des souterrains, la subterraneologie principalement animée en France par la Fédération Française de l'Etude des Souterrains (SFES).

Si les carrières sont utilisées pour l'observation des discontinuités d'origine tectonique (failles et stylolithes) comme à Savonnières-en-Perthois (Jaillet S. et al., 2002) ou dans les caves de Champagne (Butaeye D., 2004) peu de publications font l'objet de la fissuration de détente mécanique liée à l'incision des vallées (Moiriat et al., 2005). Pourtant en carrière souterraine, ces phénomènes sont non seulement observables mais sont aussi suffisamment nombreux pour une analyse statistique de leur distribution (Cérépi A., 2002).

C'est pourquoi nous proposons de profiter des nombreuses carrières souterraines des plateaux tertiaires (désignées sous l'appellation de « creutes ») pour mieux comprendre l'organisation spatiale de la fracturation de détente mécanique en bordure d'une vallée. Les travaux de Sosson C. (Sosson C. et al., 2009, Devos A. et al., 2008) intègrent cette approche pour mieux comprendre les dynamiques de versant dans le Soissonnais, le Valois, le Tardenois et le Laonnois.

o La démarche souterraine

La démarche de travail en carrière souterraine s'inspire des méthodes de spéléologie scientifique. Elle consiste principalement à :

- réaliser une topographie des vides, galeries de l'exploitation par cheminement et rayonnement au laser-mètre et à la boussole (Grossenbacher Y., 1991)
- inventorier les discontinuités (diaclasses, fissures et éventuelles failles), calculer leur orientation (azimut magnétique) voire leur rejet et étudier leur matériaux de remplissage
- calculer des pendages locaux à partir de bancs repères

- échantillonner sur roches en place pour lames minces (micro-faciès) ou sur remplissages en fissures.

Ces travaux longs et fastidieux nécessitent une équipe de deux à trois personnes. Rien que sur le site de Ciry-Salsogne, 21 jours de topographie furent nécessaires avec 185 points topographiques et 194 relevés des discontinuités (fissures).

Sur plus de 400 carrières recensées dans le secteur étudié par Sosson C., une vingtaine a fait l'objet d'une topographie et de relevés (Gobancé G., 2010, Sosson C. thèse en cours). Les fissures recoupées sous terre sont caractérisées en fonction de leur organisation spatiale, de leur densité, de leur largeur, de leur « remplissage » et de leur fonctionnement géomorphologique et/ou hydrologique.

Cette étude nous permet de mettre en évidence les variations spatiales des paramètres fissuraux liés à la détente mécanique des versants d'est en ouest, en fonction de l'évolution de l'épaisseur et des faciès du Lutétien moyen (Gilles F., 2000).

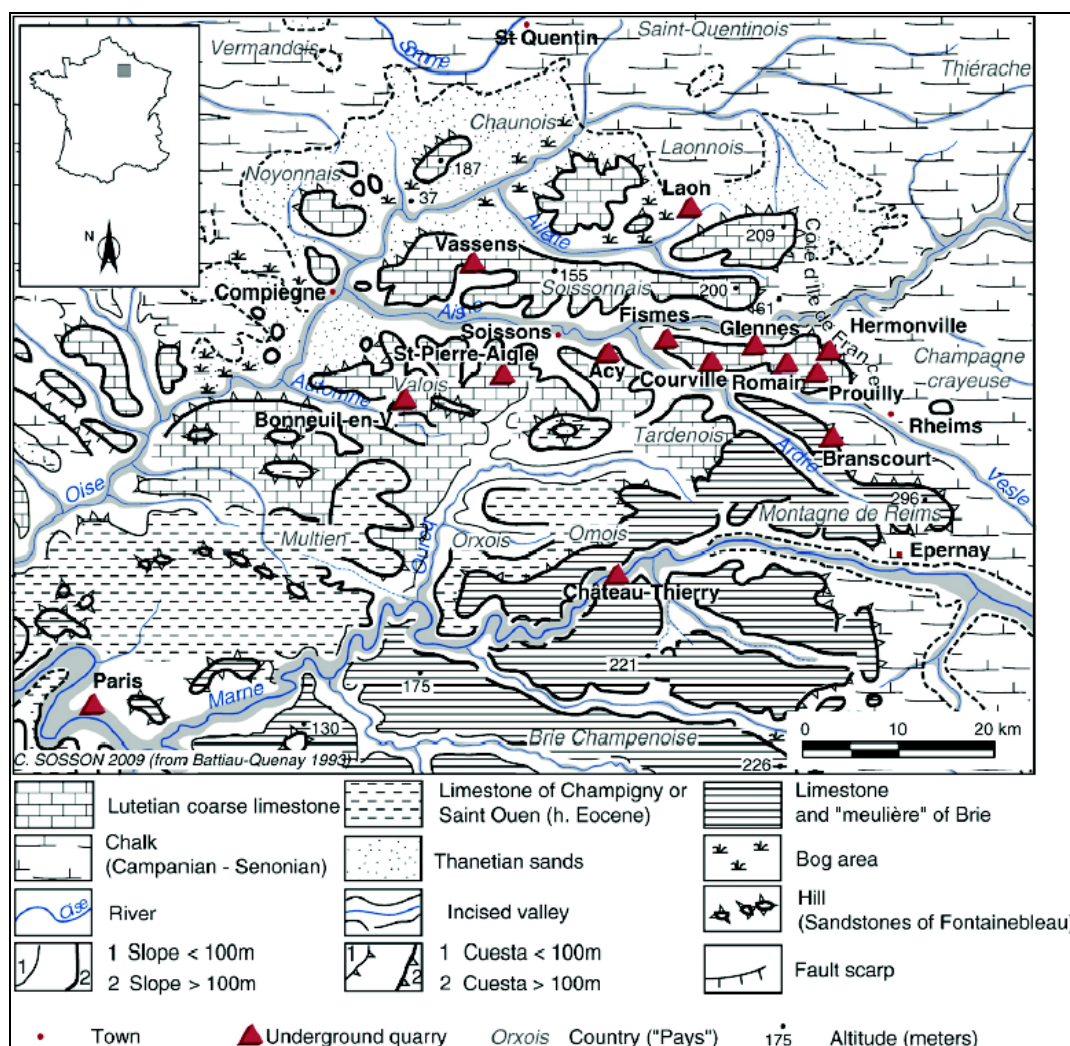


Figure 2.14: Carte de localisations des carrières souterraines étudiées (sources : Devos A. et al, 2010).

o L'organisation spatiale des fissures

L'organisation spatiale des fissures répond aux contraintes de détente mécanique du versant. Elles sont parallèles et discontinues mais disposées en relais en bordure des vallées à tracé rectiligne.

Sur les sites de promontoires, de saillants ou d'éperon, la détente conjointe de la vallée principale et des vallons affluents détermine une fracturation croisée propice au cloisonnement en blocs. L'organisation orthogonale de la fissuration détermine un débitage ou un « vèlage » de blocs désolidarisés du massif calcaire et flottant sur les sables cuisiens.

L'exemple de la carrière de Ciry-Salsogne, près de Soissons montre clairement le réseau de fissures parallèles au versant qui a conditionné l'organisation spatiale de l'exploitation en « rideaux ».

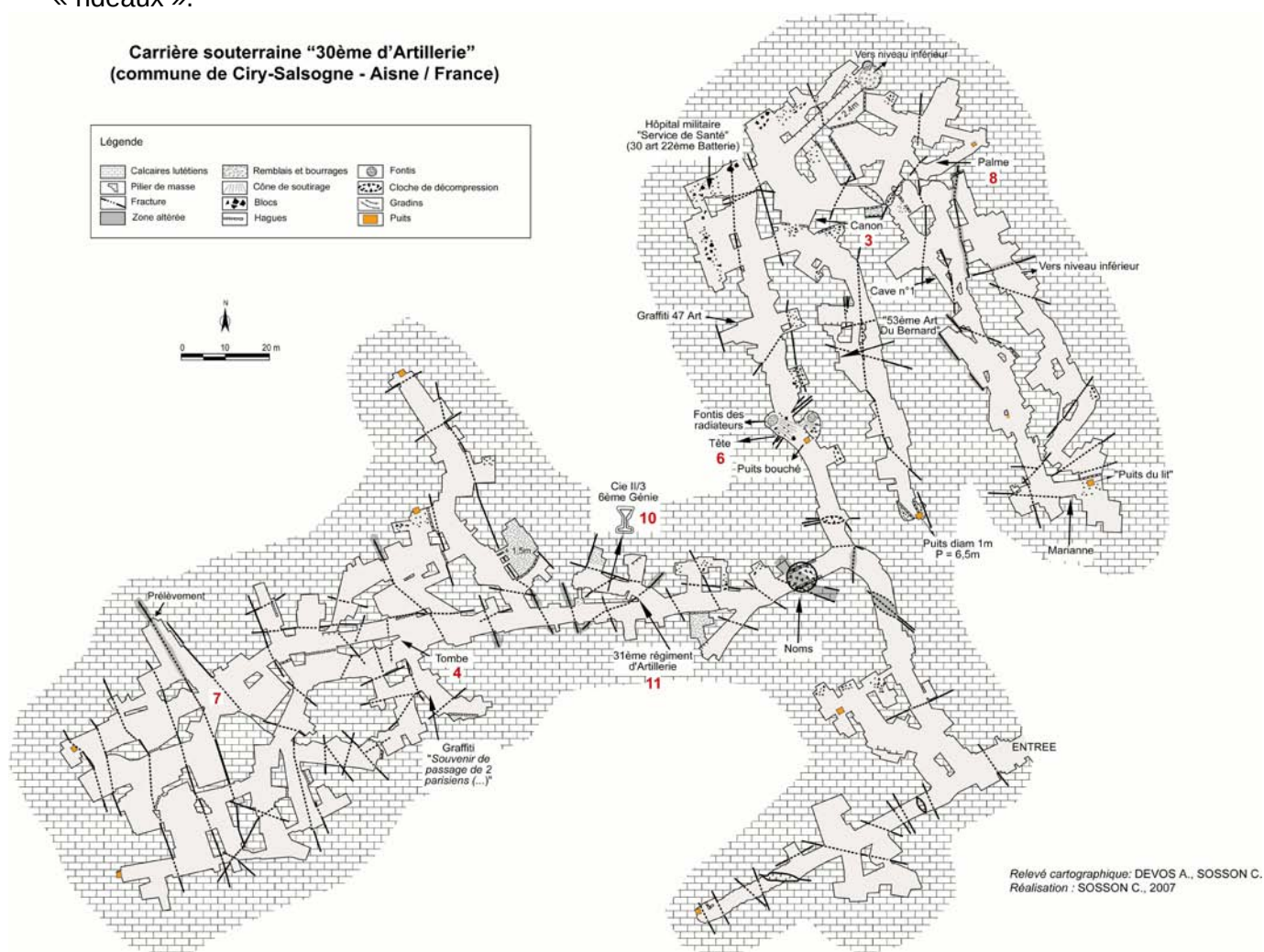


Figure 2.15: Exemple de réseaux de fractures observés dans le niveau 2 de la carrière souterraine de Ciry-Salsogne.

o Les orientations des fissures

La distribution des orientations des fissures réalisée sur des diagrammes polaires est comparée aux principales directions des vallées. Toutes les carrières présentent des distributions de type bimodal avec deux orientations de fissures préférentielles. La première correspond généralement à celle de la vallée principale. C'est le cas des carrières en bordures des vallées de l'Aisne et de la Vesle (Branscourt, Prouilly, Vandeuil, Acy, Ciry) qui présentent des fissures orientées dans le sens de leur vallée respective sans calage à la fracturation régionale. La seconde perpendiculaire à la première mais moins bien fréquente est calée sur les vallons affluents.

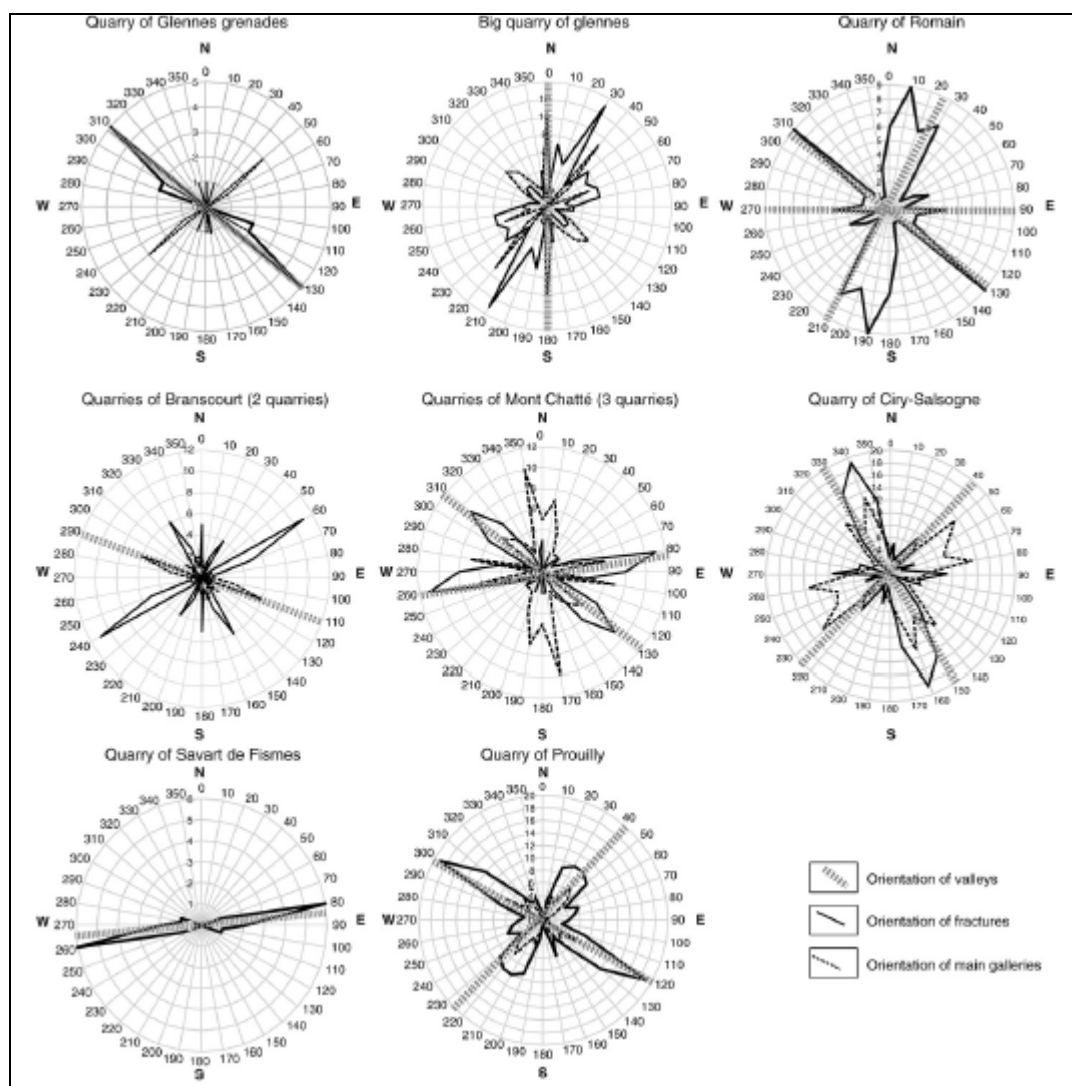


Figure 2.16.: Diagrammes de distribution des orientations des fractures et de galeries, observées en carrières souterraine comparés à l'orientation de la vallée associée (Sources : Devos A. et al, 2010).

Comme il a été vu plus haut, l'orientation de ces grandes vallées ne répond pas à une trame tectonique mais porte la marque du retrait progressif des mers de l'Eocène. La fracturation observée sous terre correspond bien à la détente mécanique liée à une vallée. Par contre, pour les carrières situées loin des grands axes de drainage mais dans des vallées d'ordre 1 à 3 selon Horton (Lhuys), l'orientation des fractures ne peut pas être le paramètre génétique discriminant pour dissocier la tectonique de la détente mécanique.

o La densité des fissures

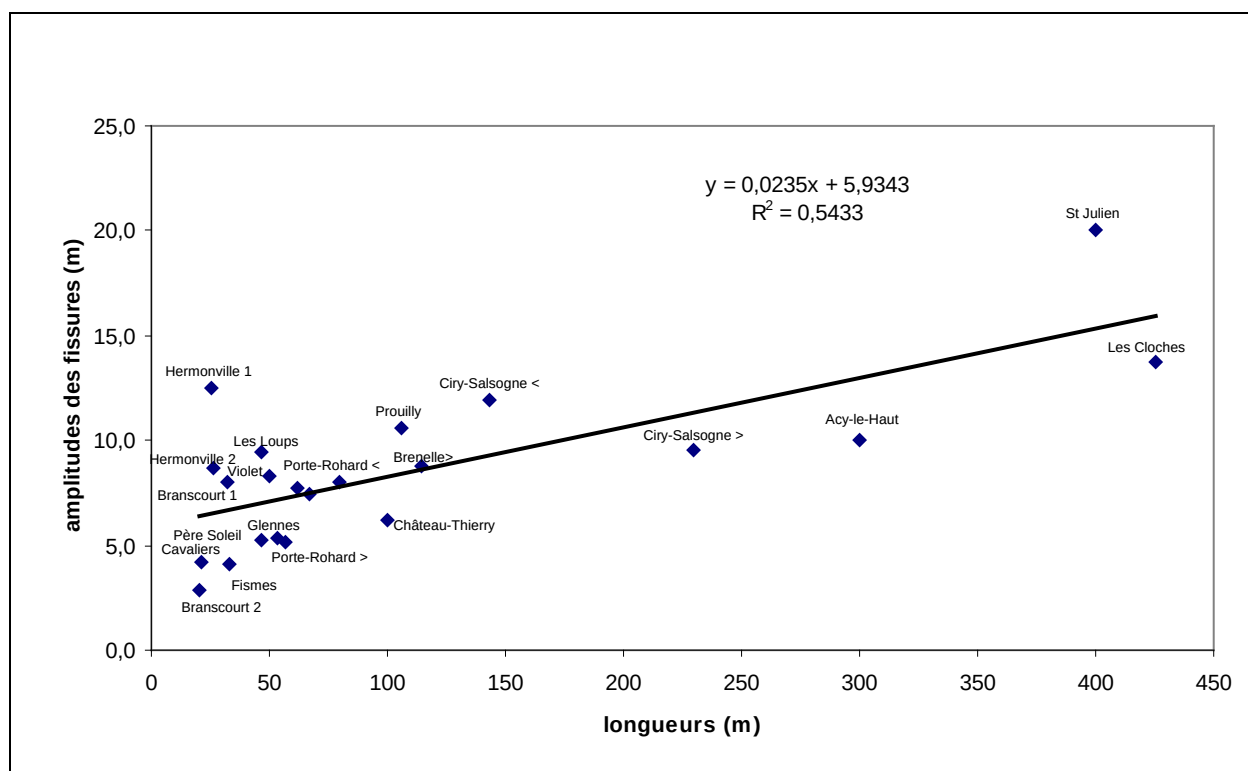


Figure 2.17 : Corrélation entre l'amplitude moyenne des fissures rencontrées sur les segments perpendiculaires aux versants et leurs longueurs (D'après Devos A. et *al*, 2010).

Les topographies des carrières souterraines montrent que les fissures sont plus nombreuses en bordure du versant qu'à l'intérieur du massif. Pour mieux appréhender cette densité de fractures, on peut utiliser un indice calculé à partir du nombre de fissures recoupées par un segment de droite perpendiculaire au versant rapporté à la longueur de ce segment. Dans ce cas les indices calculés au mètre linéaire sont trop faibles. Nous préférons calculer son équivalent en déterminant l'amplitude moyenne existante entre chaque fissure en mètres. Ainsi une forte densité de fracturation se traduit par des amplitudes faibles. Cet indice intègre donc toutes les fissures quelque soit la longueur du segment. Il caractérise donc une amplitude moyenne pouvant cacher de fortes disparités spatiales sur le segment.

La corrélation entre la longueur des segments et l'amplitude moyenne de fissures montre une importante disparité de la densité de fracturation avec un coefficient de corrélation de 0.55. Malgré tout, le nuage de point allongé avec une droite de régression linéaire à pente positive témoigne bien d'une augmentation significative de la densité de fracturation du centre des plateaux vers leur bordure. Sur les versants, au niveau des entrées des carrières l'amplitude moyenne entre deux fissures est de 5 m et peut atteindre seulement 2 m à Fismes et Branscourt. Par contre, 400 m plus loin vers le centre des plateaux l'amplitude est de 15 m voire de 20 m dans la carrière Saint-Julien (Courville).

Ces amplitudes moyennes cachent de fortes disparités de densité de fracture au sein d'une même carrière. En effet, cette dernière calculée par tranche décimétrique montre que dans les premiers 50 m du versant, on peut rencontrer jusqu'à 8 fractures par tranche décimétrique dans la carrière d'Acy.

L'organisation spatiale, l'orientation et la densité des fractures caractérisent bien des contraintes de détente en bordure des vallées.

o Largeurs des fractures et inclinaison des épontes

Les largeurs des fractures est un paramètre important dans la compréhension des contraintes mécaniques affectant la bordure des plateaux. Les contraintes de compression sont repérées grâce aux fractures resserrées avec des surfaces d'éponte striées. Par contre, les contraintes de détente sont représentées par des fractures ouvertes (épontes obliques) liées à l'extension latérale et des mouvements relatifs apparents (rejets) témoignant du tassement des blocs et de début de glissements.

Elles conditionnent fortement la transmissivité et la perméabilité de fissure dominante du massif calcaire en bordure des plateaux.

Des mesures de largeur des fractures ont été réalisées dans plusieurs carrières souterraines présentant un effectif suffisamment important pour un traitement statistique (à Acy, Ciry-Salsogne, Vandeuil, Prouilly et Lhuys). Les largeurs sont mesurées « au ciel » (plafond) et à leur base (plancher) de manière à déterminer l'ouverture ou la fermeture des fractures.

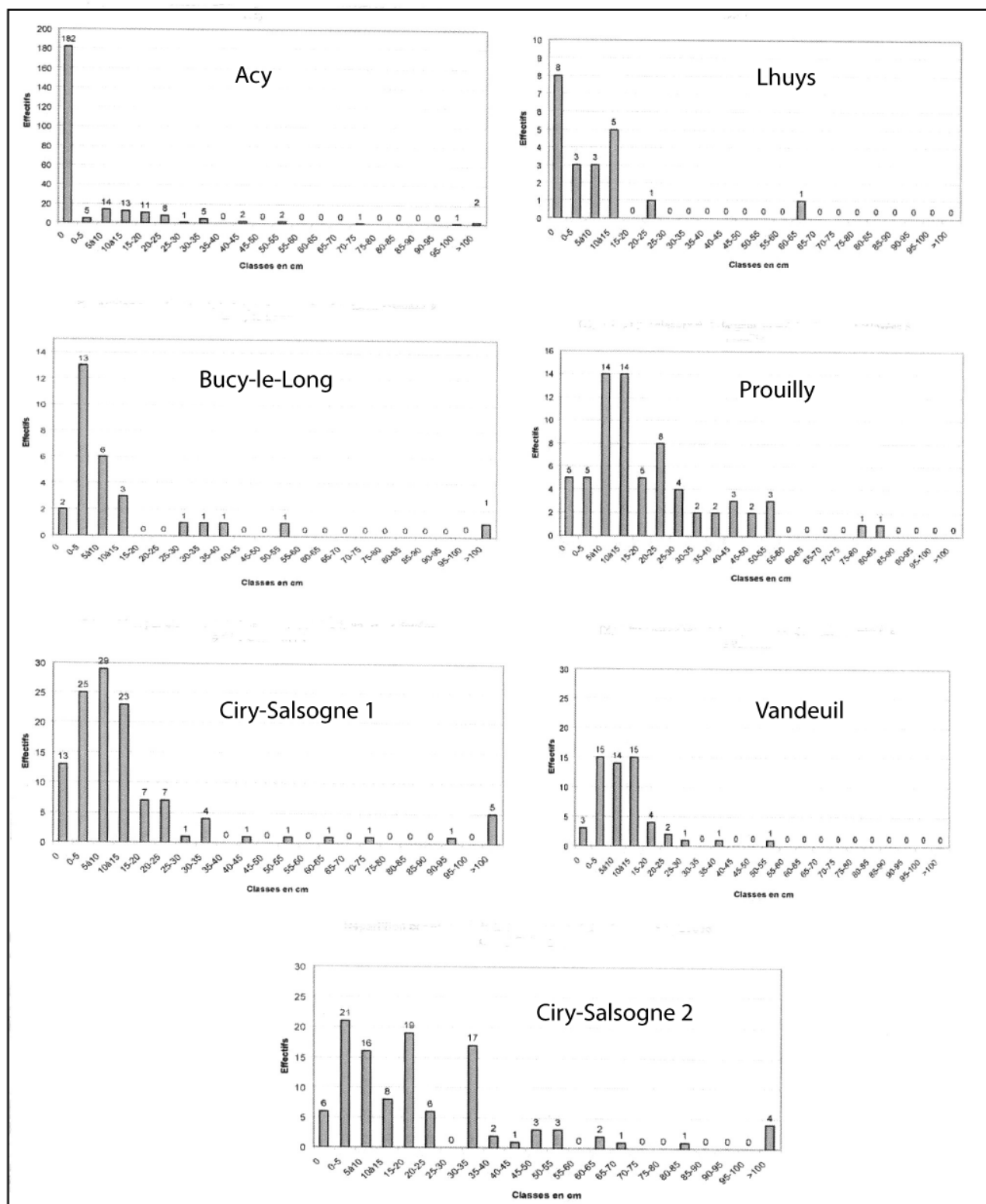


Figure 2.18: Distributions des largeurs moyennes des fractures dans quelques carrières souterraines du Soissonnais et du Tardenois

Les fractures sont généralement ouvertes avec une largeur moyenne calculée respectivement au toit et au plancher de 22 et 16 cm. Ces valeurs cachent une importante disparité spatiale. C'est en bordure des grandes vallées d'ordre 4 à 6 selon Horton, que les

fractures sont les plus larges (environ 30 cm) comme à Acy, Ciry-Salsogne et Prouilly alors qu'elles sont plus étroites (10 cm) en périphérie des vallons (Lhuys).

Cette hétérogénéité spatiale s'explique en fonction du degré d'incision des vallées mais aussi selon le contexte géomorphologique. Les sites de promontoires, saillants ou éperons de plateaux affectés d'une détente croisée (vallée principale et vallons affluents) présentent les largeurs les plus importantes (Acy, Ciry-Salsogne, Prouilly). Par contre en site de « cuves » ou versants plus rectilignes, les largeurs sont sensiblement plus faibles même pour les grandes vallées (Vandeuil).

Les largeurs moyennes cachent d'importantes disparités au sein d'une même carrière puisque les coefficients de variations dépassent 200% à Ciry-Salsogne et Acy. Cette disparité spatiale des largeurs des fractures peut être appréhendée grâce à leur distribution par tranche de 5 m.

Les distributions sont généralement biaisées à gauche ce qui s'explique par le nombre de fissures fermées. Mais concernant les autres fissures, la distribution reste très étalée illustrant la disparité des largeurs. Les valeurs modales sont particulièrement fortes sur les sites de promontoires comme à Prouilly (20-25 cm) ce qui témoigne d'importants mouvements d'extension latérale.

Les carrières d'Acy et de Ciry-Salsogne, situées à l'ouest du secteur d'étude (Soissonnais) présentent une distribution caractéristique très étalée et bimodale, avec des fractures majoritairement ouvertes (largeurs comprises entre 5 cm et 35 cm) puis d'autres particulièrement larges (supérieures à 1 m). Les autres carrières ne présentent pas ce genre de distribution. Cette dualité s'explique dans la nature des matériaux de remplissage.

Les largeurs des fractures observées sous terre témoignent bien des mouvements d'extension latérale. Les contraintes mécaniques sont représentées par de la détente ou de la décompression surtout en bordure des grandes vallées. Le massif calcaire est désolidarisé en blocs dont la taille varie en fonction du degré de cloisonnement inhérent à fracturation croisée au niveau des sites de promontoire.

La nature du « remplissage » des fissures nous permet de mieux comprendre le fonctionnement géomorphologique et surtout hydrologique de ces discontinuités de détente mécanique.

o Types de remplissages - fonctionnement géomorphologique des fractures

En fonction des observations effectuées sous terre en carrière souterraine, nous pouvons proposer une typologie des formations ou « remplissages » obstruant les fissures (Figure 2.16).

Types de fissures	A	B	C	D	E	F
Structure du remplissage	Aucun remplissage	Plancher et coulées calcitiques	Aucun	Tassement	Verticale	Horizontale Rythmites
Nature du remplissage	Aucune	Calcite	Aucun	Hétérométrique	Alterite Bloc isolé "fantôme"	Sable Silt Argile
Fonctionnement géom.	Détente mécanique	Détente mécanique	Soutirage Dissolution	Soutirage	Fantômisation Primo-karst	Démantèlement couverture auversienne fonctionnement endokarstique
Fonctionnement hydro.	Infiltration aquifère fissural	Infiltration Drainance	Infiltration rapide Puits Gouffre Puisard	Drainance	Primo-karst	Paléo-karst

Figure 2.19.: Types de « remplissage » des fractures observés en carrière souterraine - fonctionnements hydrologiques et géomorphologiques associés.

Le **type A** correspond aux fissures dénuées de formations et de formes, sans trace d'écoulement rapide et concentrée sur la surface des épontes. Générées par la fracturation tectonique ou la détente mécanique, elles constituent la porosité en grand des massifs calcaire et déterminent leur perméabilité de fissure dominante (aquifère fissural).

Le **type B** correspond aux fissures dont la surface des épontes sont partiellement ou totalement recouvertes de concrétions calcitiques (coulées) et de spéléothèmes caractéristiques de la précipitation des carbonates (coulées, dents de requin, draperies). Dans le cas des carrières du Lutétien situées 5 à 6 m seulement sous la couverture des Marnes et caillasses, ces fissures témoignent d'une drainance importante entre les deux aquifères du Lutétien.

Le **type C** observés sous terre dans le Valois et partout les calcaires jurassiques, correspond aux fissures callant un gouffre, un puits ou un puisard. Il représente des infiltrations concentrées et rapides dans la zone non saturée de type karstique. Ces formes témoignent du rôle fondamental de la fracturation en zone vadose (Devos et al, 1998) et déterminent des

« karsts couverts » sous une couverture (gouffres aveugles ou « dôme pit ») ou des « karsts de contact lithostratigraphiques » en bordure de couverture (gouffres-perles).

Le **type D** est caractérisé par des matériaux hétérométriques issus de la couverture affectée de soutirage. Dans le cas des calcaires du Lutétien, les Marnes et caillasses composées de bancs argileux et de bancs calcaires se tassent puis sont déstructurées et soutirées dans les fissures. On retrouve ce type de fissures dans l'ensemble des calcaires jurassiques sous couverture.

Le **type E** est reconnaissable par la structure verticale dans les fissures et horizontale dans les joints de stratification. Les formations associées sont terreuses brunes de texture argilo-sableuse et jalonnent les discontinuités de l'encaissant (fissures et joints) ou sont isolées dans des tubes verticaux. La fantômisatation décrite par Quinif Y. (1999) est le processus associé à cette formation.

Des analyses sont effectuées dans le cadre de la thèse de Sosson C. (thèse en cours). A Ciry-Salsogne, une diaclase feutrée par ces formations a fait l'objet de 13 prélèvements transversaux à la fissure numérotée de l'encaissant calcaire (N°1) au centre de la formation (N°13). Des mesures de calcimétrie et de carbone organique ont été réalisées sur les échantillons (Fig. 2.20.). Il apparaît nettement une diminution progressive de la proportion de CaCO_3 de l'encaissant calcaire (plus de 70%) vers le centre de la formation (moins de 1%). Cela confirme les expériences faites au fond car la formation brune ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique. Le carbone organique reste présent mais pour des proportions infimes (<1%) ce qui ne témoigne pas de soutirage de la surface. La structuration de la formation est nettement verticale et répond à la trame fissurale. On observe aisément une gradation progressive dans la couleur (de jaune à brun noirâtre), dans la texture (du calcaire franc en périphérie à une gangue argilo-sableuse au centre) et dans les proportions en CaCO_3 . Les lèvres de la fissures sont auréolées d'une frange de l'encaissant calcaire, d'aspect pulvérulent (à sec) de couleur orange, correspondant à du calcaire « pourri ». C'est dans cette frange que la proportion de carbonate de calcium diminue fortement. Les éléments solubles (dont le CaCO_3) semblent avoir été dissous et exportés.

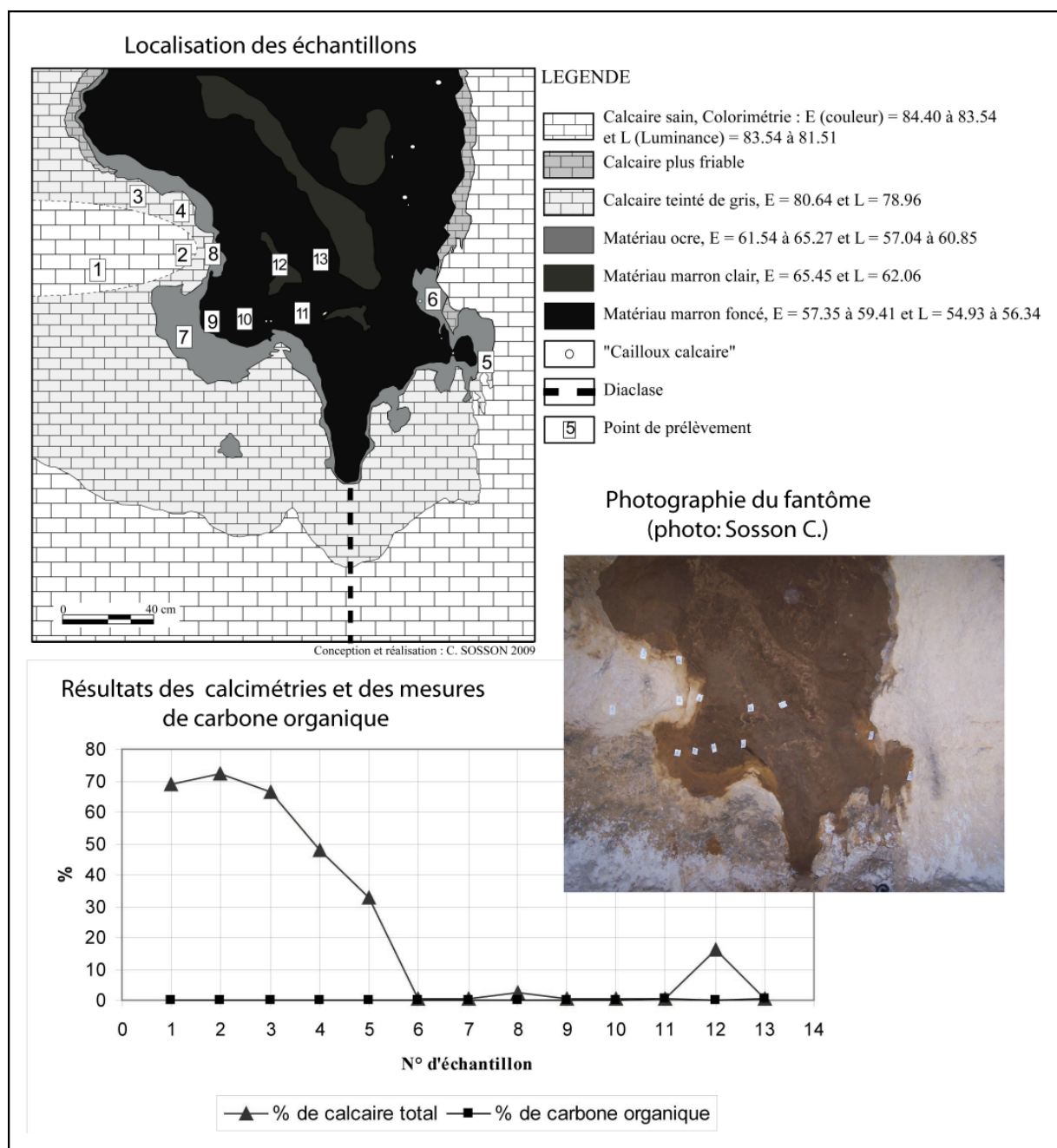


Figure 2.20.: Le fantôme de Ciry-Salsogne et résultats des mesures de calcimétrie et de carbone organique (Sources : Sosson C. et al, Sous presse).

Tout concourt à une formation indigène d'altération *in situ* et isovolumique (ou « fantômisation ») car aucun vide n'est dégagé. Ce n'est qu'à la faveur du recoupement par le front de taille que la vidange de ces formes s'effectue. Localement des blocs calcaires plus ou moins altérés semblent flotter dans l'altérite brune.

On retrouve ici le même processus observé dans les calcaires primaires des Ardennes belges (Vergari A., 1998, Quinif Y., 1999, Havron C. et al, 2007), les calcaires du Secondaire de Lorraine (Jaillet S. et al., 2002), les craies du Crétacé de Normandie (Rodet J., 1999, 2007) ou des Pays-Bas (Willem L. et al., 2004). La persistance des résidus d'altération insolubles, témoigne bien d'écoulements lents et diffus en régime noyé. Les axes d'altération, calés au réseau de fissure, n'ont pas connu de drainage par un flux concentré. Ce processus est assimilé à du primokarst car considéré comme la première phase de la karstification (Rodet J., 2007).

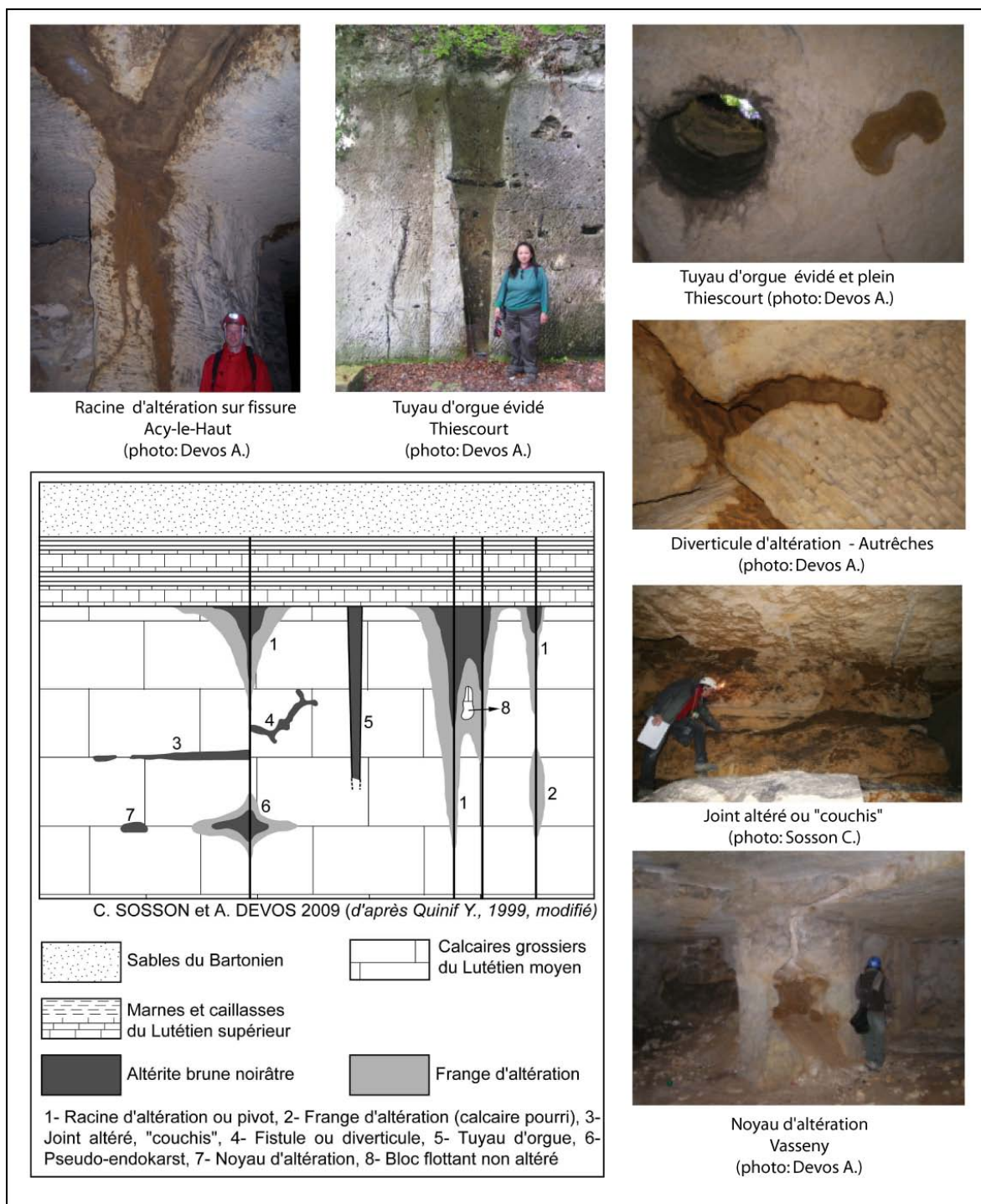


Figure 2.21.: Les types de fantômes rencontrés en carrières souterraines.

Les formes concernées regroupent toutes les discontinuités de l'encaissant (fissures et joints de stratification). La fantômisaiton se faisant par *descendum* détermine des formes de racines d'altération caractéristique le long des fissures qui sont ouvertes au ciel de la carrière et fermées à la base sans être encore altérée (Fig. 2.21.). On observe effectivement des diaclases fermées mais auréolées d'une frange d'altération (calcaire pourri) sans formation d'altérite insoluble.

Des diverticules ou fistules irrégulières naissent au niveau des fissures altérées et jalonnent le ciel des carrières. On retrouve également des anastomoses de joints de stratifications largement altérées.

Mais ceux sont les « tuyaux d'orgues » qui retiennent l'attention des auteurs et des carriers. On les retrouve sur fissure ou hors fracturation apparente. Leur coupe longitudinale présente une structure conique ouverte au sommet se rétrécissant à la base. Ils sont isolés ou coalescents. Ils semblent associés à un encaissant très poreux et homogène verticalement car on ne les retrouve pas à l'est du secteur d'étude où la détente mécanique et les variations verticales et latérale de faciès règnent.

Enfin, certains fantômes présentent des parois saines et affectent les calcaires en profondeur. Ils sont assimilés à du pseudo-endokarst (Quinif Y., 1999) et restent rares et mal connus.

Le **type F** est marqué par la structure horizontale du remplissage bien lité et composé de sables et silts alternant avec des lits plus argileux. Les parois des fissures sont dans ce cas trouées d'une structure en éponge caractéristique des milieux noyés. Ce type est associé aux « crouillères » décrites plus haut.

Les types A et B déterminent des infiltrations diffuses et constituent la perméabilité en grand des aquifères fissurés. Les types D, E et F sont peu transmissifs mais contribuent à diffuser lentement les eaux vers l'encaissant. Ce sont des formes privilégiées de drainance (type E) mais sont généralement fossiles donc hydrologiquement non actives.

Le type « mixte » associe plusieurs processus et une genèse polyphasée. En effet, les fissures à remplissage endo-karstiques peuvent être au préalable fantômisées (primokarst) ; dans ce cas des reliquats d'altérites non évacuées sont retrouvés sous les dépôts lités.

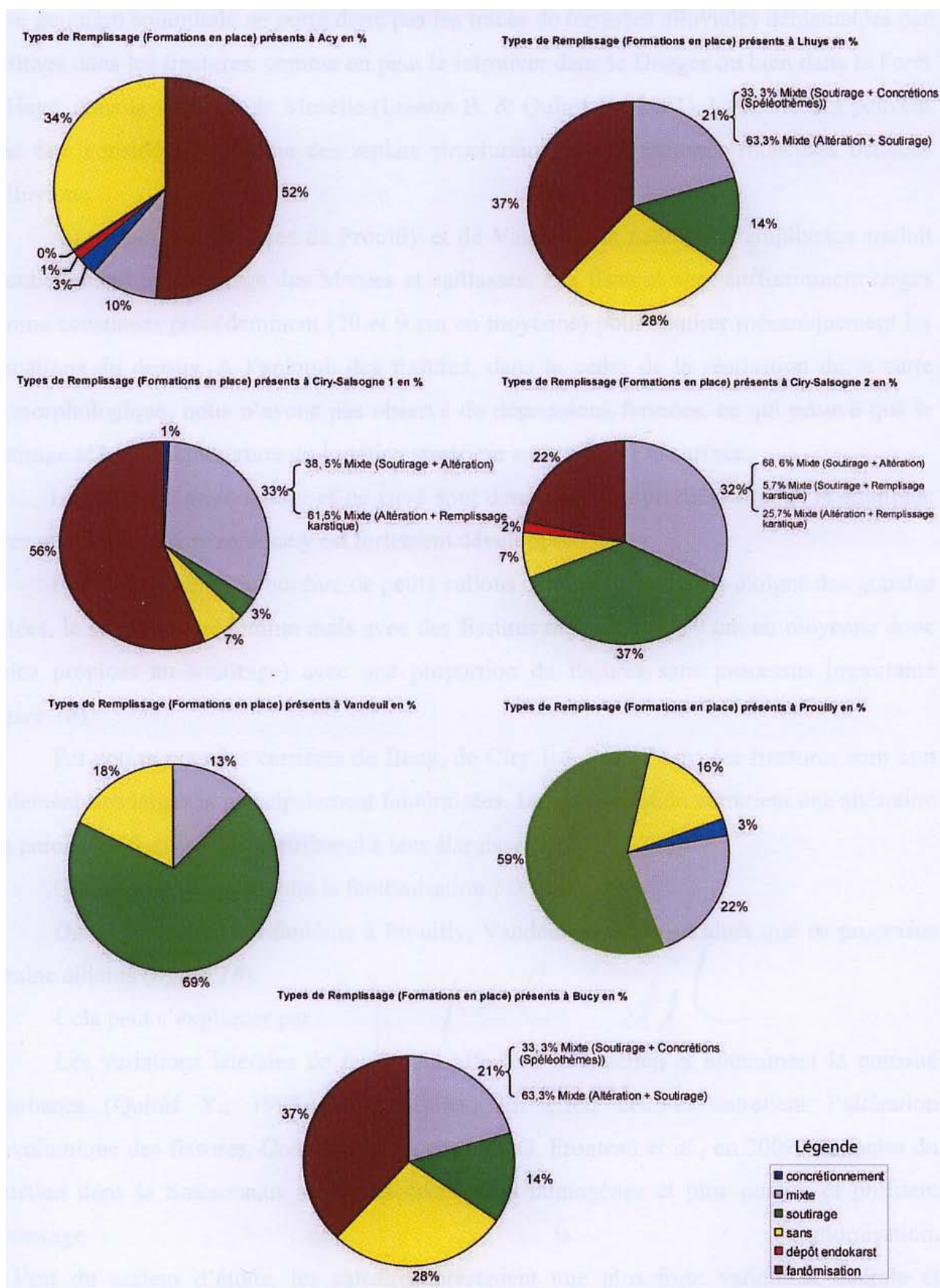


Figure 2.22.: Répartition en % des types de remplissages des fissures pour 7 carrières souterraines (sources : Gobancé G., 2010).

Cette typologie appliquée aux fractures recoupées en carrières souterraines dans le Lutétien sur 7 sites, montre que les fissures vides ou dénuées de formations constituent un tiers de l'effectif total. Cette valeur tend à relativiser l'infiltration sur les plateaux calcaires de l'est de la France car elles concernent des carrières en bordure d'une couverture marno-calcaire (Marnes et caillasses). Les fissures vides de formations, sont non seulement favorables à la pénétration de l'eau mais contribuent à la drainance entre les aquifères superposés.

L'analyse spatiale du type de remplissage montre également une importante dualité entre l'est et l'ouest du secteur étudié.

En effet, le Soissonnais est marqué par la fantômisation qui affecte plus de la moitié des fractures à Ciry-Salsogne et à Acy et explique également la distribution bimodale et l'importante disparité des largeurs des fissures dans ces deux carrières. Ces dernières varient en fonction du degré d'altération affectant les diaclases et les joints.

Par contre, c'est le soutirage qui domine à l'est dans le Tardenois surtout à Vandeuil (69% des fissures) et à Prouilly (59%). Le contrôle de la fantômisation semble bien être la nature lithologique et l'homogénéité des faciès. En effet, le Tardenois est marqué par une forte hétérogénéité latérale et verticale des faciès dans le Lutétien inhérente au contexte diagénétique des calcaires en bordure des littoraux éocènes (Fronteau G., 2000). Par contre, dans le Soissonnais la stabilité des milieux de dépôt au Lutétien et la profondeur plus importante de la mer a déterminé des faciès et surtout une porosité plus homogènes.

La décompression croisée liée à celle de la vallée principale (la Vesle) et des vallons affluents à Prouilly ne semble pas non plus être un facteur favorisant la fantômisation mais profite au soutirage de la couverture (Marnes et Caillasses). Ce dernier

L'organisation spatiale des fractures, leurs largeurs et la nature de leurs remplissages déterminent bien des mouvements d'extension latérale. La détente mécanique liée à l'incision des vallées engendre la fracturation du rebord des plateaux calcaires. Ce débitage en blocs est particulièrement développé sur les saillants ou éperons où le cloisonnement est entretenu par la détente croisée de la vallée principale et des vallons affluents. La perméabilité et la transmissivité des calcaires ne sont donc pas homogènes sur les plateaux. Elles dépendent non seulement du degré de fracturation tectonique mais également de l'organisation spatiale des vallées et talwegs. Le binôme « couche dure sur couche tendre » favorise les mouvements d'extension latérale et la pénétration des précipitations. Mais cette dernière doit être nuancée ; en l'absence de couverture, la perméabilité de fissure entretient des infiltrations diffuses. Sous une couverture, elle contribue à la drainance privilégiée entre les aquifères perchés et les aquifères calcaires karstifiables mais limite l'infiltration concentrée par le soutirage.

Pour mieux répondre au rôle de la fracturation de détente mécanique en bordure des vallées, il convient de présenter les formes d'écoulements rencontrés.

- **Le fonctionnement hydrologique des fissures en bordure des vallées**

- **Cavités cutanées, grottes intersticielles, diaclases de décollement**

Les diaclases de détente mécanique sont utilisées par les eaux d'infiltration. Des galeries de faible développement souvent parallèles au versant et proche de la surface (d'où leur nom de « cutanée », Ciry R., 1959) ou grottes intersticielles s'organisent avec peu de trace de dissolution.

On les retrouve dans la toponymie sous l'appellation de « Trous » dans les calcaires jurassiques de Lorraine (Trou aux Fées d'Avril), du Chatillonnais (Trou aux Fées de Barjon, grotte des Rochers d'Ellay) ainsi que dans les calcaires lutétiens surtout dans la vallée de la Seine, les vallées du Vexin, de l'Aisne et de l'Oise (gouffre du Rouge Gorge).

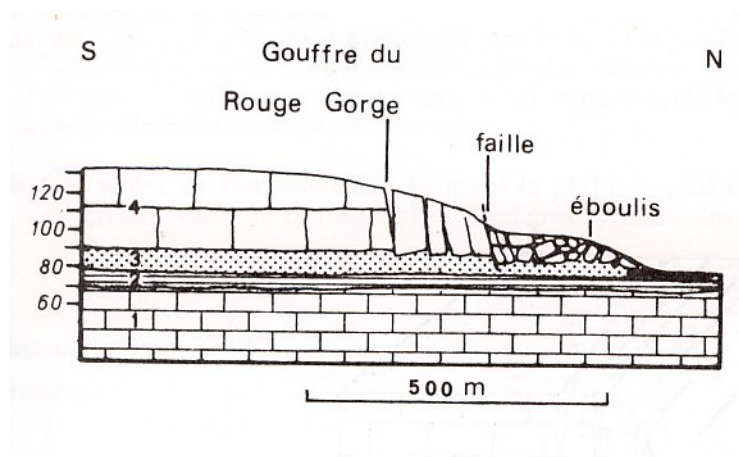


Figure 2.23: Exemple de cavité cutanées liée aux diaclases de distension en bordure des versants dans le Vexin (Val d'Oise) : le gouffre du Rouge Gorge ; 1.craie (Senonien), 2.argile (Sparnacien), 3.sables (Cuisien), 4.calcaires (Lutétiens).(Sources : Albouy JL et *al.*, 1980).

o Le rôle du permafrost régressif dans leur genèse

Le rôle du permafrost régressif semble fondamental en phase froide. La détente des versants entraîne une aérologie favorable à l'introduction de l'air plus chaud en saison chaude sur les versants et un recul du permafrost (permafrost régressif). La couche active étant plus épaisse sur les versants et en bordure des plateaux, favorise l'écoulement des eaux qui s'organisent dans les fissures. L'exposition est ici importante et l'opposition entre les deux versants exposés au sud ou non s'exprime davantage en milieu arctique et haut arctique (Van Vliet-Lanoë B., 1988).

La karstification s'opère donc plus en bordure des plateaux et s'avère contemporaine au permafrost pour ces sites de détente et de décompression en bordure des grandes vallées. Le permafrost fait abstraction de la nature lithologique des couches géologiques et joue le rôle d'aquiclude qui épouse la forme des versants. Des écoulements peuvent alors se développer dans la couche active à des altitudes relatives élevées par rapport aux fonds de vallée. Ces écoulements issus de la fonte de la neige au printemps s'effectuent dans les fissures et les joints de stratification élargis par extension latérale et la décompression. Le régime de ces écoulements et vite noyé compte tenu de la faible épaisseur de la zone active et favorise la karstification syngénétique.

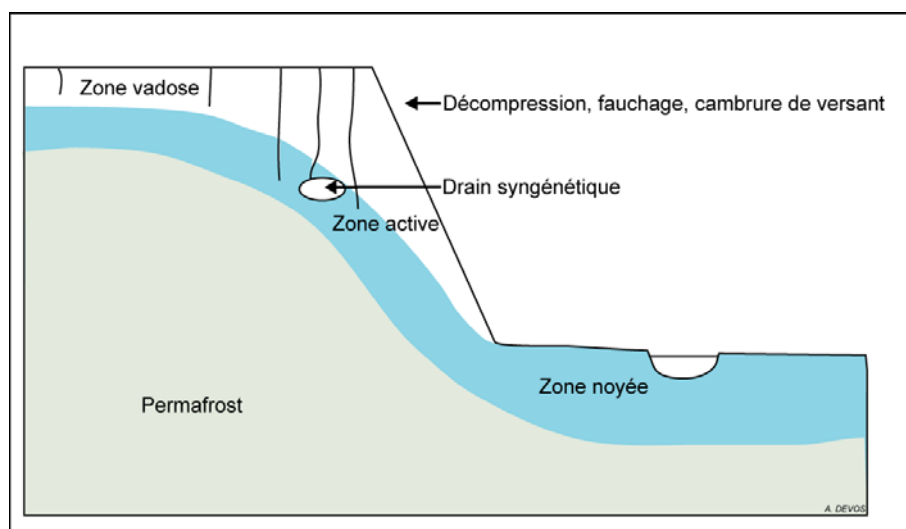


Figure 2.24 : Hypothèse génétique des karsts fossiles perchés à remplissages en rythmites.

Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse génétique, des datations ont été réalisées sur des matières organiques piégées dans les formations de type F rencontrées dans la carrière d'Acy. Deux échantillons ont été prélevés sur deux niveaux de rythmites dans la même galerie calée sur fissure.

Echantillon	Date BP	+/-
ACY01G	25 620	430
ACY02G	20 440	230

Tableau 2.3. : Résultats des datations au C14 sur deux échantillons de rythmites d'Acy (datations Poznan Radiocarbon Laboratory, sources : Sosson C. thèse en cours).

Les résultats sont fiables et inscrivent la sédimentation sableuse au stade isotopique 2 (-20 000 et -22 000 BP) ce qui correspond au maximum du froid de la dernière période glaciaire. Cela confirme l'hypothèse d'écoulements en phase noyée à une altitude relative importante par rapport aux niveaux de base actuels (+110 m), trop jeunes comme marqueurs d'incision des vallées. Seul le permafrost garantit une aquiclude élevé empêchant l'infiltration généralisée et entretient une zone noyée ou épinoyé à moins de 5 à 6 m de la surface. Cette datation témoigne du rôle fondamental du permafrost régressif sur les écoulements en bordure des vallées.

Nous reviendrons sur cette problématique dans le cadre de la conclusion générale qui replace la karstification des bas plateaux calcaires dans un contexte temporel à l'échelle du Pléistocène et d'un cycle glaciaire-périglaciaire.

Mais aujourd'hui ces formes sont inactives. On observe aucun écoulement horizontal en zone vadose dans les calcaires lutétiens ; seules les infiltrations verticales dans les diaclases sont observées en carrières souterraines. On a bien affaire à une zone de transit vertical des eaux d'infiltration.

o Fissures et drainance en carrières souterraines

Lorsque les galeries recoupent des fissures, des venues d'eau gênent l'exploitation et les carriers construisent des bassins, des réservoirs et des rigoles pour concentrer ces eaux. On en a observés dans les plateaux lutétiens et dans le Barrois où l'on utilise les gouffres recoupés, comme évacuation des eaux ennoyant les galeries.

Les carrières constituent un regard privilégié sur la fissuration du massif calcaire et sur le cheminement des eaux sous la couverture car elles s'inscrivent dans les Calcaires grossiers. L'écoulement fissural s'effectue même en phase de tarissement ce qui souligne bien le rôle de la couverture dans l'alimentation de l'aquifère lutétien. Celle-ci se vidange bien par drainance déterminant une alimentation binaire des calcaires (infiltration fissurale directe et retardée des précipitations).

De nombreuses formes de concrétionnement apparaissent au niveau des fissures recoupées par les galeries (Devos A. et al, 2008). En l'absence de lumière et donc d'activité photosynthétique, la précipitation des carbonates s'observe non plus par des tufières mais par de nombreux spéléothèmes comme des coulées, des micro-gours et planchers calcitiques, des draperies, et des pisolithes. Les formes et formations retrouvées en carrières souterraines confirment la précipitation des eaux infiltrées à travers la couverture. Des mesures ponctuelles de conductivité ont été réalisées dans des réservoirs et des bassins en carrières souterraines simultanément sur 35 points d'observation en phase de tarissement de manière à associer le concrétionnement à la forte minéralité des eaux. Celles-ci sont généralement bien minéralisées avec des conductivités à 25°C comprises entre 600 et 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. On retrouve les mêmes valeurs que pour les eaux de source issues de la couverture marno-calcaire des Marnes et Caillasses (Devos A. et al, 2009). Celle-ci entretient une drainance continue et fissurale vers les calcaires grossiers avec des écoulements lents très minéralisés donc peu agressifs. L'énergie chimique nécessaire à la karstification est ici absente ce qui explique le mode d'écoulement fissural et non karstique dans la zone saturée de l'aquifère lutétien.

La détente mécanique liée aux versants des vallées accentue donc la drainance de la couverture et les infiltrations fissurales. Par contre, les seules formes karstiques sont fossiles et vraisemblablement liées au permafrost régressif.

Dans les calcaires jurassiques, les gouffres ne sont pas disposés en bordure des grandes vallées. Dans la Grande carrière de Savonnières-en-Perthois, les gouffres pénétrables actifs recoupés par les galeries (Sonnette, Abîme, Cayenne, Belgique, Dindon) sont aveugles sous la couverture et loin des versants. Pour les autres formations calcaires (Oxfordien, Bathono-Bajocien), le karst d'infiltration observé en surface est inscrit sur des interfluvés.

L'approche souterraine confirme que la karstification et surtout la verticalisation des écoulements ne s'effectue pas en bordure des plateaux. La densité de fissures liée à la détente, l'extension latérale, les anomalies de pendage, les mouvements de terrain semblent limiter la concentration et la hiérarchisation des écoulements. Ces derniers sont au contraire diffusés ce qui diminue l'énergie mécanique à la karstification au profit de la drainance et aux infiltrations fissurales.

Seul le karst de la Montagne de Reims paraît plus original. C'est un karst de front de côte donc développé sur une pente exposée à la détente mécanique. Les puits que nous avons explorés (Creusin, Pleureuse, système de Trépail) sont tous calés sur des fractures qui conditionnent leur section transversale. Mais les relevés de fracturation dans la rivière souterraine de Trépail montrent que le calage du réseau endokarstique est limité à l'amont. En effet, à l'aval, le collecteur recoupe toutes les fissures, plus nombreuses en bordure du versant.

La spécificité du site (front de côte) détermine un contact lithostratigraphique karstogène en surface limité dans l'espace.

Conclusion de la partie 2

L'infiltration en zone non saturée est connue grâce à l'approche souterraine. Celle-ci permet d'observer des formes ouvertes, en connexion directe avec l'exokarst et de recouper des formes aveugles sous couverture en carrières souterraines (dans les calcaires lutétiens et tithoniens).

La zone vadose est marquée, d'une part par la verticalisation des écoulements et d'autre part par un étagement peu développé.

La verticalisation des écoulements se manifeste par des gouffres, des puits, et des puisards disposés au niveau du front de karstification et sous couverture. Ils trépanent les calcaires jurassiques du Tithonien, de l'Oxfordien et du Bathono-Bajocien. Le contrôle tectonique est évident, alors qu'en surface, ceux sont les contrastes de lithologiques au niveau des couvertures qui sont structurants. L'ensemble des puits, des gouffres voire des réseaux dans leur partie supérieure est callé sur des fractures et des fissures. Celles-ci conditionnent leur profil transversal et longitudinal. Les gouffres ont une section allongée dans les calcaires jurassiques et rectangulaires dans la craie. Ils s'organisent en groupes de puits étagés le long d'une discontinuité (escaliers sous faille) et traversent plus ou moins indifféremment les formations calcaires. Alimentés par la drainance, les pertes diffuses et surtout localisées, ces formes concentrent les écoulements vers la zone saturée. Elles drainent des écoulements horizontaux moins développés.

On retrouve des galeries fossiles dans toutes les formations calcaires. Les datations de leurs remplissages témoignent d'écoulements anciens (-50 000 à -780 000 BP) liés à des niveaux de base élevés. A ce titre, le karst est utilisé comme marqueur de l'incision des vallées. L'analyse sédimentologique et morphologique des conduits montre que ces paléo-écoulements sont corrélatifs à un ennoyage généralisé avec des circulations lentes. L'exemple du réseau Hadès montre que ces réseaux sont ensuite dénoyés puis trépanés par un karst d'infiltration en relation avec un karst couvert ou un front de karstification.

Les galeries actives se présentent sous la forme de « viailles » et de réseaux développés sur des fractures (rivière de Trépail). Mais ces collecteurs en régime vadose, sont transitoires et intégrés à un karst d'infiltration. Leur rôle est de concentrer les écoulements issus de la drainance, de l'infiltration fissurale et karstique vers des exutoires souterrains également calés sur des fissures. Leur morphologie rappelle constamment la verticalisation et le travail mécanique des eaux.

L'étude de la rivière de Trépail témoigne de surcreusements affectant le plancher des galeries en zone vadose. Des reculs de perte sont observés dans la partie inférieure du réseau ce qui témoigne d'un « soutirage » caractéristique.

L'approche souterraine dans les calcaires lutétiens apporte davantage d'informations sur les contraintes de cheminement en bordure des vallées. La détente mécanique domine et se manifeste par l'extension latérale, la cambrure de versant, la forte densité de fissures et des mouvements de terrain (topple, glissement). Cela traduit une dissipation d'énergie pour la karstification et favorise des écoulements fissuraux peu structurés ou « interstitiels ».

Pourtant, beaucoup de formes fossiles et perchées sont recoupées en carrière. Leurs morphologies et leurs emplissages témoignent d'écoulements lents en régime noyé. Deux datations nous permettent de rattacher ces paléo-écoulements aux dernières périodes froides du Pléistocène (-20 000 ans) à des altitudes relatives bien trop élevées. Il est donc tentant d'associer ces écoulements de sub-surface, au permafrost régressif de versant. La

relative jeunesse de ce karst noyé et la quasi absence de karst actif dans le Lutétien moyen souligne le rôle filtrant et peu structurant des calcaires lutétiens en régime vadose.

Les infiltrations diffuses à caractère fissural, les infiltrations concentrées et rapides ou karstiques ainsi que la drainance liée aux couvertures alimentent la zone noyée qui fait l'objet de la partie 3.

PARTIE 3

LA ZONE SATUREE ET LA VIDANGE AQUIFERE

La zone saturée correspond à la partie de l'aquifère où l'eau occupe intégralement les vides formant une nappe d'eau souterraine (Castany G., Margat J., 1977). Elle est appelée zone noyée en milieu karstique et zone de saturation, d'accumulation ou phréatique en milieu poreux. Elle peut être caractérisée par son mode d'alimentation, ses paramètres hydrodynamiques (perméabilité et transmissivité), son comportement dans l'espace-temps (piézométrie, convection) et son mode de vidange. Ce dernier est assuré par les sources et par les cours d'eau qui les drainent.

En milieu calcaire, la zone noyée présente plusieurs spécificités. Elle est marquée par son caractère fissural et karstique qui lui confère d'une part une forte hétérogénéité spatiale (liée au degré de fracturation et de karstification) et d'autre part, son anisotropie caractéristique.

Le caractère karstique de la zone noyée est associé :

- à une hiérarchisation de ses écoulements avec un drain ou collecteur moins capacitif mais transmissif, un réseau de fissures plus capacitifs assimilé à un réservoir à macroporosité, et un « système annexe au drainage » correspondant aux réseaux capacitifs à écoulements lents plus ou moins organisés et interconnectés
- à la maturité du karst qui souligne que l'organisation spatiale des écoulements ne découle pas d'un état intrinsèque au milieu calcaire mais du degré de karstification. L'aquifère karstique résulte d'un travail (Delannoy JJ, Nicod J., 2000), et d'une évolution polyphasée sous la commande des conditions eustatiques, néotectoniques et climatiques qui déterminent les énergies chimiques et potentielles (gradient hydraulique) de la karstification (Quinif Y., 1998). Il porte les marques d'héritages observés dans ses morphologies (paléokarst) et la complexité de son fonctionnement hydrodynamique (captures souterraines, inversions des écoulements selon la situation hydrologique)
- à son organisation spatiale hétérogène généralement développée à l'aval des systèmes, proche des exutoires qui restent rares comparés aux aquifères fissuraux et poreux. La zone noyée est donc discontinue et ne s'étend pas systématiquement à l'ensemble de la base de l'aquifère au dessus de l'aquiclude.

Il convient donc de présenter dans un premier temps une typologie des zones noyées selon les aquifères calcaires de l'est de la France avant de montrer le rôle du compartimentage structural sur leur fonctionnement hydrodynamique (partie 3.1.). Dans une deuxième partie (3.2.) nous nous intéresserons à leur mode de vidange par les sources et les cours d'eau drainant.

3.1. La zone noyée des aquifères calcaires de l'est de la France

3.1.1. Les paramètres hydrodynamiques et le contrôle lithologique

- **L'aquifère de la craie**
 - o Les paramètres hydrodynamiques de la nappe

A la différence des calcaires jurassiques, la craie a une très faible lithification ce qui lui confère une certaine homogénéité verticale. Sa porosité totale est de l'ordre de 40% qui cache une porosité efficace très faible (moins de 0.6%) liée au degré de fissuration et d'altération (Barbin et al, 1993).

Les caractéristiques hydrodynamiques de la craie déterminent, en général, une modélisation de ses écoulements relativement simple à un, voire à deux réservoirs. Les 20 à 30 m de la partie supérieure de la craie proche de la surface constituent une zone à forte détente mécanique correspondant à un réservoir à forte porosité efficace et à forte productivité.

A l'inverse, en profondeur, la craie peu fissurée détermine un autre réservoir à faible productivité (micro-porosité) dont la porosité efficace dépend directement du degré de fissuration. La transmissivité est généralement comprise entre 10^{-3} à 10^{-1} m²/s et le coefficient d'emmagasinement est compris entre 1 et 5 %.

L'aquifère de la craie ne présente donc pas la même structure verticale qu'en roche calcaire. Celle-ci répond davantage au différentiel de fissuration qu'à la nature perméable et intrinsèque des couches géologiques. La zone noyée à forte productivité est perchée en sub-surface au dessus du niveau aquiclude ou mur de l'aquifère et est relativement mince (30 m). En Champagne sèche, l'aquifère de la craie se développe sur une épaisseur de d'ordre de 400 m et son mur est théoriquement représenté par les craies marneuses du Turonien moyen. En réalité, ce dernier est attribué aux niveaux crayeux peu ou moins fissurés du Coniacien situés à une profondeur de 25 à 40 m. Les forages et diagraphies réalisés confirment généralement une zone hydrogéologiquement active à forte productivité entre 10-15 m et 20-25 m de profondeur.

En Champagne, les linéaments observés sur le terrain, sur les cartes et les photographies aériennes témoignent d'orientations préférentielles NNW (320 à 330°) et NNE (25 à 35°) qui ont manifestement calé l'installation du réseau de talweg. Les vallées et les vallons affluents sont donc en général des secteurs à forte productivité et à plus grande perméabilité à la différence des interfluves.

On assimile alors les talwegs à des secteurs avec un temps de résidence court et vulnérables à la pollution de surface mais correspondant à des secteurs productifs utilisés pour l'alimentation en eau potable et l'irrigation à l'inverse des interfluves. Les cartes de vulnérabilité à la pollution et des délais de transfert ont donc tendance à paraphraser les cartes topographiques et à homogénéiser le comportement hydrodynamique de l'aquifère crayeux. A la différence des craies de Normandie et de Picardie, les craies de Champagne sont affleurantes ou subaffleurantes et dénuées de formations superficielles favorables au ruissellement. L'infiltration y est diffuse et le gradient hydraulique est également plus faible limitant considérablement la karstification.

La nappe de la craie est donc assimilée à une nappe libre directement drainée par les cours d'eau en relation avec leur nappe alluviale. Selon la nature des alluvions et leur granuloclasement positif, la nappe peut être localement captive ou semi captive sous les alluvions. Elle devient captive sous les formations tertiaires et notamment sous les argiles de

l'Yprésien inférieur où elle se confond avec celle des sables thanétiens. Dans le Tardenois, de nombreux forages exploitent cette nappe captive en fond de vallée.

L'aquifère de la craie est considéré au niveau hydrodynamique comme un aquifère poreux. Cependant, dans la Montagne de Reims, le contact avec les formations tertiaires est jalonné par une karstification qui semble n'affecter que la zone non saturée car les exutoires des systèmes karstiques (Trépail, Verzy) restent perchés de 50 m environ par rapport à la surface piézométrique de la nappe.

En 1985, une étude du BRGM (Moreau, 1985) a permis d'établir une carte des transmissivités à l'échelle du bassin de la Vesle et à partir des essais de pompage sur des puits exploités pour l'alimentation en eau potable. La carte met en évidence clairement de fortes variations spatiales de la transmissivité liées au relief. Les vallées drainées sont bien plus transmissives que les interfluves ce qui recoupe les observations de calage du réseau hydrographique sur les fractures.

Morphologies	Transmissivité (m ² /s)	Coefficient d'emménagement (%)
Plateau	10 ⁻⁶ à 10 ⁻⁵	1 à 2
Vallée sèche	10 ⁻⁵ à 10 ⁻³	2 à 3
Vallée drainée	0.3 à 10 ⁻²	3 à 5

Tableau 3.1. : Paramètres hydrodynamiques moyens de la nappe de la craie (d'après Moreau, 1985).

o La nappe de la craie et sa piézométrie

Les puits et forages non exploités permettent de mesurer les hauteurs (ou côte NGF) et les variations du toit de la nappe. Des campagnes de mesures établies en hautes-eaux et en basses eaux par le BRGM permettent de réaliser des cartes piézométriques et des cartes d'amplitudes piézométriques (Rouxel-David E., 2003). Mais le réseau de mesure est généralement insuffisant pour une extrapolation simple entre les puits. Un traitement des données via des corrélations entre les altitudes du plan d'eau des forages et des reliefs s'avère indispensable.

- Le calage topographique de la piézométrie

Les cartes piézométriques montrent une superposition atténuée de la géométrie du toit de la nappe à la topographie. Des dômes piézométriques apparaissent au niveau des interfluves et des talwegs piézométriques au droit des vallées. La profondeur du toit de la nappe est de l'ordre du mètre dans les vallées alors qu'elle est d'une dizaine de mètres sur les reliefs. Sous les formations tertiaires, dans le Pays d'Othe et en Montagne de Reims, et au niveau des interfluves, elle est de 30 m. La nappe reste libre et présente un dôme piézométrique

Des anomalies peuvent apparaître dans le cas d'un drainage karstique (Rodet J., 1992) dans le Pays d'Othe et au niveau des interfluves entre deux vallées étagées. Dans ce cas, la carte piézométrique peut mettre en évidence une crête piézométrique au niveau de l'interfluve en période de hautes eaux mais une pente en période de basses eaux. Dans ce cas, les lignes de courant, perpendiculaires aux isopièzes, déterminent des transferts de masses d'eau entre les bassins versants aux dépens du cours d'eau perché. C'est généralement le cas des interfluves entre les vallées secondaires et les grandes vallées comme l'interfluve Vesle supérieure-Marne où un gradient hydraulique de 40 apparaît en basses eaux. En amont de

Bouy, dans la vallée de la Vesle, la surface piézométrique est à la côte NGF 105 m durant la campagne d'octobre 2002 alors qu'elle est à 74 m dans la vallée de la Marne. Ce gradient témoigne donc, théoriquement, d'écoulements souterrains aux dépend du bassin de la Vesle en basses eaux.

Un schéma d'écoulement en zone noyée peut être proposé dans la craie en fonction de la position des cours d'eau dans le dispositif de cuesta. Les bassins versants en amont pendage présentent des transferts de masses d'eau au bénéfice des bassins voisins en aval pendage. C'est le cas pour la Suippes et la Vesle, et pour la Vesle et la Marne.

- Les variations piézométriques de la nappe de la craie

La piézométrie connaît des variations interannuelles, annuelles ou saisonnières.

Les variations saisonnières dépendent du bilan hydrique. Les précipitations étant homogènes à l'échelle de l'auréole de la craie de Champagne, c'est principalement l'ETR qui détermine l'évolution de la piézométrie.

Elle est marquée par deux saisons regroupant les 4 phases du bilan hydrique :

- une saison de recharge de janvier à juin correspondant aux phases de surplus hydrique et de reconstitution de la RFU
- une saison de décharge de juillet à novembre ou de tarissement correspondant aux phases de demande non satisfaite et de vidange de la RFU.

L'amplitude des variations saisonnières varie selon plusieurs paramètres et notamment selon l'épaisseur de la zone vadose ou la topographie. Sur les interfluves les amplitudes sont importantes (souvent supérieures à la dizaine de mètres) et régulières alors que dans les vallées elles sont de l'ordre du mètre mais irrégulières. La comparaison des piézogrammes de Songy et des Grandes Loges est révélatrice de cette dualité de comportement hydrodynamique entre les vallées et les interfluves.

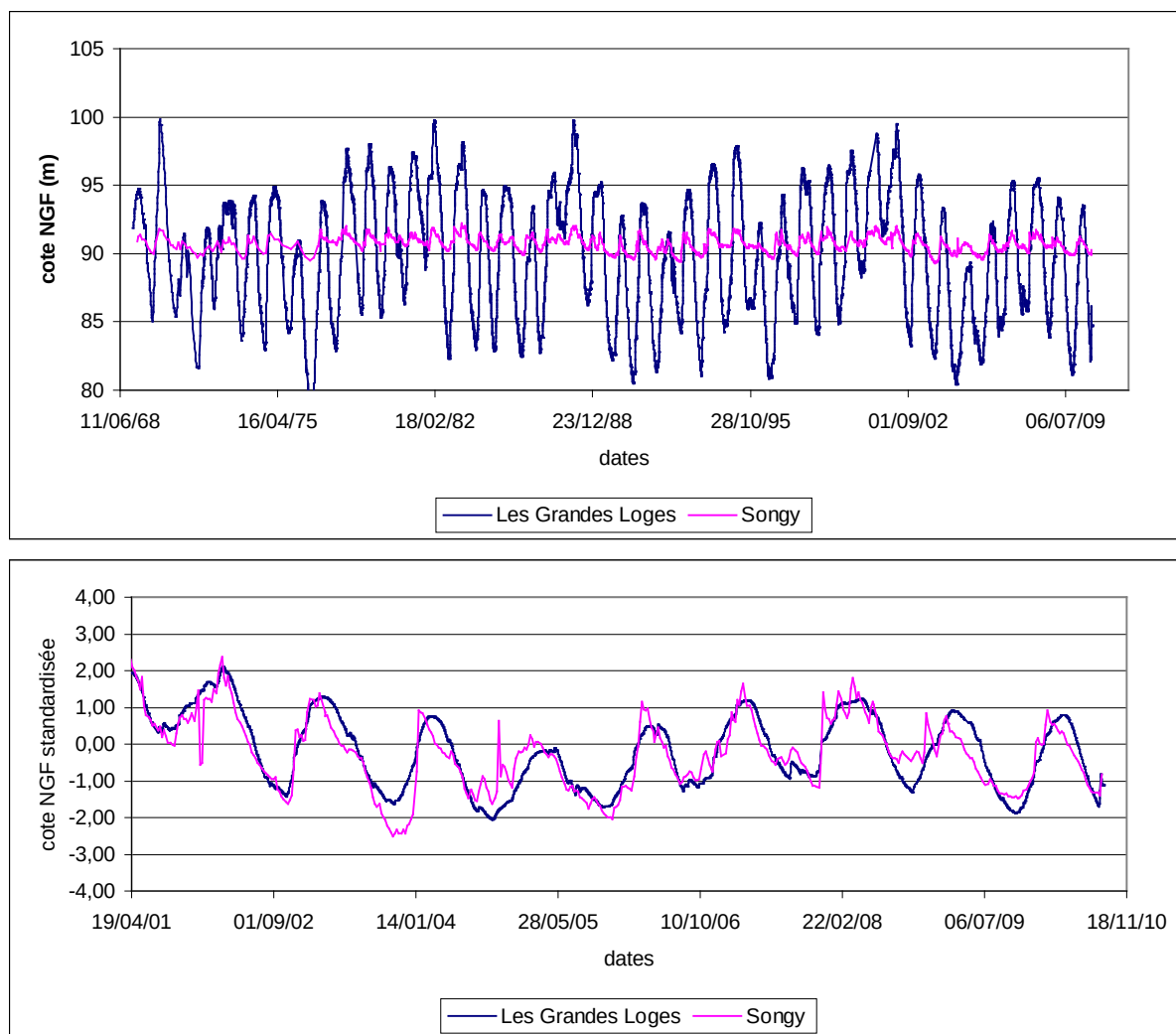


Figure 3.1.: Piézométrie de la nappe de la craie à Songy et aux Grandes Loges (d'après les données du BRGM) en cote NGF (en haut) et en valeurs standardisées (en bas).

Le piézomètre de Songy se situe dans la vallée de la Marne entre Châlons-en-Champagne et Vitry-le-François alors que celui des Grandes Loges s'inscrit dans l'interfluve Vesle-Marne. Les deux points de mesures se trouvent pourtant à des altitudes comparables, respectivement 107 m et 93 m. Sur une période relativement longue (de 1968 à 2010) l'évolution de la cote NGF du toit de la nappe présente davantage d'amplitudes aux Grandes Loges où elles dépassent 10 m alors qu'à Songy elles sont de l'ordre de 2 m. La saisonnalité du régime est remarquable aux deux piézomètres avec un cycle recharge-décharge ou des hautes-eaux (fin février à mi juillet) et des basses-eaux (mi juillet à mi fin février) bien individualisés ce qui souligne le caractère capacitif et peu réactif du réservoir et résulte du bilan hydrique (basses eaux liées à la chute des pluies efficaces associées à l'augmentation de l'ETR).

Mais les variations à l'échelle mensuelle cache une évolution piézométrique hebdomadaire et journalière plus irrégulière selon les épisodes pluvieux mais avec des amplitudes piézométriques de faible ampleur comparées au cycle saisonnier. Nombreuses études (BRGM-Fredonca) mettent en évidence la forte réactivité de la nappe aux épisodes pluvieux expliquée par un « effet de chasse », ou « effet piston » ou « transfert de pression ou « en boule de billard ». En occupant la totalité de la porosité, l'eau infiltrée des pluies efficaces, chasse à la base de la zone non saturée un volume d'eau égal vers la zone noyée.

La comparaison de l'évolution piézométrique à Songy et aux Grandes Loges en valeurs standardisées montre qu'au niveau des interfluvés, le régime est lissé et plus pondéré alors

que dans les fonds de vallées, il est plus irrégulier. Cela rejoint les observations relatives à la transmissivité.

Les variations interannuelles à partir des piézomètres de référence sont suivies depuis 1968. Elles montrent que les variations saisonnières sont régulières d'année en année. Les années humides (1969-70, 1981-82, 1987-88 et surtout 2000-2001) se traduisent par des montés de nappe, lentes et régulières. L'effet mémoire et cumulatif de l'aquifère de la craie est patent. Ce la devrait de retranscrire sur le régime des cours d'eau drainant la nappe.

- **Les nappes des calcaires jurassiques**

- o Caractéristiques générales

Les calcaires jurassiques se démarquent de la craie du Crétacé par les caractéristiques suivantes:

Un **niveau imperméable essentiellement argileux** constitue le mur de l'aquifère. De manière synthétique, on distingue une nappe par étage géologique (Tithonien, l'Oxfordien, Bathono-Bajocien, Muschelkalk) qui occupe les faciès les plus capacitifs et transmissifs des calcaires.

La nappe du Tithonien s'inscrit dans les Calcaires de Dommartin dont le mur est représenté par la Pierre Châline. Les autres séquences (calcaires lithographiques) sont peu productives. La nappe du Bajocien imprègne les calcaires entre les Marnes micacées (mur aquiclude) et les Marnes de Gravelotte (toit aquiclude). Dans le bassin ferrifère lorrain, les travaux miniers ont rabattue la surface piézométrique aux Marnes micacées durant les exhaures mais celle-ci s'est stabilisée après leur ennoyage (cf partie 4).

La nappe de l'Oxfordien a pour mur les Terrains à chailles (Oxfordien inférieur) et baigne les calcaires de l'Oxfordien moyen.

Les calcaires présente de **fortes variations latérales de faciès** inhérentes aux conditions diagénétiques (apports terrigènes en bordure des massifs anciens, formations récifales, subrécifales, faciès de lagon, calcaires oolithiques, lithographiques, etc...). Les synthèses géologiques à l'échelle du Bassin de Paris (Mégny C. et F., 1980) montrent de nombreuses unités lithologiques discontinues dans l'Oxfordien, le Bajocien et le Tithonien.

Leur **variabilité verticale de faciès** est également importante. Elle est liée aux séquences de sédimentations générant une importante lithification favorable aux écoulements horizontaux. Cette variabilité lithologique confère aux aquifères calcaires du Jurassique un caractère transmissif et capacitif très changeant. A la différence de la craie, les variations de porosité totale et de capillarité sur échantillon sont très importantes selon les faciès (Fronteau G., 2000, Moreau C., 2008). La Pierre de Savonnières (Tithonien) présente une porosité de 33% avec une capillarité faible témoignant des mauvaises connexions entre les pores. Les Pierre de Langres et de Jaumont (Bajocien) ont une porosité plus faibles, respectivement 10 et 20 % et une capillarité très faible et hétérogène (Moreau C., 2008). Cette variabilité verticale est telle qu'elle soulève le problème de la représentativité des mesures faites sur échantillon en laboratoire.

La **perméabilité en grand ou fissurale** (favorable aux transferts verticaux) est bien développée ce qui détermine des **nappes discontinues et anisotropes**. L'approche spéléologique nous permettant d'accéder (via des puits ou des gouffres) aux murs des aquifères sans rencontrer d'eau, démontre bien cette discontinuité. C'est le cas du gouffre de la Sonnette à Savonnières-en-Perthois. Ce gouffre s'arrête au fond sur les bancs argileux de la Pierre Châline qui constitue le mur de l'aquifère des calcaires de Dommartin (Tithonien).

Le réseau reste pourtant en surface libre alors qu'ailleurs des piézomètres rencontrent la zone noyée. Cet aspect explique en partie l'hétérogénéité des comportements hydrodynamiques observés au niveau des piézomètres. La perméabilité de fissures confère aux aquifères jurassiques une verticalisation des écoulements en zone vadose qui lisse fortement le rôle du contrôle lithologique dans les modalités d'écoulement et les potentialités de nappe multicouche.

Des niveaux argileux, marneux ou plus indurés constituant potentiellement des aquicludes d'**aquifères multicouches** (Oolithe de Bure dans le Tithonien, Marnes blanches des Eparges ou Argiles à *Ostrea deltoïdea* dans l'Oxfordien, Marnes de Gravelotte dans le Bajocien). Cette variabilité verticale, accentuée par la lithification entretient des écoulements horizontaux et une succession de nappes superposées ce qui complexifie fortement les transferts en zone noyée.

Enfin, les calcaires jurassiques ont connus des nombreuses surfaces d'érosion et de transgression et présentent une meilleure résistance aux cycles gel-dégel durant le Pleistocène. A la différence de la craie, ils enregistrent morphologiquement les conditions tégogénétiques par les surfaces sommitales (Leroux J., Harmand D., 2003, Cojan I. et al, 2007), les piégeages karstiques et le calage des réseaux karstiques aux anciens niveaux de base (Harmand D. et al, 2004). A ce titre, ils constituent une formidable « géothèque » des paléo-paysages et permettent de replacer les zones noyées dans un contexte temporel souvent polyphasé.

o Les nappes dans le dispositif de cuestas

Le dispositif de cuestas dans l'est de la France et le degré d'incision des vallées commandent les modes d'alimentation et de vidange des zones saturées (Fig. 3.2.).

Compte tenu du pendage général vers le centre du bassin de Paris, et de la géométrie des couvertures, les nappes sont libres en amont pendage et perchées sur les fronts de côte (A). Elles sont potentiellement peu épaisses, et très rabattues au mur de l'aquifère, donc peu capacitive. La détente de versant et la décompression liée à l'érosion des couches de surface entretiennent une forte transmissivité. Elles se vidangent par des sources de trop-plein à faible débit.

Au centre des plateaux de revers (B), les nappes sont toujours libres mais drainées par les cours d'eau qui les traversent provoquant un rabattement piézométrique. Leur épaisseur augmente ce qui détermine des ressources en eau plus importantes. Les nappes sont capacitives et transmissives.

A l'aval pendage (C), en limite de nappe captive et en bordure des couvertures aquicludes, elles connaissent un changement d'écoulement majeur entre un régime libre est un régime captif. Cette discontinuité entraîne généralement des nappes capacitives avec de bonnes ressources en eau pour les cours d'eau car plus à l'aval pendage, sous les couvertures épaisses elles sont déconnectées des axes de drainage et trop minéralisées pour l'alimentation en eau potable.

L'organisation spatiale du réseau hydrographique et son degré d'incision s'inscrit dans ce schéma général. Les échanges nappe-cours d'eau et les modalités d'écoulement dépendent de la combinaison de ces paramètres.

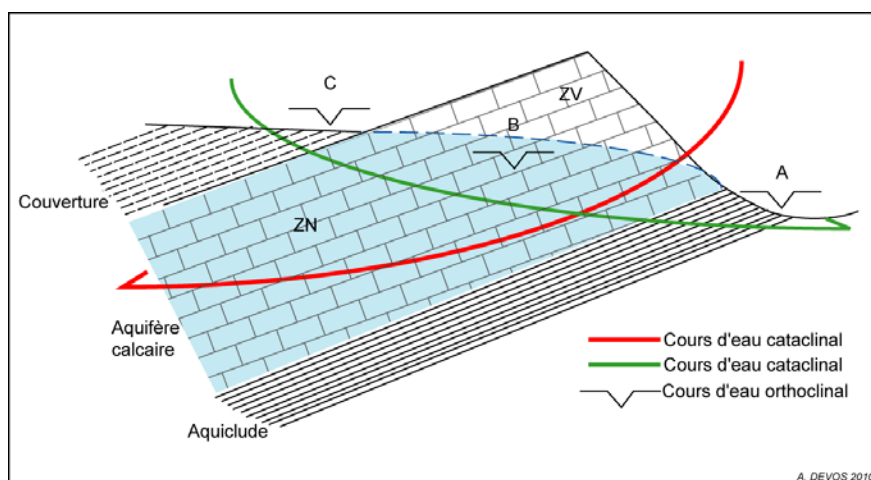


Figure 3.2. : Nappes et cours d'eau dans le dispositif de cuesta de l'est de la France. ZV. Zone vadose. ZN. Zone noyée.

Un cours d'eau orthoclinal située dans le cas A est déconnecté de la nappe. Un réseau hydrographique affluent s'organise à partir des lignes de sources perchées sur le versant ou le front de côte afin de rejoindre le cours d'eau correspondant au niveau de base local. Dans ce cas le réseau hydrographique est bien hiérarchisé selon la loi de Horton. C'est le cas de l'Ornain dans la traversée des calcaires tithoniens. Le cours d'eau draine la dépression subséquente de la côte des Bars qu'il dédouble.

Par contre, s'il est dans le cas B, il draine la nappe et bénéficie d'apports continus latéraux. C'est le cas de la Meuse entre Neufchâteau et Stenay.

Un cours d'eau anaclinal (Orne, Esch) se situe respectivement dans les cas C, B puis A. Sa partie supérieure dans la couverture est potentiellement peu productive avec des rendements hydrologiques faibles en période d'étiage. A l'inverse, en limite de nappe captive, il doit bénéficier de bonnes conditions d'alimentation.

Un cours d'eau cataclinal (Saulx, Aire, Aisne supérieure) présente une succession inverse de conditions d'échanges avec la nappe (A, B puis C).

o Des nappes selon le degré d'incision des vallées (le facteur temps)

Le schéma général globalement structural, des échanges nappe-cours d'eau dépend également du profil en long et du degré d'incision des vallées. Cela introduit le concept de maturité des écoulements et inscrit les zones saturées dans une dimension temporelle. Dans le cas des vallées peu incisées dans les plateaux (A), les cours d'eau risquent d'être perchés au dessus de la zone noyée. A l'inverse, pour les vallées bien incisées, les cours d'eau recoupent la nappe (C) et la drainent (D). Le degré d'incision des vallées commande aussi les écoulements en zone saturée et les transferts de masses d'eau entre les bassins versants contigus. Le rabattement piézométrique lié au drainage hydrographique provoque aussi ces transferts aux dépends des cours d'eau perchés (Fig.3.3.).

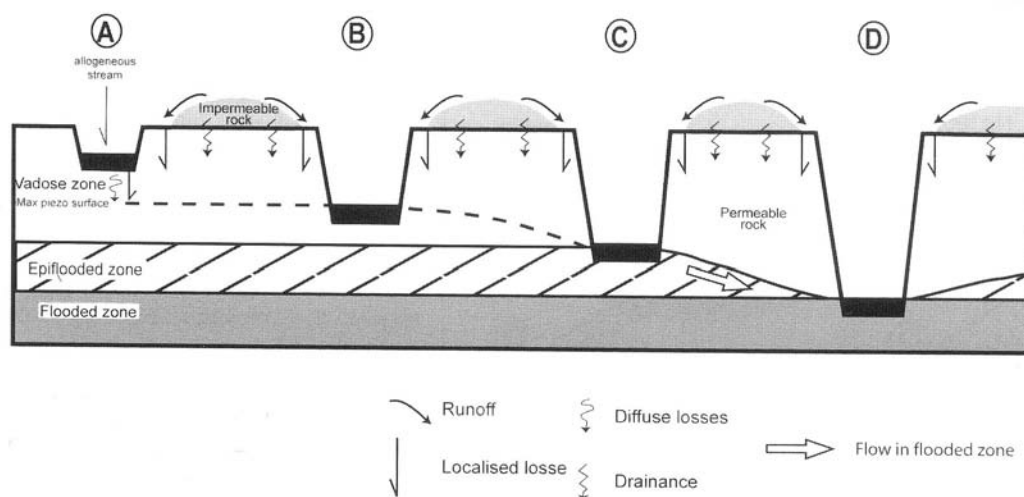


Figure 3.3.: Le rôle de l'incision des vallées dans les modalités d'écoulement en surface et en zone noyée
(D'après Devos A. et al, 2007).

A l'échelle du Pléistocène, en fonction de l'incision générale des cours d'eau du Bassin de Paris, la zone noyée des aquifères calcaires connaît de profonds changements de conditions d'écoulement. On peut proposer le schéma suivant.

Paramètres hydrodynamiques				
Capacitif	++	+++	-	--
Transmissif	--	++	+++	--
Vulnérabilité	--	++	+	+
Alimentation	Unitaire (drainance)	Ternaire Drainance Karstique Infiltration diffuse	Binaire Infiltration diffuse Karstique	Unaire (infiltration diffuse)
Karstification	Fantômisation Primokarst	Karst couvert Front de karstification	Front de karstification	Karstification bloquée

Figure 3.4. : Evolution des paramètres hydrodynamiques des aquifères calcaires en fonction de l'incision des vallées.

Lorsque les niveaux de base sont élevés, les zones noyées sont bien développées sous les couvertures mais les gradients hydrauliques sont trop faibles pour garantir une structuration des écoulements en zone saturée. La fantômisation peut s'exercer en régime noyé. L'énergie à la karstification est dissipée. L'aquifère est capacitif mais peu transmissif et son alimentation est unaire car limité à la drainance (phase 1). Au terme de cette phase, des conduits ovoïdes syngénétiques sont formés en zone noyée.

Suite à l'incision des vallées et au recul des couvertures, des systèmes karstiques s'établissent avec un exokarst au niveau d'un contact lithostratigraphique, un karst d'infiltration en zone vadose qui trépane des conduits induits par le primo-karst (phase 2). Ce dernier devient fossile et s'il n'est pas réutilisé par les eaux d'infiltration garde ses altérites. L'aquifère gagne en transmissivité et en productivité. La zone saturée est épaisse et caractérisée par des collecteurs. Elle bénéficie d'une alimentation ternaire (infiltration diffuses et directe, infiltration concentrée et karstique, drainance).

Lorsque les vallées incisent toute la formation calcaire, les cours d'eau drainent leur partie basale et la zone non saturée est plus représentée (phase 3). Mais le rabattement piézométrique est important et la nappe est rabattue au mur de l'aquifère déterminant une nappe peu capacitive mais très transmissive. Le recul de couverture entraîne la migration du front de karstification. Vu la faible épaisseur de la couverture, le mode d'alimentation est binaire car la drainance disparaît au profit de l'infiltration diffuses et concentrée.

Enfin, après avoir traversé l'encaissant calcaire, les cours d'eau drainent le mur aquiclude (phase 4). Les nappes sont perchées et très peu capacitives. La décompression du massif calcaire et la détente de versant déstructurent les écoulements hiérarchisés issus des phases antérieures. La dissipation d'énergie est telle que la karstification est bloquée. L'aquifère devient fissural, moins transmissif, et peu capacitif et son mode d'alimentation est unaire.

Mais ce schéma évolutif s'inscrit dans une baisse continue des niveaux de base. En réalité, chaque étape est marquée par une évolution polyphasée et cyclique (creusement-accumulation).

- **Les nappes des calcaires lutétiens**

Deux nappes peuvent être individualisées dans le Lutétien.

Le Lutétien supérieur (Marnes et caillasses) correspondant à une couverture semi-perméable est assimilé à un aquifère multi-couche et perché. Sa nappe d'intérêt local et de sub-surface alimente en eau de nombreuses sources pétifiantes (tufières) captées pour l'AEP. La permanence des caractères physico-chimiques des eaux (homothermie, minéralisation et dureté importante et stable, turbidité faible) témoigne d'un comportement hydrodynamique peu transmissif, peu réactif aux précipitations avec des écoulements peu structurés qui s'expliquent par l'alternance des bancs décimétriques argileux et calcaires.

Le Lutétien moyen et inférieur correspond à un aquifère mono-couche dont le mur est représenté par les Argiles de Laon au sommet du Cuisien. Mais ce niveau aquiclude, d'argiles sableuses et ligniteuses, compris entre 2 à 10 m n'est pas continu.

Lorsqu'il est observé et suffisamment épais, une nappe libre est individualisée dans le Soissonnais et le Laonnois. Elle est perchée de 40 m au dessus de la nappe des sables cuisien et très rabattue (souvent limitée aux sables glauconieux). Elle donne naissance à de nombreuses sources également perchées sur les versants.

Les cours d'eau ne drainent pas cette nappe (Ailette, Ardre, Vesle) car ils incisent les formations tertiaires et atteignent les argiles de l'Yprésien (Sparnacien).

Dans le sud du Tardenois et surtout dans l'Orxois, la nappe imprègne toute la formation du Lutétien moyen et devient captive sous les Marnes et Caillasses et l'Auversien.

Lorsque les Argiles de Laon sont trop minces ou inexistantes, les calcaires lutétiens correspondent à une zone d'infiltration de la nappe du Cuisien contenue dans les sables sous-jacents. Dans le Valois, l'Automne draine cette nappe mais et le Lutétien reste perché sur les versants.

Les caractéristiques de la nappe du Lutétien dépendent donc des conditions géomorphologiques (incision des cours d'eau) et de l'existence des Argiles de Laon et non du des paramètres hydrodynamiques intrinsèques des calcaires lutétiens (perméabilité et porosité en petit).

Les argiles de Laon et les niveaux ligniteux du Sparnacien calent des plans de glissements préparés par la détente mécanique des versants (fissures de distension, cambrure de versant, fluage). Ces mouvements de terrain perturbent considérablement la géométrie de la ligne de sources et multiplient les niveaux aquifères cloisonnés dans les vallées. Les blocs glissés peuvent représenter de véritables réservoirs d'intérêt local pouvant entretenir des zones humides et soutenir les cours d'eau en période d'étiage à l'échelle de petits bassins versants (Sosson C., thèse en cours).

Le contrôle structural est donc fondamental dans le comportement hydrodynamique de la zone saturée et les échanges nappe-cours d'eau.

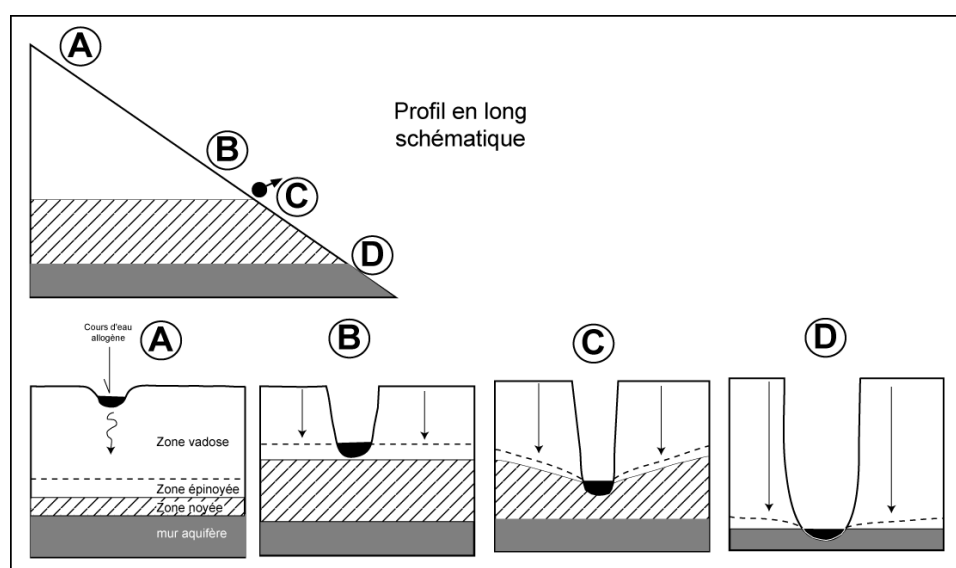


Figure 3.5.: Echanges nappe-rivière en structure acclinale (d'après Devos A. et al, 2007).

Dans un contexte acclinal, en appliquant le modèle Mangin (Mangin A., 1975) basé sur une organisation verticale de l'aquifère karstique, on corrèle facilement les conditions d'écoulement à la position du cours d'eau dans les zones du modèle en fonction de son degré d'incision. Dans un même aquifère, le profil en long du cours d'eau recoupe successivement toutes les zones du modèle (Figure.3.5.) avec un amont drainant la zone vadose, non saturée (pertes diffuses et localisées, type A). La partie médiane recoupe ensuite la zone épinoyée marquée par le battement piézométrique (type B) avant de drainer la zone saturée (rendements forts, type C) pour enfin atteindre le mur aquifère (type D). Les aquifères se vidangent alors par des sources de dépression de la nappe libre au sein du corridor fluvial.

Dans un contexte monoclinal simple dénué de tectonique régionale souple ou cassante, le dispositif de cuestas modifie ce schéma compte tenu du pendage et des couvertures. Il conditionne les modes d'écoulement (régime libre, captif) des nappes et leur paramètre transmissif et capacitif. Mais le facteur « temps » est lui aussi tout aussi important car la karstification des plateaux calcaires est issue d'un travail de l'érosion qui selon sa maturité ou sa jeunesse conditionne la transmissivité des écoulements.

Ce schéma est particulièrement valable pour les calcaires du Jurassique compte tenu du pendage. Pour les plateaux lutétiens, ce dernier est plus faible. La zone saturée reste perchée et fortement rabattue tout en étant très peu capacitive.

Cependant, le compartimentage tectonique, en déterminant le gradient hydraulique entre le cours d'eau et la zone saturée conditionne les conditions d'écoulement et ainsi la vidange aquifère dans l'espace. Ce compartimentage des aquifère s'effectue par la tectonique souple et cassante (Devos A., et al, 2007).

3.1.2. Le rôle du compartimentage tectonique

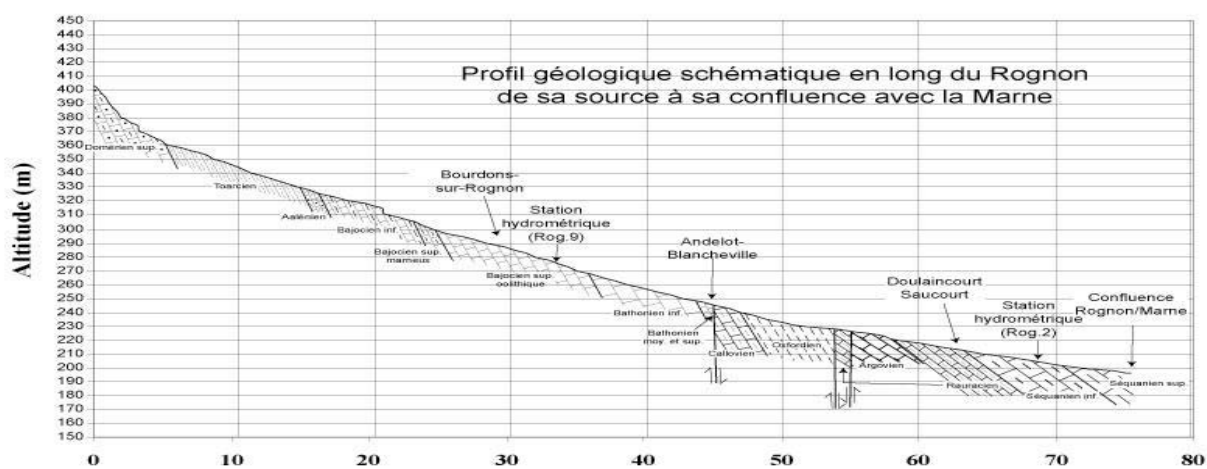
Le rôle du compartimentage tectonique est fondamental à l'échelle régionale et locale. Il détermine l'existence des fenêtres hydrologiques, de kart ou de nappe barrée, et de piège aquifère. Il s'exerce par les failles, les ondulations synclinales et anticlinales et les flexures.

- **Le rôle des failles**

Les failles cloisonnent la zone noyée ou à l'inverse permettent des transferts entre deux aquifères contigus.

- o Les failles et les aquifères barrés

Elles provoquent des contacts anormaux entre les calcaires réservoirs et les murs aquifères déterminant des systèmes aquifères barrés en roche calcaire (karst barré). Les écoulements de la zone saturée s'effectuent dans le sens du pendage mais sont barrés par un front d'imperméabilisation représenté par les couches moins transmissives au niveau du plan de faille, déterminant ainsi de nombreuses sources de débordement de type karstique.



Lejeune O., Devos A., 2004

Figure 3.6. : Profil en long géologique du Rognon (sources : Lejeune O., Devos A., 2004).

C'est le cas du bassin du Rognon avec la faille d'Andelot-Blancheville, et du bassin de la Blaise. L'aquifère des calcaires bathoniens est barré par les marno-calcaires calloviens au niveau de la faille.

Les fossés décalent les limites de couvertures imperméables et confinent la zone saturée sous une couverture imperméable piégée dans le compartiment tectonique. Une ouverture localisée dans la couverture constitue alors une fenêtre géologique dans laquelle la zone noyée peut se vidanger par des sources importantes et par drainage hydrographique.

Le Rongeant à Thonnance-les-Moulins ainsi que la Cousance, plus spécifiquement à Cousances-les-Forges s'inscrivent dans des fenêtres géologiques en liaison avec des fossés tectoniques. Cependant, elles présentent chacune des aspects particuliers.

Celle de la Cousance, s'inscrit en bordure du fossé de la Marne entre Joinville et Saint-Dizier qui joue un rôle fondamental sur la zone saturée des calcaires tithoniens. De direction méridienne et orthoclinale, il s'inscrit à la frontière du Barrois et du Perthois crétacé. En « piégeant » les formations imperméables et semi-perméables du Crétacé inférieur (Albien Barrémien), il détermine un front d'imperméabilisation en aval pendage et un changement des conditions d'écoulement de la zone saturée. Cette dernière passe d'un régime libre à une nappe captive dans le fossé se traduisant par de nombreuses émergences calées sur la faille orientale. Une fenêtre géologique fait apparaître le Tithonien en fond de vallée sous le recouvrement crétacé à Cousances-Les-Forges permettant une vidange de la nappe captive et barrée des Calcaires de Dommartin. Celle-ci se fait par un système karstique démontré par traçages (Jaillet S, 2000) dont les exutoires sont les sources de la Bézerne et de l'usine à Cousances-les-Forges.

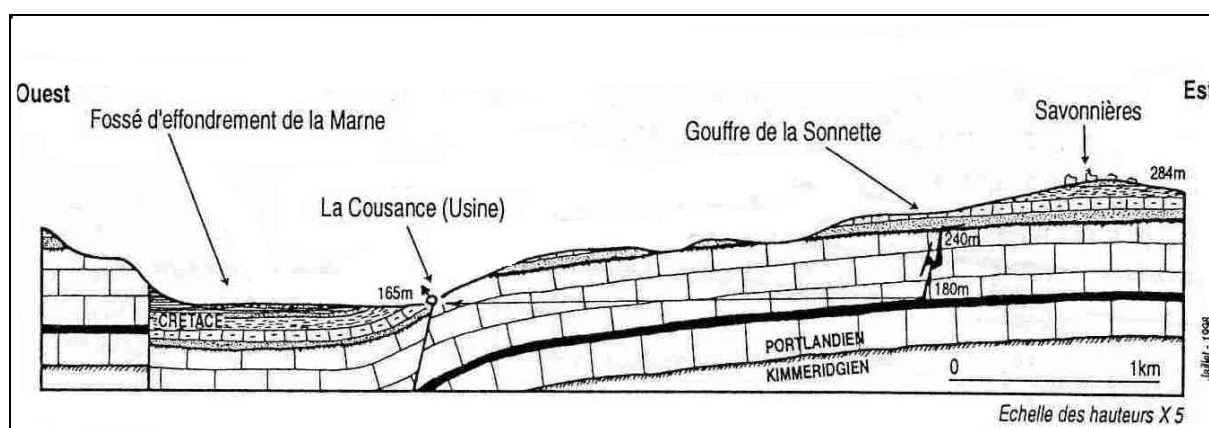


Figure 3.7. : Coupe géologique du fossé de la Marne (Sources : Jaillet S., 2005).

o Les failles et le cloisonnement de la zone saturée

Les contacts anormaux liés aux failles cloisonnent les aquifères et la zone saturée sur le linéaire des cours d'eau.

Le profil en long du Loison dans la Woevre septentrionale montre bien le cloisonnement de la nappe bathonienne (dalle d'Etain). Les failles délimitent des blocs plus ou moins inclinés avec ou sans couverture imperméable (argiles callovienne). Le Loison draine ces blocs dans lesquels la nappe est à surface libre (secteurs de Billy-sous-Mangiennes et de Dimbley) ou est captive (entre Mangiennes et Merles-sur-Loison, secteur de Vittarville).

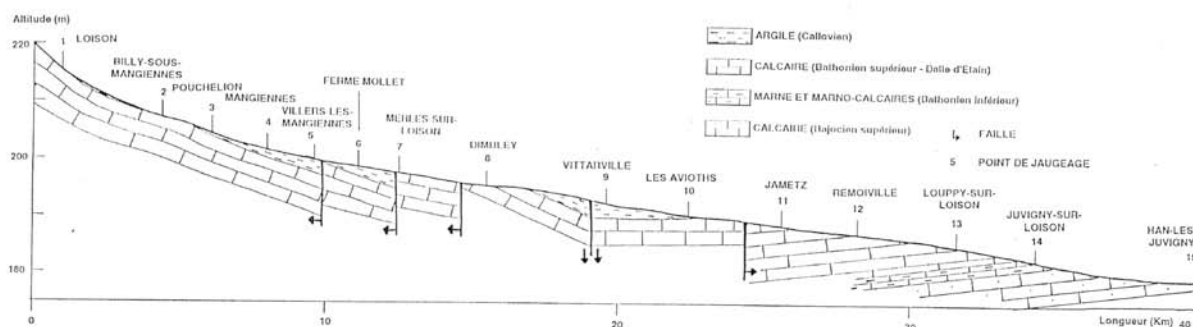


Figure 3.8. : Profil en long du Loison (d'après Gamez P., 1992).

Ce cloisonnement se vérifie également par la position des principaux exutoires des systèmes karstiques, calés sur des failles (sources karstiques du Rupt-du-Puits, de la Fensch, du Rongeaing, de Couvonges, d'Haironville et de Fains-les-Sources).

o Les failles déterminent le gradient hydraulique

L'exemple du profil en long de la Saulx barroise montre le rôle local des failles sur le gradient hydraulique entre les cours d'eau et la nappe. Dans la traversée du synclinal de Treveray, les failles de Morley et de Ménil-sur-Saulx accentuent le gradient entre la Saulx et la Pierre Châline correspondant au mur de l'aquifère tithonien. Ce décalage entre cours d'eau et nappe croît proportionnellement au rejet des failles.

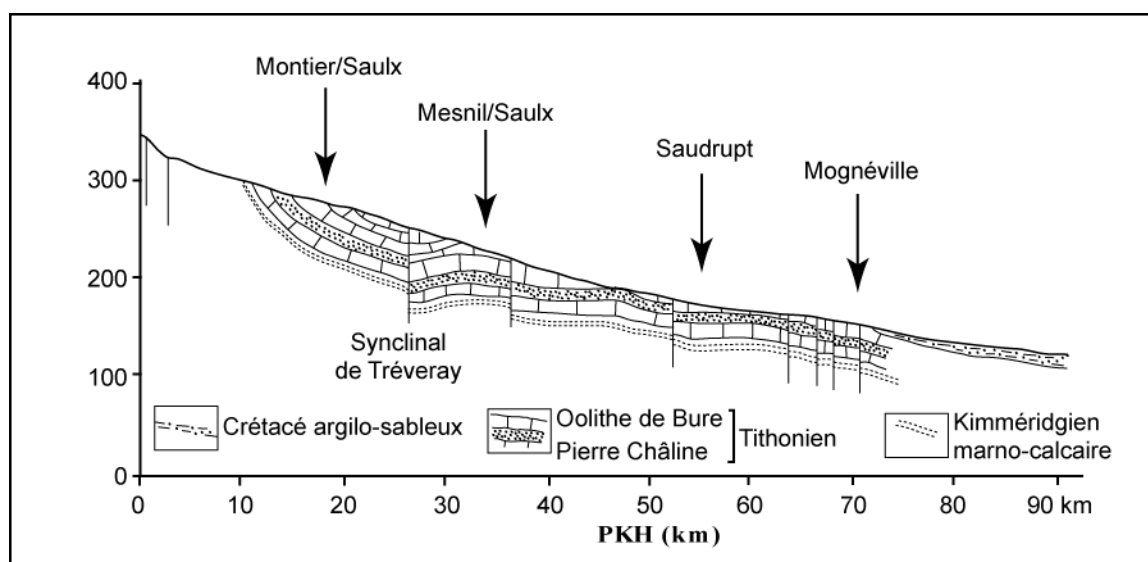


Figure 3.9. : Profil en long géologique de la Saulx (D'après Devos A., 1996)

Dans le cas d'escaliers de failles, le niveau de base est déterminé par la structure car il se situe dans le compartiment le plus effondré. Les écoulements en zone épinoyée et noyée se développent alors vers celui-ci et recoupent perpendiculairement les failles. L'exemple du Rupt-du-Puits est révélateur. L'approche souterraine montre que ce collecteur, en zone épinoyée, est calé sur des joints de stratification et recoupe les failles annexes de la terminaison septentrionale du fossé tectonique de la Marne dans la forêt de Trois-Fontaine. Les diagrammes de distribution des orientations des failles et des galeries ne se superposent pas. Certes, localement sur une dizaine de mètres, les failles calent les

écoulements, mais à l'échelle du système karstique, on voit nettement que le collecteur du Rupt-du-Puits répond à une logique d'appel du niveau de base commandé par le compartimentage tectonique.

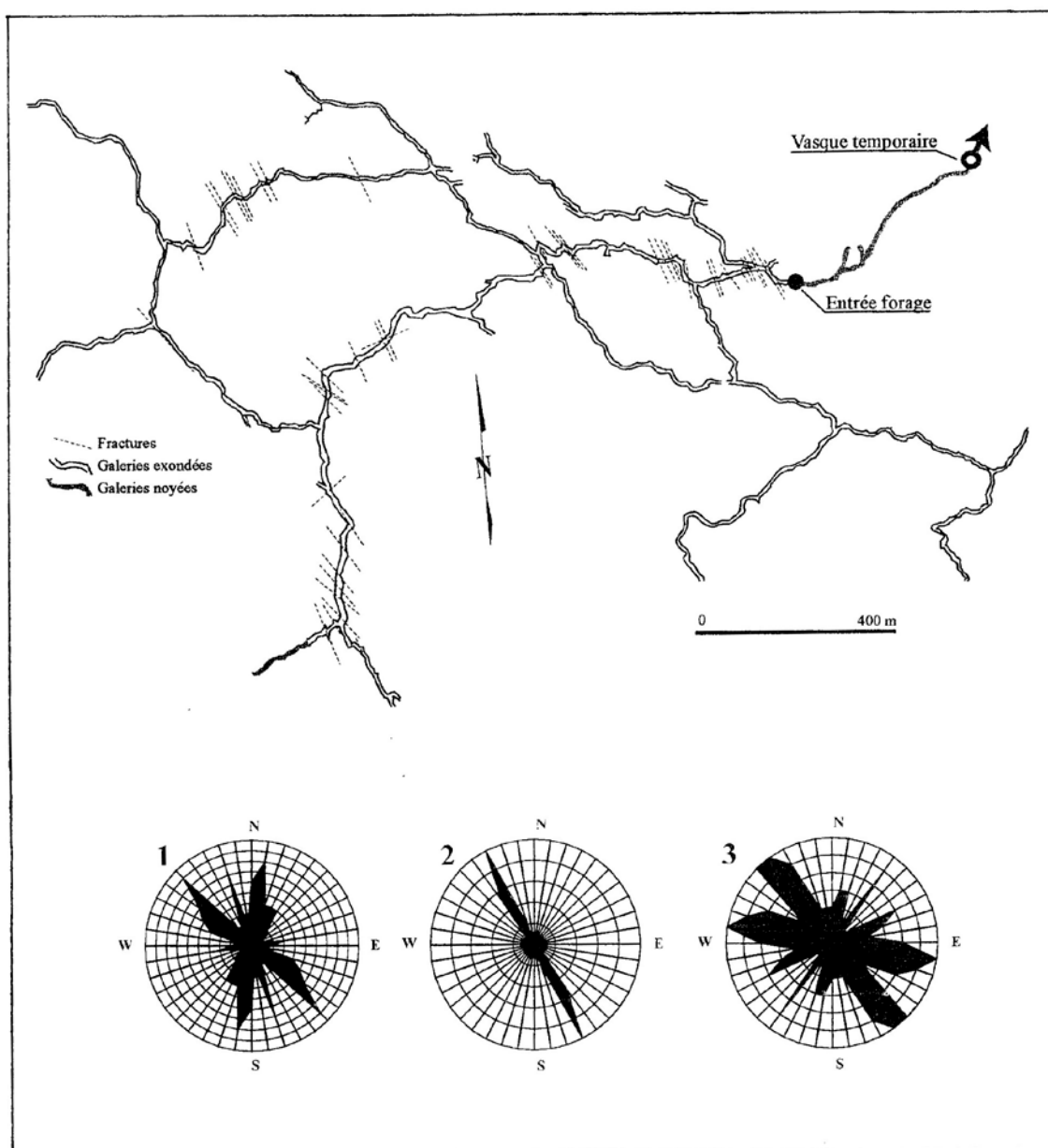


Figure 3.10.: Réseau du Rupt-du-Puits et diagrammes des orientations, des failles observées sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Saint-Dizier et de Bar-le-Duc (75 valeurs) (1), des fractures mesurées sous terre (51 valeurs) (2) et des tronçons de galeries du système aval du Rupt-du-Puits (3). Sources : Devos A. et *al*, 1999.

La zone noyée du système représentée par le siphon en amont de l'exsurgence temporaire, présente également une orientation perpendiculaire aux fractures.

o Les failles favorisent les transferts en zone noyée

Les failles cloisonnent les aquifères et isolent les bassins d'alimentation tout en fixant les exutoires des systèmes karstiques. Mais il faut nuancer ce contrôle structural, car elles

peuvent également déterminer des secteurs plus transmissifs propices à la karstogenèse à l'image du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château et des failles annexes de la terminaison septentrionale du fossé de la Marne.

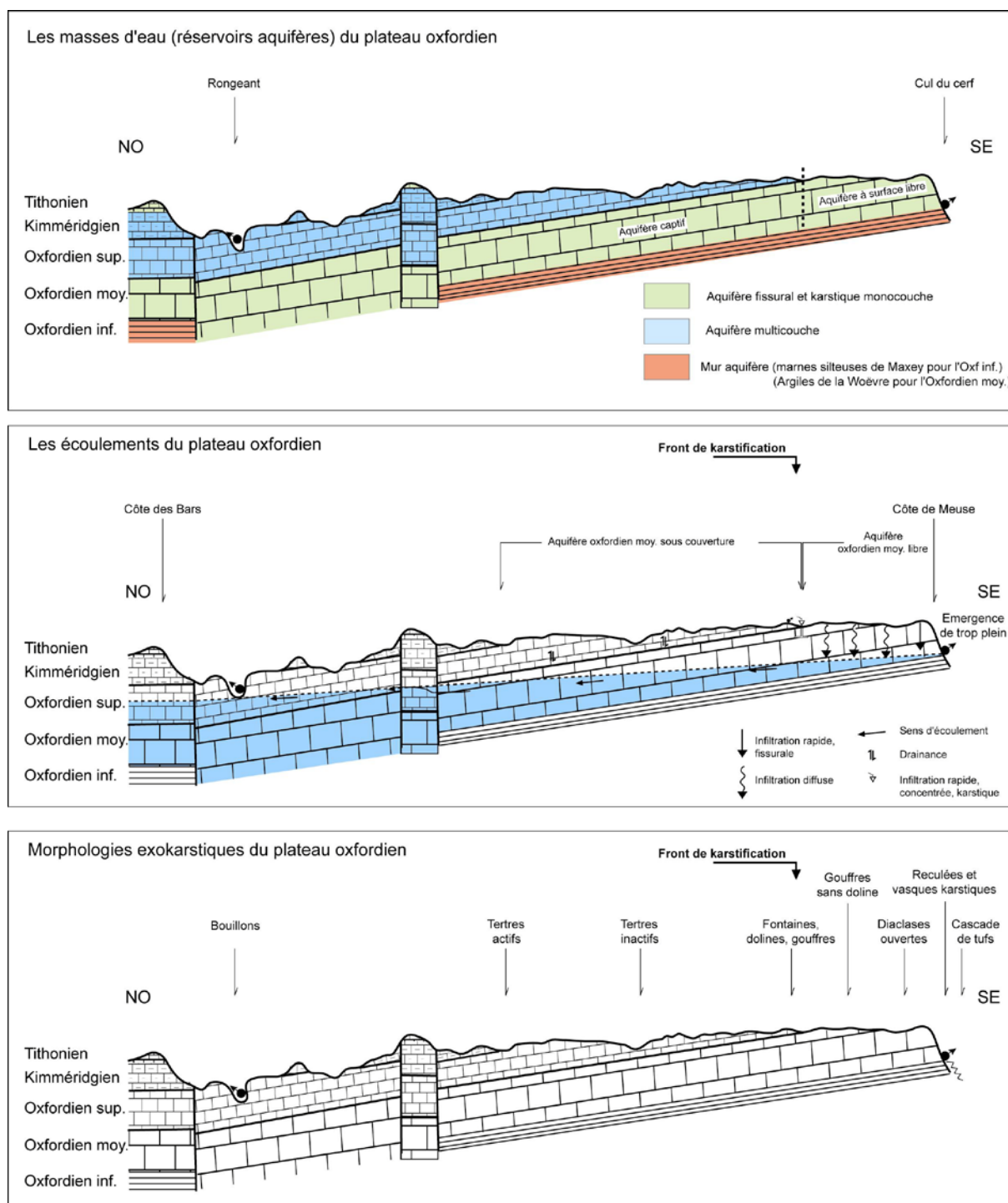


Figure 3.11.:Schémas des masses d'eau, des écoulements et des morphologies exokarstiques de la région du fossé tectonique du fossé de Gondrecourt-le-Château.

Le fossé de Gondrecourt-Le-Château s'inscrit dans l'Ornois au pied de la cuesta des Bars (Tithonien). Etudié par Clermonté J. (1965 a et b), il est mieux connu grâce aux travaux de

l'Andra. D'orientation NE-SO, il est limité de deux failles qui affectent les calcaires tithoniens et les marno-calcaires kimméridgiens. Il a permis la conservation des calcaires tithoniens sous forme de butte témoins. Mais en profondeur, il met en contact l'aquifère calcaire, captif et monocouche de l'Oxfordien moyen (ex Argovo-Rauracien) avec celui de la couverture (Oxfordien supérieur multicouche ou ex Séquanien).

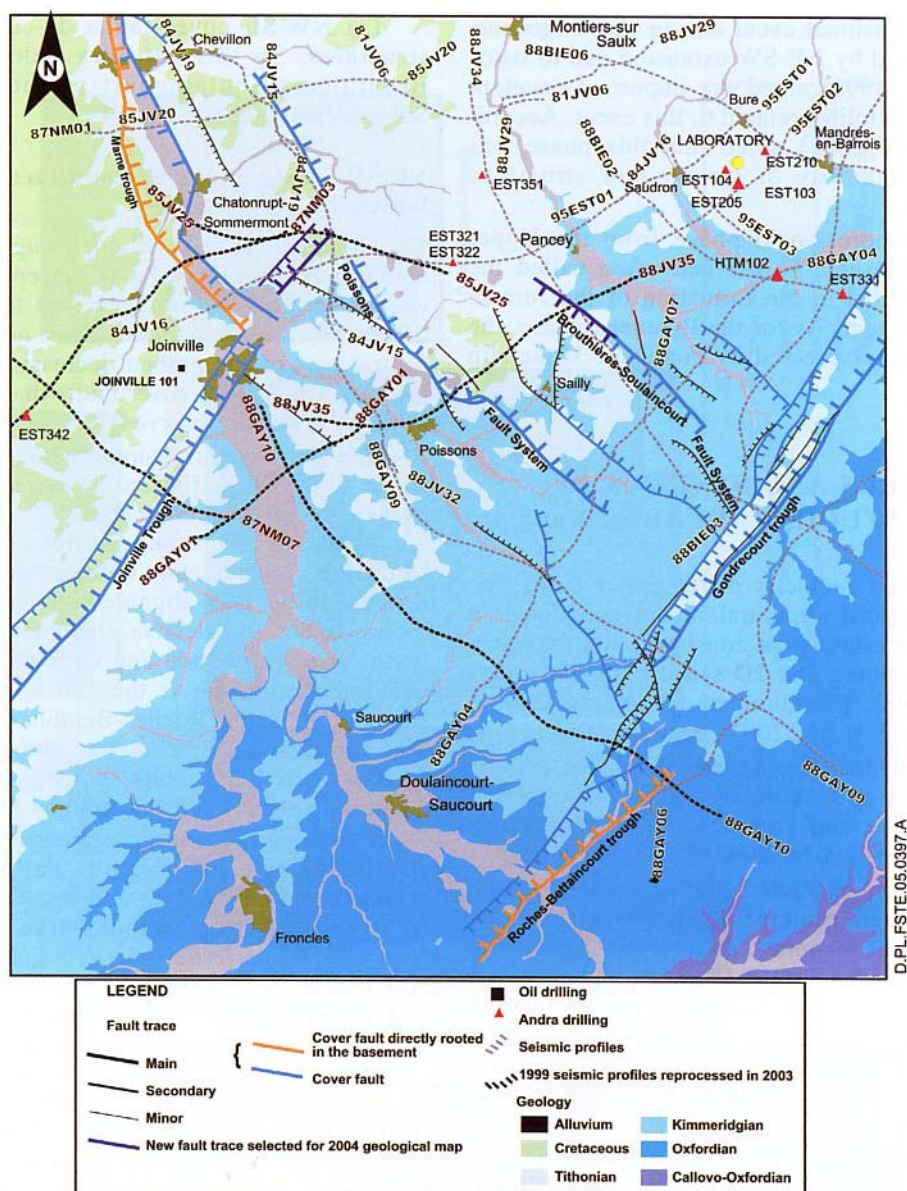


Figure 3.12 : Carte géologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Sources : Bergerat et al, 2007).

La fenêtre géologique du Rongeant (secteur de Poissons) s'inscrit dans le recouvrement kimméridgien (marnes et calcaires). Elle est reliée au fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château par le système de failles de Brouthières-Poissons, perpendiculaire au fossé et de direction NNO-SSE (Marre et al, 2009) mis en évidence par les travaux de l'andra (Bergerat 2007).

En ce point, l'aquifère captif de l'Oxfordien, alimenté par le karst de contact lithostratigraphique du Bois de Trampot, peut se vidanger. (Fig.3.11.).

Dans ce cas, les failles jouent un double rôle. Celui de compartimenter l'aquifère mais aussi celui de faciliter les transferts en zone noyée en augmentant la transmissivité du milieu. C'est dans cette logique que Clermonté J. (1965 a et b) explique l'alimentation des sources karstiques de Vacon dans le prolongement du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Clermonté J., 1966) et que le karst d'infiltration de la forêt de Trampot alimente les sources du Rongean. Le système de faille de Brouthières-Poissons apparaît transmissif comme le témoigne les traçages réalisés par GéoKarst en 1997 et le GEGENAA pour le compte de l'Andra en 2007 et en 2008. Ces opérations témoignent de transferts entre la Fontaine F1 et les sources du Rongean à Thonnance-les-Moulins à travers le fossé tectonique de Gondrecourt-le-château. Les vitesses d'écoulement sont comprises entre 300 et 333 m/h pour le traçage de janvier et sont moins importantes (210 m/h) pour celui de mars 2008 réalisé en phase de crue (engorgement des réseaux). Elles restent donc particulièrement élevées car les vitesses de transfert dans le Barrois et le Haut-Pays, observées en bibliographie sont inférieures à 40 m/h (Devos A., 1996 ; Devos A. et Jaillet S., 1996 ; Jaillet S., 2000 ; Lejeune O., 2005 ; Leroux J. et Salado J., 1980). Le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château ne cloisonne pas l'aquifère mais à l'inverse est plus transmissif. Il détermine des transferts de masse d'eau entre le bassin supérieur de l'Ornain (bassin de la Maldite) et la fenêtre hydrologique du Rongean tributaire de la Marne.

La synthèse des traçages réalisés dans le Barrois (Devos A. et Jaillet S., 1996) témoignent également de transferts souterrains le long des failles annexes du fossé tectonique de la Marne. Les traceurs injectés en fond de vallée de la Saulx supérieure et de l'Orge dans le synclinal de Treveray réapparaissent à Rupt-aux-Nonains conformément au dispositif structural. Mais au nord, leur présence aux exurgences de rive droite de la Saulx (Haironville, Couvonges) calées sur ces failles annexes témoigne de la transmissivité des systèmes de fractures.

• Le rôle des ondulations synclinales et anticlinales

Les ondulations synclinales et anticlinales cloisonnent également la zone noyée des aquifères en conditionnant la géométrie des murs aquicludes comme on peut le voir sur le profil en long de la Saulx barroise. Le synclinal de Treveray provoque l'enfoncement de la Pierre-Châline correspondant au mur de l'aquifère des calcaires tithoniens. Sa surface piézométrique se situe plus de 50 m de la surface du sol alors qu'elle est subaffleurante en amont de Montiers-sur-Saulx. Dans le bassin de l'Ornain, les calcaires tithoniens sont recoupés par l'Ornain qu'à la faveur de l'ondulation synclinale dans la région de Treveray-Naix-aux-Forges.

A l'inverse, plus à l'aval, l'ondulation anticlinale de Bar-le-Duc-Levoncourt provoque la remontée de la Pierre Châline qui affleure sur son flanc sud à Rupt-aux-Nonains (amont de Saudrupt).

A l'aval de Mognéville, l'aquifère du Tithonien devient captif sous le recouvrement crétacé à la faveur de l'ondulation synclinale de Revigny-sur-Ornain.

Ce compartimentage tectonique, commandant les gradients hydrauliques entre la Saulx et sa nappe conditionne les échanges nappe-rivière comme on le verra par la suite.

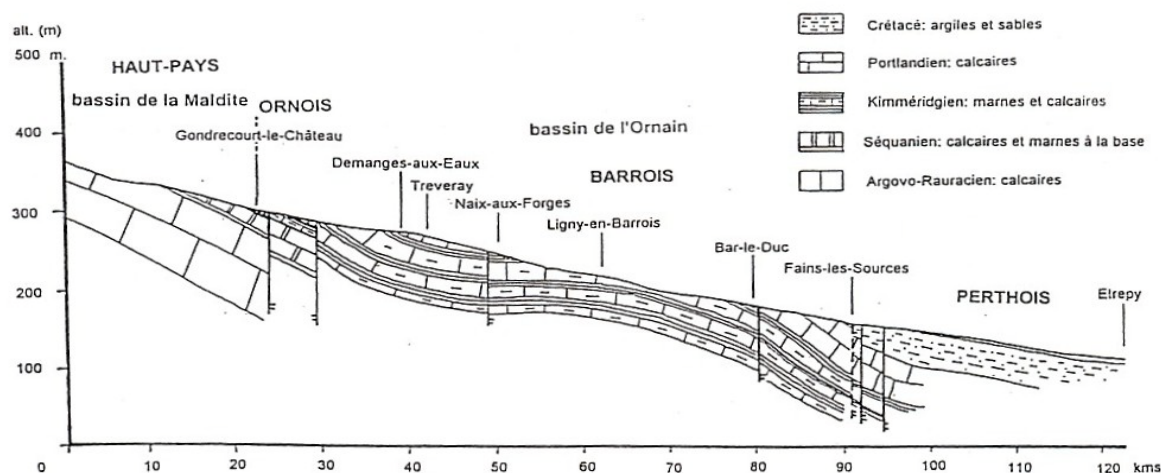


Figure 3.13. : Profil en long géologique de l'Ornain (d'après Devos A., 1996)

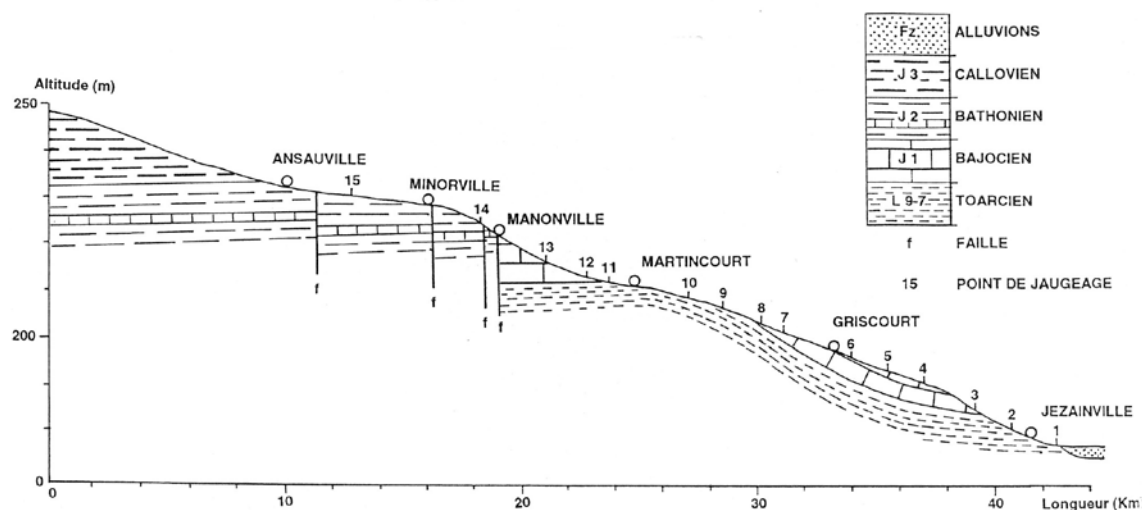


Figure 3.14. : Profil en long géologique de l'Esch (Sources : CEGUM, 1992)

On retrouve également un cloisonnement de l'aquifère bajocien, lié à la tectonique souple dans le bassin de l'Esch, un affluent de rive gauche de la Moselle, inscrit dans le plateau de revers bathono-bajocien de la côte de Moselle. Son profil en long géologique met en évidence un dôme anticlinal au niveau de Martincourt qui permet l'affleurement des argiles du Toarcien et isole une « mini boutonnière » dans les calcaires bajociens.

Ce dispositif de mini-boutonnière permet une vidange préférentielle de la nappe par des émergences de dépression et l'Esch.

• Le rôle des flexures

Les flexures, en accentuant localement le pendage peuvent conditionner les modes d'écoulement en zone noyée et déterminer des fenêtres hydrologiques.

C'est le cas de la nappe des calcaires de la Dalle d'Etain (Bathonien supérieur) dans le bassin de la Damusse à Delut (Woevre septentrionale, interfluve Loison-Othain). Une flexure d'orientation SE-NO provoque le recoupement de la surface piézométrique de la nappe de la Dalle d'Etain avec la surface topographique en aval pendage de sa zone d'alimentation ce

qui se manifeste par un artésiennisme (bouillons de Delut) dans une fenêtre hydrologique ouverte dans les argiles du Callovien.

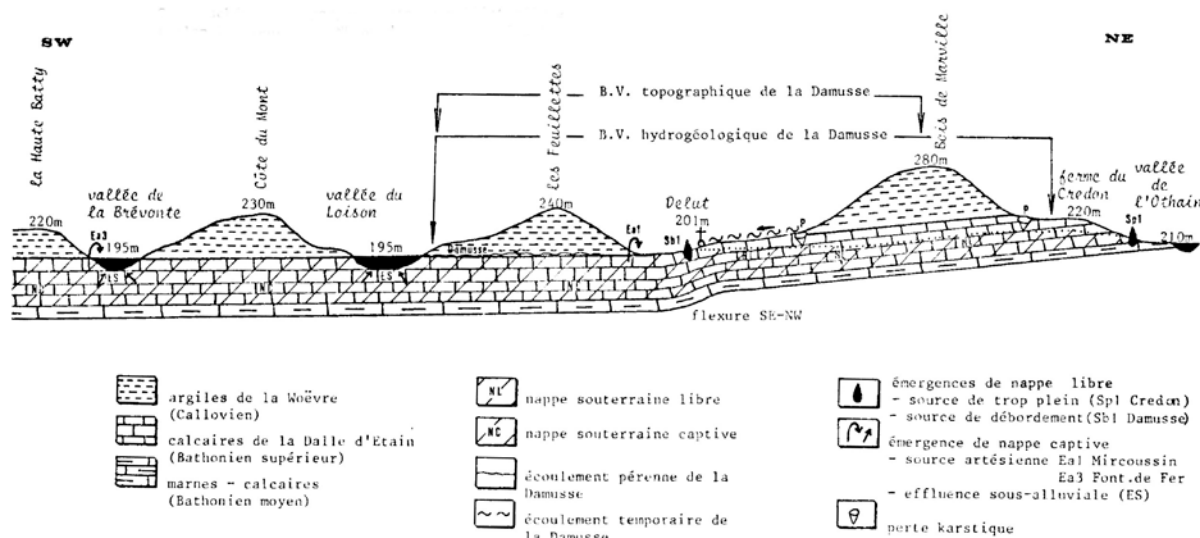


Figure 3.15. : Schéma d'écoulement de la nappe des calcaires de la Dalle d'Etain de l'interfluve Loison-Othain (sources : Gamez P., Sary M., 1979).

La trame structurale conditionne donc fondamentalement l'organisation spatiale des zones saturées. La tectonique souple et cassante cloisonne les aquifères, dégage des fenêtres à travers les couvertures ou des mini boutonnières à travers l'encaissant calcaire. Mais le degré d'incision des vallées est tout aussi important car il détermine aussi le gradient hydraulique entre les cours d'eau, la zone noyée et ses exutoires ce qui conditionne les modalités de vidange aquifère.

3.2. La vidange aquifère

La vidange aquifère s'effectue par les sources de dépression, de trop-plein, de débordement selon le dispositif morphologique et le cloisonnement structural des aquifères. Elle est également assurée par les cours d'eau drainant la zone noyée.

3.2.1. Les sources

Les sources participent à la vidange de la zone saturée. Elles s'inscrivent dans la couverture et dans l'encaissant calcaire. La connaissance de leurs écoulements passe par un suivi hydrométrique continu, par des mesures ponctuelles ainsi que par la variabilité et leur spectre physico-chimique. Mais vu la densité du réseau hydrométrique, la plupart des sources ne sont pas surveillée.

• Les sources de couverture

Compte tenu des paramètres hydrodynamiques des couvertures, ces sources sont généralement sensibles à la pollution de surface, présentent une décroissance rapide de leurs débits en phase de tarissement et n'ont qu'un intérêt local. Mais, il convient de

distinguer les sources de la couverture lutétienne, des sources karstiques et des autres émergences perchées.

o Les sources du Lutétien supérieur

Comme il a été démontré plus haut, les Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur constituent une couverture semi-perméable correspondant à un aquifère multicouche perché. Ce dernier se vidange par drainance vers les Calcaires grossiers sous-jacents mais aussi par de nombreuses sources en limite de couverture, au sommet des versants. Ces sources donnent naissance à des ruisseaux endoréiques qui se perdent dans les sables cuisiens sous-jacents. En l'absence de suivi hydrométrique, leur comportement hydrodynamique est mal connu. Mais les mesures physico-chimiques ponctuelles réalisées par la DDASS dans le cadre des captages en eau potable et nos travaux (Devos A. et al., 2009) montrent que les eaux présentent une remarquable stabilité des températures, des conductivités, du pH, du TAC et du TH. Elles sont très minéralisées (conductivités comprises entre 800 et 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et très dures (TH de 50°F) ce qui entretient les précipitations des carbonates et la construction d'édifices tufeux (tufières du Vormy et des Fontinettes). Bien qu'elle soit peu mesurée, la turbidité semble faible ce qui est confirmé par les observations faites en carrières souterraines 5 à 6 m sous la couverture. Les nombreux spéléothèmes sont « purs », non pollués par des apports terrigènes ou des insolubles.

Ces observations montrent non seulement la faible agressivité des eaux entrant dans l'aquifère des Calcaires grossiers mais témoignent également d'une vidange lente et régulière de la couverture. Ces sources présentent un intérêt majeur pour les communes rurales de plateau en leur garantissant une ressource en eau potable suffisante mais sensible à la pollution de surface (nitrates).

o Les sources karstiques de couverture et de zone vadose

Lorsque la couverture est constituée par un niveau calcaire, un étagement de la karstification affecte les plateaux comme dans la Montagne de Reims (sables grésifiés du Thanétien), le Haut-Pays (Fontaines de l'Oxfordien supérieur) et dans le Barrois (Hauterivein calcaire). Dans ce cas, des exurgences karstiques vidangent ce niveau qui reste perché sur les plateaux. Mais, une fois de plus, en l'absence de suivi hydrométrique leur comportement hydrodynamique est mal connu. Par contre, l'approche morphologique, spéléologique ainsi que les traçages montrent que ces sources sont très réactives aux précipitations. Leur turbidité est importante et soulignée par la couleur orange à brune des eaux durant les averses, et le colmatage des dispositifs de captage pour l'alimentation en eau potable (Montagne de Reims). Ces sources sont des exutoires d'aquifères transmissifs mais peu capacitifs, marqués par une zone vadose bien plus importante que la zone noyée quasi absente. Elles correspondent à des exutoires de systèmes karstiques à alimentation binaire (infiltrations karstiques concentrées et drainance) sans véritable nappe et s'intègrent dans la zone d'infiltration et de concentration des eaux vers les calcaires sous-jacents.

o Les sourcins

Les sourcins désignent les nombreuses sources de couverture non karstifiée et à écoulement intermittent et indigent. Ils ne présentent qu'un intérêt local et sont utilisés pour des usages agricoles (alimentation des abreuvoirs). On les retrouve dans toutes les couvertures et vidangent des niveaux aquifères continus ou discontinus (les « pierres d'eau » du Callovien) peu épais et peu capacitifs. Ils participent à l'alimentation en eau de l'exokarst et entretiennent des zones humides sur les plateaux.

- **Les sources de la zone saturée**

- o Les sources de trop plein en amont pendage

Les émergences de trop-plein jalonnent le front de côte des cuestas au contact du mur aquiclude. Ce sont des sources à faible débit, perchées par rapport aux cours d'eau qui ne présentent pas de caractère karstique. Elles entretiennent des milieux humides sur les fronts de côte dans les niveaux argileux ainsi que des mouvements de masse (solifluxion). Ne présentant qu'un intérêt local, elles ne sont pas captées.

- o Les sources karstiques et leur collecteur

Les grandes sources karstiques de l'est de la France sont des exutoires de systèmes karstiques complexes regroupant l'exokarst des fronts de karstification, les puits et gouffres de la zone d'infiltration rapide et concentrée et les écoulements en zone noyée.

L'analyse des nombreux systèmes karstiques de l'est de la France fait apparaître des similitudes au niveau des exutoires:

- Les sources sont connectées à **des collecteurs en zone noyée et épinoyée**. Ces collecteurs ne sont pas tous pénétrables. Mais certains sont reconnus en plongée ou exondés derrière un siphon (Rupt-du-Puits). Les collecteurs sont des galeries horizontales à sub-horizontales concentrant les écoulements en zone noyée ainsi que ceux issus de la zone vadose.
- Les **surfaces des bassins d'alimentation** des systèmes karstiques sont très hétérogènes mais généralement inférieurs à 15 km² pour les exurgences en limite de couverture (Rupt-du-Puits, Grande Fontaine de Sommelonne). Par contre, pour les sources de fenêtres hydrologiques, le bassin d'alimentation délimité à partir des tracés est bien plus vaste (sources du Rongeant, Gibergeon, source de l'Usine à Cousances-les-Forge) car il englobe les écoulements en surface libre et en zone captive.
- Le **site géomorphologique** des sources est généralement homogène sur l'ensemble des calcaires jurassiques. Elles s'inscrivent au pied des versants réglés, en bordure d'un cours d'eau, au fond de vallées profondes (voire dans une reculée comme au Cul du Cerf) ou dans le talweg (sources de la Joux, sources du Rongeant, sources du Vaucheron). Elles sont aussi localisées à l'aval d'un ravin de raccordement entre le plateau et la vallée. Leur dynamique leur permet de provoquer un déséquilibre dans le versant et entretient des couloirs d'éboulis dans ces ravins ou sur les versants (bouillon de l'Artouze, Fontaine de Sichatel à Haironville, Cul du Cerf, Fontaine du Pas Saint-Martin). Elles contribuent au démantèlement du tapis colluvial sur les versants et à leur exportation fluviale (roulement en phase de crue).
- Les sources karstiques se caractérisent par **une vasque en eau** de plusieurs mètres de diamètre dont le niveau fluctue selon la situation hydrologique. En débordant, elles alimentent un chenal d'écoulement. Les plus belles vasques sont observées au Gibergeon, à la Fosse bleue à Signy-l'Abbaye, à la Grande Fontaine de Sommelonne, à la source de Sichatel à Haironville et au Rupt-du-Puits à Robert-Espagne. Leur topographie reconnue en plongée ou après pompage montre clairement leur connexion à un collecteur pénétrable ou une fissure élargie. Elles correspondent à des galeries remontantes de siphons. Dans la craie de Champagne,

on retrouve ces vasques en tête des grandes vallées. Elles sont appelées « sommes » ou « fosses » mais ne se raccordent pas à un collecteur.

- La partie aval des collecteurs est caractérisée par **un siphon** exploré en plongée (Rupt-du-Puits, Bézerne, source des Clefmonts) mais souvent mal connu.

- Le collecteur est marqué par de **nombreuses diffluences** en bordure du versant (affluent des meilleurs au Rupt-du-Puits). Ces diffluences sont rattachées aux fissures de distension liées à la détente mécanique du versant. Les sources s'organisent selon un système deltaïque où les émergences pérennes se situent à l'aval légèrement en contrebas alors que les sources temporaires de trop-plein sont localisées plusieurs dizaines de mètres en amont. Cela détermine des systèmes de sources en bordure des cours d'eau (Rupt-aux-Nonains, Lavincourt, Devos A., Jaillet S., 1998)



Figure 3.16. : Quelques exemples de vasques et de sources karstiques de l'Est de la France.

o Le comportement des sources karstiques en zone épinoyée

L'exemple du Rupt-du-Puits illustre bien le comportement hydrodynamique des collecteurs situés dans la zone épinoyée. Ce drain souterrain se situe dans les calcaires de Dommartin (Tithonien) mais incise la partie supérieure du mur de l'aquifère de sa partie inférieure (Pierre Châline). Il a fait l'objet d'un suivi hydrométrique et de mesures de la température et de la conductivité dans le cadre de la thèse de Jaillet S. (2005) et ainsi que d'un suivi climatique (pluviographe de Robert-Espagne).

L'analyse de l'hydrogramme et des courbes de températures et de conductivités à 25°C durant deux années hydrologiques montre que le collecteur draine une zone noyée quasi inexistante. En effet, les débits d'étiage sont de l'ordre de 30 l/s et sont uniquement assurés par la drainance de la couverture. Par contre en période de crue, les débits augmentent brutalement (de 30 l/s à 7 m³/s en quelques heures) en phase de montée de crue sans effet de piston-flow observé au niveau des conductivités (ces dernières n'augmentent pas au début de l'épisode). Les eaux entrant dans le collecteur sont directement issues de la zone d'infiltration rapide et concentrée. Elles sont turbides et peu minéralisées ce qui entraîne la diminution brutale et importante (de 650 à 100 μ S/cm) des conductivités en montée de crue. La décrue est toute aussi rapide. Le cortège de perturbations hivernales se traduit par de multiples crues éclairs. Il entretient des conductivités faibles et des températures fraîches en hiver pour des eaux souterraines (300 μ S/cm) qui sont très réactives aux précipitations.

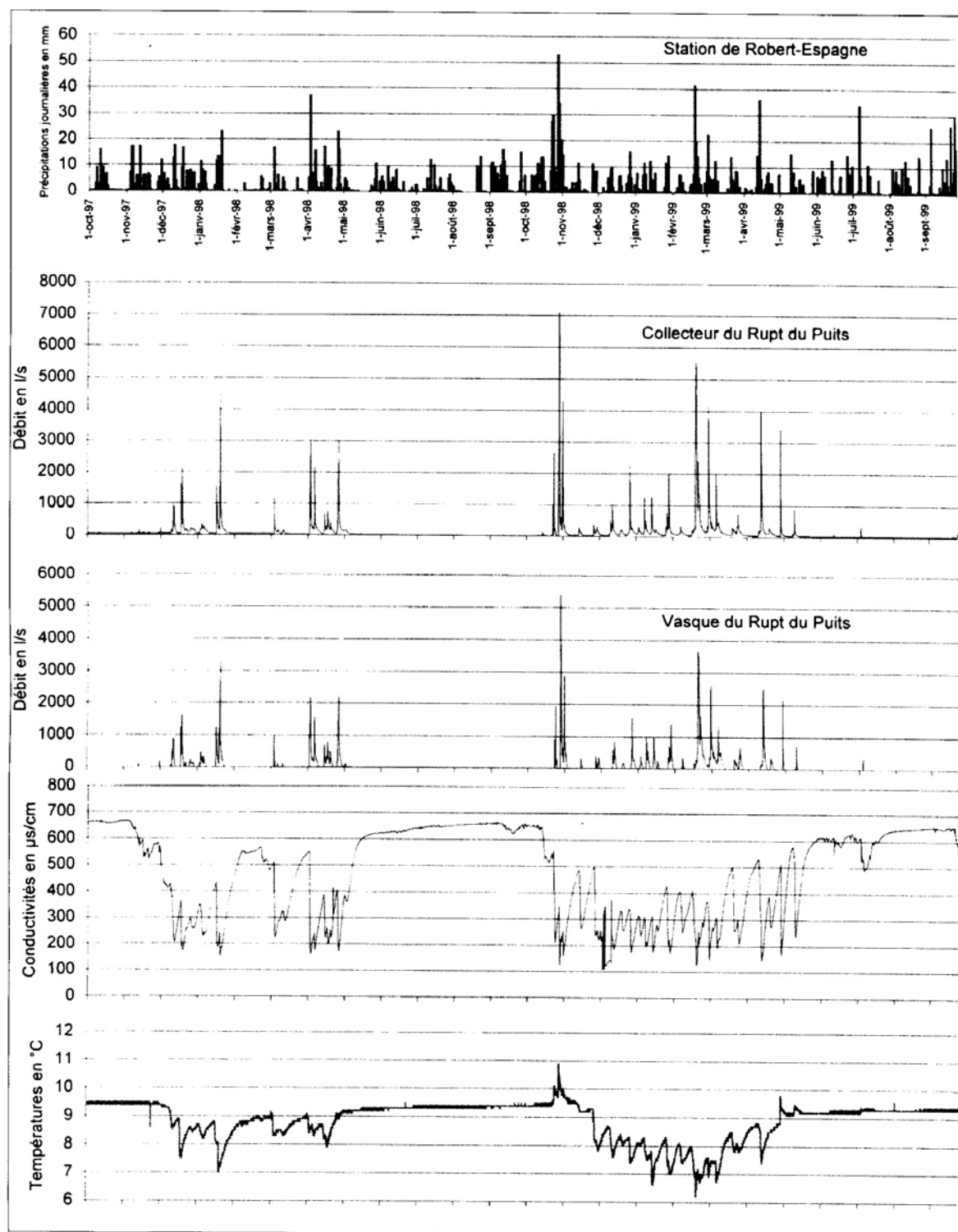


Figure 3.17. : Hydrogramme au collecteur du Rupt-du-Puits, à la vasque du Rupt-du-Puits, conductivités et températures au collecteur et pluviogramme de Robert-Espagne durant deux années hydrologiques.

L'exemple du Rupt-du-Puits illustre le comportement des sources karstiques en zone épinoyée proches ou au contact du mur de l'aquifère. Ce dernier est peu capacitif et fonctionne davantage comme une zone de transfert et de concentration des écoulements souterrains vers un exutoire. Dans ce cas, l'alimentation est ternaire (drainance, infiltrations diffuses et concentrées de type karstique) mais non soutenue par une nappe.

o Le comportement des sources karstiques en zone noyée

Les sources karstiques de Rupt-aux-Nonains illustrent bien le comportement hydrodynamique des sources de la zone noyée. Un suivi hydrométrique a été effectué dans le cadre de nos travaux (Devos A., Jaillet S., 1998, Jaillet S. Devos, 2000) et analysées dans la thèse de Jaillet S., (2005). La source du Moulin et le Bouillon de l'Artouze distantes chacune de 25 m ont été équipées par des limnigraphes. Des mesures hebdomadaires et journalières de débit, de conductivités et de températures ont été réalisées sur la Saulx en amont du système de sources et en aval immédiat de manière à montrer le rôle des écoulements souterrains sur ceux de surface.

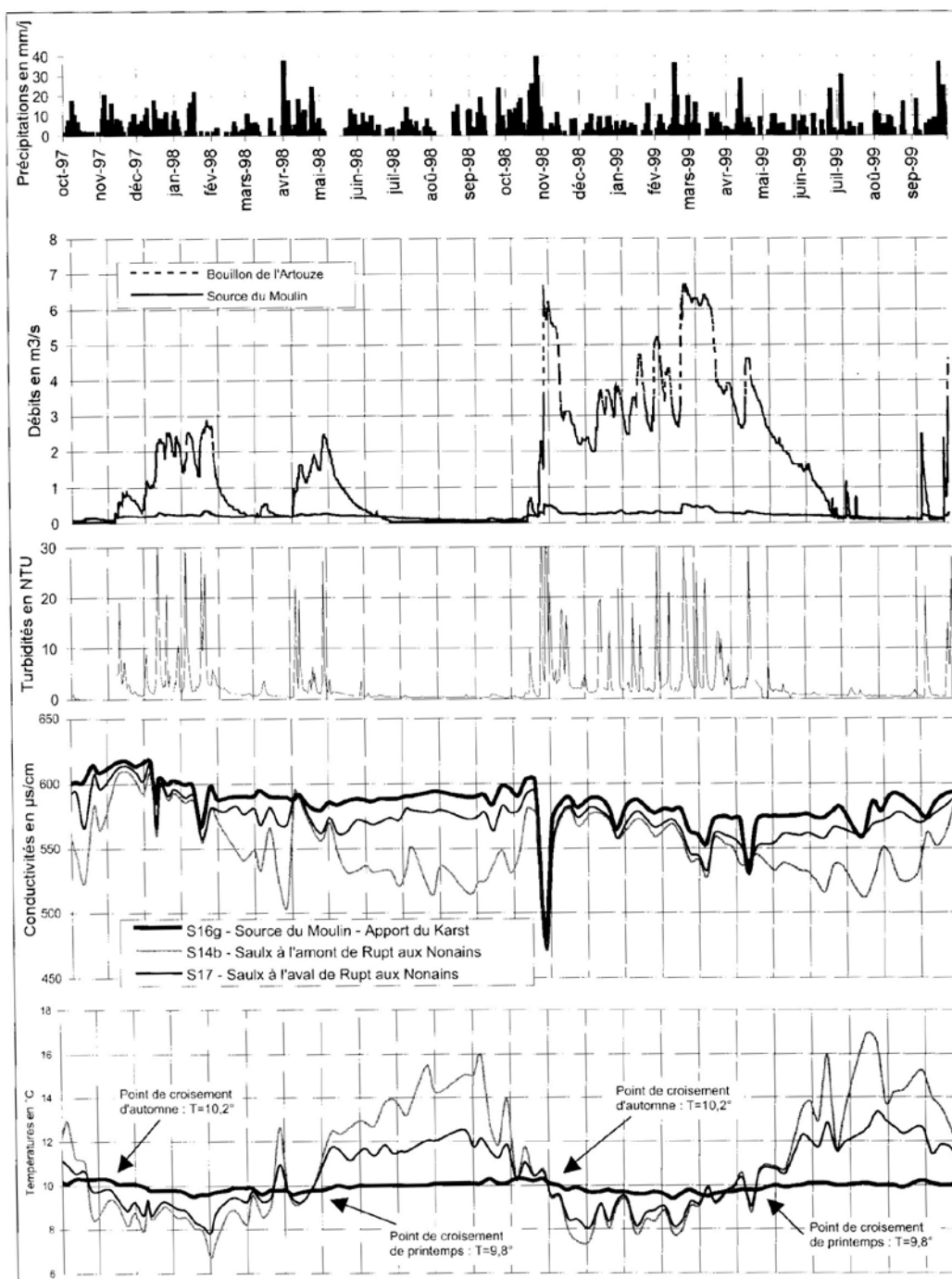


Figure 3.18.: Hydrogrammes de la source du Moulin et du Bouillon de l'Artouze comparés aux turbidités de la source captée de Rupt-aux-Nonains et aux températures et conductivités de la Saulx en maont et en aval immédiat du système de source (d'après Jailliet S., Devos A., 1998 et Jailliet S., 2005).

L'analyse des hydrogrammes et des courbes de températures et de conductivités montre clairement la dichotomie entre la source du Moulin et le Bouillon de l'Artouze. La première présente des débits réguliers plafonnés à 250 l/s alors que la seconde joue le rôle de source de trop plein. Elle s'amorce quand les débits de la source du Moulin dépassent 150 l/s. Mais les débits du Bouillon de l'Artouze sont bien plus irréguliers et dépassent 6 m³/s. Ces seuils soulignent les contraintes de cheminement des eaux inhérent au calibrage des réseaux karstiques. L'hydrogramme de la source du Bouillon en saison froide montre une succession de crues liés aux cortèges de perturbations. Mais Elles sont plus lissées qu'au Rupt-du-Puits

et surtout s'inscrivent sur un gonflement hydrométrique caractéristique du caractère capacitif de l'aquifère.

La courbe des conductivités montre un effet de piston-flow associé à une augmentation (toute relative, $20\mu\text{S}/\text{cm}$) de la minéralité en phase de début de montée de crue. Mais les valeurs restent importantes ($>500\mu\text{S}/\text{cm}$) comparées à celles observées au Rupt-du-Puits. Les températures sont stables (homothermie) à la source du Moulin. Le système de sources permet aux eaux de la Saulx une pondération thermique importante car l'amplitude thermique est inférieure de 3°C en aval par rapport à l'amont.

Mais les turbidités très irrégulières (comprise entre ONTU et plus de 30 NTU) témoignent d'une alimentation complexe associant la zone d'infiltration rapide et le karst d'infiltration à une nappe qui pondère ces écoulements. Le système karstique annexe (Mangin A., 1975) est complet ici avec une zone noyée bien développée, une zone d'infiltration ou vadose également efficace regroupant des infiltrations rapides, concentrée et diffuses assistées par une drainance de la couverture. Cette alimentation est d'autant plus complexe qu'elle est allogène au secteur. Le compartimentage structural du synclinal de Treveray cloisonne la zone noyée qui se déverse à Rupt-aux-Nonains. Les infiltrations du réseau de surface (Orge et Saulx supérieure) alimentent également l'aquifère dans ce synclinal.

o Ecoulements des sources et transferts de masse d'eau

L'exemple des sources de Rupt-aux-Nonains soulève le problème des surfaces des bassins d'alimentation des exutoires karstiques. Lorsque ces surfaces recoupent les bassins versants topographiques voisins, cela dénote des transferts de masse d'eau entre les bassins. Si certains sont démontrés par traçages d'autres peuvent être mis en évidence par le bilan hydrologique annuel. En corrélant les précipitations moyennes aux déficits d'écoulement des bassins versants de l'est de la France, des bassins déficitaires ou excédentaires apparaissent nettement. Les bassins de la Manoise et du Rongéant alimentés en tête par des sources karstiques sont excédentaires car présentent un déficit hydrologique négatif. A l'inverse, le bassin de la Maldite, perché sur le plateau oxfordien se détache de la droite de corrélation avec un déficit hydrologique plus élevé.

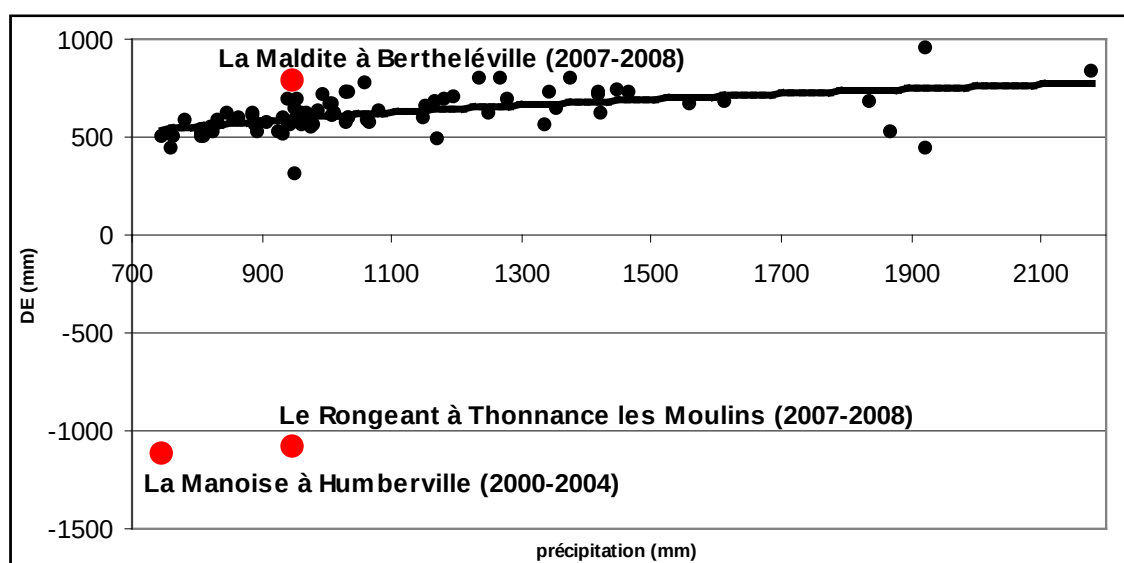


Figure 3.19.: Relation entre les précipitations et le déficit d'écoulement pour les bassins du nord-est de la France (Sources : Devos A. et al, 2009)

Cette dualité dans les déficits de bassins versants voisins témoigne de transferts de masses d'eau souterraine sur de grandes distances. Le rôle des fenêtres hydrologiques dans la réorganisation des écoulements souterrains est fondamental. L'ouverture d'une fenêtre entraîne des transferts en zone saturée qui dépendent des secteurs où les aquifères sont à surface libre. Les sources de fenêtres hydrologiques sont donc alimentées par la drainance des couvertures, les infiltrations rapides et concentrées du front de karstification mais aussi par les infiltrations diffuses en zone vadose au niveau des aquifères à surface libre et en amont pendage. Elles bénéficient alors d'écoulements en zones noyées qui se font aux dépens des bassins voisins.

L'analyse des débits des cours d'eau en période d'étiage permet de mieux appréhender ces transferts.

3.2.2. Les cours d'eau en période de basses-eaux.

Dans le cycle de l'eau, les cours d'eau sont alimentés par le ruissellement en phase de crue et la vidange aquifère en phase d'étiage (écoulement de base).

Mais en milieux calcaires, la perméabilité confère aux écoulements de base, une importance particulière. Le cloisonnement structural des aquifères, l'anisotropie lithologique de l'encaissant calcaire inhérent aux variations verticales et latérales de faciès, le degré d'incision des vallées explique l'importante hétérogénéité spatiale des écoulements en basses eaux qui est lissée en périodes de hautes eaux et en phase de crue.

- **L'approche hydrologique**

Par définition, c'est en périodes de basses eaux et surtout en étiage que le drainage aquifère est assuré par les cours d'eau. En phase de tarissement, les écoulements sont uniquement représentés par le débit de base (absence de ruissellement). C'est pourquoi, l'analyse des débits des cours d'eau en période d'étiage peut être considérée comme un outil de compréhension des modalités de vidange aquifère. Cette approche initiée par le CEGUM (Decloux JP., Sary M., 1991) et l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Zumstein JF, 1976) passe par une méthodologie appliquée et améliorée dans cette contribution.

- o La méthodologie d'étude spatiale des débits d'étiage (CEGUM et AERM)

Elle passe par des campagnes de mesures sérielles des débits avec un réseau de mesure suffisamment fin pour respecter les réalités géographiques. En effet, chaque point de mesure contrôle une surface moyenne de l'ordre de 13 km² qui correspond ou est inférieure aux surfaces des bassins d'alimentation des principaux systèmes karstiques de l'est de la France (Jaillet S., 2000). A chaque point choisis (selon les confluences, sources, contextes hydrogéologique et géomorphologique), la surface du bassin versant, le point kilométrique hydrologique et les coordonnées géographiques sont calculés.

Les campagnes sont réalisées en période d'étiage à des situations hydrologiques contrastées correspondant au mieux aux débits mensuels d'étiage de fréquence décennale (QMNAF0.1), quinquennale (QMNAF0.2) et biennale (QMNAF0.5).

Les jaugeages sont effectués au micro-moulinet monté sur perche de jaugeage à intégration (Esteves M., 1989), en période d'étiage correspondant à une situation hydrologique stabilisée (hydrogramme plat), non influencée (absence de ruissellement) ce qui nécessite plusieurs équipes de jaugeurs. La période de mesure correspond également

aux écoulements proches du débit modal en milieux océanique de bas plateau ce qui permet de mesurer la représentativité de la mesure.

Trois campagnes de mesures sont nécessaires afin de corriger les valeurs par corrélations entre les campagnes. Les débits affectés, le cas échéant, d'erreurs hydrométriques et d'influences imputables aux éclusés et rejets divers sont "corrigés" ou homogénéisés par corrélations entre deux campagnes (Decloux J.P., Sary M., 1991). Après traitement des données, les résultats sont valorisés par les profils hydrologiques et la cartographie des rendements par bassins élémentaires.

Les profils hydrologiques correspondent à un graphique de type courbe montrant l'évolution des débits et des débits spécifiques du cours d'eau de l'amont vers l'aval (les critères spatiaux étant la surface de bassin versant ou les points kilométriques). Réalisés en étiage, ils permettent donc de visualiser la construction des écoulements du drain principal selon la vidange des réservoirs aquifères via les affluents, les sources et les échanges nappe-rivière (notion d'aquifère drainant ou drainé). Ils mettent en évidence "la complexité des paramètres naturels intégrés du bassin" (Sary M., 1993) et reflètent ainsi les réalités géographiques du bassin-versant (poids des affluents, des sources et du drainage aquifère par le drain principal, hétérogénéité spatiale des conditions qui concourent à l'écoulement de base).

Le lissage des profils hydrologique consiste à déterminer leur équation afin de les caler sur des débits de référence. Il considère que l'évolution des débits (Q en l/s) selon la surface (A en km²) du bassin versant suit la loi:

$$Q = hA^g$$

En coordonnées logarithmiques la relation s'écrit:

$$\text{Log}(Q) = \log(hA^g)$$

$$\Leftrightarrow \text{Log}(Q) = \log(A^g) + \log(h)$$

$$\Leftrightarrow \text{Log}(Q) = g \log(A) + \log(h)$$

Elle se présente donc sous la forme d'une équation de type linéaire qui appliquée aux débits des campagnes de mesures détermine des profils hydrologiques en segments de droite sur papier bi logarithmique. Les profils sont parallèles quelque soit la sévérité d'étiage ce qui témoigne d'un comportement hydrodynamique constant lié aux facteurs permanents qui participent à la construction des écoulements (Sary M., 1993). Chaque segment correspond à un tronçon de cours d'eau à écoulement homogène où g représente la "permanence des modalités d'écoulement" (François D., Sary M., Auer JC, Zumstein JF, 1994) et h l'état des réserves influencées par les précipitations antérieures. Le nombre de segment de droite dépend donc de la diversité des conditions hydrogéologiques et géomorphologiques du bassin versant. Chaque point d'intersection de segment de droite détermine ainsi un changement des conditions d'écoulement. Il permet de découper un bassin versant en secteurs ou tronçons de cours d'eau selon des critères profondément géographiques. En représentant ces profils lissés sur papier arithmétique, on obtient un profil constitué d'une succession de courbes chacune garante de conditions d'écoulement d'étiage homogène.

Le calage des profils consiste à "caler" le profil lissé sur des débits de référence (débits mensuels d'étiage ou QMNA de fréquence décennale, quinquennale et biennale) au droit

des stations hydrométriques et ainsi de connaître le débit du drain principal en tout point du cours d'eau quelque soit la situation hydrologique d'étiage. C'est l'objet des catalogues de débits d'étiage de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse. En corrélant, les débits aux réserves aquifères, à leur vitesse de tarissement, et aux précipitations il est possible de proposer un modèle prédictif des débits d'étiage (PRESAGE, Lang C., 2007) et de l'appliquer aux milieux non jaugés.

La cartographie des rendements hydrologiques consiste à représenter pour chaque bassin élémentaire le débit spécifique, donc l'apport ou la perte entre deux points de mesure successifs. Elle a pour principal objectif de mettre en évidence la répartition spatiale de la vidange aquifère qui dépend essentiellement des potentialités hydrogéologiques du substratum. Elle permet de déterminer des secteurs de rendements faibles voire négatifs (pertes), moyens ou forts (recoupement piézométrique, drainage de nappe) qui s'organisent spatialement selon le maillage géomorphologique et hydrogéologique des bassins.

o Limites de la méthode et compléments

Les campagnes de mesures de débits organisées par le CEGUM pour le compte de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse dans le cadre des calendriers de débits d'étiage et de sa modélisation (Lang C., 2007) ainsi que les travaux de recherche liés à cette contribution montrent que les milieux calcaires présentent des particularités qui nous obligent à reconsidérer certains aspects.

L'anisotropie des milieux calcaire ne garantit pas systématiquement le parallélisme des profils hydrologiques.

On observe la migration des points d'inflexion des profils en fonction de la sévérité d'étiage. Les assecs remontent logiquement le cours d'eau corrélativement à la sévérité d'étiage. A l'inverse, ils migrent vers l'aval voire disparaissent lorsque les réserves sont importantes comme on peut le constater sur la Saulx (Devos A., 1996), la Vesle (Devos A. et al, 2007) l'Aire, l'Orge, la Meuse à Bazoilles, la Saônelle et l'Aroffe.

Les situations d'étiage ne sont pas concomitantes le long du cours d'eau ou dans le bassin versant. En effet, lorsqu'un cours d'eau présente des débits d'étiage de fréquence décennale au droit d'une station hydrométrique, ailleurs au niveau d'une autre station représentative d'un contexte géographique dissocié, la situation d'étiage est différente (fréquence biennale). Ce décalage (hystérésis) souligne la diversité des vitesses de tarissement dans un bassin versant inhérent à l'hétérogénéité des aquifères et engendre le non parallélisme des profils hydrologiques. En classant les campagnes de mesures en fonction des débits triés par ordre croissant aux points d'inflexion des profils, l'ordre change ce qui témoigne bien de comportements hydrodynamiques contrastés.

Ces derniers trouvent toute leur expression avec l'inversac ou l'estavelle pouvant fonctionner en perte ou en gouffre émissif selon l'état des réserves. L'étagement des écoulements et les mises en charge des aquifères karstiques détermine des inversions de comportement propres aux systèmes karstiques.

Enfin, le lissage des profils en coordonnées bi logarithmique pose le problème des assecs (débits nuls) et de la détermination des points d'inflexion des profils hydrologiques. La détermination de leurs équations nécessite donc une adaptation de la méthode en proposant plusieurs équations où les conditions d'écoulement (g) diffèrent selon l'état des réserves (h).

Si l'interprétation des profils passe pour être aisée à l'échelle des principales masses d'eau considérée (une nappe par aquifère), elle l'est moins au sein d'un même système aquifère

calcaire. Les écoulements karstiques sont alors trop souvent considérés comme difficilement modélisables et l'interprétation des profils est entachée d'incertitudes.

Pour améliorer la méthode, nous proposons de mesurer, deux voire plusieurs paramètres physico-chimiques, aux points de jaugeage durant les campagnes de manière à mieux interpréter les contraintes de cheminement des eaux.

Des mesures de températures et de conductivité électrique aux points de mesures de débit sont été réalisées et valorisées par des profils sur le linéaire du cours d'eau.

Le choix de ces deux paramètres passe par des contraintes matérielles (mesure instantanée avec des sondes WTW) et leur représentativité.

Les températures et les conductivités à 25°C sont de bons marqueurs des modalités d'écoulement car ils permettent de dissocier les écoulements souterrains (homothermie et forte minéralité) du transit aérien (forte variabilité thermique et faible conductivité) lorsqu'ils sont associés à des jaugeages.

La conductivité est l'expression de la charge dissoute. A ce titre, elle révèle la minéralité totale des eaux. Elle est donc fortement liée au temps de résidence des eaux dans l'aquifère et à la solubilité de l'encaissant. Les eaux souterraines sont généralement plus minéralisées que les eaux de surface (à l'exception des affleurements de gypse et de sel). Une augmentation significative de la conductivité associée à un accroissement des débits d'un cours d'eau peut donc être interprétée comme un recoupement de nappe.

La température et sa variation journalière sont révélatrices des modalités d'écoulement. Une eau de nappe présente non seulement une température proche de la moyenne annuelle atmosphérique (10-11°C dans l'est de la France) mais aussi stable (homothermie caractéristique). Par contre, une eau ruisselante cherche à atteindre un équilibre avec la température atmosphérique instantanée au moment des mesures. Son amplitude nyctémérale sera donc importante. Le calcul de l'amplitude nyctémérale nécessite une mesure au matin représentative des conditions diurnes et une autre mesure au soir lors d'une journée ensoleillée. Les recoupements de nappe se caractérisent par des variations infimes (<1°C) alors que les cours d'eau « ruisselant », sans apport de nappe, peuvent connaître des amplitudes supérieures à 5°C.

Les résultats sont valorisés par des profils de conductivités, de températures et d'amplitudes nyctémérales montrant l'évolution de ces paramètres sur le linéaire du cours d'eau.

Enfin, certains points de mesure peuvent faire l'objet de prélèvement pour analyse chimique (majeurs). Les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} , marqueurs du temps de résidence présentent des teneurs dont les valeurs sont inféodées à l'abondance des écoulements (effet de dilution). Certains ions allogènes au milieu calcaire (SiO_2 et Fe^{2+} pour la craie de Champagne) sont des traceurs d'écoulements et nous permettent de circonscrire le bassin d'alimentation des systèmes karstiques.

L'exemple du Rognon, un affluent de rive droite de la Marne dans la traversée des calcaires jurassiques montre bien les relations étroites entre les débits, les températures et les conductivités en étiage (Fig. 3.19.).

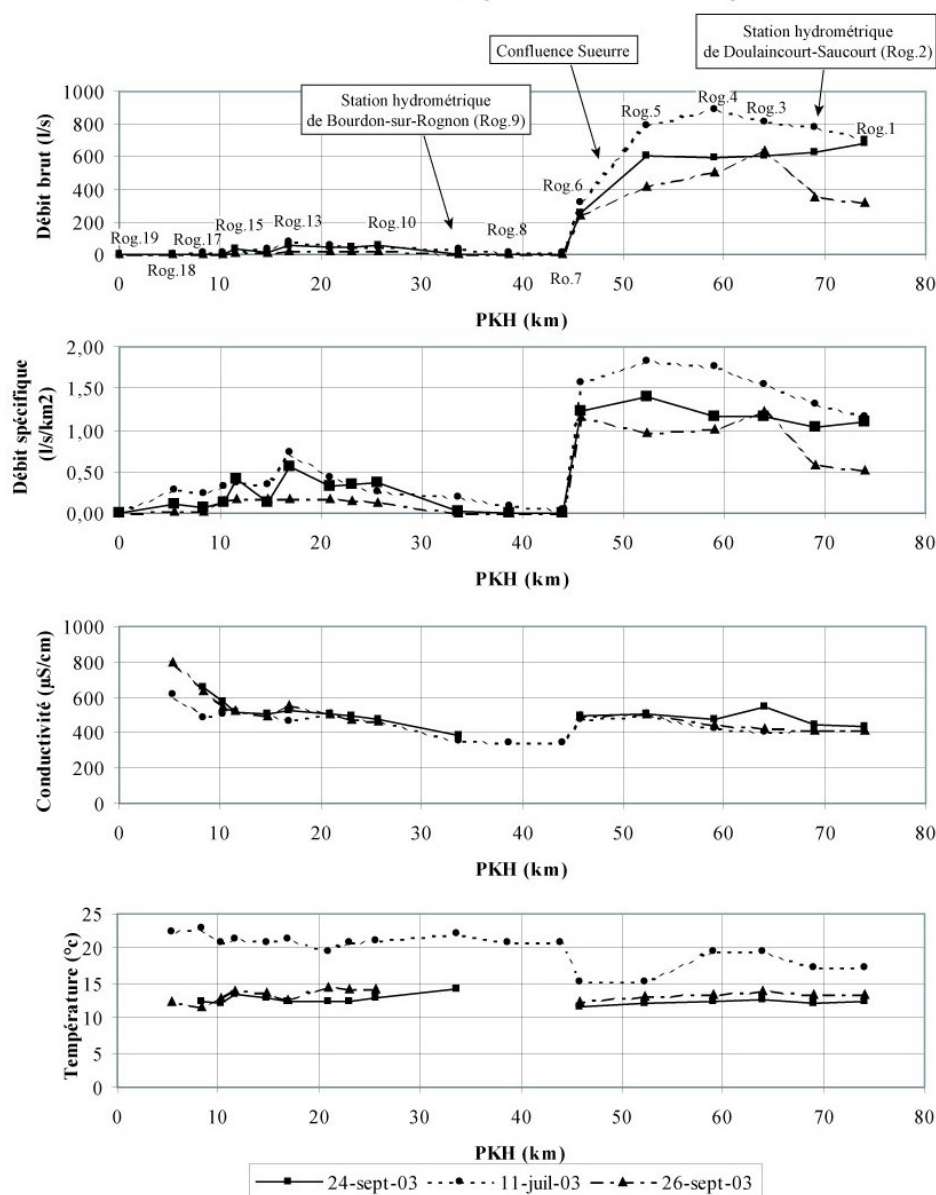


Figure 3.20. : Profils hydrologiques du Rognon (débit bruts, débits spécifiques, conductivités et températures) durant trois campagnes de mesure (Sources : Lejeune O., Devos A., 2004).

Les tronçons du Rognon supérieur affectés de pertes diffuses se manifestent par une diminution significative des débits bruts et des débits spécifiques conjointement à une réchauffement des eaux et à une baisse de la conductivité. A l'inverse, le Rognon médian, présente une augmentation importante et conjointe des débits bruts et spécifiques qui s'accompagne d'une baisse brutale des températures et d'une augmentation des conductivités.

Le Rognon inférieur présente ensuite une stagnation des débits spécifiques, de la conductivité et de la température avec un accroissement régulier des débits bruts corrélatif à l'apport de surface.

Les conditions d'écoulements au sein du bassin du Rognon sont donc bien contrastées et témoignent d'une déconnection du cours d'eau avec la nappe en amont, d'un recoupement de nappe dans sa partie médiane, puis d'un drainage généralisé de la nappe par le Rognon dans sa partie inférieure.

La cartographie des rendements hydrologiques est appliquée au bassin versant topographique étudié dans le cadre de la méthode CEGUM-AERM. Elle permet donc de mettre en évidence l'hétérogénéité spatiale des écoulements en dissociant des bassins élémentaires à rendements contrastés et de proposer des transferts souterrains dans le bassin-versant.

Compte tenu de l'importance des écoulements en zone noyée dans les milieux calcaires, les transferts de masse d'eau entre les bassins versants contigus sont plus que probables. C'est pourquoi, nous proposons d'appliquer la méthode de la cartographie des rendements hydrologiques aux bassins voisins qui constituent un interfluve entre les deux grands axes hydrographiques régionaux de manière à mettre en évidence des transferts extra-bassins.

Cette méthode a été appliquée aux interfluvés, Marne-Meuse dans le cadre des nos travaux de recherche (Devos A., 1996, Devos A., Sary M., 1996, Devos A. et al, 1999, Jailliet S., 2000, Devos A. et al, 2009), Aube-Marne (Lejeune O., Devos A., 2004, Lejeune O., 2005), et Suippes-Marne comprenant le bassin de la Vesle (Devos A. et al, 2007, Lejeune O. et al, 2007).

Elle montre de nombreux bassins élémentaires contigus de part et d'autre de grandes lignes de partage des eaux, ayant des modalités d'écoulements très contrastés. En effet, des bassins marqués par des pertes diffuses et localisées côtoient d'autres bassins élémentaires à fort rendement hydrologique situés dans un bassin versant topographique voisin. Cela témoigne de transferts de masses d'eau extra-bassins dont certains sont confirmés par traçages.

L'exemple de l'interfluve « Aube-Meuse » regroupant les bassins de la Blaise, de la Suize, de la Marne, du Rognon, de la Saulx, de l'Ornain, de l'Aire montre non seulement des écoulements souterrains préférentiels à l'intérieur des bassins versants (écoulements intra-bassins) mais aussi des transferts probables vers les bassins voisins (de la Suize vers l'Aujon, de la Saulx vers la Marne, et de l'Ornain supérieur vers le Rongean, de l'Aire vers la Meuse). La majeure partie de ces transferts sont confirmés par traçages. C'est le cas de ceux organisés par GéoKarst (Jailliet S., 2000) et l'Andra (Marre A. et al., 2009) dans le haut bassin de l'Ornain alimentant les sources du Rongean, de l'Aire supérieure en liaison avec la source du Girouet à Cousances-aux-Bois (Leroux J., 1967, 1969), de l'Orge et de la Saulx supérieure en continuité hydraulique avec les sources de Lavincourt et de Rupt-aux-Nonains (Devos A., Jailliet S., 1996).

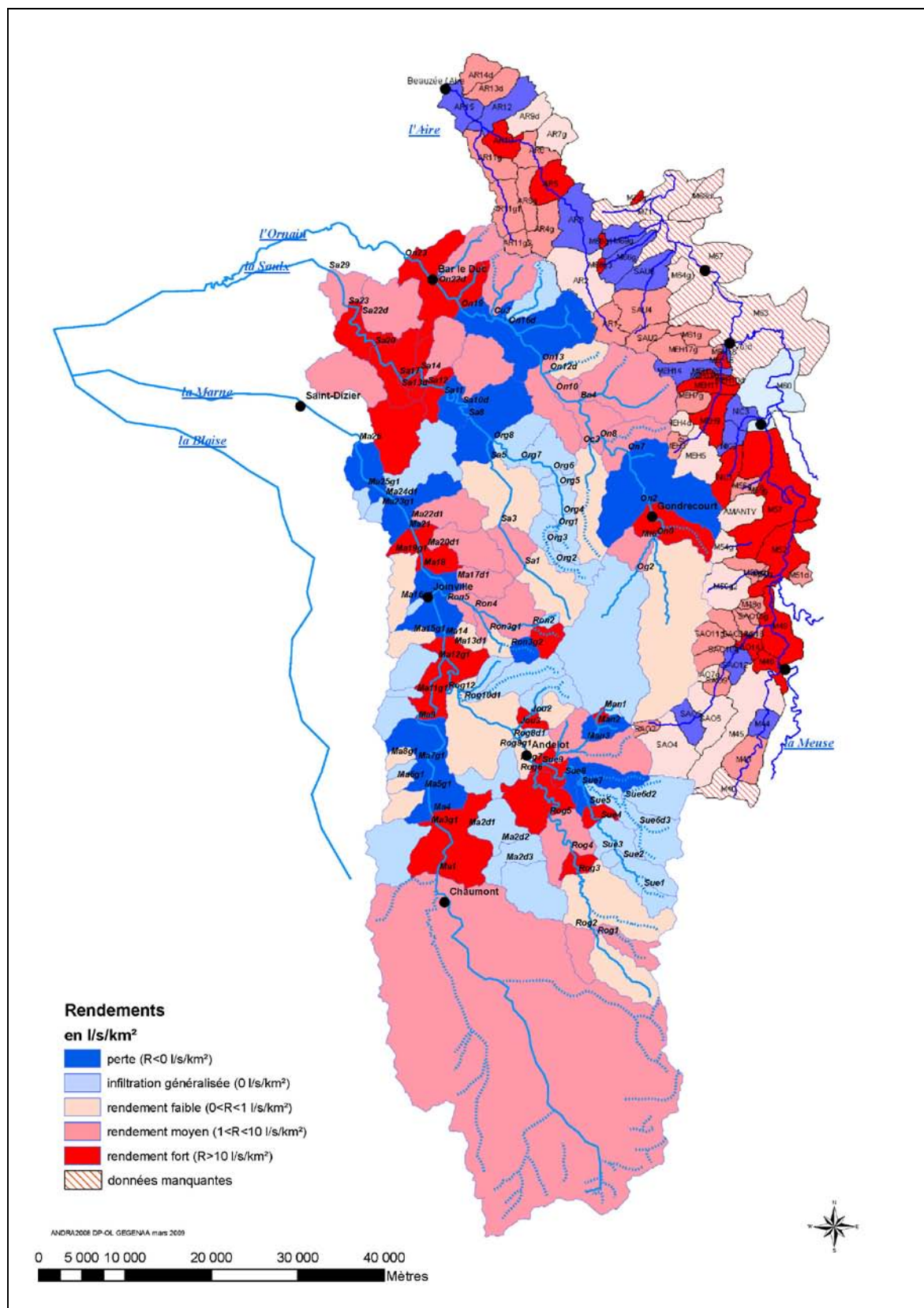


Figure 3.21.: Carte des rendements hydrologiques sur l'interfluvium Aube-Meuse (Sources : Devos A. et al, 2009)

- Les profils hydrologiques théoriques en structure aclinale et monoclinale

- o En structure aclinale simple

En appliquant le modèle Mangin A. (1975) basé sur une organisation verticale de l'aquifère karstique, on corrèle facilement les conditions d'écoulement à la position du cours d'eau dans les zones du modèle en fonction de son degré d'incision. Les échanges nappe rivière sont liés à la place du cours d'eau dans la structure verticale de l'aquifère (Fig. 3.22.).

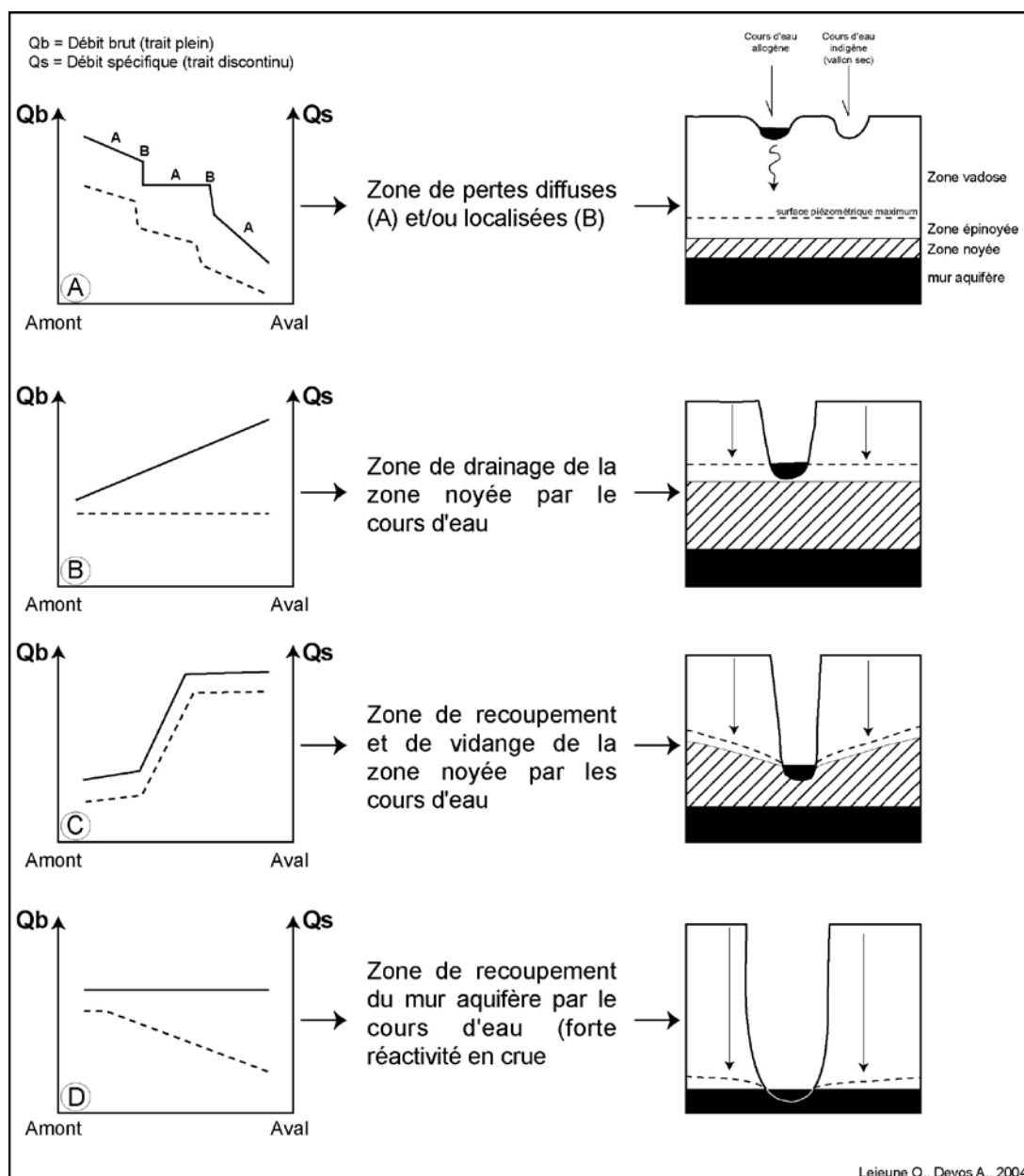


Figure 3.22.: Profils hydrologiques et conditions d'écoulement (sources : Lejeune O. et Devos A., 2004).

Dans un même aquifère, le profil en long du cours d'eau recoupe successivement toutes les zones du modèle (Fig. 3.22.) avec un amont drainant la zone vadose, non saturée ce qui se traduit par des pertes diffuses et localisées (type A). La partie médiane recoupe ensuite la

zone épinoyée marquée par le battement piézométrique (type B). Le cours d'eau connaît des rendements moyens.

Lorsqu'il draine la zone noyée, il provoque un rabattement piézométrique et les rendements hydrologiques sont importants (type C).

Lorsqu'il draine le mur d'un aquifère et que ce dernier est perché par rapport au cours d'eau, la surface piézométrique est très rabattue, les débits spécifiques du cours sont faibles (type D).

Les aquifères se vidangent alors par des sources de dépression de la nappe libre au sein du corridor fluvial.

Mais dans l'est de la France, la structure monoclinale modifie ce schéma.

o En structure monoclinale simple

Dans un contexte monoclinale simple dénué de tectonique régionale souple ou cassante et avec des cours d'eau cataclinaux, la modélisation des écoulements semble alors simple. Comme il a été signalé plus haut, en amont de ces cours d'eau, les rendements et les écoulements sont faibles car le cours d'eau est généralement perché au dessus de son niveau de base. Par contre, à l'aval, en limite de couverture, le changement de contraintes de cheminement des eaux (passage d'un régime libre à captif) se manifeste par un recoupement de la nappe et une augmentation conjointe des débits et des débits spécifiques à l'image de la Chée supérieure. Sur les couvertures peu capacitatives, les débits spécifiques baissent et les débits bruts augmentent faiblement grâce aux apports latéraux (affluents).

Cependant, le compartimentage tectonique, en déterminant le gradient hydraulique entre le cours d'eau et la zone saturée conditionne les conditions d'écoulement et ainsi la vidange aquifère dans l'espace. Ce compartimentage des aquifères s'effectue par la tectonique souple et cassante ce qui engendre des conditions d'écoulement contrastées dans l'espace.

• Les profils hydrologiques et le compartimentage structural

L'examen des profils hydrologiques des débits (bruts et spécifiques), des profils des températures et des conductivités et des cartes des rendements hydrologiques réalisés par le CEGUM et par nos soins au sein du GEGENAA, fait apparaître une forte hétérogénéité spatiale des paramètres mesurés. On peut découper l'espace considéré en tronçons ou bassins élémentaires à écoulement homogène (régimes influencés, forts rendements hydrologiques, infiltration généralisée, pertes et rendements moyens ou modérés).

o Des tronçons ou secteurs à régime influencés

Sur les cours d'eau longeant les voies navigables (Marne, Ornain, Meuse, Méholle, Vesle) et dans le bassin ferrifère (Fensch, Orne, Woigot), le régime hydrologique est inféodé aux prises et rejets anthropiques ou aux travaux miniers, ce qui limite considérablement la lisibilité des écoulements sur les profils hydrologiques. Ces aspects seront développés dans la partie 4, dédiée aux impacts humains sur les écoulements dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France.

o Des tronçons ou secteurs d'infiltration généralisée

Dans ce type de bassins ou de tronçons de cours d'eau, l'infiltration domine. Les nombreux vallons secs sont hérités des périodes froides du Pléistocène. Ils sont inactifs ; les vallées sont dénuées d'écoulement et ne présentent pas de chenal. Ce type concerne, les bassins de la craie de Champagne, les bassins supérieurs de l'Ognon et de la Maldite et la grande majorité des têtes de petites vallées creusées dans les calcaires jurassiques et lutétiens. Les précipitations s'infiltrant directement de manières diffuses.

Ces infiltrations de plateau et de vallon sont liées à la nature filtrante des calcaires et s'inscrivent dans la zone vadose ou d'infiltration des aquifères. Compte tenu de la densité du réseau de mesure, ces petits bassins supérieurs n'apparaissent que très rarement dans la cartographie alors qu'ils occupent des espaces importants comme dans la craie de Champagne.

o Des tronçons ou secteurs de pertes

Ces secteurs sont caractérisés par des pertes diffuses et localisées, de cours d'eau souvent allogènes aux calcaires, un réchauffement important des eaux en été ou un refroidissement voire un gel des eaux en période de grand froid. Les variations thermiques nycthémérales sont importantes (de l'ordre de 10°C en été). Leur conductivité est faible (inférieure à 400 $\mu\text{S/cm}$).

En amont de ces tronçons, l'écoulement est pérenne car il est alimenté par des écoulements allogènes au bassin élémentaire. C'est pourquoi les débits entrants sont supérieurs aux débits sortants de ces bassins élémentaires. Ils déterminent des débits spécifiques négatifs.

Les bassins concernés sont ceux de la Vesle supérieure, de la Saulx amont (Sa5 à Sa11), de l'Orge, de l'Aire amont (AR3), du Rognon amont dont la Sueurre, de la Saônnette amont (SAV5), de la Meuse à Bazoilles (M44), de l'aval de certains affluents de rive gauche de la Meuse (Ruisseau de Saulx, Nicole) et de l'Ornain (Resson), de nombreux cours d'eau du plateau de Dogger (ruisseau de la Vallée, Woigot, Kaelbach), et du Loison à Merles-sur-Loison (liste non exhaustive).

Trois explications peuvent être proposées selon le cadre morphostructural et hydrogéologique.

Pour la Saulx, l'Orge, le Rognon et l'Aire, une déconnection du cours d'eau avec la nappe est prouvée.

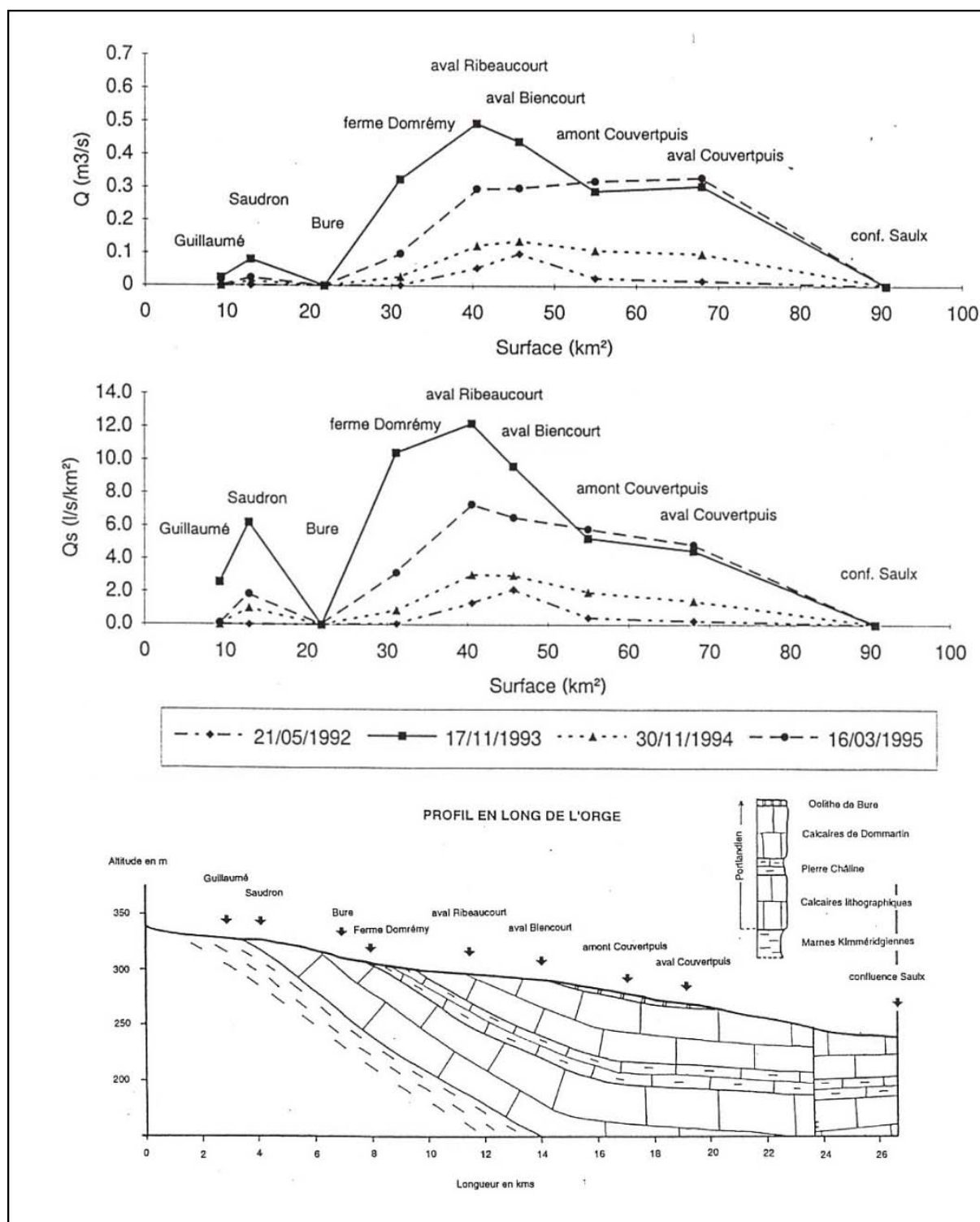


Figure 3.23.: Profil en long et profils hydrologiques de l'Orge (d'après Devos A., 1996).

Ces cours d'eau infiltrants sont perchés bien au-dessus de la surface piézométrique. Ainsi on peut observer dans la vallée de l'Orge que le vieux puits de Couvertpuis, profond d'une vingtaine de mètres et tout proche du cours d'eau est souvent à sec. D'autres relevés piézométriques témoignent également d'une nappe profonde dans le synclinal de Tréveray (Maiaux, Personnet, 1975) où la Saulx et l'Orge sont perchées. Cependant, il est à noter que bien que la densité du réseau de mesure soit plus importante que celle prévue dans le plan d'étude, il existe toujours un lissage important du comportement hydrologique des cours

d'eau. On constate sur le terrain, que des bassins élémentaires considérés comme secs ou sans écoulement sont, dans le détail, affectés par des écoulements dans leur partie amont. Le cas de l'Orge où la densité de point a été volontairement augmentée illustre bien cette observation. En étiage, la rivière est asséchée sur l'intégralité de son cours alors qu'en hautes eaux elle connaît deux secteurs de pertes et un secteur à rendement hydrologique moyens à faible. La comparaison des profils hydrologiques et du profil géologique de la vallée de l'Orge montre le rôle des faciès dans les modalités de l'écoulement. Lorsque l'Orge s'écoule sur l'Oolithe de Bure peu épaisse mais bien indurée, il y a un petit mur aquifère qui cale les écoulements. Dès que l'Oolithe de Bure disparaît, l'Orge présente des débits bruts en chute car elle est perchée au-dessus de sa nappe située dans les calcaires de Dommartin (Fig. 3.23.).

Les pertes de cours d'eau sont également liées aux formations superficielles. Les affluents de rive gauche de la Meuse se perdent dans leur partie aval, proche de la confluence. Ces pertes sont attribuables aux diffusions et aux écoulements hypodermiques à travers les alluvions de la Meuse et les cônes de déjection des affluents concernés (Ruisseau de Saulx, Nicole, Girouet).

Enfin certaines pertes diffuses et localisées sont liées à des systèmes karstiques ayant comme exutoire des exurgences situées dans d'autres compartiments structuraux. Certaines ont fait l'objet de traçages (perte de la Saulx à Morley, perte du Bocard sur la Saônnette, Orge à Couvertpuis) qui mettent en évidence des écoulements souterrains de grande ampleur et un karst profond de fond de vallée. Ces circulations mettent en relation l'Orge avec le système de la source de Rupt-aux-Nonains, la Saônnette avec les sources de Neufchâteau et l'Aire amont avec la source du Girouet (Marre et *al.*, 2009). On comprend ici le rôle structurant du contexte tectonique, le karst n'étant que le mode d'écoulement qui en découle. Dans certains cas, c'est la tectonique souple (synclinal de Treveray) qui provoque l'enfoncement du mur aquifère des calcaires tithoniens, dans d'autres, la tectonique cassante (fossé de Gondrecourt-le-Château) accélère cet enfoncement est accentue le gradient hydraulique entre les cours d'eau de surface et la nappe. C'est le même schéma pour l'Aire amont avec la faille de Cousances-aux-Bois sur l'anticlinal de Bar-le-Duc.

o Des tronçons et secteurs à fort rendement hydrologiques

Les cours d'eau à forts rendements hydrologiques caractérisent les têtes de bassin (Rongean, Manoise, Girouet, Cousance) ou la partie médiane des bassins déterminant des profils hydrologiques en col de cygne (Saulx, Rognon, Aire). Les premiers s'inscrivent soit dans des fenêtres hydrologiques qui permettent la vidange d'aquifères captifs ou au fond de reculées ou vallées incisées. Les seconds sont localisés en limite de nappe captive, recoupent la zone saturée des aquifères à la faveur du compartimentage structural lié à la tectonique souple (ondulations synclinale et anticlinale) et cassante (failles). Ces cours d'eau présentent une alimentation ternaire qui leur garantit un régime pondéré avec des écoulements abondants. Les débits d'étiage sont soutenus par la vidange de la zone noyée. La drainance des couvertures alimentent également leurs aquifères. Le karst de contact lithostratigraphique, en démantelant la couverture (crétacée dans le Barrois et oxfordienne supérieure dans le bassin de l'Ornain) détermine une charge solide importante aux cours d'eau alors que les forts débits de base commandent une charge dissoute également élevée. A ce titre ces cours d'eau sont les plus efficaces à l'érosion et présentent de fortes potentialités au transport et à l'érosion régressive.

- **Les fenêtres hydrologiques et les « mini-boutonniers »**

Les fenêtres hydrologiques correspondent à des ouvertures dans les couvertures recouvrant les aquifères captifs. Elles se développent à la faveur d'ondulations anticlinales, de flexures (Delut, Signy-l'Abbaye)) et en bordure des fossés tectoniques (Cousances-aux-Forges) et de systèmes faille (Thonnance-les-Moulins). Elles s'inscrivent en tête de bassin. En amont des cours d'eau indigents drainent la couverture peu capacitive.

Elles permettent une vidange de la zone saturée captive, généralement avec des phénomènes d'artésiannisme car leur zone d'alimentation se situe en amont pendage. Le mode de vidange est assisté par un karst noyé avec des collecteurs desservant un ou plusieurs exutoires. La mise en charge se manifeste par un bouillonnement des eaux caractéristique observé dans les vasques des sources karstiques.

Les débits spécifiques mesurés durant les campagnes de mesure, sont anormalement importants (plus de 10 l/s/km²) car la surface du bassin prise en compte est celle du bassin topographique et non du bassin d'alimentation. C'est à partir de ces émergences installées en fond de vallée que les écoulements deviennent importants. Plus en amont, ils sont issus des couvertures et restent indigents.

Les fenêtres hydrologiques mises en évidence par la cartographie des rendements hydrologiques sont celles du Rongéant à Thonnance-les-Moulins, de la Vaux à Signy-l'Abbaye, de la Cousance à Cousances-les-Forges et du ruisseau du Moulin à Delut. Dans ces fenêtres, les cours d'eau sont soutenus par la nappe via des exurgences karstiques qui correspondent à des exutoires de systèmes noyés comme la Fosse bleue et le Gibergeon à Signy-l'Abbaye, la Bézerne et la Source de l'Usine à Cousances-les-Forges, les émergences du Rongéant à Thonnance les Moulins, les Bouillons et le Mircoussin de Delut. Les débits sont abondants, les températures stables (entre 10 et 12°C) et la conductivité élevée (>550 µS/cm).

Les mini boutonnières sont des ouvertures dans l'encaissant calcaire laissant apparaître le mur aquiclude de l'aquifère au niveau d'un dôme ou d'une ondulation anticlinale. La vidange aquifère peut donc s'effectuer alors en surface libre, préférentiellement dans ce secteur. C'est le cas de l'Esch dans le dôme anticlinal de Martincourt où les débits bruts et les débits spécifiques augmentent conjointement dans la traversée de la mini-boutonnière.

- Les zones à fort rendement en tête de bassin

La Manoise au Cul du Cerf (Ma2), le Girouet à Cousances-aux-Bois (M66g3), la Vaise à Maxey-sur-Vaise (M55g) présentent des rendements élevés, des températures fraîches en été et des conductivités importantes. Ces cours d'eau naissent d'une importante émergence karstique issue des calcaires oxfordiens. Ils sont sans écoulement plus en amont. Il n'y a pas de drainage de l'aquifère par un cours d'eau. Il y a une vidange de la zone saturée par un exutoire karstique. Leur mode d'alimentation est généralement ternaire avec une alimentation à surface libre par des infiltrations diffuses et localisées, une drainance de la couverture (Oxfordien supérieur) et une vidange de la zone noyée. Comme il a été démontré pour le karst oxfordien (Marre et al, 2009), ces bassins peuvent être déconnectés du karst de contact litho-stratigraphique, tout proche, qui alimente préférentiellement les fenêtres hydrologiques.

- Les zones à fort rendement au coeur des bassins
(profils en col de cygne)

La Saulx, l'Aire, le Rognon, la Blaise, la Suize et dans une moindre mesure la Meuse et l'Ornain sont, dans leur partie médiane, caractérisés par des rendements importants, des températures fraîches en été et des conductivités élevées.

Ces cours d'eau ne s'inscrivent pas dans une fenêtre hydrologique et leur débit augmente avec le soutien de sources karstiques mais surtout grâce à un recouplement de nappe. Ils sont tous affectés par des pertes en amont alors que leur partie médiane est marquée par une augmentation spectaculaire des débits bruts. Cela se traduit par des profils hydrologiques caractéristiques en col de cygne (Fig. 3.24.)

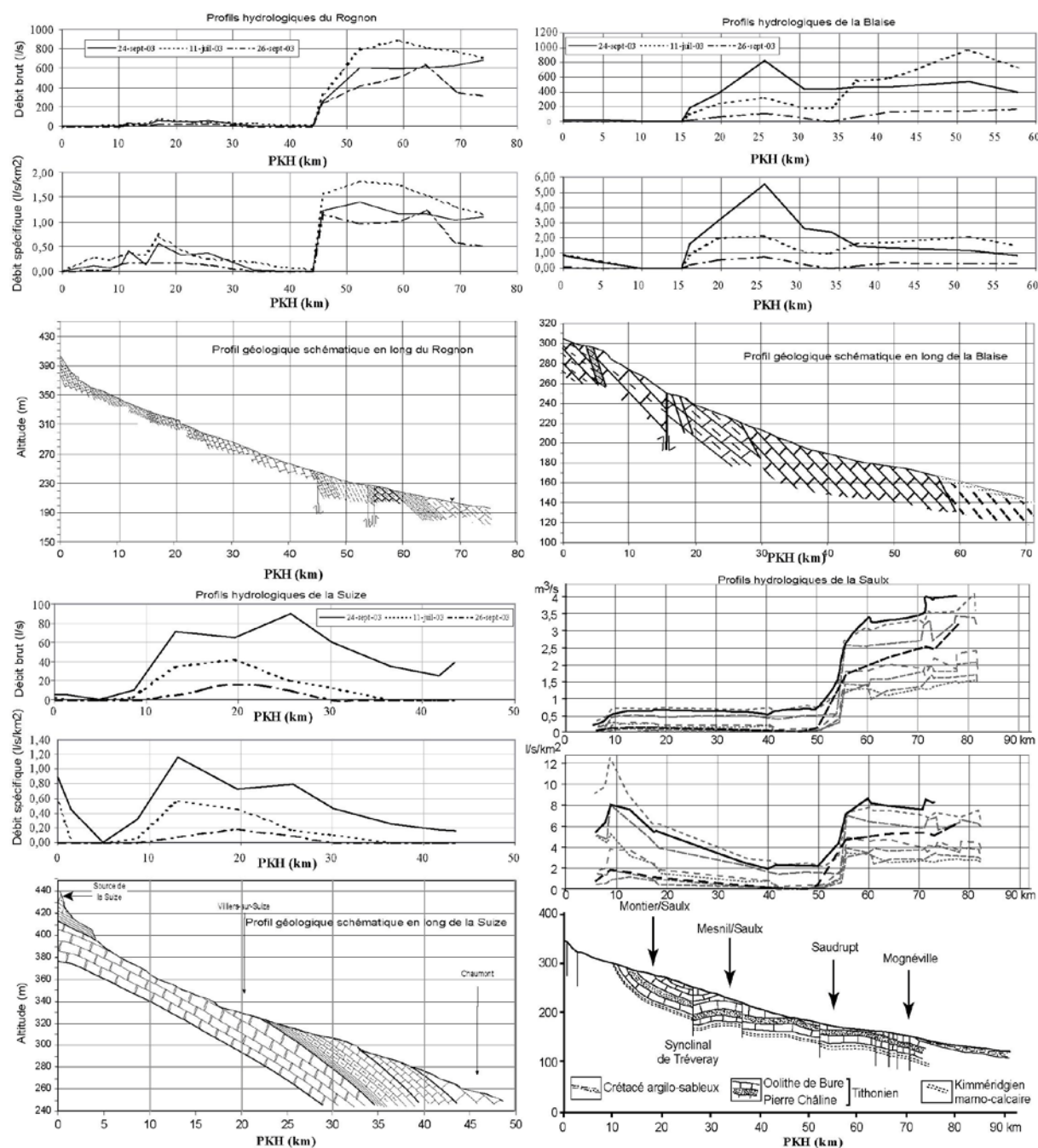


Figure 3.24.: Profils hydrologiques en col de cygne et profils en long géologiques associés (Sources : Devos A. et al., 2007).

La Saulx, qui après avoir connu un assec à Stainville, voit son débit augmenter (il est multiplié par 7 en moyenne) entre Lavincourt et Rupt-aux-Nonains. En mesurant toutes les émergences karstiques de ce tronçon, il apparaît qu'elles n'expliquent que 30% de l'augmentation de débit (Devos, 1996). Le cours d'eau draine donc directement la zone noyée de l'aquifère qui affleure ou est en sub-surface et qui, en amont n'est pas en connections avec la topographie. Le col de cygne est marqué par une augmentation conjointe des débits et de conductivités, un refroidissement des températures et une amplitude nyctémérale très faible. Les relations nappe cours d'eau sont ici conditionnées par le contexte structural qui détermine le gradient hydraulique entre les eaux de surface et la zone noyée. L'affleurement de la Pierre Châline permet la vidange préférentielle à Rupt-aux-Nonains du piège aquifère correspondant au synclinal de Treveray.

L'Aire présente un profil hydrologique conditionné par l'anticlinal de Bar-le-Duc. Le cours d'eau draine, dans sa partie supérieure, les formations du Kimméridgien avec des rendements médiocres (Ar1). Sur l'anticlinal (de Ar2 et Ar3), la rivière est affectée par des pertes. Elle connaît des assecs (Devos A., Sary M., 1995). Dans sa partie médiane, à Nicey-sur-Aire (Ar5 à Ar8), ses débits bruts et spécifiques augmentent brutalement sans apport d'affluent ni de sources. Elle recoupe donc la zone noyée de l'Oxfordien qui est en profondeur dans la section supérieure mais subaffleure à cet endroit. A l'aval, cet aquifère devient captif sous les formations du Kimméridgien alors qu'il est encore libre au niveau des rendements forts. On observe là un site caractéristique de limite de nappe captive productif en eau (Demassieux L., 1966). Les vitesses de transferts étant globalement plus lentes en zone captive qu'en zone libre, la limite entre ces deux types d'aquifère se caractérise par une forte productivité et des rendements hydrologiques importants.

Le Rognon présente également un profil en col de cygne (découvert plus haut) mais qui s'explique par un contexte structural de type « aquifère barré ».

Sa partie amont est affectée par des pertes en étiage (Lejeune O., 2005) ou des rendements médiocres en basses eaux (campagne de juillet 2008). En revanche, sa partie médiane est marquée par une augmentation brutale des débits bruts et spécifiques (Rog3 à Rog6 en amont de la faille d'Andelot-Blancheville (faille de Vittel) qui constitue un obstacle hydrogéologique pour l'aquifère bajocien. Elle met en contact les calcaires (aquifères) et les marnes de l'Oxfordien inférieur (aquiclude). Ce contexte détermine un aquifère barré dont la vidange s'effectue par des sources karstiques de la pisciculture d'Andelot-Blancheville (karst barré)

Le profil hydrologique et les conditions d'écoulement de **la Blaise** ressemblent à ceux du Rognon avec un aquifère barré. Ses débits bruts et spécifiques augmentent brutalement en amont immédiat d'un système faillé après avoir connu un assec dans sa partie supérieure.

Le profil hydrologique de **la Suize** est également un cas d'école. C'est un col de cygne parfait avec un assèchement caractéristique dans sa partie supérieure et un recouplement de nappe dans sa partie médiane qui lui confère des écoulements pérennes avec des eaux plus minéralisées.

L'Ornain présente également un profil en col de cygne dans sa partie amont. Ses écoulements sur le plateau oxfordien sont indigents. Les débits spécifiques sont médiocres et l'infiltration est généralisée. La nappe oxfordienne est profonde et à surface libre. La Maldite et l'Ognon sont à sec en étiage sévère alors que la traversée du fossé tectonique de Gondrecourt-le-château est marquée par une augmentation brutale des débits bruts et spécifiques et un refroidissement des eaux. A la faveur des failles et fissures du fossé, les eaux de la nappe captives oxfordiennes remontent à la surface et alimentent l'Ornain par des sources alluviales et la source du Vaucheron. Mais ses écoulements étant influencés par le canal de la Marne au Rhin à l'aval du fossé, la lisibilité du comportement

hydrodynamique est difficile. Ce n'est qu'en reconstituant les débits naturels par des mesures systématiques aux prises et aux rejets du canal que le col de cygne apparaît davantage (Devos, 1996, Devos, Sary, 1995).

La **Meuse** supérieure en amont de Neufchâteau, voit également ses écoulements croître fortement, en aval de pertes à Bazoilles. Elle connaît même, en étiage, un assèchement surprenant vu la taille de son bassin versant (Marre et *al.*, 2009). Ses débits augmentent fortement avec l'apport des sources de Rouceux dont les tracés mettent en évidence des écoulements souterrains en relation avec la Saônnette (Le Roux J. et Salado J., 1980). L'apport de la Saônnette apparaît négligeable. Mais cette augmentation des débits est davantage attribuée à la proximité des formations imperméables du Callovien, en limite de nappe captive comme pour l'Aire.

Les profils hydrologiques de l'**Esch** présentée plus haut, s'inscrivent dans cette typologie. Le col de cygne se situe au niveau de la mini-boutonnière qui permet à l'Esch de recouper la zone saturée dans le secteur de Manonville.

Les tronçons de cours d'eau et bassins à forts rendements hydrologiques caractérisent donc des contextes hydrogéologiques qui conditionnent des échanges entre les nappes et les cours d'eau. Les cours d'eau recoupent généralement la zone noyée, ils sont drainant. Ils se localisent en limite de nappe captive, et d'aquifère barré, ou dans des fenêtres hydrologiques.

o **Des tronçons ou secteurs de rendements moyens ou modérés**

Les tronçons ou secteurs à rendement moyen ou modéré (entre 1 et 10 l/s/Km²) concernent la Saulx aval (aval Sa17), ses affluents de rive droite (Nant, Montplonne), l'Ornain dans la traversée du synclinal de Treveray (ON8 à ON13), l'Ezrule (affluent de rive gauche de l'Aire) et les bassins supérieurs des affluents de rive droite de la Marne et de rive gauche de la Saônnette.

La situation hydrogéologique de ces bassins élémentaires caractérise un drainage de nappe sans rabattement piézométrique important. C'est le cas des ruisseaux de Nant et de Montplonne qui s'écoulent au-dessus de la surface piézométrique des calcaires de Dommartin du Tithonien (Maiaux, Personnet, 1975). On peut considérer que les affluents de la Marne entre Joinville et Chamouilley (Ma17d1, Ma20d1) se comportent de la même manière.

Pour l'Ornain, on peut attribuer les rendements moyens au drainage aquifère des calcaires lithographique du Tithonien peu productifs en eau (Devos A., 1996) qui affleurent dans le synclinal, de Treveray alors qu'en amont et en aval, l'Ornain draine les marnes et les calcaires du Kimméridgien (aquifère multi-couche moins productif).

Quant aux affluents de rive gauche de la Saônnette, ils sont alimentés par des émergences de trop plein et de débordement sur la Côte de l'Oxfordien qui déterminent des rendements moyens en basses eaux et faibles en étiage.

On peut considérer que la Meuse dans la traversée des calcaires oxfordiens s'inscrit dans ce type d'écoulement entre Domrémy et Verdun. La comparaison des profils hydrologiques de la Meuse réalisés avec les débits mesurés lors de la campagne de 1991 avec ceux reconstitués à partir des apports latéraux liés aux affluents montre un différentiel croissant (travaux de JP Decloux in CEGUM, 1992). Ce dernier est représentatif de l'apport de la nappe oxfordienne dans la construction des débits de la Meuse. Mais gardons nous de

conclusions trop hâtives car la Meuse dans ce secteur est longée par le canal de l'Est branche nord qui perturbe la lisibilité des écoulements naturels.

- **Des échanges nappe-rivière complexes à l'échelle locale**

A l'échelle régionale, le compartimentage structural et l'incision des vallées commandent les gradients hydrauliques et les échanges entre les cours d'eau et les zones saturées. Mais à l'échelle locale, ces échanges sont bien plus complexes car conditionnées d'une part par le travail du karst et d'autre part par le degré de colmatage des cours d'eau.

- o Le rôle du degré de karstification

En effet, en zone noyée les transferts de la nappe au cours d'eau dépendent de la transmissivité du milieu inhérent au degré de karstification.

Dans le cas d'un karst mature, la nappe restitue ses eaux à la rivière par des exurgences en surface et/ou souterraine, généralement sous alluviales. Ces dernières sont mal connues et passent par des siphons topographiés en plongée (Rupt-du-Puits, Source Bleue de Villiers-sur-Marne, source des Clefmonts). Les siphons sont des zones d'échanges privilégiés entre la nappe et le cours d'eau via les alluvions modernes qui peuvent être considérées comme une zone tampon.

A l'inverse, dans le cas d'une faible karstification en zone noyée (nappe de la craie, calcaires lutétiens), les échanges entre la nappe et le cours d'eau sont inféodés au degré de fracturation en fond de vallée et surtout à la géométrie du remplissage alluvial.

- o Le rôle du remplissage alluvial et du colmatage du lit mineur

Le remplissage alluvial de fond de vallée joue le rôle de zone tampon entre la zone saturée et le cours d'eau. La nature et la structure de ce remplissage vont donc déterminer ses paramètres hydrodynamiques. La sédimentation polyphasée engendre des séquences alluviales à fortes variations latérales et verticales.

Le grano-classement positif observé dans les alluvions de fond de vallée (Marre A. et al, 2000, Lejeune O., 2005, Coulom M., 1986) détermine une porosité totale décroissante de bas en haut ce qui a pour conséquence la captivité de la nappe alluviale sous les limons de débordements. Ces derniers jouent le rôle de toit semi-perméable de la nappe de graveluches ou de galets calcaires plus capacitive. Cela se manifeste par des bouillons et des tertres émissifs observés dans les vallées de la Marne (Lejeune O., 2005), du ruisseau de Rembercourt (Corbonnois J., 1994), du Rongeant (Devos A. et al, 2009) et de l'Ognon (Devos A., 1996, Marre et al, 2009).

L'exemple de la Vesle est représentatif. Le remplissage alluvial est représenté de bas en haut par des graveluches roulées, des niveaux décimétriques d'argiles gris bleue, des lentilles de tourbes et des limons.

Des mesures géophysiques ont été effectuées au pénétromètre dynamique (Panda) par Coulon M. (1986) doublés de sondages à la tarière, ainsi que des sondages électriques (Mondain Ph et al, 2006) dans le champ captant de Couraux en zone alluviale et crayeuse, en amont de Reims. Elles permettent de mieux connaître l'organisation spatiale des formations alluviales de fond de la vallée de la Vesle. Des cartes de conductivités électriques sont réalisées pour plusieurs épaisseurs (à 7.5 m, à 15 m et à 30 m).

Les arrivées d'eau dans les forages du périmètre immédiat sont observées entre 13 et 26 m de profondeur alors que le remplissage alluvial présente une épaisseur moyenne d'une

dizaine de mètres. Les mesures géophysiques montrent que les alluvions sont en continuité hydrauliques avec la nappe de la craie. Au niveau hydrodynamique, on considère donc que la zone tampon alluvial est confondue à celle de la craie.

Pour une profondeur de 6 m, la carte des conductivités montrent clairement une forte hétérogénéité spatiale des valeurs ce qui témoigne des forts contrastes capacitifs du milieu. On pourrait croire que la nature hétérogène du remplissage alluvial (graveluche alluviale, lentilles de tourbes et d'argiles) explique cette organisation spatiale des conductivités. Mais pour des profondeurs plus importantes atteignant la craie, on retrouve les mêmes axes préférentiels, d'orientation méridienne et NO - SE.

La continuité hydraulique entre la nappe de la craie et la nappe alluviale n'est pas homogène dans l'espace et dépend vraisemblablement du degré de fracturation de la craie.

Au gré des méandres de la Vesle, le cours d'eau recoupe ou s'éloigne de ces axes plus capacitifs et transmissif, en zone alluviale mais les échanges sont également conditionnés par le degré de colmatage du chenal plein-bord du cours d'eau.

Le régime pondéré des cours d'eau drainant la nappe de la craie favorise les dépôts en l'absence d'un effet de chasse en période de crue. Le colmatage du chenal est plus ou moins développé en fonction des dynamiques hydrogéomorphologiques ce qui limite les échanges entre le cours d'eau et la zone alluviale.

Des jaugeages sériels très rapprochés permettraient de déterminer les tronçons de chenal colmaté.

Le rôle des formations superficielles montre que les facteurs structurants les échanges entre les cours d'eau et les zones saturées varient en fonction des échelles. A l'échelle régionale, le gradient hydraulique conditionné par l'incision des vallées et le compartimentage structural est déterminant. Par contre, à l'échelle locale, le degré de karstification en zone noyée, la nature et la structure du remplissage alluvial structurent ces échanges.

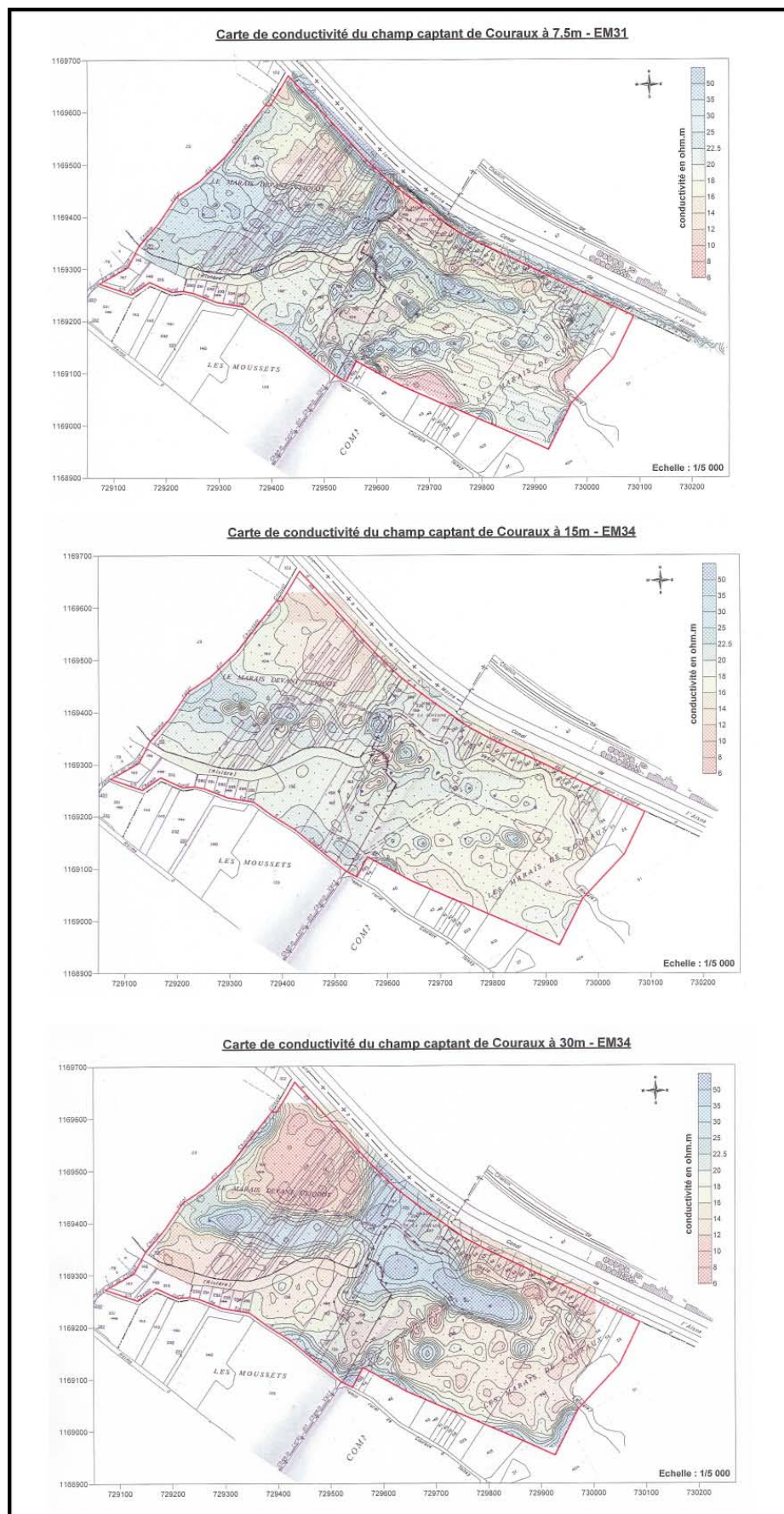


Figure 3.25. : Cartes des conductivités à 7.5 m, 15 m et 30 m dans le périmètre immédiat du champ captant de « Couraux » (sources : Mondain Ph et al, 2006).

3.2.3. Les cours d'eau en hautes-eaux

En hautes-eaux, les écoulements des cours d'eau ne sont plus exclusivement constitués par les débits de base liés à la vidange aquifère, mais sont grossis par le ruissellement. Elles sont marquées par plusieurs épisodes de crues qui s'ajoutent au gonflement de la zone noyée. Plusieurs méthodes de séparation des écoulements proposent de dissocier les débits de base du ruissellement. Elles passent par la décomposition des hydrogrammes (Schoeller H., 1962), le bilan hydrologique, les traceurs hydrochimiques et isotopiques, les chroniques de débits journaliers (Humbert J., Kaden U., 1994) et les débits classés (Gamez P., Zumstein JF, 1993).

Dans la traversée des plateaux calcaires, les cours d'eau en période de hautes-eaux sont alimentés par le ruissellement de surface, le drainage de la zone noyée mais aussi par les systèmes karstiques. Ces derniers récoltent les eaux de ruissellement pour les concentrer vers l'exokarst avant de les transférer dans la zone d'infiltration rapide. Les exutoires de ces systèmes restituent alors rapidement ces eaux si la zone noyée est caractérisée par des collecteurs. Dans ce cas, comme il a été montré plus haut, les exurgences concentrent le flux à des endroits privilégiés et participent à la construction des écoulements. Mais dans le cas où la zone saturée est peu karstifiée, une diffusion des écoulements s'effectue comme dans la craie de Champagne caractérisée par des crues de nappe.

- Les crues de nappe de la craie de Champagne

Le rôle de soutien des nappes dans la construction des écoulements trouve sa plus belle expression dans la craie de Champagne. En effet, la densité de drainage est très faible, l'infiltration domine, les sources sont rares et les cours d'eau drainent la nappe. Leurs écoulements dépendent donc de l'état des réserves.

Les indices d'écoulement de base calculés aux stations hydrométriques des cours d'eau indigènes de l'auréole de la craie (Retourne, Suippes, Vesle) sont généralement compris entre 75 et 80% (Devos A. et al, 2006). Cet indice diminue légèrement dans les entonnoirs de percée cataclinales avec les apports latéraux des cours d'eau issus de la couverture éocène à l'image de la Vesle entre Saint-Brice et Châlons-sur-Vesle. Les pentes importantes des versants et de la cuesta d'Ile de France favorisent le ruissellement mais les écoulements bien que réactifs aux précipitations restent indigents voire endoréiques en se perdant dans la craie. A la différence du plateau picard, la couverture d'argiles à silex n'existe pas en Champagne ce qui n'est pas propice au ruissellement.

L'organisation du réseau de drainage obéit à la variation d'extension des zones saturées donc de l'état piézométrique. Plus la charge de la nappe est importante, plus le réseau hydrographique est dense. Cela pose un sérieux problème en fin d'années successivement humides (2001) avec des inondations qui durent plusieurs semaines affectant les fonds de vallées et les caves de Champagne.

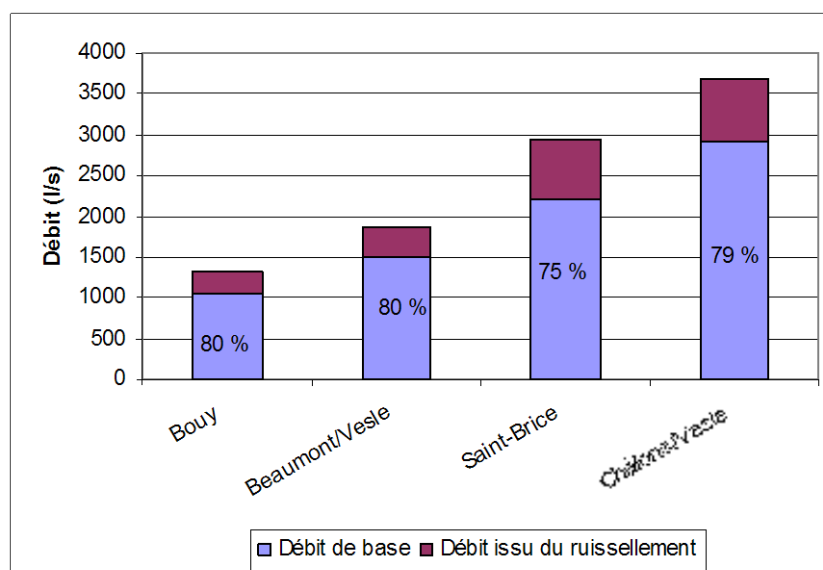


Figure 3.26. : IEB ou Part de l'apport de la nappe et du ruissellement dans la construction du module de la Vesle à 4 stations hydrométriques du bassin versant. (Sources : Devos A. et al, 2006).

L'exemple de la Retourne est significatif. Cet affluent de l'Aisne dans le département des Ardennes est surveillé par la station hydrométrique de Saint-Rémy-Le-Petit. Nous avons comparé l'hydrogramme du cours d'eau au piézogramme du forage d'Alincourt situé 2 km en amont de la station hydrométrique et dans le fond de vallée de la Retourne. Ce forage traverse les formations alluviales peu épaisses (7m) et atteint la craie. Les profondeurs des mesures sont comprises entre 15 et 40 m. La comparaison des deux courbes montre clairement le calage des débits du cours d'eau sur la nappe durant deux années hydrologiques.

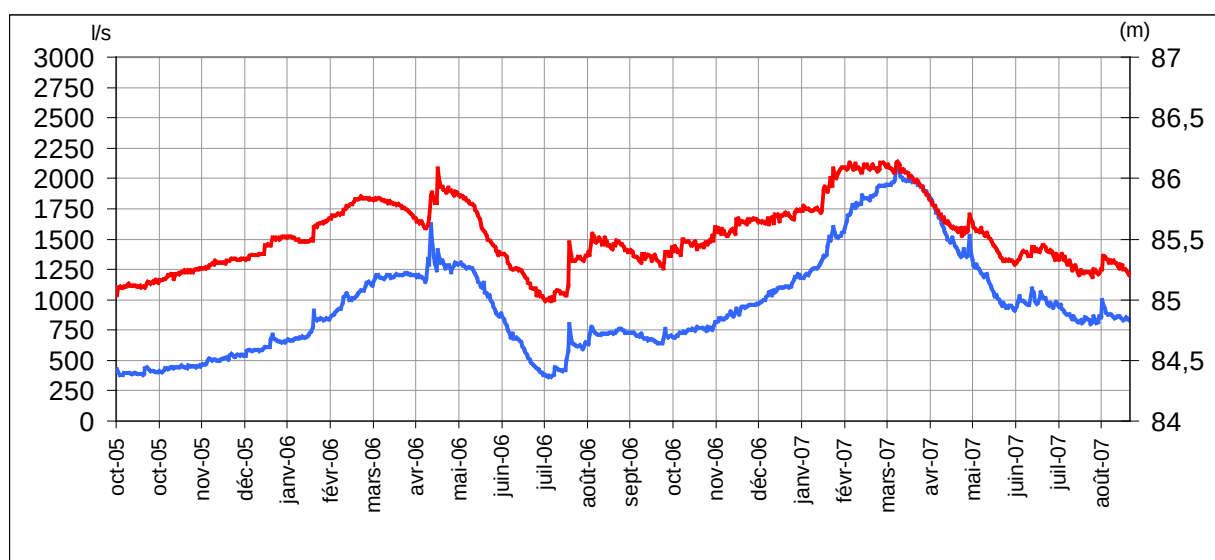


Figure 3.27.: Comparaison de l'hydrogramme de Saint-Rémy-Le-Petit (en bleu et en l/s) et du piézogramme d'Alincourt (en rouge et en mètres NGF) durant deux années hydrologiques.

A la différence des autres plateaux calcaires, dans la craie de Champagne, les crues ne dessinent pas de véritables épisodes de crues multiples corrélatifs aux cortèges de perturbations de saison froide. L'hydrogramme est considérablement lissé. Les épisodes pluvieux sont à peine perceptibles sur un gonflement ou une intumescence liée au soutien

de nappe. Les crues débordantes sont liées au cumul annuel des années précédentes et à l'état des réserves aquifères comme en 2000-2001. Si on applique les méthodes de séparation des écoulements utilisant les séries de débits journaliers, on comprend pourquoi l'indice d'écoulement de base atteint 80%. Ce mode d'alimentation conditionne le type de régime hydrologique des cours d'eau de la craie de Champagne.

Ces derniers, sont certes de type tempéré pluvio-évaporal, mais très pondérés. Alors que dans les calcaires jurassiques, le coefficient d'immodération (rapports des débits mensuels extrêmes) est compris entre 7 et 15, ceux des cours d'eau crayeux est compris entre 3 et 7 (Devos A. et al, 2006) pour des bassins versants de même surface.

Le comportement des cours d'eau de Champagne témoigne de l'absence de karstification en zone noyée. En effet, l'exemple de la Vesle, bordant la Montagne de Reims, montre que bien que la karstification affecte la surface et la zone vadose sans concerner la zone noyée. Ses écoulements sont en équilibre avec la nappe de la craie sauf dans la partie supérieure du bassin ou le cours d'eau est perché et infiltrant.

- Les crues dans les calcaires jurassiques

Dans les calcaires jurassiques, les crues sont plus difficiles à appréhender car elles dépendent de la structure et de l'organisation des systèmes karstiques. Ces derniers sont très diversifiés selon leur maturité, l'incision des vallées, le degré de démantèlement des couvertures et le cloisonnement structural.

La construction des hydrogrammes de crue dépend également de l'organisation spatiale des précipitations dans le bassin versant. La mesure des débits est plus difficile qu'en étiage car elle nécessite un matériel lourd et coûteux et la situation hydrologique n'est pas stabilisée en phase de crue.

C'est pourquoi, pour mieux connaître le rôle des systèmes karstiques dans l'écoulement des cours d'eau en période de hautes-eaux nous avons choisis, dans le cadre des travaux de l'Andra (Devos A. et al, 2009) de mener deux campagnes de mesures en situation stabilisée de saison froide (avril 2008 et janvier 2009) sur la Saulx barroise. Ce cours d'eau été choisi car il répond à plusieurs exigences. Il est peu influencé par les ouvrages hydrauliques (absence de canal de navigation), sans trop d'affluents et met en exergue d'importantes disparités spatiales en période de hautes eaux et de crue. Les mesures sont réalisées à la perche à intégration et avec un saumon et valorisées par des profils hydrologiques et des cartes par bassins élémentaires.

La campagne d'avril 2008 est supérieure au module (7.78 m³/s) puisque le coefficient d'hydraulicité est de 1.26. Par contre, la campagne de janvier 2009, bien que réalisée en situation hivernale, s'inscrit en situation de basses eaux avec des débits correspondant à la moitié du module mais largement supérieurs aux débits d'étiage.

Cette situation nous rappelle que les régimes hydrologiques en débits moyens mensuels ne correspondent pas aux réalités mais sont la traduction statistique de phénomènes hydrologiques contrastés (crues, gonflement des écoulements, ressuyage, tarissement). La campagne de janvier 2009 a été réalisée malgré une situation hydrologique défavorable car elle s'inscrit dans un type de temps anticyclonique froid hivernal avec des températures atmosphériques inférieures à 0°C (gel des cours d'eau). Ces conditions de grand froid sont idéales pour déceler les échanges nappes rivières par l'analyse des températures de l'eau.

o Les profils hydrologiques de l'Orge en saison froide

L'Orge présente le même profil que la Saulx amont ainsi que la même surface de bassin versant (une centaine de km²). L'allure des profils ne change pas fondamentalement par rapport à ceux réalisés en étiage. L'évolution de ses débits bruts et semblable à celle des débits spécifiques. Dans l'entonnoir de la percée cataclinale de la côte des Bars, ils augmentent très faiblement en amont de Saudron avant de diminuer ensuite. A Bure, on observe un assec régulier et l'absence de chenal traduit bien l'infiltration généralisée. Entre Bure et Ribeaucourt les débits augmentent pour diminuer progressivement et déterminer un nouvel assèchement à l'aval de Couvertpuis. En amont immédiat avec sa confluence avec la Saulx, l'absence de chenal traduit également l'infiltration. Ces campagnes montrent que les pertes peuvent absorber des débits importants (500 l/s) et que le comportement hydrodynamique est identique quelque soit la situation hydrologique (étiage et hautes-eaux).

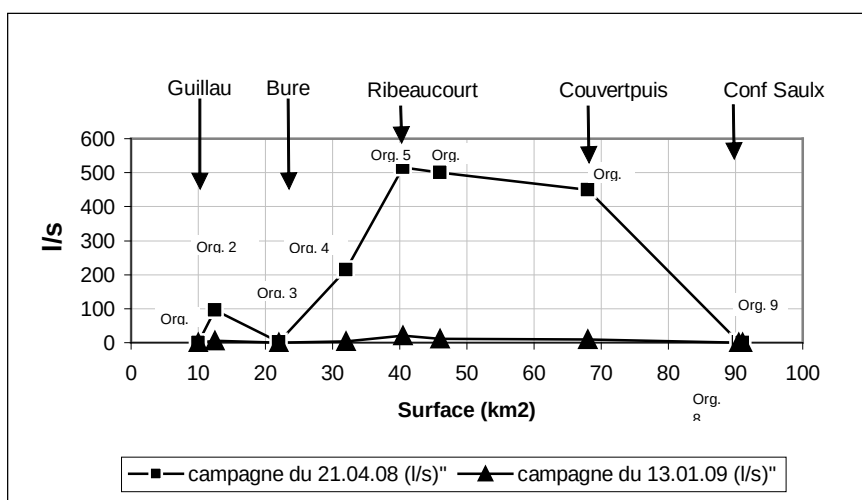


Figure 3.28.: Profils hydrologiques de l'Orge en débits bruts (campagnes du 21 avril 2008 et du 13 janvier 2009)

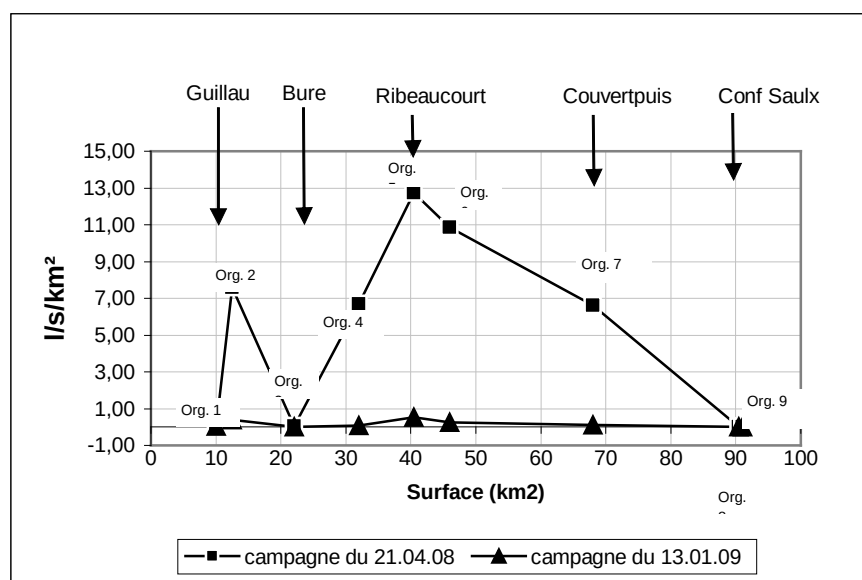


Figure 3.29. : Profils hydrologiques de l'Orge en débits spécifiques (campagnes du 21 avril 2008 et du 13 janvier 2009).

o Les profils hydrologiques de la Saulx en hautes eaux stabilisées

Les profils hydrologiques de la Saulx sont originaux. En effet, ils présentent le même découpage que les profils d'étiage. Pourtant, en hautes eaux on considère que les ruissellements prédominent sur la vidange aquifère. Ici, on retrouve trois secteurs à écoulements homogènes. En amont de Lavincourt, les débits bruts augmentent très faiblement malgré l'apport de surface et les débits spécifiques chutent de manière importante. Entre Lavincourt et Rupt-aux-Nonains (Sa17), on observe une augmentation conjointe et impressionnante des débits bruts et spécifiques comme en étiage. Cependant cette hausse est proportionnellement moins forte puisque que le rapport des débits bruts entrants et sortants du tronçon est de 5 en hautes eaux alors qu'il est de 7 en étiage. Enfin, à l'aval de Rupt-aux-Nonains, on observe une augmentation régulière et faible des débits bruts ce qui se traduit par une stagnation des débits spécifiques.

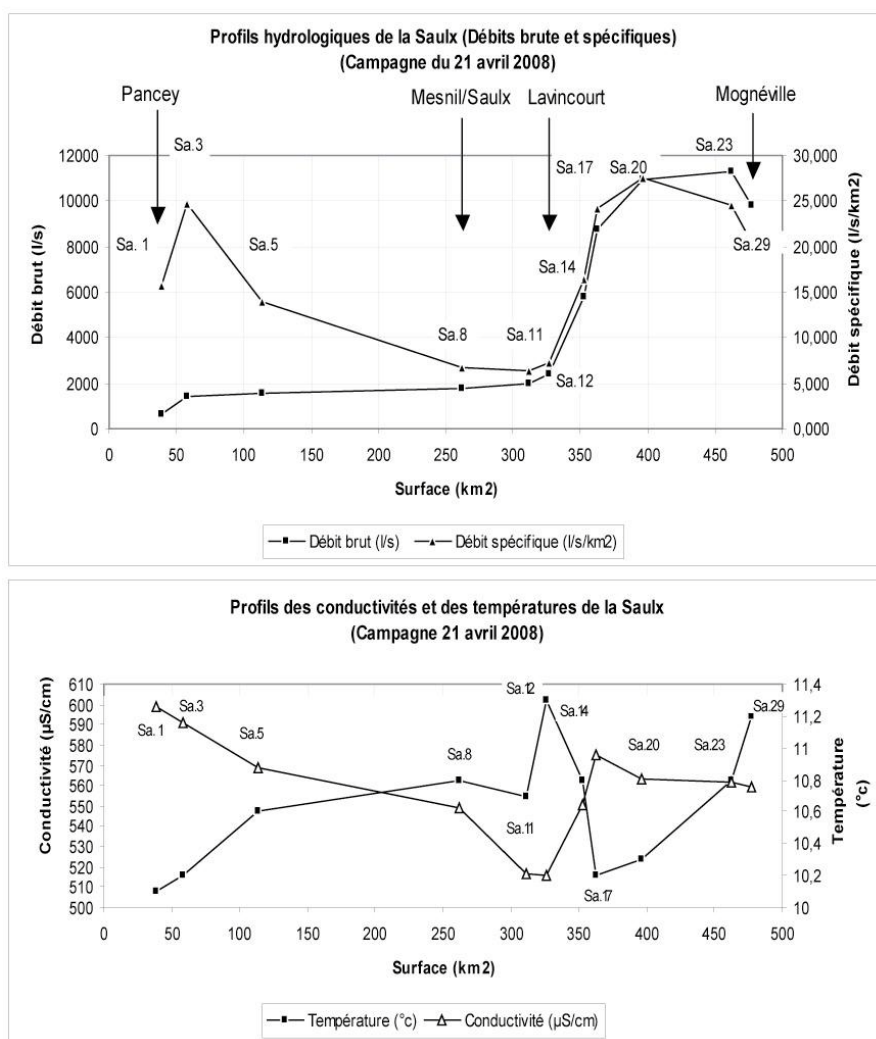


Figure 3.30. : Profils hydrologiques de la Saulx et profils des températures et des conductivités (campagne du 21 avril 2008).

Les profils de conductivités et de températures sont inverses ce qui est cohérent. On retrouve les trois secteurs définis plus haut. Le tronçon amont se caractérise par une chute importante des conductivités dont les valeurs fortes peuvent s'expliquer par la faiblesse des débits bruts et la pollution agricole.

Le tronçon médian (de Sa12 à Sa17) est marqué par une chute des températures malgré des conditions thermiques atmosphériques peu propices à une bonne lisibilité du paramètre (inter-saison). Les conductivités croissent mais moins sensiblement qu'en étiage déterminant un lissage modéré des phénomènes hydrologiques en hautes eaux déjà observé pour les débits.

Le tronçon aval voit ses températures en hausse et une très légère diminution des conductivités non significative (stagnation).

La campagne de janvier 2009 ne présente pas d'intérêt majeur au niveau des débits puisque compte tenu de la situation hydrologique, les profils hydrologiques présentent la même allure qu'en étiage. Néanmoins, cela montre que la période hivernale associée généralement aux hautes eaux se caractérise davantage par une succession d'évènements hydrologiques (crues, tarissement) que les moyennes mensuelles lissent considérablement. Ces dernières proscrirent toute analyse phénoménologique de l'écoulement.

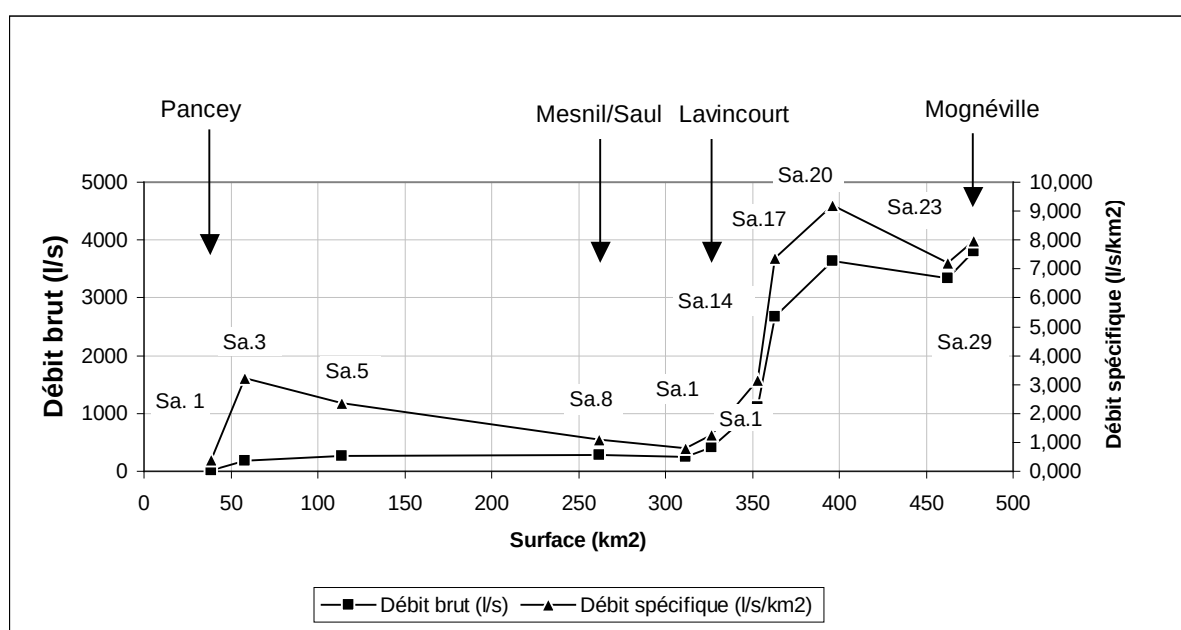


Figure 3.31.: Profils hydrologiques de la Saulx (janvier 2009).

Par contre, la campagne de janvier 2009 présente un intérêt majeur au niveau des températures et des conductivités puisqu'elle est réalisée en période de grand froid et en phase de tarissement.

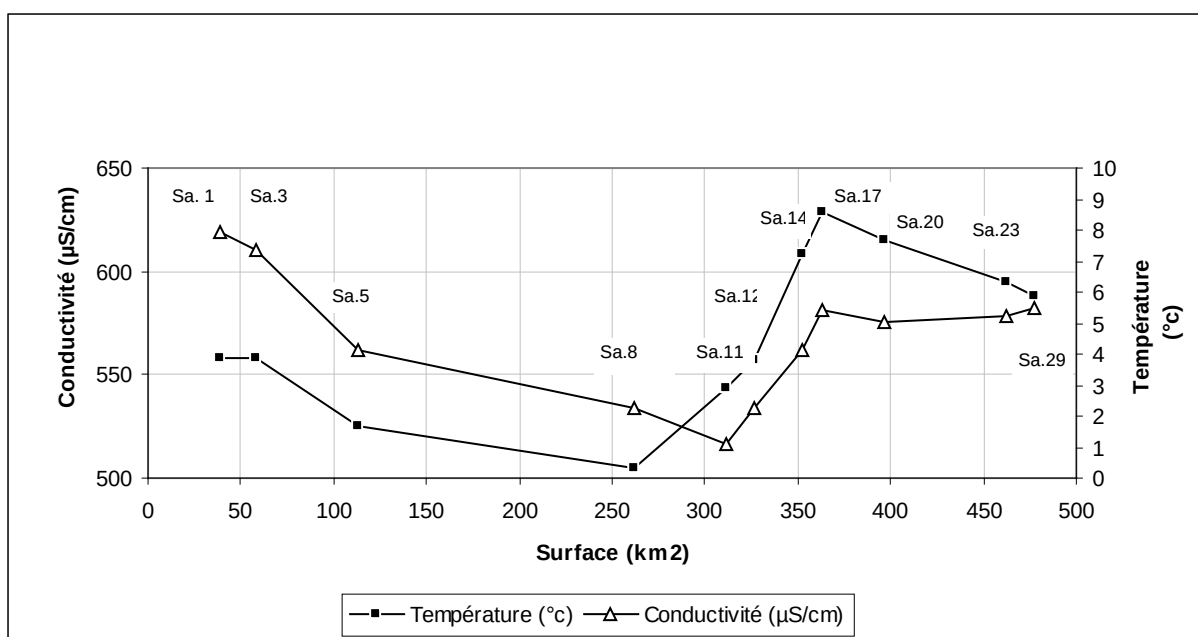


Figure 3.32.: Profils des conductivités et des températures de la Saulx (campagne du 13 janvier 2009).

Les deux profils présentent une évolution parallèle, alors qu'en été elle est inverse. Les contrastes de température sont saisissants avec des écarts de 9°C entre le secteur de perte (gel du cours d'eau) et le bassin médian marqué par l'augmentation conjointe des débits bruts, des débits spécifiques, des températures et des conductivités. Ces valeurs sont l'expression d'un recoupement de nappe déjà signalé en été.

Plus à l'aval (aval Sa17), les températures baissent légèrement et les conductivités se stabilisent témoignant d'un drainage de nappe par le cours d'eau.

L'étude des débits en période de hautes eaux dans le bassin de la Saulx témoigne d'un lissage modéré du comportement hydrodynamique d'été ou de basses eaux. Cela souligne donc l'importance des écoulements souterrains et notamment, de la vidange aquifère, dans la construction des débits, même en hautes eaux. Cette contribution des écoulements souterrains s'explique par le degré de maturité de la karstification dans le bassin. Les systèmes karstiques sont complets. En surface, ils concentrent les ruissellements pour les restituer aux exurgences via la zone noyée, ce qui explique l'abondance des eaux issues des systèmes de sources karstiques (secteur de Lavincourt-Rupt-aux-Nonains). Le rôle du ruissellement, en situation hydrologique stabilisée, reste modéré à faible.

En phase de crue, le suivi hydrométrique des sources du Moulin et du Bouillon de l'Artouze ainsi qu'au Rupt-du-Puits a montré l'importance des écoulements souterrains. Les débits de pointe de crue observés à chaque exutoire (6 à 7 m³/s) sont importants comparativement à ceux de la Saulx (40 m³/s). Pour les systèmes annexes, la zone noyée reste importante (Rupt-aux-Nonains) et les hydrogrammes de crue se rajoutent au gonflement de la zone noyée. Par contre, pour les systèmes incisés, drainant le mur de l'aquifère (Rupt-du-Puits), le karst n'est qu'une zone de concentration des eaux et de transit vers les exutoires. Les ondes de crues non synchrones de chaque système karstique modifient de manière latérale l'hydrogramme du drain principal construit en amont.

Chaque système karstique présente son propre comportement hydrodynamique en fonction des paramètres structurels vus plus haut (incision des vallées, compartimentage tectonique, degré de démantèlement de la couverture) et des paramètres conjoncturels (organisation spatiale des averses contributives, intensité des précipitations). C'est pourquoi, la compréhension des écoulements de crue est complexe et mérite une attention particulière.

Conclusion de la partie 3 : vers un schéma d'écoulement conceptuel

L'analyse des écoulements des sources karstiques et des cours d'eau dans les calcaires de l'est de la France, pour plusieurs situations hydrologiques, montre la dualité entre le contrôle structural et conjoncturel.

Le contrôle structural est défini par le compartimentage tectonique des aquifères, le degré d'incision des vallées et la structure de la karstification. Il détermine des bassins versants élémentaires et des tronçons de cours d'eau à écoulement homogène (Figure 3.34) où la variabilité temporelle des débits diffère.

Pour les cours d'eau perchés (A et B), en déconnexion avec leur nappe, l'alimentation est uniquement assurée par le ruissellement en surface et les écoulements karstiques en zone vadose. Dans le cas des cours d'eau indigènes (A), les infiltrations sont généralisées. Pour les cours d'eau allogènes (B), les écoulements sont marqués par des pertes importantes voire des assecs. Les débits bruts et spécifiques diminuent le long du cours d'eau. La variabilité des débits est alors importante et les régimes contrastés. Si une couverture semi-perméable existe dans le bassin, cela lui garantit des débits de base mais faibles. Par contre, sans couverture et sans zone noyée, les seuls réservoirs sont les formations superficielles pouvant alimenter le cours d'eau en phase de ressuyage. En phase de tarissement, c'est l'assec alors qu'en crue, les débits sont abondants. La variabilité hydrométrique, thermique et physico-chimique est importante.

Les cours d'eau en équilibre avec la nappe (C) s'inscrivent dans la zone épinoyée des aquifères. Leurs écoulements sont donc constitués par des débits de base qui leur garantissent des rendements moyens en période d'étiage. Cependant durant les étiages sévères, et avec l'abaissement piézométrique associé, ils s'écoulent en zone vadose ce qui se traduit par des conditions d'écoulement de type A ou B.

En phase de crue de basses-eaux, on retrouve des crues unitaires de faible durée, avec des hydrogrammes étroits liées au ruissellement suite à une averse importante. Par contre, durant les crues d'hiver concomitantes à des surplus hydriques et à des réserves reconstituées, l'apport de nappe forme un gonflement caractéristique des écoulements qui pondère le régime.

Les cours d'eau drainant la nappe (D) présentent des débits de base soutenus dont l'alimentation provient de la zone noyée. En phase de crue, ils gonflent pour constituer une intumescence sur l'hydrogramme sur laquelle des ondes de crues liées au ruissellement viennent se greffer. Dans le Barrois, les ondes de crue sont constituées par l'apport des systèmes karstiques (Jaillet S., Devos A., 1995). Ces derniers concentrent les écoulements souterrains nourris par le karst d'infiltration sur les plateaux vers des exutoires privilégiés (sources de Rupt-aux-Nonains, de Lavincourt, Rupt-du-Puits). A ce titre, le karst joue le rôle de concentration des écoulements en captant les ruissellements de surface et en les concentrant par des collecteurs.

Pour ces cours d'eau, l'alimentation est ternaire car assurée par la zone noyée, le karst en zone vadose et la drainance de la couverture ce qui leur garantit des régimes plus pondérés dans le temps. Mais, l'exemple de la craie de Champagne montre que dans le cas de karsts incomplets n'affectant pas la zone noyée, cette pondération est extrême. On observe un lissage important des comportements hydrodynamiques des systèmes karstiques qui ne s'inscrivent qu'en zone d'infiltration. Pour ces cours d'eau, la minéralité est forte et stable. Les températures sont également calées sur celles des eaux de nappe avec une remarquable homothermie.

Enfin, pour les cours d'eau drainant les murs aquicludes (D), les conditions d'écoulements sont contrastées dans le temps. Les aquifères sont perchés sur les interfluves et découpés par de nombreuses vallées. Le rabattement piézométrique est tel que la zone vadose constitue la majeure partie de l'encaissant. Si les calcaires surmontent un autre niveau perméable, ils s'inscrivent intégralement dans la zone d'infiltration. Ils restent transmissifs mais peu capacitifs. C'est le cas des calcaires du Lutétien sur le revers de la cuesta d'Ile de France. Le comportement hydrodynamique de ces cours d'eau est étroitement lié aux conditions climatiques et à l'organisation du réseau hydrographique de surface.

En conclusion, la variabilité temporelle dépend de la variabilité conjoncturelle (aléas climatiques) mais aussi des modalités d'écoulements inhérents aux conditions structurelles des aquifères et du réseau hydrographique.

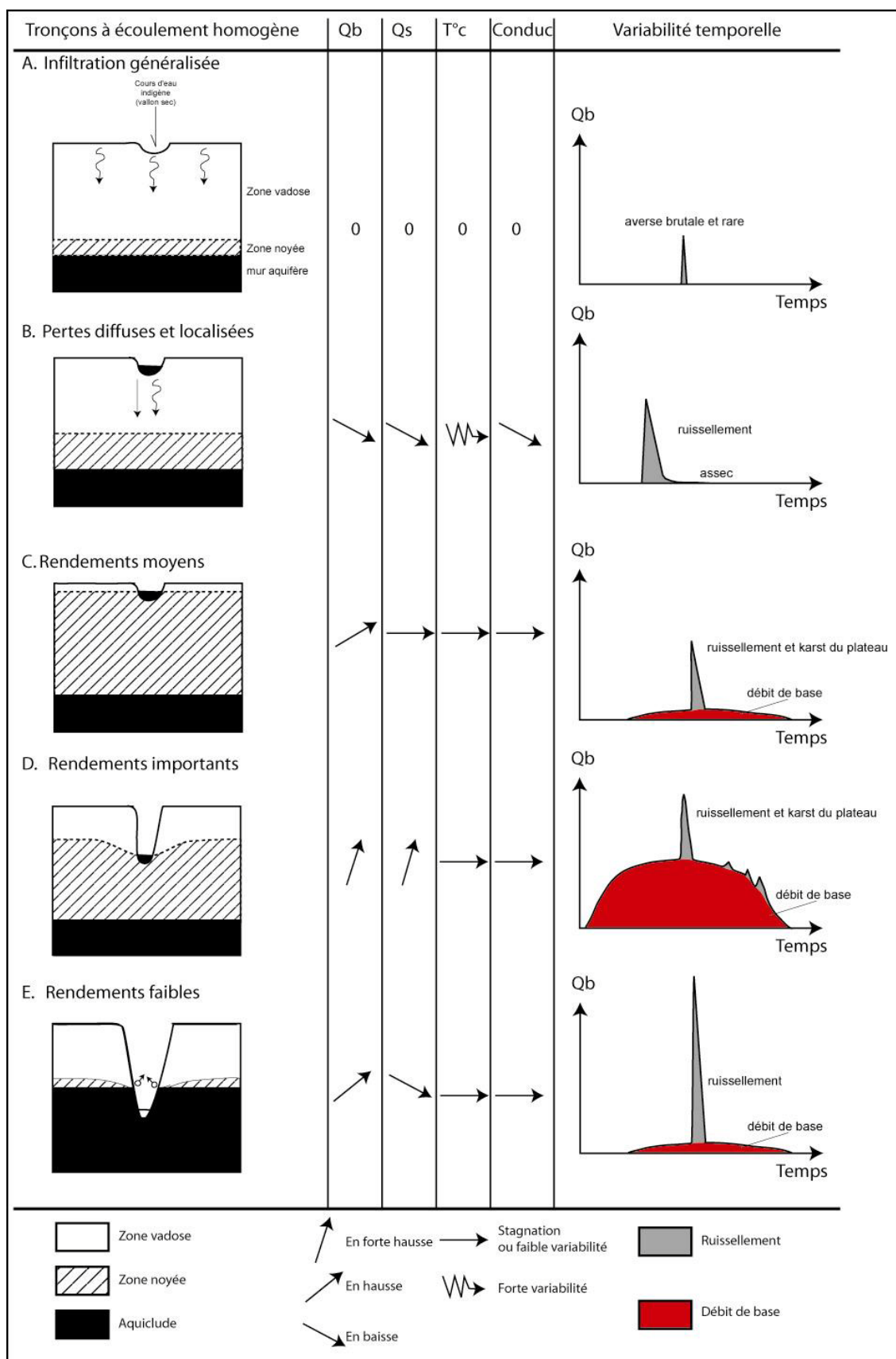


Figure 3.33 : Schéma conceptuel du comportement hydrodynamique des cours d'eau des plateaux calcaires de l'Est de la France (sources : Devos A. et al, 2009)

PARTIE 4

GESTION DES EAUX ET IMPACTS ANTHROPIQUES EN PAYS CALCAIRES

Les roches aquifères calcaires ont été exploitées et utilisées pour géomatériaux. Les vides créés ont un impact sur les modalités d'écoulement en fonction de la zone de l'aquifère concernée.

Dans un premier temps (partie 4.1), nous nous intéresserons aux impacts des cavités creusées dans la zone vadose et dans la zone saturée. L'Est de la France a la particularité de concentrer non seulement 3 bassins miniers mais présente également de nombreuses cavités affectant la surface, la zone vadose et la zone saturée. L'extraction des géomatériaux calcaires, l'exploitation du fer fort piégé dans le paléokarst, le creusement de galeries à des fins militaires ont bouleversés les écoulements. Les désordres liés aux vides augmentent la perméabilité de fissure dominante. Mais ces vides sont des regards privilégiés sur les dynamiques géomorphologiques et hydrologiques.

Dans un deuxième paragraphe (partie 4.2), il s'agit de montrer l'impact des voies navigables sur les écoulements de surface en pays calcaire. La perméabilité de l'encaissant proscrit toute retenue artificielle ce qui induit un mode d'alimentation des canaux de navigation exclusivement tourné vers la prise d'eau en rivière.

A la différence des cours d'eau de plaines argileuses, les plateaux calcaires présentent davantage de potentialités hydrauliques (pentes plus importantes, concentration des écoulements aux exutoires karstiques). Les ouvrages de prise d'eau jalonnent les corridors fluviaux. Le taux d'équipement dans certains cours d'eau peut atteindre 80% ce qui entraîne de nombreux problèmes de gestion de la ressource en eau. Cet aspect sera développé dans un troisième paragraphe (partie 4.3).

Enfin, dans les plateaux calcaires, les eaux souterraines constituent la principale ressource en eau potable. Dans un dernier paragraphe, il s'agit de caractériser les spécificités de ces milieux dans l'exploitation de cette ressource pour caractériser les principales problématiques auxquelles sont confrontées les collectivités locales.

4.1. Les hommes dans l'aquifère : les travaux miniers et les carrières souterraines

L'aléa « cavités souterraines » est associé à des processus, d'effondrement au fond, de déformation des matériaux, de détente mécanique, d'accentuation de la perméabilité de fissures dominantes, et d'affaissement en surface.

Les connaissances sur les cavités souterraines dépendent des inventaires qui restent souvent non exhaustifs. L'état d'avancement de l'inventaire du BRGM (BD cavités) est à ce jour encore incomplet. En juillet 2009, concernant le grand Est, les départements dont l'inventaire est en cours ou encore non réalisé sont nombreux (Ardennes, Marne, Haute-Marne, Meurthe & Moselle, haut-Rhin). Nous avons donc travaillé sur des synthèses antérieures à la constitution de la banque de données et sur des inventaires ponctuels.

Il s'agit de présenter dans un premier temps, les types de cavités avant de développer certains exemples dans des études de cas sur lesquels nous avons travaillé de manière à évaluer les impacts des cavités souterraines sur les écoulements.

4.1.1. Géomatériaux, gisements et engrais

- **Les géomatériaux calcaires pour la construction**

Les caractéristiques mécaniques des calcaires leur confèrent de bonnes aptitudes pour l'utilisation en géomatériaux de construction (pierre de taille, moellon). Ils sont généralement exploités en carrières souterraines à cause des couvertures géologiques (découvertes) et de l'altération des roches en surface. Le souterrain permet d'accéder à la roche saine. Mais depuis le XX^e siècle, la tendance est de dégager la couverture lorsqu'elle est peu épaisse, pour extraire les calcaires à ciel ouvert.

Les niveaux calcaires exploités sont nombreux ce qui détermine des aptitudes à l'emploi très diversifiés dans le bâti (élévation, bandeau, corniche, socle, soubassement, rejaillissement, (Fronteau G., 2000)

- o **Les niveaux calcaires du Tertiaires**

Les Calcaires de Saint-Ouen, de Champigny ne sont exploités qu'en surface à la différence des Calcaires grossiers du Lutétien moyen creusés de plusieurs milliers de carrières souterraines. Les pierres extraites présentent toutes les aptitudes d'emploi en fonction des bancs exploités. Les carrières souterraines sont particulièrement denses dans la région parisienne avec plus de 770 ha sous minés à Paris et dans le Valois, le Soissonnais, le Laonnois, le Tardenois, et le Noyonnais où elles sont appelées « creutes ».

Les sables grésifiés à ciment calcaire du Thanétien sont exploités en carrières souterraines dans la Montagne de Reims et fournissent la « beurge » utilisée pour le parement local.

Les calcaires dano-montiens (Côte des blancs, région de Vertus) sont extraits des carrières souterraines des Falaises mais leur utilisation reste locale.

- o **Les niveaux calcaires du Secondaires**

Les niveaux calcaires du Secondaires sont très diversifiés et exploités en carrière souterraines et aérienne.

Les craies du Crétacé supérieur (craie de Champagne, craie de Meudon) ont longtemps été extraites en carrières souterraines autour de Reims, Châlons-en-Champagne et Epernay ainsi qu'à Meudon pour la pierre de taille (Gossé E., 1990). En Champagne comme dans le Nord de la France, le mode d'extraction se fait en catiches ou puits dont la base s'évase. Par contre, dans la région parisienne ce sont de vastes carrières en piliers tournées sur 3 à 4 niveaux étagés.

Les calcaires oolithiques et sublithographiques du Tithonien (Pierre de Savonnières, Pierre de Bar-sur-Aube) sont utilisés pour la pierre de taille avec un rayonnement important. A Savonnières-en-Perthois, Aulnois-en-Perthois et Brauvillers, elles s'organisent sous la couverture crétacée et recourent de nombreux gouffres aveugles (Jaillet S. et al. 2002).

Les calcaires coralliens et oolithiques de l'Oxfordien (Porcien, Hauts de Meuse) sont extraits en carrière à ciel ouvert, après avoir connu une extraction souterraine (Pierre d'Euville) comme pour les calcaires « comblanchoides » et sub-oolithiques du Bathonien (Pierre de Chaumont et de Brainville).

Les calcaires oolithiques et bioclastiques du Bajocien moyen (Pierre de Jaumont, Pierre de Balesmes, sont exploités en carrières à ciel ouvert (Plateau de Langres, Pays-haut) et souterraine (Pierre de Dom à Dom-Le-Ménil).

Enfin, les calcaires et dolomies du Muschelkalk (Wardnt, région de Sierck-les-Bains) sont longtemps extraits en carrière à ciel ouvert.

Les variations latérales de faciès inhérentes aux conditions diagénétiques variées dans l'est de la France entraînent une grande diversité de faciès. Un même niveau géologique se présente sous plusieurs formes pétrographiques. Le Bajocien moyen est exploité dans les Crêtes Pré-ardennaises (Pierre de Dom), en Haute-Marne (Pierre de Langres) et en Lorraine (Pierre de Jaumont. Mais ce niveau est respectivement calcaire biodétritique fin, calcaire à entroques grossier et oolithique.

• **Le gypse et l'anhydrite**

Dans l'est du bassin de Paris, les niveaux de gypse se retrouvent dans le Trias (argilites) et l'Eocène (marnes ludiennes). Ils sont exploités en carrières souterraines pour être transformés en plâtre.

A Paris, les exploitations de gypse sont avec les calcaires grossiers lutétiens les principales activités d'extraction avec 65 hectares sous la ville et plus de 700 hectares dans la proche banlieue. Trois masses de gypses séparées par des marnes sont creusées dans le Bartonien supérieur (Ludien) selon la technique des piliers tournés avec des hauteurs de voûte atteignant 17 voire 19 m. Les vides occasionnées provoquent de sérieux désordres en surface (effondrements) dans les formations stampiennes susjacentes. On retrouve des carrières souterraines dans ces mêmes niveaux dans la vallée de la Marne lorsqu'elle traverse les plateaux tertiaires (secteur de la Ferté-sous-Jouarre). A Château-Thierry, elles sont creusées dans la partie supérieure des versants alors que leur base est minée par les anciennes creutes de calcaires lutétiens aujourd'hui occupée par les caves de Champagne (caves Pannier). Exploitées au XIX^e, les carrières de gypse du secteur ferment vers 1955.

Les carrières souterraines du bassin parisien recoupent localement un karst développé dans le gypse dont le réseau Denis Parisis à Béthemont-la-Forêt est le plus connu avec 2950 m de développement dans la première masse de gypse du Ludien (Bigot JY, in Audra Ph., 2010). Entre Courdimanche et Boisemont, une descenderie de carrières souterraine de gypse recoupe également un réseau de type laminoir (Albouy J.L., et al, 1980).

En Lorraine, l'anhydrite est extraite du Keuper supérieur sous les grès rhétiens de la côte du Lias. D'autres niveaux gypseux s'inscrivent dans le Keuper inférieur (avec faisceaux salifères) et sont responsables de la salinité des eaux de la Seille (Saulnois, Pays des Etangs).

Le Muschelkalk moyen contient des marnes gypsifères exploitées en carrières souterraines sous les dolomies du Muschelkalk supérieur (Strombiorg, vallée de la Canner).

• **Les argiles**

Les argiles, exploités en carrières souterraines à l'est du bassin de Paris datent de l'Eocène et servent à l'élaboration des briques et des tuiles depuis l'Antiquité et jusqu'au XIX^e siècle.

Les Argiles de Laon (Yprésien supérieur) étaient extraites sous la butte de Laon.

A Paris, les argiles à lignites de l'Yprésien inférieur sont exploitées depuis l'Antiquité, souvent en carrière à ciel ouvert. Mais cela provoque des glissements de terrain qui affectent

les versants et les calcaires lutétiens comme celui de la colline des Brillants à Meudon en 1858 (Gossé E., 1990).

En exploitation souterraine, les argiles sont creusées par des puits et des galeries dans les vallées de la Bièvre et de la Seine sous les alluvions (Clément A., Thomas G., 2001), ainsi que dans la région de Provins (30 à 40 m de profondeur). Les impacts sur l'aquifère calcaire lutétien sont importants. En effet, ces exploitations posent le problème de la déstructuration des murs aquifères qui provoque un rabattement piézométrique au niveau des argiles. En outre la combustion des fines couches de lignite provoquée par les travaux de percement engendre des affaissements à Neuilly-sur-Seine en 1967 dans les sables de l'Yprésien inférieur affectant les formations sus-jacentes et des dommages sur habitations (Dufaut P., 1998). Les lignites dégagent également des émanations pouvant être explosives provoquant des désordres au sud de Paris.

• **Les niveaux siliceux**

Les calcaires de l'est de la France présentent des accidents siliceux sous la forme de chailles (Lutétien, Oxfordien), de cherts et de silex (craie de Picardie). D'importance capitale pour les sociétés préhistoriques, l'utilisation des silex disparaît après la découverte des métaux pour revivre après l'invention du fusil à silex. C'est dans ces niveaux, que les plus anciennes carrières souterraines sont creusées. Mais leur connaissance reste limitée.

L'Oxfordien inférieur comprend les « Terrains à chailles » peu exploités. Par contre dans la vallée de la Meuse entre Saint-Mihiel et Commercy, l'érosion a mis en affleurement des niveaux de silex dans l'Oxfordien moyen (Argovo-Rauracien) exploités en carrière aérienne et par puits à plusieurs diverticules irréguliers durant le Néolithique (Guillaume Ch., Lipinski Ph., Masson A., 1987). On retrouve ces cavités néolithiques en Seine-e-Marne à Jabeline recoupés par les travaux du TGV Nord (Stevens L, Avrilleau S., 2005).

Mais c'est surtout en surface, dans la couverture des argiles à Meulières du Stampien inférieur et du Sannoisien que les traces d'extraction sont les plus importantes. Les blocs de meulières pouvant atteindre 5 à 6 m d'épaisseur se trouvent en surface, mêlés aux argiles. Elles sont exploitées pour la fabrication des meules, le parement des maisons « de Champagne », de Brie, du Tardenois, de l'Orxois (Choiselle R. et al, 2004). Dans la Montagne de Reims, elles sont extraites en pierre volante avant 1830 puis en carrières avant d'être abandonnées depuis la Seconde Guerre Mondiale (Guérin H., 1990).

• **Les mines et les bassins miniers**

L'activité minière dans l'est de la France a commencé depuis l'Antiquité avec les gisements métallifères des Vosges et surtout les minerais de fer fort de surface.

En surface le paléokarst des plateaux calcaires a piégé des formations riches en fer qui ont été exploitées depuis l'Antiquité jusqu'à la première moitié du XIX^e siècle. On retrouve des traces de cette exploitation dans les calcaires bajociens (Pays-Haut), tithoniens (Barrois, bassin de Saint-Dizier-Wassy). Ce minerai a donné naissance à une sidérurgie importante au début de l'ère industrielle mais est abandonné depuis l'exploitation de la Minette lorraine dès 1871.

Les impacts des anciens gisements de surface sont importants dans le Grand Est à plusieurs titres :

- sur les paysages, car ils laissent de nombreuses fosses d'extraction par puits
- sur la connaissance des paléokarsts
- sur la gestion et l'équipement hydraulique des cours d'eau dans la traversée des plateaux calcaires principalement orientés vers l'activité sidérurgique alors que dans les plaines argileuses, la mouture des céréales domine (Sarre, Nied).
- Sur la culture industrielle profondément ancrée qui a posé les bases technologiques permettant l'exploitation de la Minette à l'ère industrielle de la fin du XIX^e au début du XX^e.

L'Est de la France est surtout marqué par des grands bassins miniers où l'exploitation souterraine a largement perturbé les écoulements en surface, en zone vadose et en zone saturée. A la différence des carrières souterraines, les mines concernent de vastes concessions de plusieurs milliers de km² de surface avec des impacts importants sur les écoulements.

Dans le bassin ferrifère (1700 km²), on exploite le minerai de fer à faible teneur (<35%) ou Minette en galeries surtout depuis 1871 ; Ce minerai se présente sous la forme de couches de grès plus ou riches en fer contenues dans l'Aalénien sous le mur de l'aquifère des calcaires bajociens (Marnes micacées). Il s'inscrit en rive gauche de la Moselle de Nancy au Luxembourg et est découpé en deux bassins par l'anticlinal sarro-lorrain.

Comme il sera présenté plus bas, les conséquences des travaux miniers sur les écoulements sont non seulement impressionnantes mais durables.

Le bassin salin se situe dans le Saulnois (Plateau-Lorrain). Les niveaux salifères (13 couches) sont contenus dans le Muschelkalk moyen et inférieur et dans le Keuper supérieur. Ils se présentent sous la forme de lentilles entre 160 à 250 m de profondeur. Une seule couche est extraite mécaniquement en piliers tournés. Les autres sont exploités par dissolution c'est à dire par forages, injection d'eau et pompages de saumures en surface. La saumure est clarifiée dans des bassins permettant de réguler les rejets vers les cours d'eau. L'exploitation du sel existe depuis l'âge du Bronze en Lorraine mais prend une dimension industrielle dès 1873. Les concessions sont regroupées en trois bassins (Château-Salins, Dombasle et Sarralbe) pour une surface de 1500 km². Les vides de dissolution déterminent des fontis et des cratères circulaires d'effondrement spectaculaires qui jalonnent la surface du plateau de calcaires et de grès en arrière de la cuesta du Lias dans le secteur de Varangéville (1873), d'Haraucourt (1980) et de Gellenoncourt (1998). Mais ces effondrements sont limités, localisés et attendus (Flageollet JC, 1989).

Le bassin houiller lorrain se développe dans les formations du Carbonifère (Westphalien, Stéphanien) atteignant 4000 m d'épaisseur avec plus de 140 veines de charbon. C'est un ensemble anticlinal (anticlinorium de Sarrebrück) recouvert des formations du Permo-Trias dont les grès du Bundsandstein et formant la demi-boutonnière du Wardnt au pied de la cuesta du Muschelkalk. L'importance des « morts terrains » au dessus des mines de charbon (la profondeur des puits peut atteindre 1200 m selon les concessions) détermine un faible impact sur les plateaux calcaires du Muschelkalk. C'est surtout sur les eaux de surface que l'impact est important.

- **L'aléa « cavités souterraines » et les modalités d'écoulement dans les plateaux calcaires**

Les plateaux calcaires de l'Est de la France sont particulièrement minés par de nombreuses cavités artificielles.

- o A l'échelle de la France et des plateaux calcaires

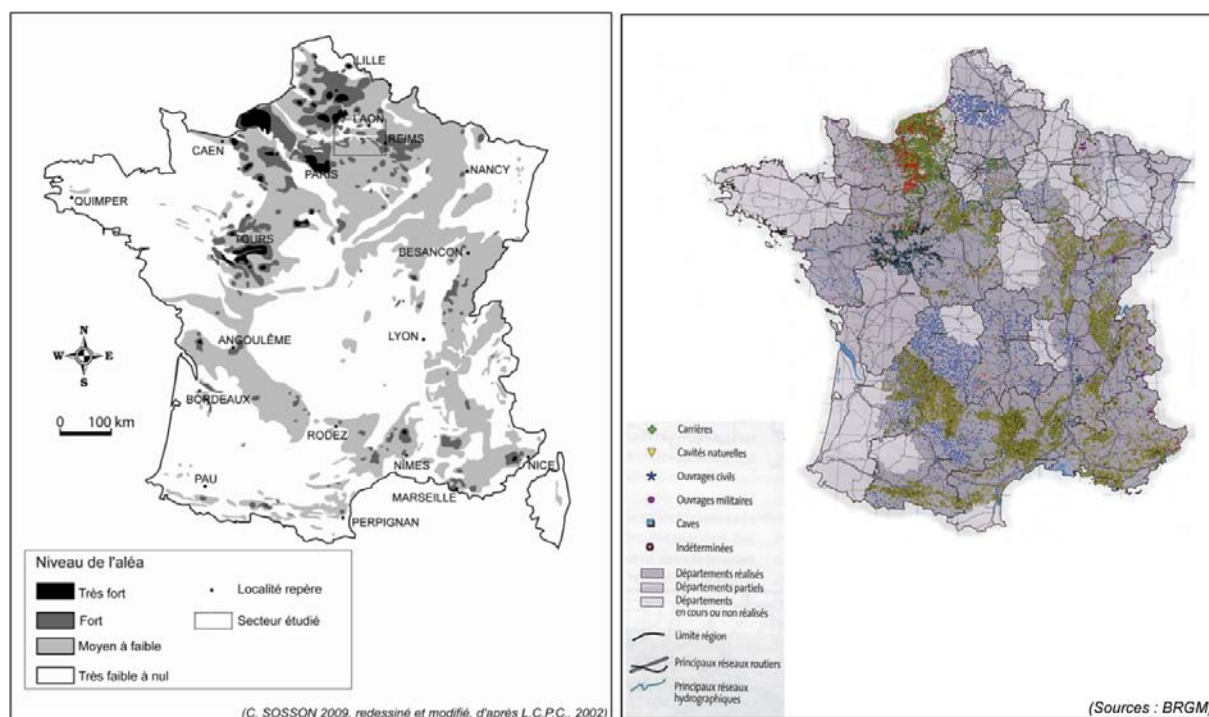


Figure 4.1 : Carte de l'aléa carrière souterraine et typologie des carrières (sources : BD cavités 2009, BRGM).

A l'échelle de la France, on distingue nettement 5 « régions » affectées par l'aléa « cavités souterraines » :

- la Haute et Basse Normandie concernées par les marnières et carrières de pierre de taille (région de Caen)
- le Nord-pas-de-Calais avec les travaux miniers (bassin houiller), les marnières et les muches
- les Pays de Loire avec ses habitats troglodytiques et ses carrières de pierre
- l'Aquitaine et la région Poitou-Charentes riches en carrières de pierres à bâtir et pierres à chaux
- et enfin la région parisienne et le Grand-Est correspondant à notre zone d'étude. Bien qu'à la différence du sud-ouest on ne retrouve pas de réseaux annulaire à fonction cultuelle (Triolet J. et L., 2005), les usages des cavités souterraines y sont plus diversifiés (mines, carrières, refuges, sapes, galeries militaires).

Les plateaux calcaires du secteur d'étude sont soumis à un aléa « cavités souterraines » moyen à fort avec des secteurs avec un niveau d'aléa très fort (Paris, butte de Laon, Noyon, Reims, Châlons-en-Champagne, plusieurs secteurs du bassin). Sur ces sites, la densité est si forte que cela pose de sérieux problèmes de stabilité des terrains et d'augmentation à la

vulnérabilité à la pollution de surface. Le creusement de vides en zone vadose accentue la transmissivité de l'encaissant calcaire.

Rien que sur la région Ile-de-France, selon les inventaires connus (Banque du Sous-sol du BRGM), on estime à 4700 ha la surface sous minée par les carrières de calcaire lutétien et le gypse.

La « cohabitation » entre les carrières exploitants des roches différentes augmente non seulement l'aléa effondrement mais aussi l'aléa « mouvement de terrain ».

o les impacts des cavités dans l'encaissant calcaire

La qualification de l'aléa détermine l'intensité des phénomènes et des processus induits par les cavités souterraines. On peut également associer des modalités d'écoulements propres à chaque niveau d'aléa.

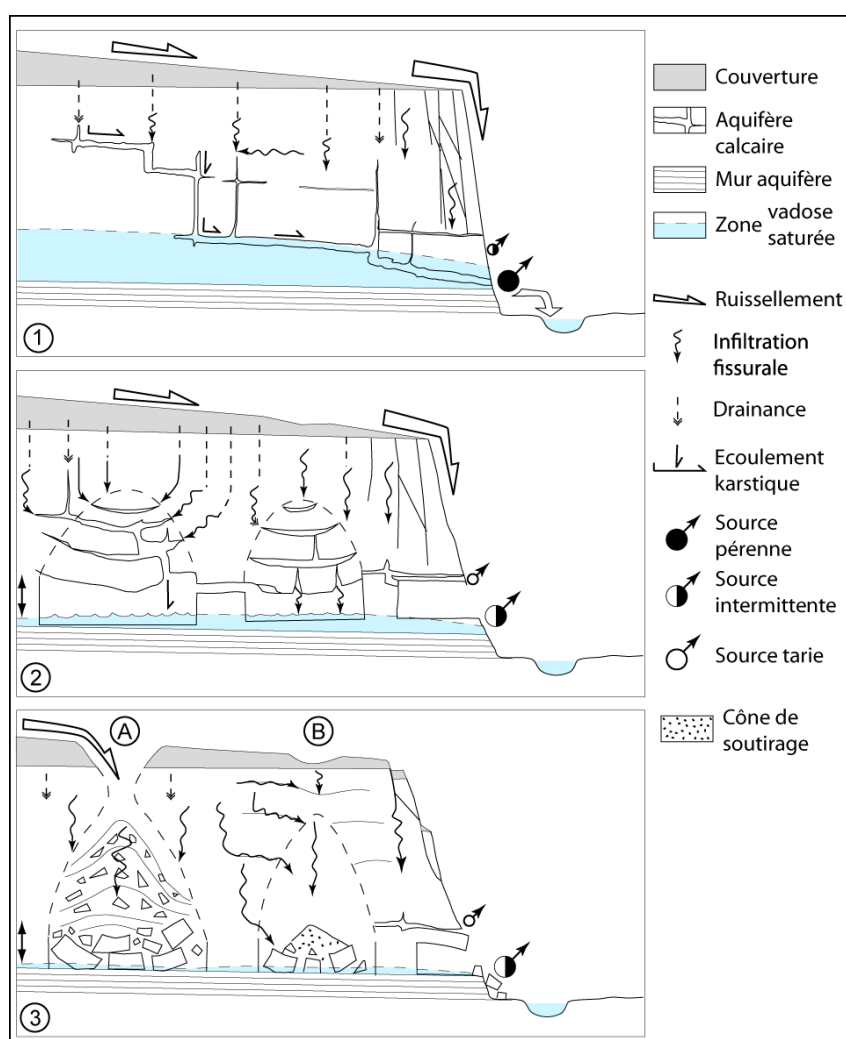


Figure 4.2.: Perturbations hydrologiques liées à l'aléa « cavités souterraines » dans les plateaux calcaires de l'Est de la France.

Le niveau 1 (aléa faible) se manifeste par des processus de détente des matériaux dans une cloche de décompression au dessus des vides. Latéralement des contraintes de traction et de compression se manifestent au fond au niveau des piliers résiduels. Cela se traduit par une augmentation de la perméabilité de fissure des calcaires (ouverture des joints, nombreuses diaclases) qui perturbent les écoulements organisés des réseaux karstiques.

Le niveau 2 (aléa moyen) se caractérise par des processus d'effondrement au fond mais de faibles affaissements en surface grâce à la détente des matériaux. Cela provoque la déconnection des conduits karstiques avec leurs exutoires et l'assèchement des exurgences de trop-plein. Les infiltrations fissurales dominent aux dépens des écoulements concentrés.

Le niveau 3 (aléa fort) est marqué par des fontis en formation avec un risque qu'ils crèvent la surface. Le développement vertical du fontis vers la surface est entretenu par le soutirage mécanique et la suffosion liée aux infiltrations fissurales en zone vadose. Leur charge solide traduit souvent un démantèlement de la couverture qui se manifeste par un affaissement ou un entonnoir de soutirage en surface et un cône caractéristique au fond, à l'aplomb des fontis. Les contraintes de cheminement des eaux sont intimement liées aux vides.

En fin, le niveau 4 (aléa très fort) présente un risque important de manifestations en surface (fontis au jour, entonnoirs, crevasses) qui changent les modalités d'écoulement sur les couvertures. Des écoulements endoréiques sous la forme de vallées aveugles ayant comme exutoire la dépression fermée peuvent se former. L'aléa « cavité souterraines » joue ici comme un karst couvert ou un karst de contact lithostratigraphique artificiels dont le front évolue en fonction des travaux souterrains.

Ce schéma des modalités d'écoulement dans les plateaux calcaires perturbés par les cavités souterraines anthropiques est à modifier en fonction du type de couverture, de l'épaisseur du recouvrement ou mort-terrain, de la nature de l'encaissant calcaire et de géométrie des vides.

Lorsque l'encaissant calcaire est à forte cohésion (calcaires tithoniens), la détente mécanique est plus faible surtout si l'exploitation présente un cahier des charges raisonné comme à Savonnières-en-Perthois.

Des effondrements spontanés en surface sont observés dans le cas où l'épaisseur du recouvrement est faible (marnières de Picardie et de Normandie, creutes du Soissonais). La nature du recouvrement joue sur le cône ou l'angle d'influence de l'affaissement au dessus d'une cavité. Cet angle mesuré par rapport à la verticale peut atteindre 40° en roche meuble (sables) alors qu'il est compris entre 0 et 15° en roche cohérente (calcaires, grès) selon Tritsch JJ. et *al.* (2002).

- o les impacts des cavités affectant les formations sous-jacentes aux calcaires

Les désordres hydrologiques liés aux cavités souterraines sont encore plus importants lorsque le mur de l'aquifère est affecté. Dans ce cas la vidange de la nappe s'effectue par les galeries et celle-ci est rabattue au niveau aquiclude comme nous le verrons dans le bassin ferrifère lorrain. La zone vadose est alors considérablement agrandie ce qui entretient la verticalisation des écoulements. L'aquifère devient qu'une zone de transfert où les infiltrations fissurales dominent ce qui diffuse l'énergie à la karstification.

- o Les impacts des cavités affectant la couverture sur les calcaires

Les impacts sont beaucoup moins importants que les cas précédents mais jouent un rôle sur la concentration des eaux de surface vers les calcaires et mouvements de terrain qui modifient localement les conditions d'écoulement.

o Une étude de cas : la vieille ville de Laon

La vieille ville de Laon s'inscrit sur une butte témoin de la cuesta d'Ile de France et domine les plateaux de la craie. Capitale mérovingienne et évêché, la ville possède un patrimoine historique de premier ordre avec 80 monuments inscrits. Le géomatériau de construction est issu du Lutétien moyen qui chapeaute la butte. Ce dernier est exploité en carrières souterraines à deux niveaux ainsi que les sables glauconieux et les Argiles de Laon sous-jacentes aux calcaires. La vieille ville repose donc essentiellement sur des vides (140 hectares) et des piliers tournés disposés sur plusieurs niveaux. Depuis 1855, 18 affaissements et effondrements se sont produits (De Grouchy S., 1992), ainsi que 8 écroulements et plus de 20 glissements sur les flancs de la butte. Face à ces aléas, la ville s'est dotée d'un service d'inspection des carrières qui pour objet de cartographier les vides et de surveiller la stabilité des structures.

Les impacts sur les écoulements sont importants. D'une part, l'imperméabilisation partielle de la surface par la voirie et l'habitat a entraîné la concentration des ruissellements vers des points d'infiltration préférentiels dans les calcaires. Les eaux pluviales ont été déversées durant plusieurs siècles dans les carrières ainsi que les eaux usées. Les puits sont reconvertis en fosses d'aisance suite à l'abaissement du niveau piézométrique induit par les vides. Des atterrissements de plusieurs mètres d'épaisseur observés sous terre en attestent. L'exploitation souterraine a considérablement augmenté la transmissivité des calcaires. Elle a accentué le rabattement piézométrique de la nappe du Lutétien qui est rabattue aux Argiles de Laon. Enfin, en concentrant les flux, elle a provoqué des glissements de terrain dont le nombre augmente depuis 1971.

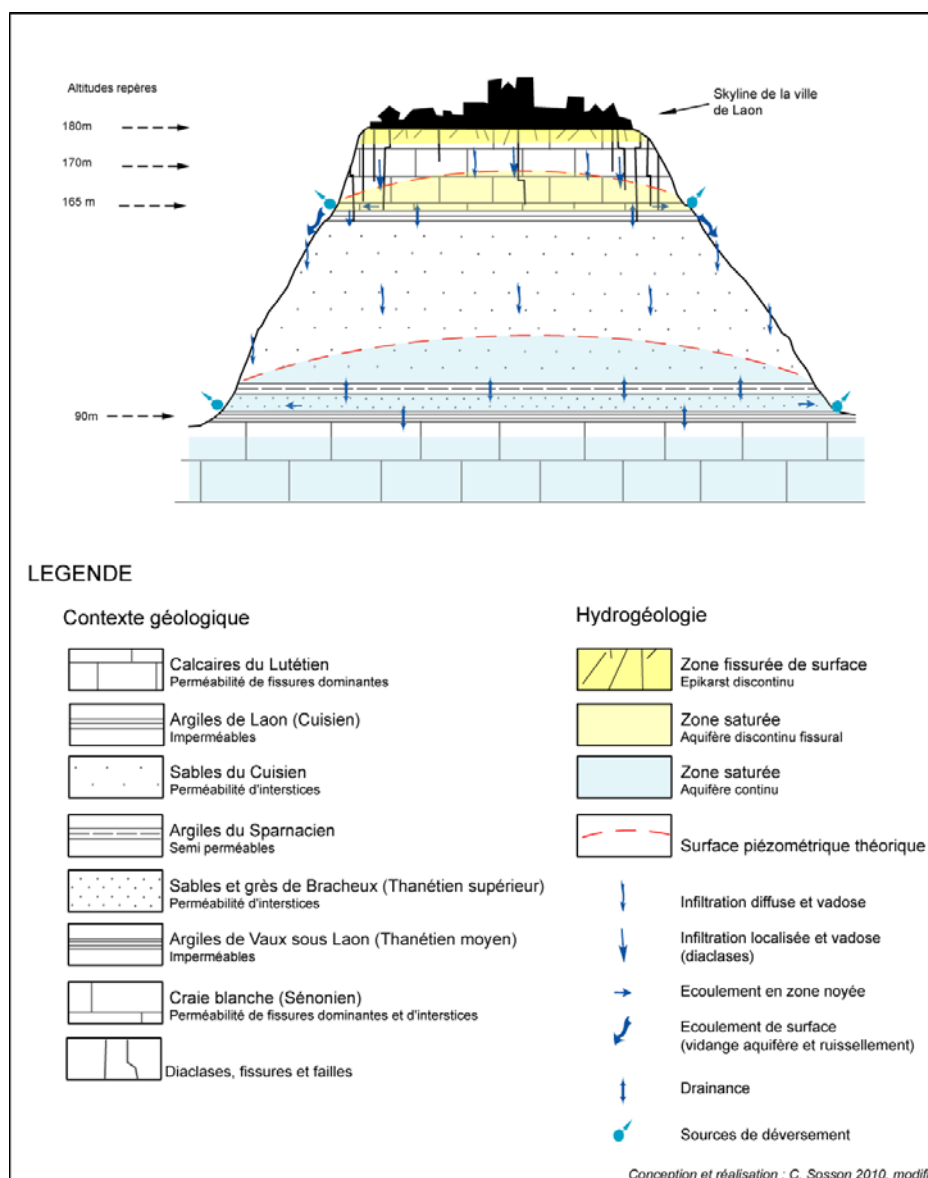


Figure 4.3.: Conditions d'écoulement de la butte de Laon (Sources : Sosson C., thèse en cours)

Les gisements géologiques de l'est de la France sont concentrés en Lorraine avec ses Bassins ferrifère, houiller et salin où les calcaires sont considérés comme des couvertures perméables. Les impacts de l'exploitation souterraine sont très importants puisqu'elle affecte non seulement la couche concernée par le vide mais aussi les formations calcaires sus-jacentes suite aux effondrement et affaissements miniers. A la différence des carrières de pierre de taille creusées en zone vadose, les travaux miniers déstructurent les murs aquifères ce qui provoque d'énormes perturbations des écoulements en zone vadose et surtout en zone saturée.

4.1.2. Le bassin ferrifère lorrain

Les travaux miniers dans le bassin ferrifère lorrain, illustrent les impacts majeurs de la déstructuration des murs aquifères sur les écoulements des bas plateaux calcaires.

• Le cadre général

Le bassin ferrifère lorrain s'inscrit dans le revers de la côte du Bajocien. Il s'étend sur 1700 km² (100 km de long et 10 à 30 km de large). La couche géologique de l'Aalénien, exploitée comme minerai de fer, présente une faible teneur (<33%) en fer d'où son nom de « Minette » comparée aux gisements de fer fort piégés dans le paléokarst. Son épaisseur maximale est de 60 m et est partagée en 4 à 8 couches exploitées de faible épaisseur (2 m en moyenne) et désignées par une couleur (rouge, jaune, grise, noire et verte).

Le gisement est divisé en deux bassins séparés par l'anticlinal sarro-lorrain. Le bassin nord ou bassin de Briey-Longwy est plus vaste et s'inscrit dans le synclinal d'Ottange découpé par un réseau de faille d'orientation NE-SW. Le bassin sud ou bassin de Nancy est plus petit est dans l'axe du synclinal de Sarreguemines.

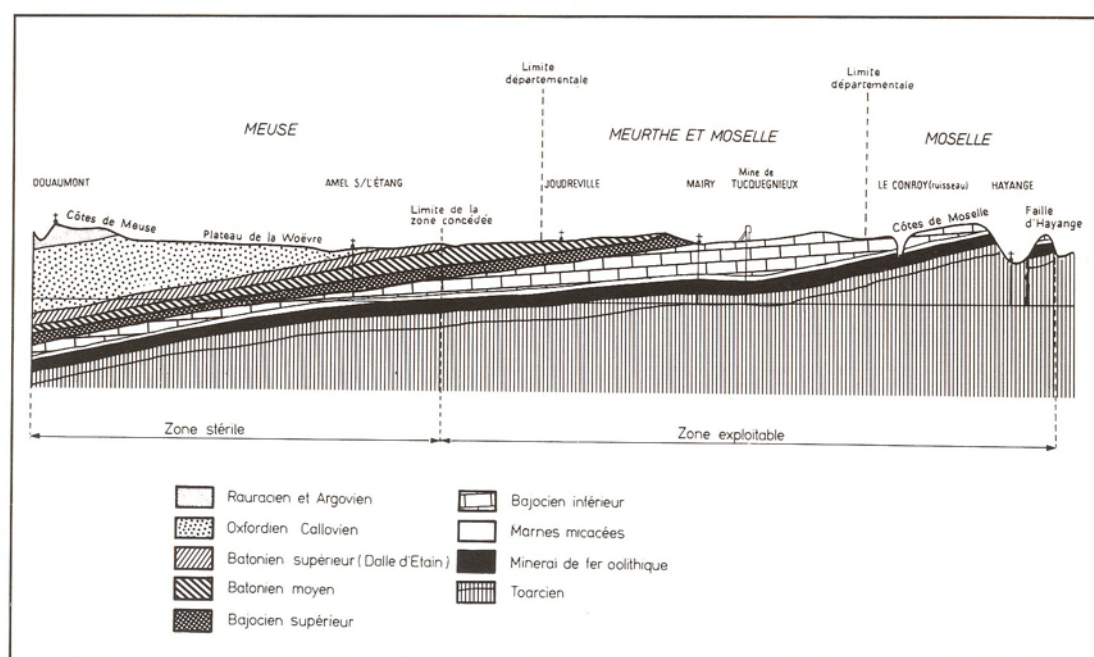


Figure 4.4. : Coupe géologique d'est en ouest du bassin ferrifère nord de Lorraine (sources : AMOMFERLOR).

La Minette est surmontée par les Marnes micacées qui constituent le mur de l'aquifère bajocien. Comme il a été présenté dans la partie 1, les infiltrations diffuses sur les calcaires et localisées sur le front de karstification, alimentent la zone vadose pour constituer la zone saturée. Cette dernière est localement dédoublée par les Marnes de Longwy formant un système aquifère bicouche dans le Bajocien. Les systèmes aquifères se vidangent par des exurgences karstiques et des émergences de trop-plein dans les vallées et sur le front de côte.

Mais les travaux miniers perturbent considérablement ce schéma d'écoulement. Ils commencent essentiellement à partir de 1872 (grâce au procédé Thomas-Gilchrist permettant de déphosphorer la fonte qui était cassante). La production augmentent jusqu'en 1960 (elle passe de 1 million de tonnes en 1870 à près de 63 millions de tonnes en 1960) sauf durant les deux conflits mondiaux, pour diminuer rapidement ensuite. Les premières mines ferment dans le bassin sud et l'exploitation est arrêtée en 1997.

• Les travaux miniers

L'exploitation de la Minette se fait par creusement de galeries parallèles (traçage) à partir des versants. De nouvelles galeries perpendiculaires sont creusées (recoupe) dégageant de larges piliers (rideaux) que l'on exploite ensuite (refente) ; Les piliers résiduels affaiblis sont torpillés (dépilage et foudroyage) ce qui entraîne l'effondrement du toit des galeries et des

Marnes micacées. L'accès par puits à partir des plateaux permet d'exploiter les couches les plus riches en fer et les plus épaisses de l'Aalénien. Des puits d'aération et d'exhaure sont également creusés. La migration du front de défilage s'effectue selon l'avancement de l'exploitation. Des zones de protection (stots) sont préservées du défilage sous les voies de communication majeures (chemin de fer) et les villages pour éviter les affaissements.

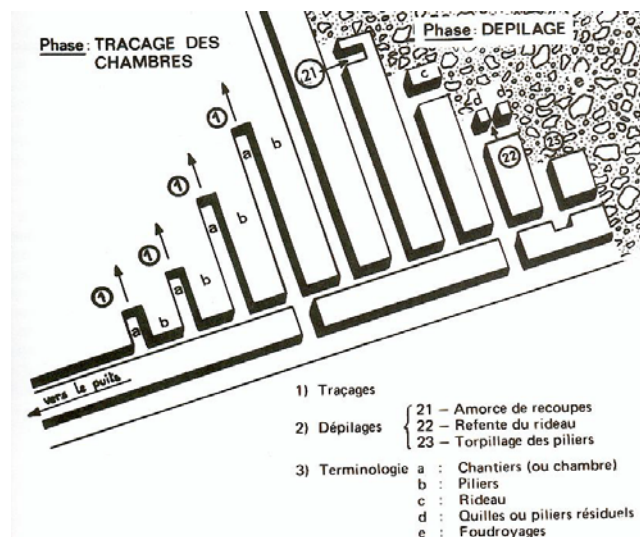


Figure 4.5.: Les travaux miniers (sources : AMOMFERLOR, 1989)

• Les impacts sur les écoulements au sein du Dogger

Les impacts des travaux miniers affectent la zone vadose ainsi que la zone saturée.

Le défilage entraîne l'effondrement des Marnes micacées et la détente des matériaux sus-jacents. Cette décompression et détente verticale entraîne qu'un affaissement de surface correspondant au 1/3 de l'épaisseur de la couche de minerai enlevé. La perméabilité de fissure des calcaires du Dogger s'en retrouve considérablement accentuée.

En surface, la détente des matériaux et les fronts de défilage se manifestent en surface par des chablis (Figure 4.6.B), des crevasses minières (Figure 4.6.A), des entonnoirs, et des auges (Figure 4.6.C et E). Malgré les stots de protection, ces phénomènes peuvent affecter les zones habitées comme à Auboué (Figure 4.6.D). On estime que 500 habitations et 2000 personnes sont affectées par le risque dans le bassin ferrifère.

Le profil en long des cours d'eau est affecté en fonction de la migration du front de défilage. Des zones déprimées dans le profil forment des plans d'eau dont l'emplacement change selon l'avancée du défilage. On comprend la surprise des indigènes qui les appellent les « étangs baladeurs » (Devos A., 1990, De Torcy F., 1932)

Dans les zones défilées, la perméabilité de fissures induite, provoque l'assèchement du réseau hydrographique affecté de nombreuses pertes. Durant l'exploitation minière, les pertes sont estimées en moyenne à 30% de l'écoulement sur l'Orne, le Woigot et le ruisseau de la Vallée.

Pour lutter contre ces pertes, le lit mineur de certains cours d'eau sont bétonnées (ruisseau de la vallée).



A. Sources: Simoni A., 1996.



B. Sources: Simoni A., 1996



C. Sources: Storoni A., 2001.



D. Sources: GISOS.



E. Cliché May T., 1957, photothèque de la ville de Luxembourg.

Figure 4.6 : Impacts des travaux miniers en surface dans le bassin ferrifère nord lorrain. A. Crevasses minières B. Chablis à l'aplomb du front de dépilage C. Carte des manifestations en surface de l'exploitation souterraine à Differdange D. Impact des affaissements miniers à Auboué E. photographie aérienne oblique des entonnoirs et crevasses minières.

En zone vadose, les réseaux karstiques assurant les transferts du front de karstification vers les exurgences sont déconnectés provoquant l'assec des exutoires (source de la Fensch). La détente induite par les travaux miniers accentue l'infiltration fissurale. Des venues d'eau brutale au fond liée à la déconnection de collecteurs sont constatées par les mineurs. Dans le bassin versant du ruisseau de la Vallée (mine de Saint-Pierremont), des travaux sont entrepris pour capter les eaux du collecteur du réseau karstique des sources de Mance dont appartient le Trou Armand (Riollot J., 1927, Joly, H., 1927). A partir d'un puits de mine (Puits de la Forêt), des galeries de captage recoupent le collecteur souterrain dont les eaux sont collectées dans une galerie d'amenée avant d'être pompées au point 4. Le chenal du ruisseau de la Vallée est bétonné sur plusieurs centaines de mètres pour limiter les infiltrations vers le système karstique (Fig. 4.7.).

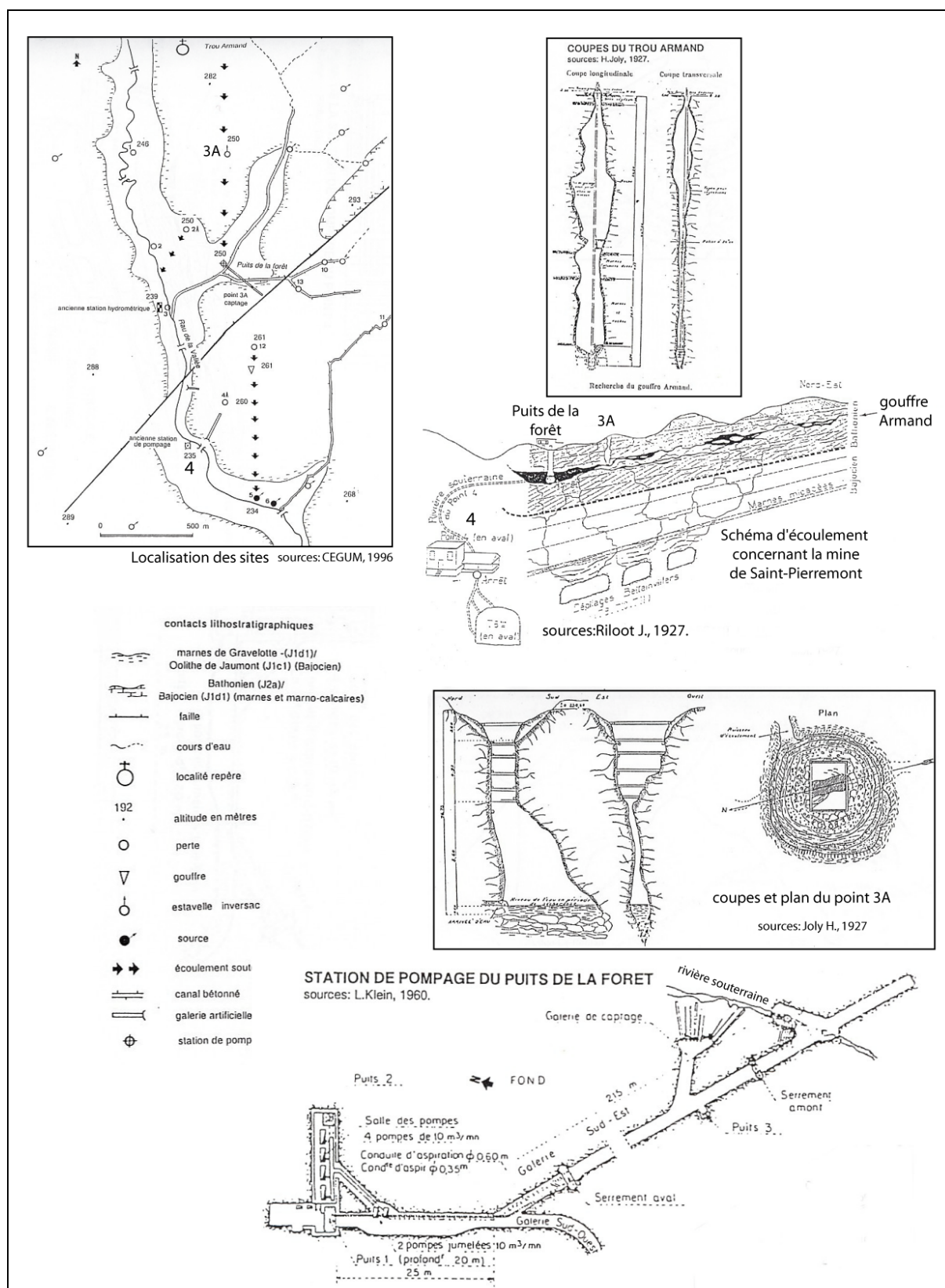


Figure 4.7.: Travaux réalisés dans le bassin versant du ruisseau de la Vallée.

La déconnection des réseaux karstiques et la détente mécanique liée au défilage accentuent la réactivité aux précipitations. Des stations hydrométriques installées sur des galeries gravitaires permettent de contrôler leurs écoulements et leur réactivité aux averses (Fig. 4.8.).



Figure 4.8. : Hydrographe installé sur la galerie drainante de la Mine d'Ottange III (photo : GEREEA).

L'hydrogramme de la galerie de la Mine d'Ottange III, montre que l'infiltration de la surface au mur aquifère est de l'ordre d'une dizaine de jours pour une profondeur de 200 m.

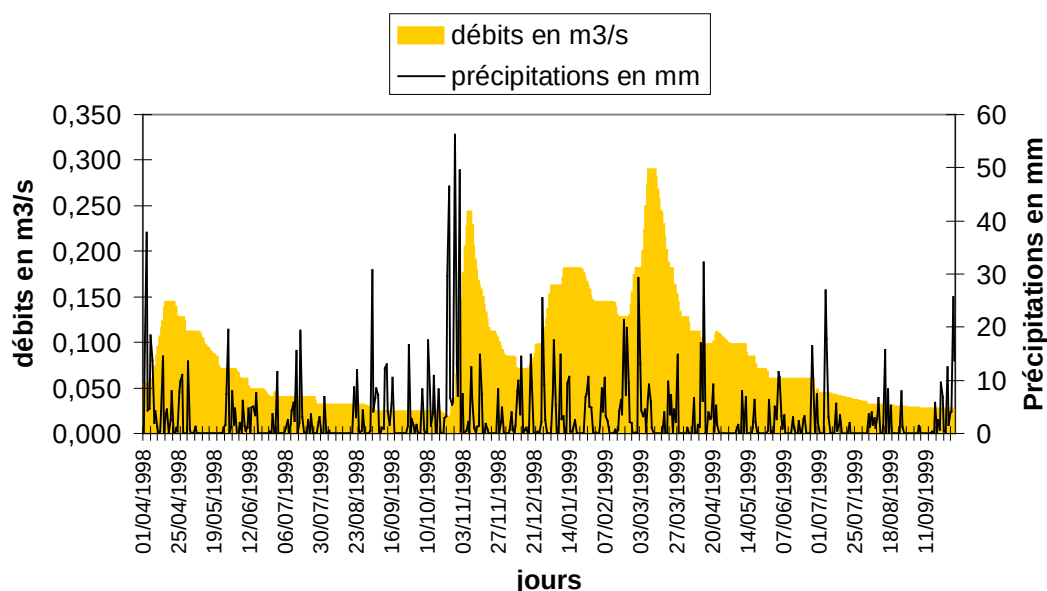


Figure 4.9.: Hydrogramme de la galerie drainante d'Ottange III et précipitations à la station de Tressange (données : GEREEA).

En zone saturée, la fissuration de détente induite par les travaux miniers transforme l'aquifère multicouche du Bajocien en un système monocouche. Le mur aquifère étant rompu, la vidange de la nappe s'effectue par les zones défilées provoquant l'engorgement des mines. Afin de continuer l'exploitation, les eaux sont récoltées dans des réservoirs ou des zones déprimées (albraques) avant d'être pompées vers la surface et les cours d'eau (exhaure) aux heures creuses de la tarification Edf.

Ces écoulements provoquent la rabattement piézométrique de la nappe du Dogger, rabattue aux Marnes micacées et l'assèchement des émergences.

L'interconnexion des concessions minières détermine la formation de bassins individualisés dont les eaux ne communiquent pas entre elles. Les réserves en eau sont estimées entre 300 et 500 millions de m³. Ces bassins se vidangent à des points préférentiels d'exhaure et au niveau des galeries drainantes les plus basses. Des salles principales et secondaires de pompes sont construites, ainsi que des pompes immergées, des réservoirs tampons, des

déversoirs et des galeries. Ces exhaures sont utilisées pour l'alimentation en eau potable et alimentent en 1994, 350 000 personnes. Les eaux sont rejetées dans les cours d'eau. Ainsi, le bassin nord est découpé en 3 grands bassins (nord, central, sud) et 6 bassins annexes.

Le bassin centre (19 000 ha) présentait en 1990 encore 5 salles de pompes (à Tucquenieux, Saint-Pierremeont, Anderny, Amermont et Hayange) et une capacité totale de 250 m³/mn. Les exhaures sont rejetées dans le Conroy, la Fensch, Nouillon, le Woigot, l'Apres et le Ruisseau de la vallée.

Le bassin sud (17 000 ha) s'inscrit dans celui de l'Orne inférieure et comprenait de nombreuses salles des pompes. La capacité maximale d'exhaure atteint 633 m³/mn et c'est l'Orne qui recrute les principaux exhaures avec une moyenne annuelle de 150 m³/mn. Ces deux bassins sont envoyés à partir de 1990.

Le bassin nord est drainé par le Kaybach. Il borde les sous-bassins plus petits d'Erouville, de Sérerville, de Bazailles et de Bréhain-Godebrange. Il est le dernier à être exploité jusqu'en 1997 et envoyé avant de déborder en mars 2008. Deux galeries drainantes (Charles Ferdinand et Charles) vidangent en partie le bassin respectivement, vers le Reybach et le ruisseau de Veymerange.

Les débits annuels exhaurés sont estimés entre 150 et 250 millions de m³ vers 1995 sur l'ensemble du bassin ferrifère (Vaute et al, 2004). Les volumes exhaurés évoluent en fonction de la pluviométrie. La comparaison des volumes exhaurés de 1946 à 1995 pour le bassin nord avec les totaux pluviométriques annuels de la station de Tressange montre qu'en année sèche (1953, 1971, 1976) les volumes sont de l'ordre de 30 millions de m³ alors qu'ils atteignent presque 100 millions de m³ en année humide. Mais on voit nettement que la corrélation n'est pas linéaire car l'exhaure augmente aussi corrélativement à l'importance des zones dépillées.

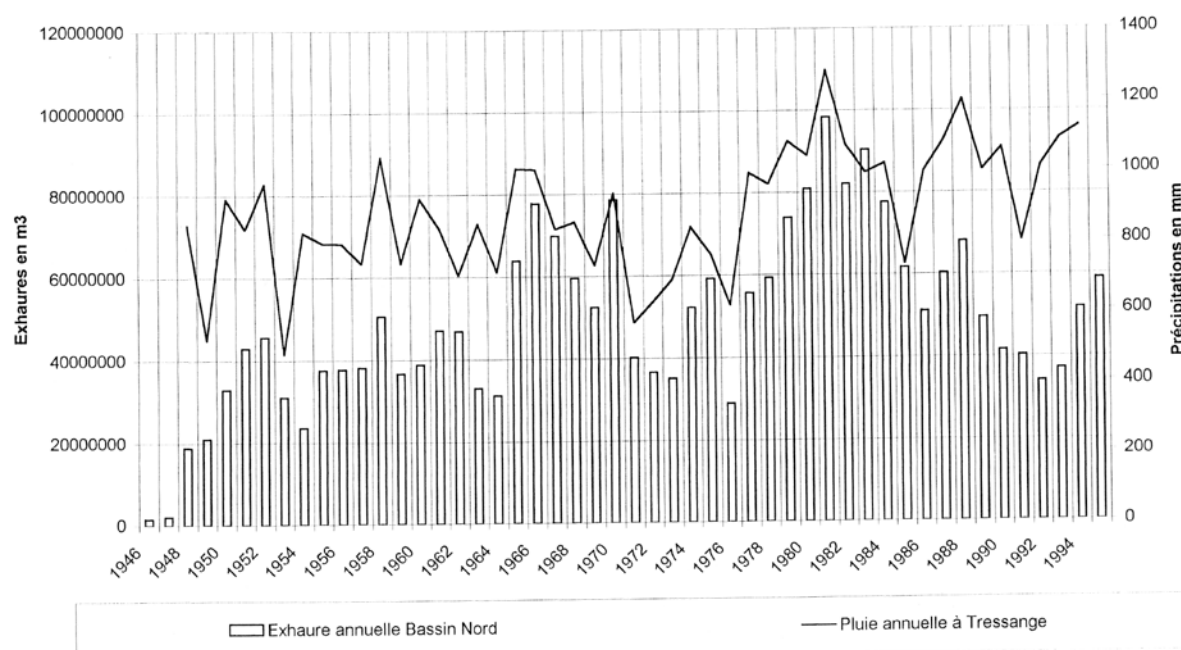


Figure 4.10. : Evolution des volumes d'exhaure du bassin nord et des précipitations annuelles à Tressange (Sources : Michels L., 1999).

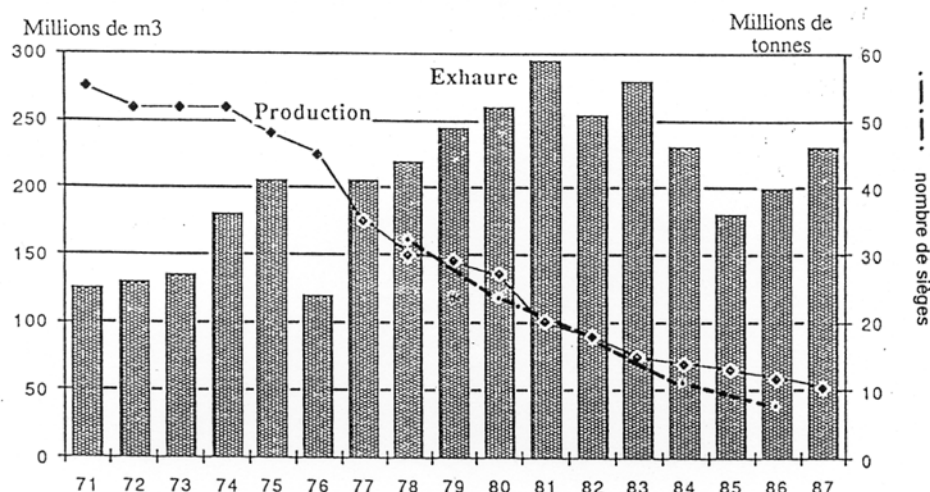


Figure 4.11. : Evolution de volumes exhaurés, de la production de minerai de fer et du nombre de sièges miniers de 1971 à 1987 (d'après l'AERM).

L'accroissement des volumes s'effectue dans un contexte de diminution de la production de minerais depuis 1961 ce qui explique l'évolution frappante du ratio du volume exhauré par rapport au volume de minette produit. Alors qu'il était de 3 m³/tonne en 1975, il passe à 14 m³/tonne en 1981 puis 23 m³/tonne en 1989. Le coût du pompage et la fermeture des mines explique l'arrêt des exhaures dès 1995 provoquant l'ennoyage progressif des bassins dès octobre 1998 et la remontée de la surface piézométrique. Mais celle-ci est calée sur des points de sortie préférentiels dans les vallées de la Fensch (Knutange) pour le bassin centre, et de l'Orne (Moyeuvre) pour le bassin sud.

La zone saturée est donc caractérisée par trois stades (fig. 4.12.) :

- avant les travaux miniers (1872), la nappe du Dogger n'est pas influencée et se vidange par les émergences, les sources karstiques et les cours d'eau. Les calcaires de Jaumont du Bajocien supérieur et les calcaires à polypiers du Bajocien moyen forment un aquifère bicouche (stade A)
- durant les exhaures (de 1872 à 1995), la détente induite par les travaux miniers détermine un seul aquifère monocouche et fissural. La géométrie de la surface piézométrique est conditionnée par le dépilage, les pompages et les galeries drainantes. Mais la surface piézométrique est rabattue au mur aquifère (stade B)
- après l'arrêt des exhaures depuis 1995, et l'ennoyage des mines, la nappe se reconstitue mais se vidange en partie par les exutoires artificiels préférentiels correspondant aux galeries drainantes (stade C). Les bassins centre et sud sont ennoyés et le bassin nord a atteint une de ses côtes de débordement à Knutange sur la Fensch.

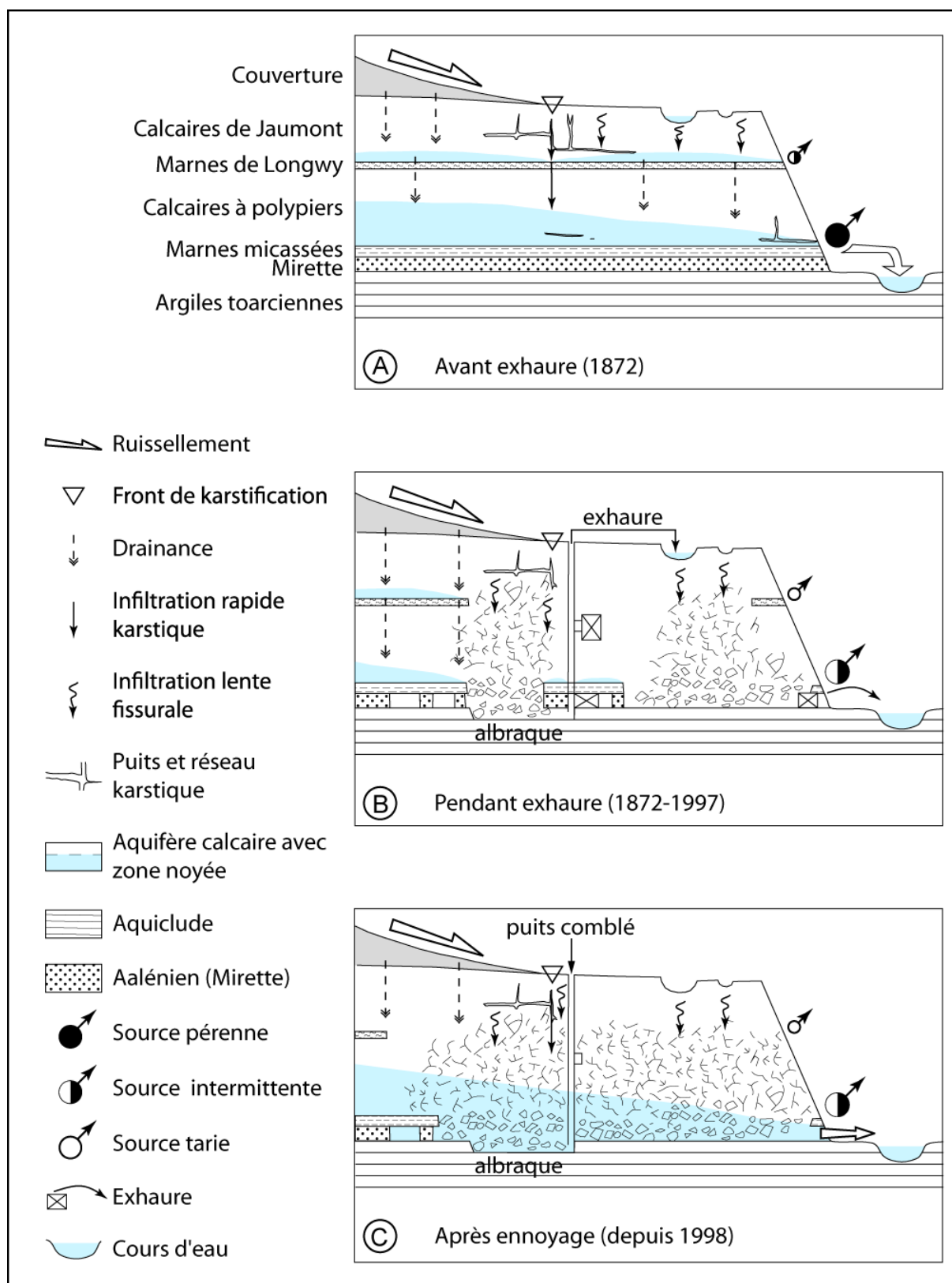


Figure 4.12.: Les modalités d'écoulement dans le bassin ferrifère avant, pendant et après l'arrêt des exhaures minières.

- **Les impacts sur le régime des cours d'eau**

Durant les exhaures, alors que les rivières du plateau sont affectées de pertes induites par les travaux miniers, dans les vallées, le régime des cours d'eau était largement conditionné par les pompages. Les modules spécifiques interannuels se retrouvent anormalement soutenus (26 l/s/km² sur la Fensch à Knutange) alors que l'abondance moyenne est de l'ordre de 10 l/s/km² dans le Dogger. Les bassins d'alimentation des cours d'eau sont fortement modifiés et leur surface est 2 à 5 fois supérieure à celle des bassins topographiques.

Comme on peut le constater sur un hydrogramme de la station de Knutange sur la Fensch, à l'échelle horaire, l'impact des exhaures est patent. Les paliers de pompage apparaissent nettement en fonction de la tarification Edf (durant la nuit).

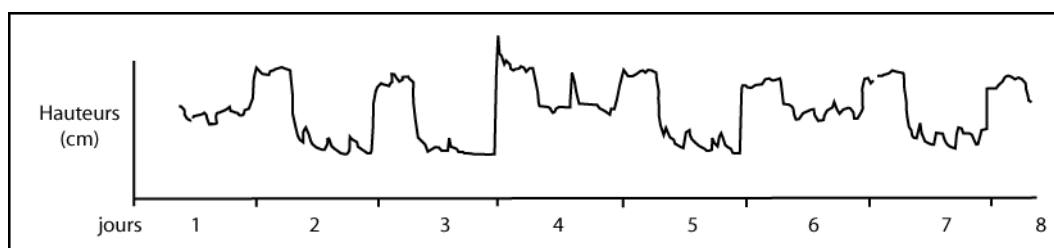


Figure 4.13.: Hydrogramme de la Fensch à Knutange (d'après Devos A., 1991).

L'impact des exhaures affecte les écoulements dans le temps mais aussi dans l'espace, surtout en période d'étiage. Les profils hydrologiques des cours d'eau présentent des augmentations brutales des débits au niveau des exutoires de mine. L'exemple de Woigot est caractéristique. Les trois profils de débit mensuels caractéristiques d'étiage sont marqués par les apports d'exhaure directs dans le drain principal (Mines de Saint-Pierremont) ou indirects, via les affluents soutenus également par des exhaures (ruisseau de Froide Fontaine recevant l'exhaure de la Mine de Tucquenieux).

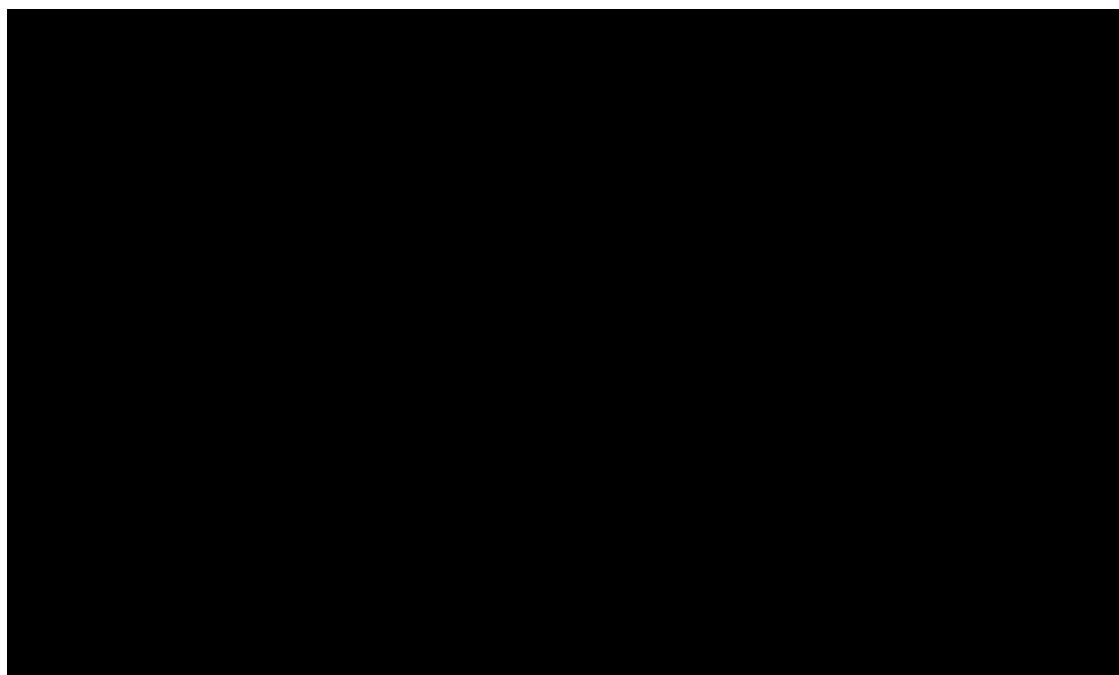


Figure 4.14. : Profils hydrologiques caractéristiques d'étiage du Woigot (données AERM) durant la période d'exhaure.

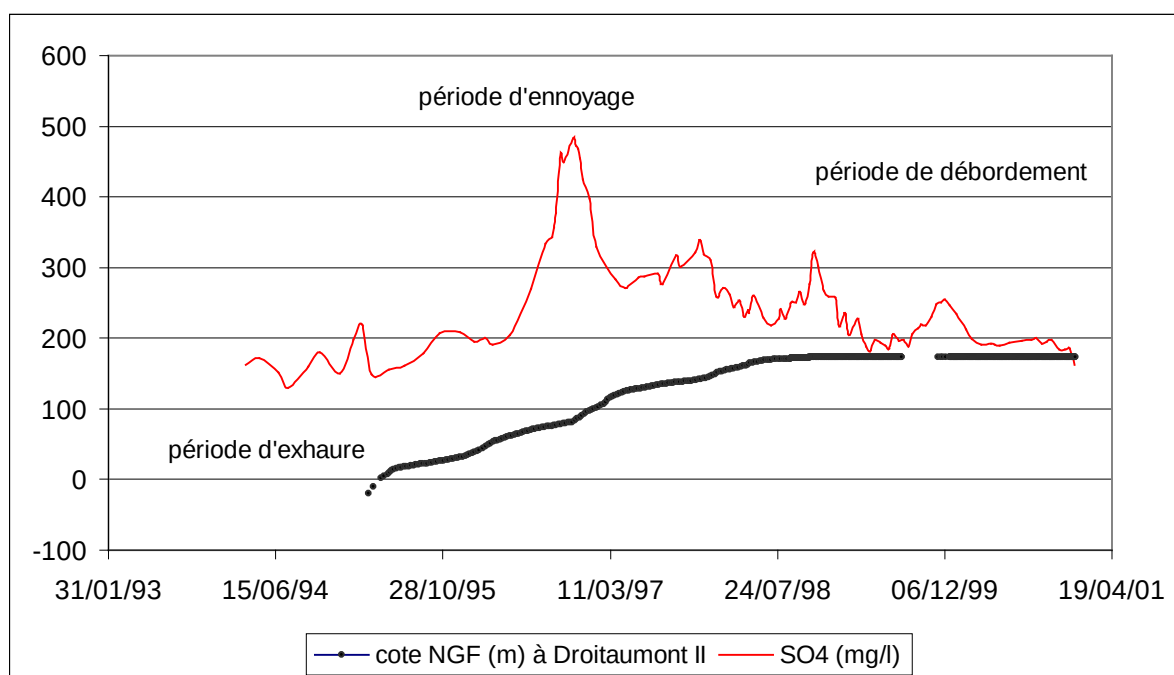


Figure 4.15. : Evolution du niveau piézométrique et de la concentration en SO₄ au puits de Droitaumont II pendant et après la période d'exhaure (Données BRGM-GEREEA).

Après l'arrêt des exhaures, le niveau piézométrique de la nappe du Dogger remonte progressivement (phase d'ennoyage) pour se stabiliser au niveau des cotes de débordement (Figure 4.12.). Cela détermine une redistribution des écoulements souterrains vers les galeries les plus basses. L'organisation spatiale des débits est profondément modifiée. Certaines galeries drainantes sont préalablement barrées (serrements) afin de contrôler les écoulements.

Des rigoles sont construites à la sortie des galeries drainantes pour acheminer les eaux vers les cours d'eau qui doivent supporter un apport anormal (Orne à Moyeuve, Fensch à Knutange).

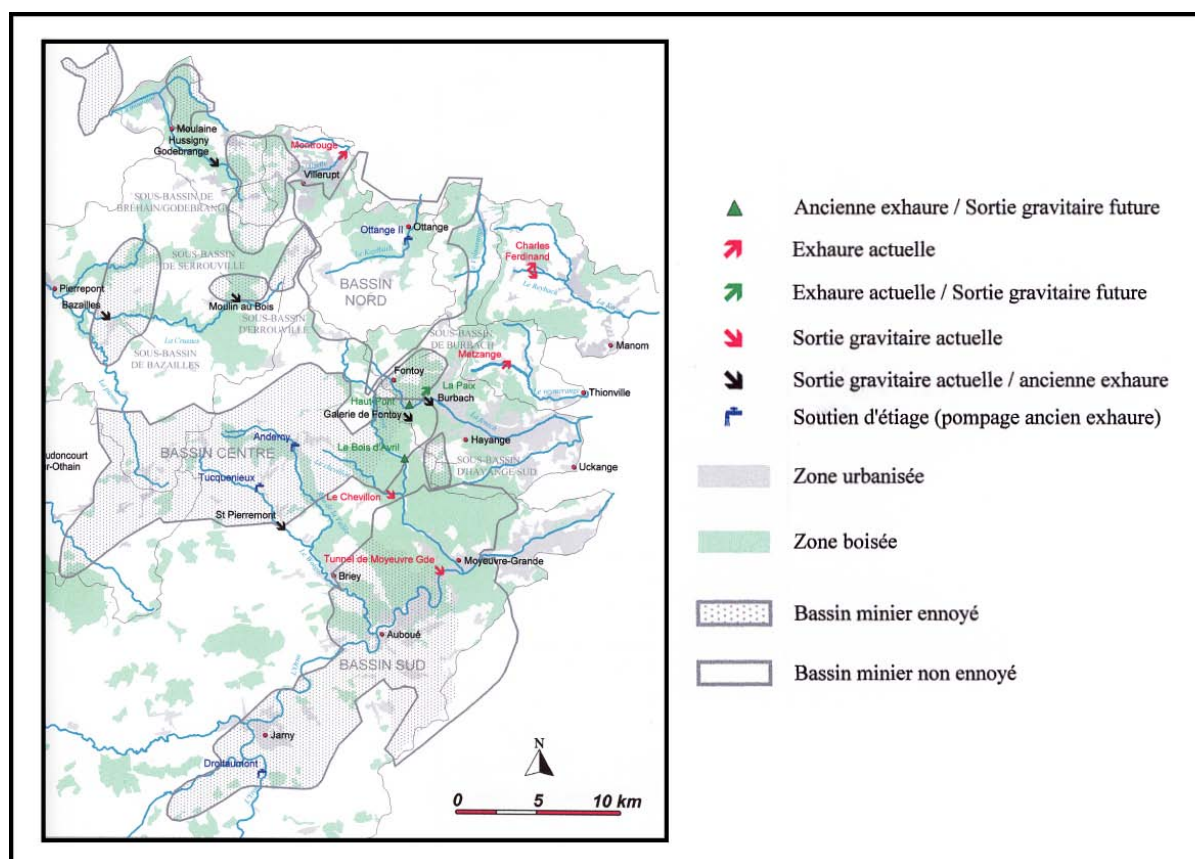


Figure 4.16.: Modification des conditions d'écoulement dans le bassin ferrifère lorrain avant et après la période d'exhaure – situation de 1999 (d'après Michels L., 1999).

Le bassin nord se vidange par les deux galeries drainantes vers le ruisseau de Veymerange et le Reybach (bassin de la Kiessel).

Le bassin centre concentre également plusieurs exutoires gravitaires sur la Fensch et le Chevillon.

Par contre, le bassin sud présente un unique exutoire à Moyeuvre-Grande sur l'Orne.

Ces apports posent le problème du débit plein-bord ou « débit capable » des cours d'eau existant. De lourds travaux de recalibrage des cours d'eau sont réalisés sur ces cours d'eau afin d'éviter les débordements.

A l'inverse, les cours d'eau affluents ou perchés mais artificiellement alimentés par les exhaures avant 1995, connaissent une diminution de leur débit (ruisseau de la Vallée, Woigot, Othain supérieure, Fensch en amont de Knutange, Crusnes supérieure, ruisseau de Veymerange). Cette réorganisation des écoulements pose de nombreux problèmes environnementaux comme le maintien de la vie aquatique et des seuils de qualité. Pour y remédier des pompages d'exhaure sont maintenus dans un souci de soutien en période d'étiage sur le ruisseau de la Vallée à Anderny, le Woigot à Tucquenieux et le Kaylbach à Ottange.

Cette réorganisation des écoulements après arrêt des exhaures détermine un changement important de l'allure des profils hydrologiques en période d'étiage mis en évidence par Corbonnois J. et Humbert J. (2000). L'exemple de l'Orne est particulièrement frappant car alors qu'il percevait 25 points d'exhaures avant les années 1990, il reçoit l'unique point de débordement du bassin sud à Moyeuvre. Sa partie médiane est marquée par une diminution notable des débits après l'arrêt des exhaures à l'inverse de l'aval où le débordement gravitaire minier triple ses écoulements en période d'étiage de fréquence quinquennale.

Pour le Woigot, les profils caractéristiques d'étiage après l'ennoyage sont sensiblement différents de ceux pendant la période d'exhaure (Fig. 4.14. et 4.17.). Les paliers d'exhaure disparaissent. On retrouve un profil plus lissé avec des conditions d'écoulement moins contrastées mais assurés par des soutiens d'étiages qui garantissent un débit minimum dans le cours d'eau.

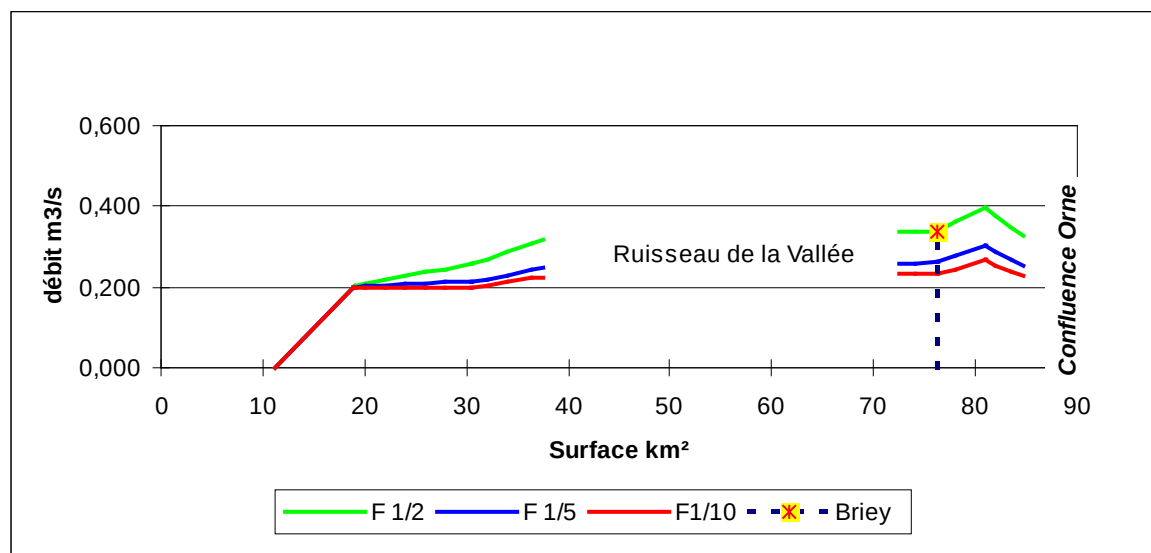


Figure 4.17.: Profils hydrologiques du Woigot après l'arrêt des exhaures minières (données AERM, GEREEA).

Notons que ces modifications des conditions d'écoulement affectent non seulement le bassin versant de la Moselle mais aussi ceux de la Meuse. L'exploitation de la Minette se faisant vers l'aval pendage, s'enfonce vers l'ouest dans les têtes de bassins de la Crusnes, l'Othain et la Pienne.

• Impacts sur la qualité des eaux souterraines

Avant et pendant les exhaures les eaux sont bicarbonatées-calciques à l'est et se minéralisent sous la couverture bathonienne à l'ouest pour devenir sulfatées-calciques à chlorurées-sodiques. Elles sont de bonne qualité et servent en alimentation en eau potable en desservant 350 000 personnes en 1990. Mais l'exhaure et le rabattement piézométrique placent le milieu en conditions oxydantes. Les Marnes micacées contiennent des pyrites dont l'oxydation entretient la dissolution des carbonates et la précipitation de gypse. La baisse du pH favorise cette dissolution. Des travaux expérimentaux montrent que les intercalaires marneux de l'Aalénien sont également incriminés (Collon P., et al, 2004). Ils montrent surtout que l'oxydation induite par les exhaures forme des cristaux de gypse néoformés qui lors de l'ennoyage constituent une source de sulfate par dissolution.

La mise en charge de la zone noyée produit alors une dissolution et un lessivage des sulfates, une augmentation explosive des teneurs en sulfates des eaux de nappe aux exutoires de débordement puis une désulfatation progressive mais très lente. Ce phénomène a déjà été observé depuis 10 à 20 ans dans des mines ennoyées puis est en cours dans le bassin ferrifère nord. Mais la décroissance des teneurs en sulfates est propre à chaque bassin.

Dans le puits de Droitaumont II, la concentration en SO_4 est passée de 150 mg/l à 500 mg/l durant l'ennoyage. Après avoir atteint son maximum en 1997, elle chute progressivement suite au lessivage pour se stabiliser à 200 mg/l. Sur l'Orne, entre 1997 et 2000, la

concentration en SO₄ et la conductivité sont largement au dessus des normes de potabilité (Fig. 4.15.).

Des mesures physicochimiques sur les eaux du bassin sud fermé depuis 1995 et noyé depuis octobre 1998 montrent une diminution de moitié de la teneur en sulfates (SO₄) en 5 ans (on passe de 3 g/l à 1.7 g/l) et les simulations prévoient un retour à des concentrations originelles, 10 à 15 ans après débordement (Collon P., et al, 2006).

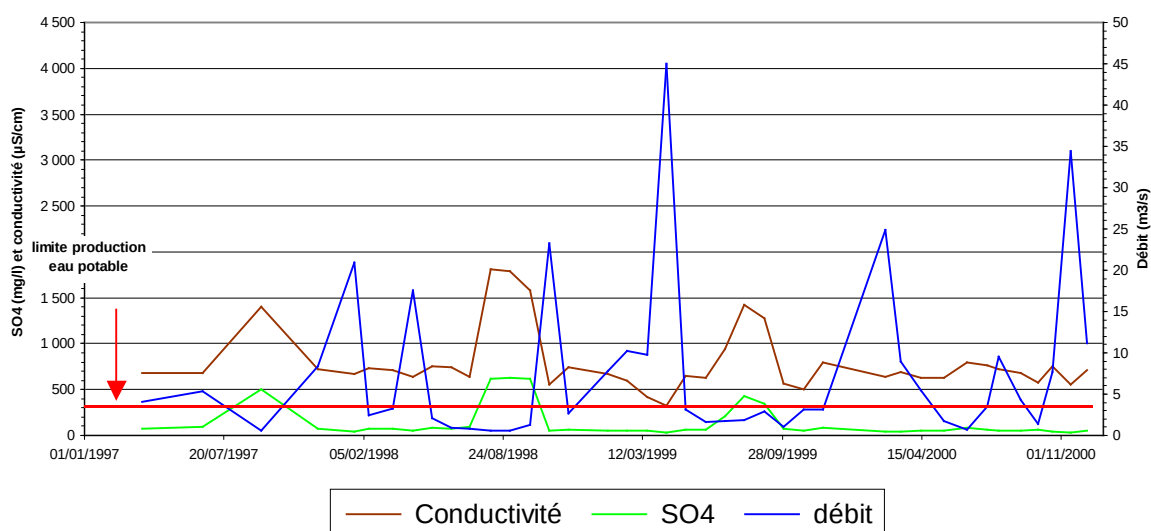


Figure 4.18.: Evolution du débit de l'Orne, de la conductivité et de l'ion SO₄ à Hatrize de 1997 à 2000 (D'après le GEREEA).

Les teneurs dépassent rapidement les normes de potabilité. Cela condamne les collectivités locales à :

- se tourner vers d'autres ressources en eau (nappes alluviales)
- se raccorder à d'autres syndicats en eau hors bassin ferrifère (inter-connexion)
- à investir dans des usines de traitement des eaux (nanofiltration)
- à financer l'exhaure pour éviter l'ennoyage totale.

L'exemple du bassin ferrifère lorrain montre les impacts des travaux souterrains sur les modalités d'écoulements en surface, dans la zone vadose et la zone saturée lorsque le mur de l'aquifère est rompu. Une réorganisation spatiale des rendements hydrologiques des cours d'eau s'opère en accentuant les contrastes entre les cours d'eau perchés, affectés de pertes dont les infiltrations sont entretenues par la détente mécanique et l'aval des cours d'eau ou de rares exutoires artificiellement soutenus par les débordements des eaux suite à l'ennoyage des mines. On observe également une modification importante de leur qualité durant 10 à 20 ans posant de nombreux problèmes environnementaux dans des bassins, en phase de longue et difficile reconversion industrielle.

Mais qu'en est-il de l'impact des vides artificiels creusés en zone non saturée ? L'exemple des carrières souterraines montre que ces vides représentent des regards privilégiés sur les modalités d'infiltration et les dynamiques géomorphologiques.

4.1.3. les carrières souterraines

Les plateaux calcaires de l'Est de la France sont creusés de nombreuses carrières souterraines pour l'exploitation de géomatériaux (crayères, carrières de pierres) et l'amendement agricole (marnières de Picardie et de Normandie). D'autres cavités sont réalisées pour constituer des souterrains refuges (Les boves et Muches de Picardie) ou pour des raisons militaires (sapes, mines). Ces cavités artificielles constituent un regard sur les modalités d'infiltration dans les plateaux, et de véritables observatoires sur les problématiques environnementales liées au monde souterrain (biodiversité, pollution au radon), et sur l'histoire des techniques étudiées en subterraneologie. Leur étude montre que les carrières souterraines font partie du paysage de l'est de la France et qu'elles contribuent fortement à la connaissance des écoulements en milieu calcaires. Elles sont l'expression des couvertures qui déterminent l'exploitation souterraine et montrent une remarquable adaptation des sociétés humaines aux conditions hydrogéologiques et géomorphologiques

- **les crayères de Champagne**

Les crayères sont des exploitations souterraines de pierres de taille en Champagne. Les premières traces d'exploitation sont gallo-romaines (caves Taittinger à Reims), mais la plupart sont postérieures au XVI^e siècle.

Elles présentent une morphologie caractéristique en « catiche » ou « essors » correspondant à une forme de bouteille avec un accès par un puits étroit en surface qui s'évase à la base. On retrouve cette morphologie en Anjou (Cousin M., 2002) où deux catiches voisines sont souvent reliées par une galerie de jonction. Celle-ci permet d'évacuer les remblais de craie de la catiche en exploitation dans l'ancienne. L'accès est fermé par une structure en faîtière constituée de blocs de craie en grand appareil et à clé de voûte.

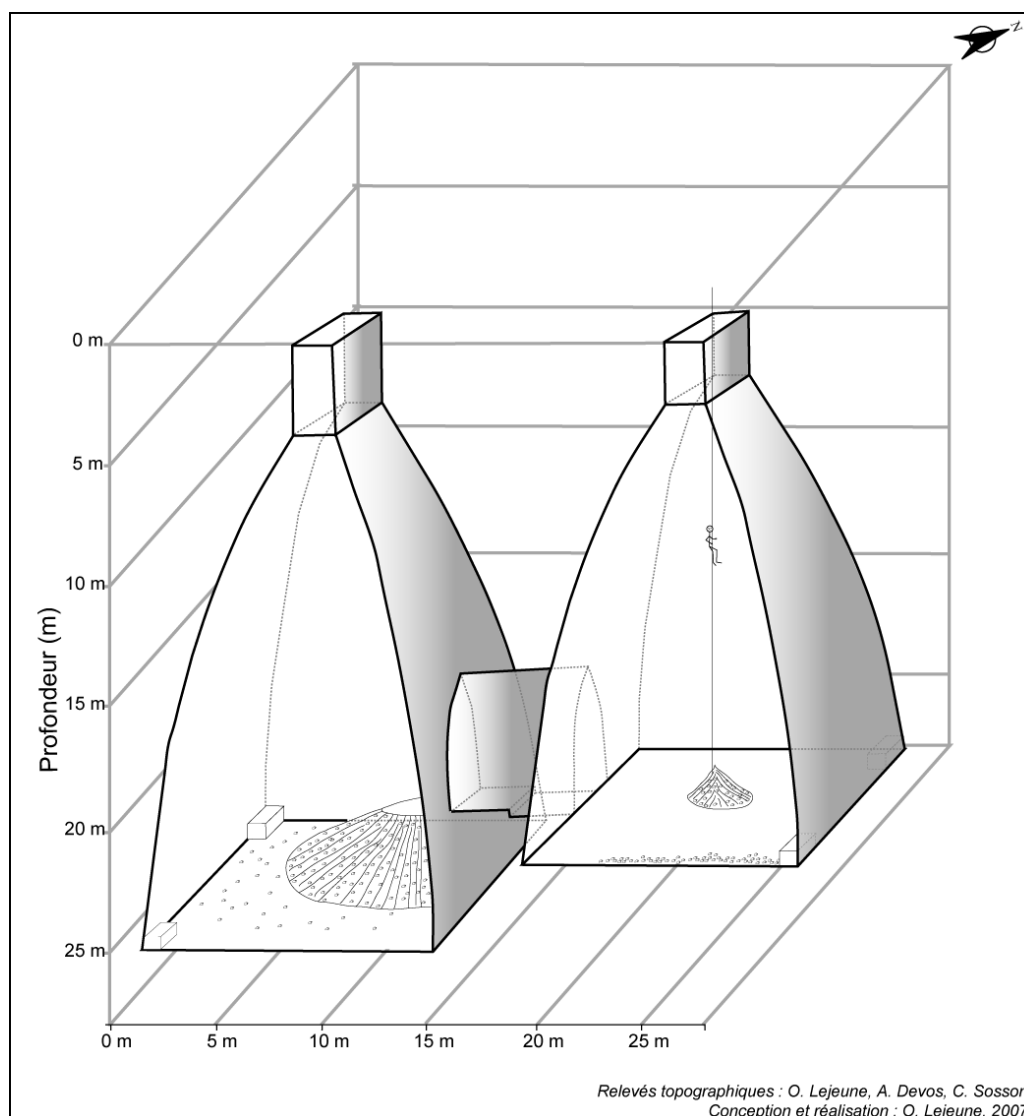


Figure 4.19.: Exemple de crayère ou « catiche » de Champagne : les crayères de Recy (Sources : Lejeune O. et al, 2007).

Mais la forme en bouteille s'explique essentiellement pour des raisons géotechniques. Le puits de section carré ou circulaire traverse des niveaux de craie décompressés en subsurface avant d'atteindre une craie saine, plus bas, permettant un évasement et une bonne répartition des charges.

Des galeries recoupent plusieurs catiches formant un réseau complexe de vides verticaux et horizontaux à l'image des caves Ruinart de Reims avec 8 km de développement et 15 crayères désignée sous le terme de « caveau ». Les réseaux les plus importants rassemblent 20 à 30 catiches de section circulaire et carrée, de nombreuses galeries de jonction, des puits à eau comme dans la région de Châlon-en-Champagne (Tourtebatte, 1994).

Le site géomorphologique des catiches correspond donc à des croupes de craie dénuées de formations superficielles. Ainsi, à Reims, la plupart des crayères sont creusées non pas dans la vallée de la Vesle mais sur le rebord du plateau. Les essors s'inscrivent dans la partie supérieure de la pente pour éviter le manteau colluvial de pied de pente ainsi que la craie déstructurée du sommet des croupes.

La hauteur des catiches ou leur profondeur est conditionnée par la puissance de la zone vadose. Pour éviter les remontées de nappe et l'ennoiement des systèmes souterrains, la base des crayères reste perchée au dessus de la surface piézométrique.

La mesure des hauteurs de 9 crayères réalisée au laser-mètre dans les caves Ruinart nous montre la profondeur ne dépasse pas 28 m soit 5 m au dessus de la côte maximale piézométrique observée.

Caveau	André	229 Charles	228 Edgar	227 Gérard	Edmond	Groupe est	Irénée	Claude	Rue des crayères
Profondeur (m)	16.6	25.3	26	28	21	20	20.7	24	22.5

Tableau 4.1.: Profondeurs des 9 caveaux Ruinart.

On retrouve la même logique en milieu rural avec les crayères de Récy, proches de Châlons-en-Champagne. L'exploration de deux crayères désaffectées et recoupées en surface par des fouilles archéologiques préventives a été réalisée par le GEGENAA, avec l'aide du BRGM et du GRIMP51. La profondeur maximale de 22 m détermine une côte de 88m NGF alors que la Marne située toute proche est à 80 m.

Cette proximité de la zone saturée à la base des crayères est illustrée par la présence de puits à eau creusés au plancher des caveaux.

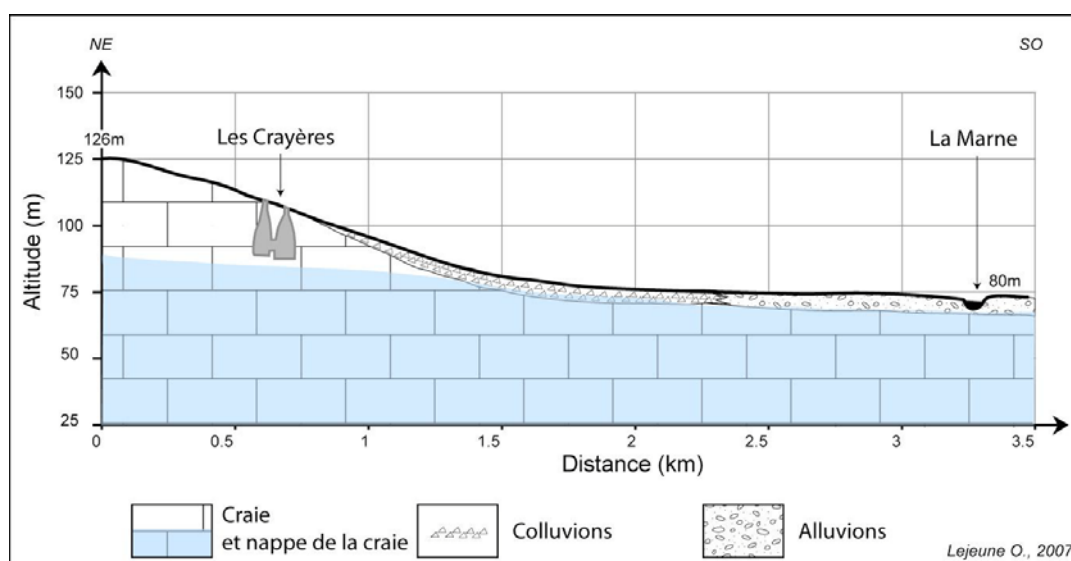


Figure 4.20. : Impact de la zone saturée sur la profondeur des crayères de Récy (Sources : Lejeune O. et al., 2007).

Cependant, lors d'années exceptionnellement humides comme l'hiver 2000-2001, des recoupements de nappe peuvent affecter les caveaux. C'est pourquoi certains caveaux sont en parties remblayées afin de remonter le plancher ; c'est le cas du caveau Edmond dans les crayères Ruinart remblayé d'une quinzaine de mètres.

Les venues d'eau au fond, sont essentiellement liées aux crues de nappe et restent exceptionnelles. Très rarement, les crayères recoupent des galeries en zone vadose. Sur plus de 50 catiches explorées, une seule recoupe un écoulement souterrain calé sur fracture. Cela permet de montrer que la zone saturée de la craie peut présenter des formes d'écoulements horizontaux concentrés loin des fronts de karstification. Mais elles restent mal connues.

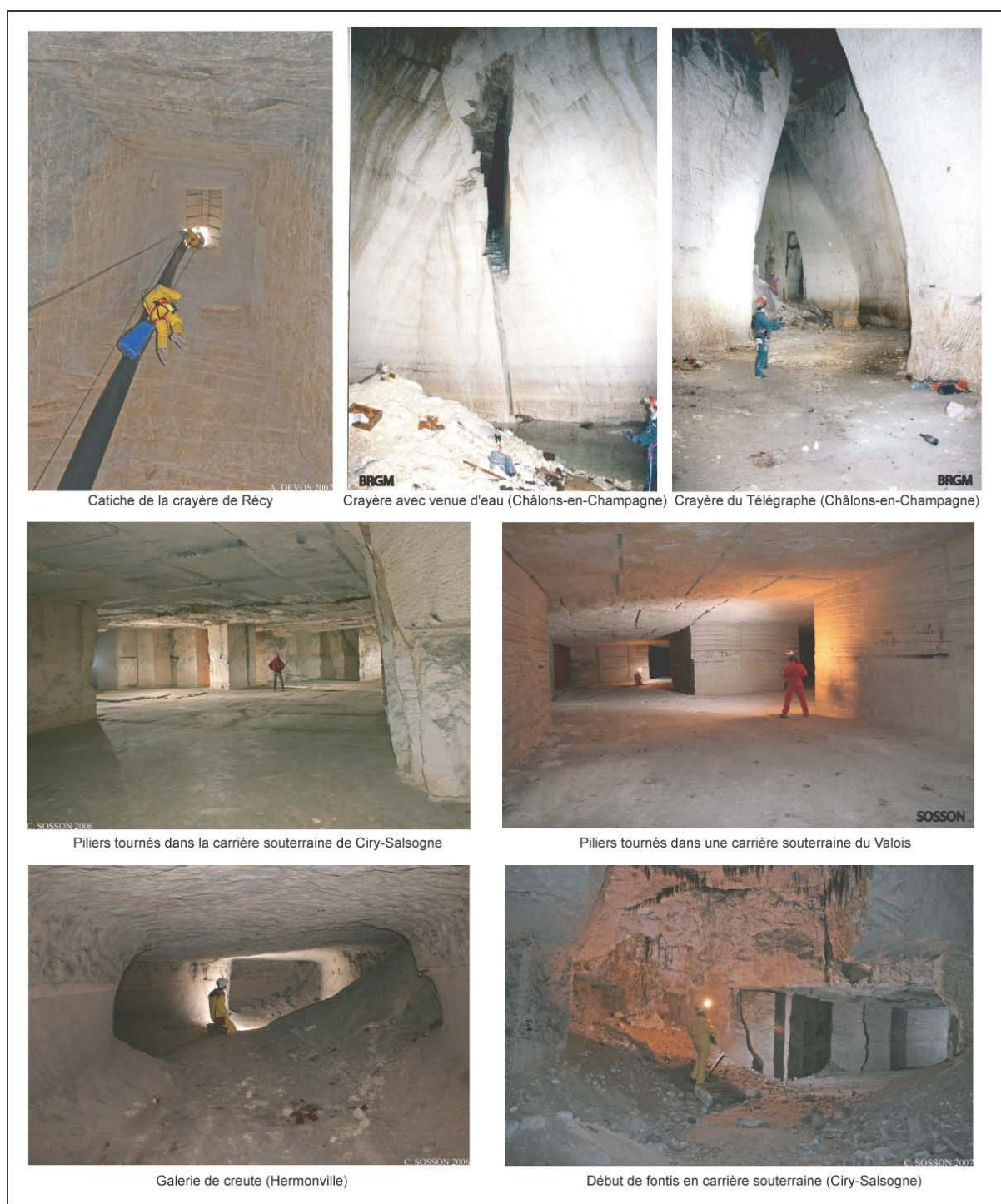


Figure 4.21 : Quelques exemples de cavités anthropiques en zone vadose

L'exemple des crayères de Champagne montre que les caractéristiques des cavités souterraines répondent au contexte hydrogéologique et géomorphologique en s'inscrivant dans la zone vadose, en évitant la craie trop fracturée et les formations superficielles.

- **Les marnières**

Les « marnières » sont des carrières souterraines où est extraite la craie pour amender les terres lourdes et acides du manteau d'argiles à silex.

Un puits d'accès permet d'atteindre la craie saine et traverse la couverture et la craie altérée pour accéder à la chambre d'exploitation. Elles résultent donc d'un mode de couverture et sont l'expression de géomatériaux calcaires sous couverture.

On les retrouve donc sous les couvertures d'argiles à silex de Normandie, de Picardie, du Nord de la France et peu dans l'est de la France où la couverture reste discrète cantonnée au nord de l'Aisne et à l'ouest de la Seine.

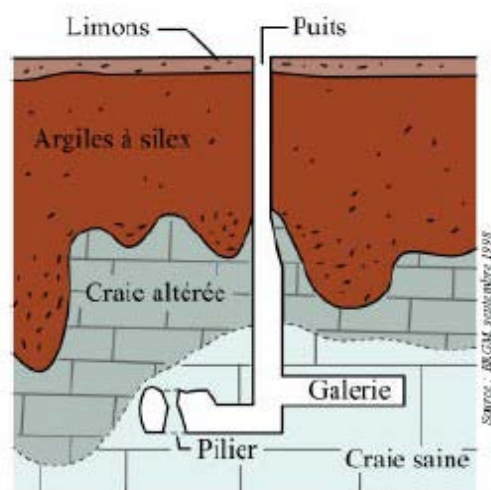


Figure 4.22.: Schéma d'une marnière (sources : BRGM)

En Haute-Normandie, le volume moyen d'une marnière est de l'ordre de 400 m³, avec une profondeur moyenne de 15 m. Elles sont estimées à 100 000 avec une densité moyenne de 10 marnières par km². Une centaine s'effondrent par an dont 60 à 70 affectant le bâti ou la voirie (CETE Normandie-Centre, 2000). Dans l'est de la France, l'aléa effondrement lié aux marnières reste faible mais devient important au nord (Picardie) et au sud (Pays d'Othe).

- **les boves et muches de Picardie**

Les Boves et muches sont des souterrains refuges creusés dans la craie à silex de Picardie (« mucher » signifie « cacher » en patois picard). À la différence des autres souterrains du bassin de Paris, les muches sont étudiées par historiens locaux et archéologues. Pourtant leur densité est exceptionnelle avec plus de 200 souterrains aménagés dans le plateau picard (Petit B., 2005).

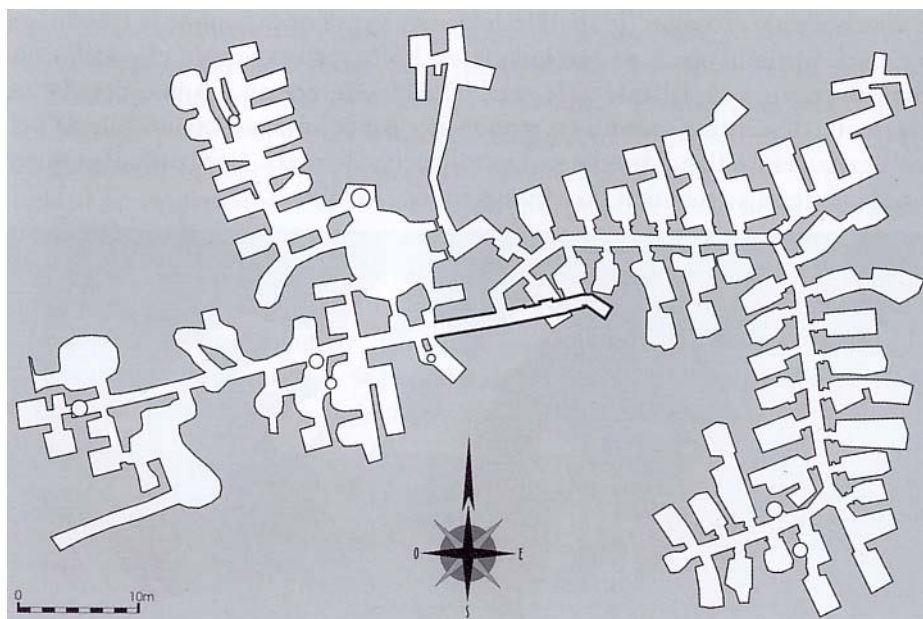


Figure 4.23.: Topographie des muches de Domqueur (sources : Dewerd H.C., et al, 2009).

Elles se distinguent des caves, des carrières souterraines de pierre de taille, et des marnières par leur organisation spatiale et leur usage de refuge collectif et non privé. Elles sont conçues pour une utilisation à l'échelle d'un village et non d'un foyer ce qui induit un réseau de souterrain plus important avec un accès depuis l'église (Dewerd H.C., et al, 2009).

Le contexte historique est important pour comprendre l'origine des muches, car il conditionne leur organisation spatiale. Elles sont essentiellement localisées dans la Somme et le Pas-de-Calais sur la frontière entre le royaume de France et les Pays-bas espagnols aux XV^e et XVII^e siècle.

Si leurs profondeurs est limitées à zone vadose (10 à 20 m), leur développement est particulièrement important (plusieurs centaines de mètres) avec une structure originale. Une galerie commune ou « rue » dessert des chambres latérales privées ou « cellules » de part et d'autre de la « rue ». Chaque cellule réservée à une famille pouvait être fermée à clé par une porte. Les « chambres doubles » sont des cellules séparées par des encoches dans la craie qui permettent aux villageois, davantage d'intimités et de séparer les animaux des biens et des personnes.

Les muches de Forceville constituent un réseau de 400 m avec près de 80 chambres sur trois rues. Les muches de Naours (300 chambres) peuvent héberger 3000 personnes et celles de Talmas (55 cellules) sont les plus connues avec une organisation complexe plusieurs muches reliées entre-elles, des puits d'aération, des cheminées d'évacuation des fumées, des silos à grain, etc...

Les muches sont en partie réutilisée durant la Grande Guerre. Près de 24 000 militaires sont hébergés dans les souterrains d'Arras. Les australiens cantonnent dans les muches de Naours.

- **les creutes du Soissonnais, du Laonnois, etc...**

Les nombreuses carrières souterraines creusées dans le Lutétien sont appelée « creuttes » jusqu'au début XX^e siècle dans le Laonnois, le Soissonnais, le Valois et le Tardenois.

Partiellement habités (troglodytes), elles sont réaménagées lors de la Grande Guerre et perdent un « t » pour s'écrire « creutes » (Barousse V., 2007).

o Des carrières de pierre calcaire

Les carrières souterraines exploitent plusieurs niveaux des calcaires grossiers du Lutétien moyen. A la différence des calcaires jurassiques qui concentrent l'exploitation des géomatériaux calcaires sur quelques sites, dans les plateaux tertiaires, les sites sont très dispersés et si nombreux (plusieurs milliers) que les inventaires sont partiels (Sosson C., thèse en cours) ne s'intéressant qu'aux plus importantes (plus de 400). Cette densité s'explique par un héritage historique important.

Le secteur de Reims, Laon et Soissons se caractérise par un patrimoine bâti riche d'imposants et prestigieux édifices religieux (3 cathédrales gothiques, abbayes, palais épiscopaux) civiles et militaires (remparts médiévaux, citadelles) hérités d'une histoire florissante. Ces trois cités furent capitales, respectivement de la province de Belgique sous la conquête romaine pour Reims - avant de devenir la cité des sacres du royaume de France-, capitale franque pour Soissons puis carolingienne pour Laon. La quasi intégralité du bâti patrimonial est construite en Calcaires grossiers du Lutétien extrait en carrières dans la région.

La demande en pierres de taille est encore bien présente après la Grande Guerre puisque ces trois cités jalonnent la ligne de front et connaissent des destructions importantes. Si le nombre de carrières de pierre est impressionnant dans ce secteur, la dernière en activité du département de la Marne à Courville a déposé le bilan en 2009. Les anciens sites d'extractions tombent rapidement dans l'oubli ce qui pose de sérieux problèmes pour les services des Monuments Historiques soucieux de retrouver la carrière d'origine dans le cadre de la restauration du patrimoine bâti.

Les topographies des carrières souterraine réalisées au sein du GENENAA (et dans le cadre de la thèse de Sosson C.) permettent de représenter leur organisation spatiale qui sont associées à des techniques d'extractions (Devos A. et al, 2008, 2010). Ces dernières sont très diversifiées sur la zone d'étude. On observe trois secteurs où les techniques semblent être homogènes. Le secteur est (secteur de Reims), le secteur entre Reims et Fismes et à le secteur ouest (Soissonnais, Valois).

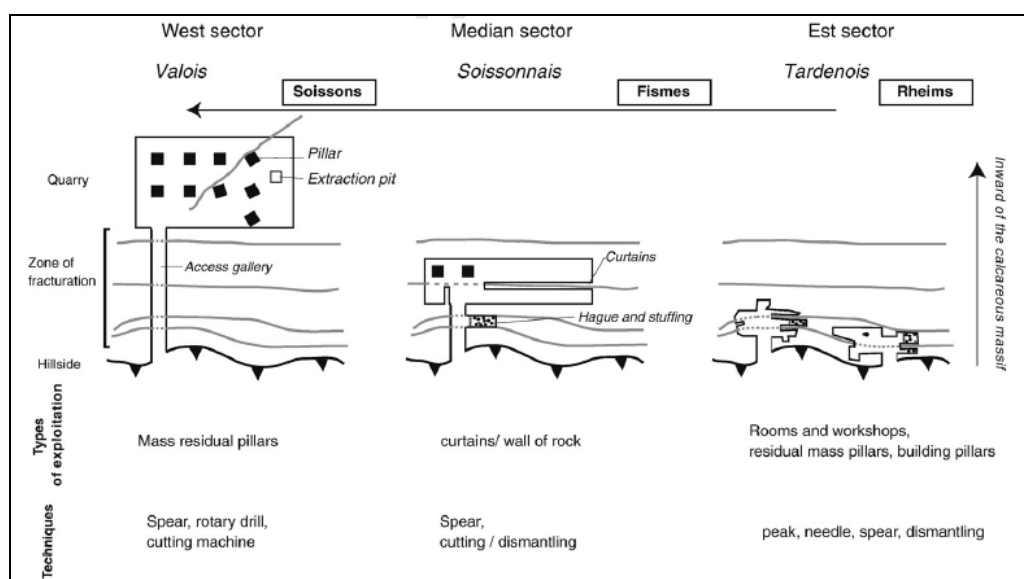


Figure 4.24.: Organisation spatiale des carrières souterraines entre Soissons et Reims (sources : Devos A. et al, 2010).

Dans le secteur de Reims, l'exploitation souterraine des calcaires est calée à la fracturation et les techniques d'extraction sont plus anciennes (déroctage). Les carrières sont de petite taille (moins d'un hectare au sol) avec des galeries de moins de 2.5 m de hauteur et se développent au sommet du Lutétien moyen.

Les topographies réalisées sur 30 carrières et les diagrammes de distribution des orientations des galeries montrent que la plupart des carrières s'organisent dans l'espace selon la fracturation (Figure 4.24.). A partir d'un front de taille aérien, les galeries suivent les principales fissures ce qui permet de faire l'économie de fentes de découpe. C'est pourquoi, elles louvoient légèrement et suivent les courbes de niveaux. A l'image des fissures, elles sont proches du versant qu'elles recoupent plusieurs fois, ce qui détermine de multiples entrées comme à Glennes. Les orientations orthogonales des galeries s'expliquent par le creusement de chambres ou ateliers peu profonds perpendiculaires à la galerie principale qui est calée sur une fissure. Les sites d'éperon ou de saillant entre deux vallons affluents sont privilégiés car la fracturation orthogonale de détente mécanique minimise les travaux de découpe (Prouilly, Vandeuil).

L'organisation spatiale de l'exploitation présente donc deux voire trois galeries parallèles mais irrégulières avec des chambres latérales laissant des piliers résiduels de roches irréguliers non exploitées.

Les traces d'outils témoignent de l'utilisation du pic, de l'aiguille et de la lance. Toutes les discontinuités du calcaire sont exploitées pour minimiser les travaux de découpe (technique du déroctage). Ainsi la base et le toit des blocs extraits s'inscrivent dans les joints de stratification creusés et élargis au pic (désouchage) alors que les parois latérales sont soit découpées (défermage) ou correspondent à une fissure. L'hétérogénéité verticale des faciès multipliant les bancs extraits et l'importance de la densité de fracturation dans ce secteur explique donc ce mode d'extraction.

Cependant, il présente de nombreux inconvénients, car peu soucieux des règles de sécurité concernant la stabilité du toit ce qui se manifeste par de nombreux fontis dont un grand nombre crève la surface. Cette technique dégage également de nombreux déchets (bourrages) qu'il faut stocker sous terre derrière des hagues ce qui détermine des taux de défrètement (rapport entre le volume de vide et le volume total) faibles (inférieurs à 70%).

A l'ouest de zone d'étude (Soissonnais et Valois), l'épaisseur, l'homogénéité plus importante des Calcaires grossiers et la plus faible détente mécanique induit un mode d'extraction plus rationalisé. Les carrières sont de grande taille (plus d'un hectare au sol) et les chantiers d'exploitations se situent au cœur des plateaux et s'inscrivent dans le banc à Verrins ou les Calcaires de Saint-Leu.

La distribution des orientations des galeries est moins bien calée à celle des fissures. Généralement, une galerie perpendiculaire au versant (galerie d'accès) s'enfonce vers l'intérieur des plateaux à plus de 100 m voire 450 m pour accéder au chantier d'extraction et éviter la périphérie des plateaux trop marquée par la détente mécanique.

Le chantier d'extraction s'organise en piliers tournés rationnellement agencé selon un cahier des charges.

Des piliers résiduels de même taille, découpés dans la masse s'alignent selon un damier pour soutenir le toit. Les vides ne correspondent plus à des galeries mais à des travées. Cette technique permet d'obtenir des taux de défrètement importants (proche de 90%).

Des puits d'extraction permettent de sortir les pierres en surface par des treuils à manège ou par des galeries.

On n'utilise plus les discontinuités des calcaires qui perturbent le schéma de l'exploitation. Les fissures sont évitées car elles sont associées à une altération du géomatériau (fantômisation), à une karstification et au soutirage. La technique d'exploitation est la découpe dans l'encaissant à la lance, à la haveuse ou au forêt rotatif.

Entre Soissons et Reims, l'organisation spatiale des carrières souterraines est mixte car elle regroupe les deux types d'extraction présentés plus haut. En effet, découpe et déroctage se côtoient. On observe un calage de galeries sur la fracturation mais plus loin du versant. L'exploitation se présente sous la forme de 3 ou 4 galeries relativement larges et parallèles séparées par une cloison de roche non exploitée (rideaux).

L'importance des variations verticales et latérales de faciès est fondamentale car elles déterminent de fortes variabilités spatiales des paramètres pétrophysiques et pétrographiques du Lutétien entre Reims, Laon et Soissons (Fronteau G., et al, 2010). Mais, ces facteurs géologiques n'expliquent pas seul l'organisation spatiale des carrières, car la fissuration de détente mécanique liée à l'incision des vallées détermine tout autant les potentialités et les contraintes à l'exploitation des calcaires.

Le gisement en géomatériaux calcaire (Lutétien moyen) étant sous la couverture des Marnes et Caillasses, c'est dans les vallées où il affleure, que l'extraction s'effectue. Les fissures de détente s'organisent dans l'espace selon les contraintes géotechniques entre compression et distension que connaissent les rebords de plateaux. Ces contraintes commandent de fortes variations spatiales des densités, d'amplitude, de largeur ou d'écartement et de comportement géomorphologique des fissures.

Elles conditionnent également la progression des fermetures des exploitations. Compte tenu des procédés actuels d'extraction (piliers tournés) seules le secteur ouest présente les conditions les plus favorables alors que dans les autres secteurs toutes les carrières sont fermées. Au centre du bassin de Paris, la couverture étant plus épaisse (stampienne et bartonienne), l'exploitation ne peut se faire que par des puits signalés en surface par des treuils à manège qui ont marqué le paysage parisien au XIX^e siècle. L'organisation spatiale des carrières s'effectue alors selon le puits d'extraction selon un schéma rayonnant et l'exploitation est faite par hagues et bourrages (Clément A., Thomas G., 2001). Dans la région parisienne, ce n'est qu'à la faveur de l'anticlinal de Meudon que les calcaires lutétiens affleurent dans les vallées. L'accès en bouche de cavage est donc possible mais sera remplacé dès le XVI^e siècle par des puits.

L'exemple des carrières souterraines du Lutétien montre que les conditions géomorphologiques en zone vadose décrites dans la partie 2, déterminent l'organisation spatiale et les procédés d'extraction.

o Des habitats troglodytiques

Le Soissonnais et le Laonnois sont caractérisés par des « villages-rues » ou « villages balcons » adossés au front de taille sur la partie supérieure des versants. Ces villages troglodytiques ou troglodytes de versant contrastent avec ceux des plateaux et des fonds de vallée. Les plus beaux exemples se retrouvent à Paissy, Pargan, Barbonval, Serval, Longueval, Merval, Mons-en-Laonnois, et Crouttes. Ils correspondent à d'anciennes carrières réutilisées dont l'origine reste floue (Lachaux G., 2005, Barousse V., 2007). Les captages d'eau sont facilement réalisables surtout quand le niveau des argiles de Laon est bien développé pour former un aquifère perché (sources captées de Paissy, lavoir de Barbonval). Encore habités au XIX^e, ces habitats suscitent la curiosité d'historiens locaux. Début XX^e, ils font partie des images d'Epinal de l'Aisne. C'est pourquoi on retrouve bon nombre de cartes postales anciennes. Pourtant la plupart sont abandonnées ou habitées par des clochards ou des familles dans le besoin. Aujourd'hui, ces cavités servent de remise, de garage mais sont généralement désaffectées.



Figure 4.25. : Habitat troglodytique dans les plateaux tertiaires et cantonnement.

Les maisons sont petites (moins de 50 m²), creusées dans les Calcaires grossiers et construites uniquement en façade, ouverte par une seule porte et quelques fenêtres. Généralement un seul pan de toit est réalisé alors que plus rarement certaines utilisent le ciel de la carrière. Un conduit de cheminée perce le ciel de la creute et unâtre est aménagé ; de nombreuses niches creusées en guise de garde-manger ou d'éclairage jalonnent les parois.

o Des abris de la Grande Guerre

Les creutes sont surtout connues pour leur usage militaire durant la Grande Guerre. Ces anciennes carrières souterraines ont été reconverties en abris, dans un contexte général « d'enfouissement » des troupes et de stabilisation du front durant près de quatre années. Les combats se cristallisent sur des reliefs stratégiques (croupes, buttes, ligne de crête). Le front s'installe donc sur le site géomorphologique des creutes. Les lignes de crête et les versants des vallées sont fortifiés et les carrières occupées.

Elles sont non seulement réhabilitées mais aussi agrandies (surcreusement) par les pionniers allemands et sapeurs français, pour plusieurs usages. En arrière du front, elles servent de cantonnements aux troupes et d'hôpitaux militaires. Elles protègent les soldats des intempéries et des bombardements.

Sur le front, elles sont reliées aux réseaux de tranchées et leurs entrées peuvent abriter des nids de mitrailleuses. Elles peuvent même connaître des combats souterrains comme dans la Grotte du Dragon (Malinowski A., 2004). Des tunnels d'accès aux tranchées sont creusés ainsi que des galeries de mines et d'écoute dans un contexte de guerre des mines caractéristique de la première guerre mondiale. Le rôle tactique des creutes est fondamental dans l'armée allemande où elles sont au centre du dispositif de défense. Par contre, elles sont décrites comme des grottes naturelles par les français qui proposent une stratégie offensive.

Des tunnels de jonction entre plusieurs carrières sont creusés ainsi que des postes de commandement (carrière de Ciry-Salsogne, carrière de la Chaouiïa), et des Chapelles souterraines avec autel (carrière du 1^{er} Zouave à Confrécourt, carrière des Chauffours à Thiescourt, Rouge-Maison à Vailly-sur-Aisne, carrière de Chapeaumont, carrière de l'Eléphant).

L'exemple du Chemin des Dames correspondant à l'interfluve entre l'Aisne et l'Ailette, entre Soissons et Craonne illustre l'importance des creutes dans le conflit. L'étroite ligne de crête décrite comme un isthme (Hurtebise) est percée par un réseau dense de creutes et de tranchées. Des tunnels permettent de traverser l'interfluve à couvert, aux carrières de Froidmont et du Dragon. L'échec de l'offensive Nivelle repose en partie sur la méconnaissance du terrain et sur le rôle prépondérant des creutes fortifiées par l'armée allemande (Hardier T., 2004).

L'approche souterraine dans ces creutes, nous permet de rencontrer, des « graffitis » militaires regroupant des inscriptions, sculptures, bas-reliefs, peintures, des signalétiques directionnelles des troupes de toutes nationalités qui occupent les carrières souterraines. Certaines carrières regroupent un nombre impressionnant de ces traces pariétales comme les carrières de Froidmont à Braye-en-Laonnois (plus de 1000 !), de la Rouge-Maison (Vailly-sur-Aisne), Vassens, Colligis, Confrécourt. Ces traces pariétales sont paradoxalement peu étudiées par les historiens (thèse en cours de Thierry Hardier) et sont davantage préservées par des associations locales (« Chemin des Dames », « 14-18 Soissonnais »). L'étude des graffitis de la carrière de Glennes (Devos A., et al, 2008) et de la Fosse-aux-Ours de Bucy-le-Long nous a permis de dresser un corpus représentatif des principaux thèmes inscrits sur les parois des creutes (Vatel H., Boittiaux M., sdr, 2008).

Les écrits témoignent également de l'occupation des creutes (journaux de marche des régiments, carnets et journaux de guerre des soldats). Ils illustrent des conditions de vies sous terre et de l'abri face aux bombardements.

Mais lorsque le recouvrement est trop faible (moins de 5 m d'épaisseur), le plafond des creutes ne résiste pas aux obus de 370. La détente mécanique de versant est exacerbée, avec de nombreux fontis, et les effondrements du ciel des carrières condamnent leurs accès (Ostel). Sur le Chemin des Dames, le bombardement fut si important que la détente des matériaux calcaires est accentuée favorisant l'infiltration diffuse.

4.1.4. les galeries de sapes et de mines militaires

L'Est de la France présente la particularité d'avoir connu de nombreux conflits et guerres depuis l'Antiquité. La position frontalière lui confère la construction de nombreuses places militaires et l'établissement des fronts. La première guerre Mondiale est marquée par l'enfouissement avec les creutes-abris du Soissonnais, du Laonnois et du Noyonnais ainsi que la guerre des mines en Champagne sèche et en Argonne.

- **La galerie de sape**

La sape est une technique issue de l'antiquité et consiste à creuser une galerie et une chambre en tête de sape sous les fortifications de l'adversaire. Cette dernière était étayée de manière à éviter un effondrement prématuré. Après réalisation de la sape, les étais sont détruits provoquant l'effondrement de l'enceinte au droit de la chambre. Son mode de fonctionnement est donc gravitaire à la différence de la mine (Ferrari B., 2010).

• La galerie de mine

La mine est constituée d'une sape dont la chambre est explosive (fourneau). Pour lutter contre les mines de l'ennemi, des galeries d'écoute sont creusées pour détecter les travaux de l'assaillant. Une fois repérée, on creuse un « camouflet » correspondant à une galerie ou simple forage destiné à écraser la mine ennemie (Ortholan H. Lcl, 2004). C'est pourquoi des galeries de contre-mine sont également creusées au préalable autour des fortifications pour se protéger des mines.

Cette technique, utilisée dès le XV^e siècle est adaptée au front de la Grande Guerre qui s'est stabilisé durant quatre ans dans l'est de la France et a marqué le paysage en Argonne à Vauquois, en Champagne crayeuse près de Reims (Ferme d'Alger), à Berry-au-Bac (la côte 104), Perthes-les-Hurlus, Ville-sur-Tourbe. Elle s'est particulièrement développée sur des terrains relativement faciles à creuser mais à bonne cohérence (craie, gaize) car ailleurs, dans les argiles, elle devient dangereuse et difficile dans les calcaires compacts. C'est pourquoi, elle ne fut presque pas utilisée dans la traversée des calcaires lutétiens (Chemin des Dames).

Cette technique, reposant sur une logique d'explosion et d'effondrement, détermine le creusement des galeries de contre-mines sous les galeries de l'ennemi. On obtient alors, un étagement impressionnant de galeries qui tant qu'elles s'inscrivent en zone vadose ne rencontrent pas ou peu d'eau. A Vauquois, située sur une butte témoin de la côte d'Argonne, l'étagement est tel, que les galeries les plus basses recoupent la zone noyée pourtant rabattue compte tenu du contexte géomorphologique. Certaines galeries percent le mur aquifère (argiles du Gault) pour atteindre les calcaires jurassiques.

On comprend la présence de pompes électriques d'exhaure pour évacuer les eaux des galeries.

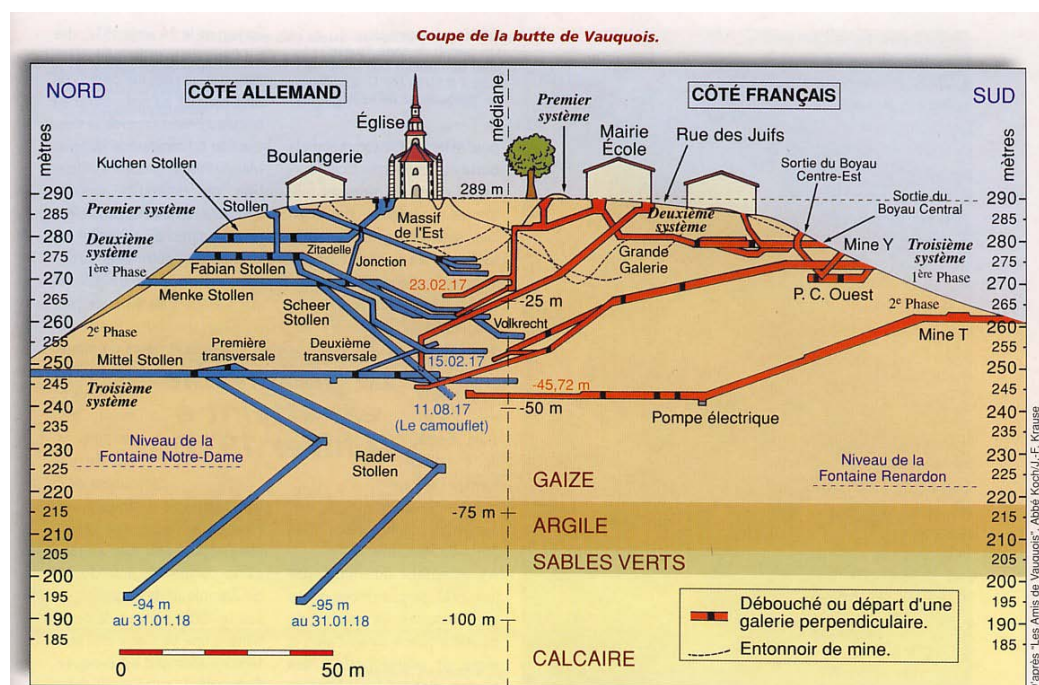


Figure 4.26. : Etagement des galeries de mines et contre-mines à Vauquois (sources : Guyot Ph., 2004)

Mais l'explosion de la mine entraîne la formation d'un cratère caractéristique qui confère aux buttes creusées un aspect lunaire voire « volcanique ». Dans ce cas, la fracturation de l'encaissant et sa perméabilité est fortement accentuée.

Dans une moindre mesure qu'à Vauquois ou à Berry-au-Bac, les mines sont utilisées au Chemin des Dames. La « creute des grenades » à Glennes est une galerie étroite perpendiculaire au versant qui s'inscrit dans un ancien réseau de tranchées. Elle finit par une petite chambre qui n'a pas servi de fourneau de mine car l'ensemble est bien conservé.

Les exemples de creusement de tunnels à partir d'anciennes carrières souterraines (surcreusage) ne manquent pas dans la traversée des calcaires lutétiens (caverne du Dragon, carrières de Vassens). Lorsque le front passe à l'aplomb d'anciennes creutes, ces cavités artificielles sont une aubaine pour les militaires qui s'empressent de les aménager en abris et de creuser des galeries de mines en direction des lignes ennemies comme à la carrière Vedelle à Tracy-le-Mont (Oise). Les allemands entreprennent dès octobre 1914 des travaux à partir d'une petite creute de 150 m de développement. Les pionniers effectuent le creusement de galeries de mine et d'écoute ainsi qu'un tunnel permettant de gagner l'arrière des lignes (Eric L., 2007). Le 26 janvier 1915, les deux premières mines explosent faisant 23 morts et 22 blessés.

Dans une moindre mesure, au Chemin des Dames, les carrières souterraines creusées dans le Calcaire grossiers du Lutétien moyen présentent à leurs entrées des fourneaux de mine creusés dans les piliers. Ces fourneaux sont de section carrée de petite taille (20 cm) et de faible profondeur (60 cm) et servaient à provoquer l'effondrement de la creute au moment du repli stratégique ou après, en piégeant les entrées (grotte du Dragon). On retrouve encore des amorces non utilisées dans des fourneaux de mine. C'est pourquoi, bon nombre de creutes sont aujourd'hui obstruées ce qui les a en partie préservées du pillage d'après guerre comme à Bray-en-Laonnois.

La détente mécanique de versant liée à la vallée se retrouve donc amplifiée par les désordres militaires. L'approche souterraine en carrières au niveau du Chemin des Dames entre Soissons et Berry-au-Bac nous montre une décompression accentuée du massif calcaire inhérente aux mines et aux bombardements (fontis crevants la surface, zones effondrées). Des ouvrages de consolidation sont généralement entrepris à l'entrée des carrières.

Les plateaux calcaires sont donc creusés de nombreuses cavités anthropiques liées aux travaux miniers, aux carrières souterraines, aux souterrains-refuges, aux habitats troglodytiques et aux souterrains militaires.

En zone vadose, l'infiltration est en partie influencée par les vides creusés par les hommes mais les impacts restent faibles. Ces cavités correspondent à de remarquables regards sur la verticalisation des écoulements en zone fissurale (Valois) et karstique (Barrois).

Par contre dès que le mur aquifère est rompu (par les travaux miniers dans le bassin ferrifère), les impacts sur les écoulements sont non seulement importants mais sont également durable dans le temps au niveau qualitatif (15 à 20 ans). La vulnérabilité à la pollution hydrique est accentuée ce qui pose le problème de la résilience des milieux calcaires.

Mais les impacts des activités humaines touchent non seulement les aquifères mais aussi leur principal mode de vidange, les cours d'eau. La nature filtrante du substratum calcaire limite considérablement la création de plan d'eau destinés à modérer l'impact des prélèvements. L'exemple des voies navigables et de leur mode d'alimentation montre bien l'importance des impacts sur les écoulements en période d'étiage.

4.2. Les canaux de navigation

En milieu calcaire, l'hétérogénéité spatiale des ressources en eau et des écoulements confèrent à l'espace des contraintes particulières. Ces dernières sont bien perceptibles dans la problématique d'alimentation des canaux de navigation au niveau de leur traversée dans les plateaux calcaires.

Si les canaux de navigation sont étudiés par les géographes c'est exclusivement comme voix de communication. Pourtant, elles correspondent à des machines hydrauliques prélevant et rejetant des masses d'eau dans le milieu naturel. A ce titre, elles sont intégrées au fonctionnement hydrodynamique des fonds de vallée et participent aux transferts de masse d'eau entre les bassins versants (Devos A. et al, 1996). Il convient dans un premier temps de caractériser les voix navigables en fonction des cours d'eau avant de montrer leurs interactions hydrologiques (alimentation, bilan des échanges).

4.2.1. Les voies navigables du Grand Est

Les voies navigables sont pour la plupart regroupées dans le grand est de la France. Elles regroupent les canaux de navigation et les cours d'eau canalisés.

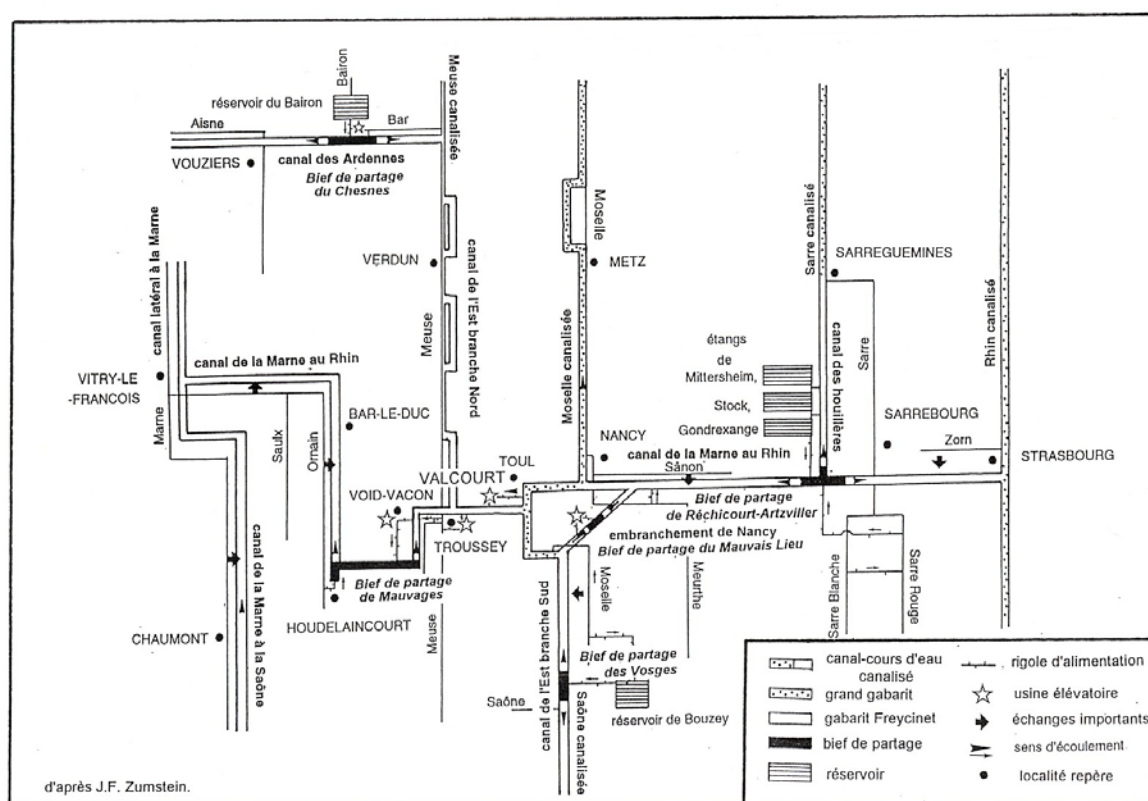


Figure 4.27. : Schéma des voies navigables de l'Est de la France (sources : Devos A. et al, 1996).

- les cours d'eau canalisés

Les cours d'eau canalisés sont généralement des axes de drainage d'ordre élevé qui présentent un tirant d'eau suffisant pour la navigation et le flottage du bois de l'antiquité au XVIII^e siècle. Ces cours d'eau déclarés « navigables et flottables » sont rapidement inféodés au pouvoir royal (Edit de Moulins de 1556) compte tenu de leur importance et sont

aménagés surtout au XIX^e siècle pour devenir des cours d'eau domaniaux par la loi du 8 avril 1898. Mais c'est surtout au XX^e siècle que la canalisation des cours d'eau s'opère dans l'est de la France pour supplanter la construction des canaux qui datent du siècle précédent (XIX^e)

La canalisation des cours d'eau de l'est de la France est donc plus tardive que dans l'ouest où elle commence dès le XIV^e siècle (Sèvre, Eure, Essonne, Juine, Brenne). Le XVI^e siècle profite à la Bretagne avec la canalisation de la Vilaine.

L'équipement hydraulique des ces cours d'eau est conditionné par les enjeux économiques et stratégiques. La Lorraine, riche des ses trois bassins, ferrifère, houiller et salin a dû les désenclaver et les relier aux grands axes navigables européens. Cela explique la canalisation de la Moselle à grand gabarit entre Thionville en Moselle et Coblenze en Allemagne dès 1962, puis depuis 1981 jusqu'à Neuves-Maisons, « trop tardivement » pour soutenir la sidérurgie lorraine (Reitel F., 1982).

La côte navigable est atteinte grâce au procédé de barrages-vannes ou barrages mobiles de type « Poiré » qui permet de transformer les profils en long des cours d'eau en une succession de biefs étagés. L'intérêt des vannages est de contrôler le niveau d'eau selon la situation hydrologique qui reste très changeante. La Moselle, le Rhin et l'aval des grands cours d'eau de l'Est de la France sont canalisés. Localement un bras navigable recoupe un méandre ou bras « sauvage ».

Pour ces cours d'eau canalisés, il n'y a pas de problème majeur d'alimentation. L'augmentation du tirant d'eau dans le cadre des changements de gabarit est effectuée par le rehaussement des digues, le creusement dans le lit mineur (dragages), l'installation de nouveaux vannages et éventuellement la modification de la taille des écluses au niveau des barrages.

Compte tenu de leur taille, ils sont allogènes aux plateaux calcaires et bénéficient d'une alimentation satisfaisante dans la partie supérieure des bassins qui s'inscrivent dans des dômes pluviométriques (Plateau de Langres, Vosges).

A l'ouest de la Meuse, le réseau hydrographique est cataclinal et dessert le bassin de Paris. Le tirant d'eau est suffisant à l'aval pour la canalisation du cours d'eau (la Marne en val d'Epernay).

A l'est de la Meuse, les cours d'eau canalisés sont globalement orthoclinaux de direction sud-nord et ouverts sur le Benelux et l'Europe du nord (Moselle, Sarre, Rhin). Le réseau canalisé de l'est de la France est donc mal structuré car enclavé ou en « cul de sac » avec des tronçons supérieurs non canalisés (Meuse, Moselle, Meurthe).

Leur traversée dans ces plateaux se caractérise par drainage de nappe généralisé (Hauts de Meuse) ou par la vidange des aquifères calcaires perchés (plateaux tertiaires).

Par contre, pour les canaux de navigation, l'alimentation est plus problématique mais ces derniers peuvent faire abstraction du réseau hydrographique.

- **les canaux de navigation**

Les canaux de navigation sont des « machines hydrauliques » (Pinon P., 1995) construites *ex nihilo*, et sont assimilés à des cours d'eau artificiels dont l'artifice tient au tracé et à la

présence d'eau. Pourtant à la différence du lit des cours d'eau ils ne sont pas uniques mais correspondent à un ensemble de biefs étagés dont la définition se fait par rapport aux cours d'eau. Cette typologie des canaux de navigation est d'autant plus importante qu'elle conditionne son mode d'alimentation.

Les canaux latéraux sont de « simple doublure » (Pinon P., 1995) longeant les cours d'eau. Ils profitent des vallées et de l'écoulement pour leur alimentation en amont et leurs rejets en aval. Les conditions de navigation sont plus confortables que sur le cours d'eau où les fluctuations limnimétriques suivent les situations hydrologiques.

Ce type de canaux est le plus représenté dans le grand est. Les voies navigables empruntent les vallées et bordent les cours d'eau qui leur fournissent l'eau par des barrages de prise au fil de l'eau. C'est le cas du canal de la Marne à la Saône dans la vallée de la Marne, du canal de la Marne au Rhin dans la vallée de l'Ornain, du canal de l'est branche nord dans la vallée de la Meuse, de l'est branche sud dans la vallée de la Moselle à l'aval d'Epinal, du CAMIFEMO ou canal des mines de fer de Lorraine dans la vallée de la Moselle entre Metz et Thionville construit après 1918 pour désenclaver le bassin ferrifère nord lorrain. Le profil en long de ces canaux, présente également de faibles pentes, ce qui détermine de grandes longueurs avec moins d'écluses.

Les canaux de dérivation permettent de passer d'un cours d'eau élevé à un autre plus bas. Ils sont utilisés pour court-circuiter un confluent, pour raccourcir le tracé du cours d'eau par recoupement des méandres. Ce sont des canaux à une seule pente. L'alimentation du canal est simple car elle se fait au fil de l'eau qui est restituée plus à l'aval.

Les canaux de jonction relient deux ou plusieurs voies navigables. Ils sont donc alimentés par les canaux concernés.

Les canaux à biefs de partage franchissent les reliefs et présentent donc deux pentes. Ils sont donc équipés de nombreuses écluses avec des longueurs de biefs faibles. Ce sont des canaux artificiels par excellence. Mais ils reposent sur un principe d'alimentation du bief situé à une altitude supérieure à la ligne de partage des eaux (bief de partage) afin de desservir les biefs inférieurs des deux « versants » par gravité. La difficulté est donc de rassembler des ressources en eau sur ce point de partage. Généralement on concentre les eaux des cours d'eau situés plus haut en altitude grâce à des rigoles vers des plans d'eau qui permettent de réguler l'alimentation du bief.

Ces canaux sont utilisés pour passer les interfluvies. Au XIX^e siècle, le passage en tunnels est largement utilisé par le bief de partage. Il permet non seulement d'économiser un nombre important de biefs mais abaisse le bief de partage lui permettant de bénéficier des apports gravitaire. C'est le cas au bief de partage de Mauvages entre le bassin de la Seine (Ornain) et celui de la Meuse (Méholle). On en retrouve sur le canal de l'Aisne à l'Oise (tunnel de Bray-en-Laonnois, le canal de la Marne à la Saône (tunnel de Balesmes), le canal de la Marne à l'Aisne (tunnel du Mont-de-Billy) et le canal de Bourgogne (tunnel de Pouilly-en-Auxois).

Le percement des tunnels de bief de partage s'effectue préférentiellement en roche cohérente et dure, évitant ainsi de lourds travaux de maçonnerie. C'est l'avantage des plateaux calcaires où les niveaux calcaires chapotent les reliefs alors que les fonds de vallée utilisés par les canaux latéraux s'inscrivent souvent dans les formations imperméables. Les ingénieurs sont confrontés à un dilemme de taille entre :

- un tunnel long qui fait l'économie de plusieurs biefs mais creusé en zone saturée voire sous le mur aquifère en roche non cohérente et au pied des versants. Dans ce cas il faut caissonner et maçonner le tunnel, creuser des puits d'aération, drainer, concentrer les eaux pour les récupérer dans le bief de partage.

- un tunnel plus court en roche dure et cohérente dans les calcaires sommitaux et en zone non saturée sans travaux de maçonneries. Mais il faut pour cela augmenter le nombre de biefs et surtout limiter les fuites dans la traversée des calcaires perméables.

L'exemple du tunnel de Mauvage sur le canal de la Marne au Rhin souligne bien les difficultés rencontrées dans le cas d'un franchissement souterrain dans le Barrois.

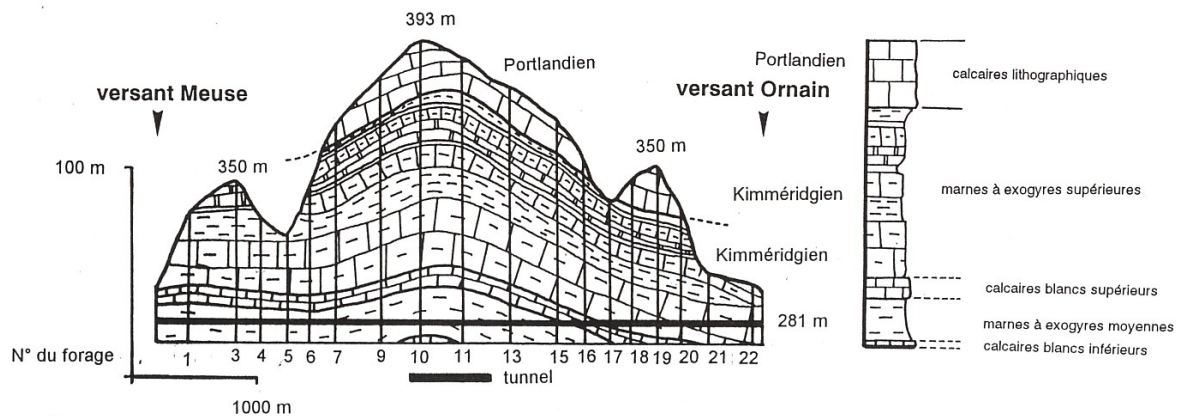


Figure 4.28.: Coupe géologique longitudinale du tunnel de Mauvages (d'après Buvignier A., 1862 et Devos A., 1996).

Réalisé entre 1841 et 1846, le tunnel n'a pas bénéficié des technologies tunnelières du XX^e siècle. Il héberge le bief de partage entre les canaux latéraux à l'Ornain et à la Méholle. Avec ses 4877 m, il se place, par sa longueur, en troisième position après le tunnel de Rove (7290 m) sur le canal de Marseille au Rhône (mais effondré depuis 1963) et le tunnel de Bony (5670 m) sur le canal de Saint-Quentin.

La coupe géologique longitudinale réalisée à partir des levées aux 23 puits faites par Buvignier A. (1852) montre que le tunnel traverse les marnes à *Exogyres* moyennes du Kimméridgien en pied de versant alors que l'interfluve est coiffé par les calcaires tithoniens. L'échelle des hauteurs a été volontairement exagérée de manière à observer les dynamiques de versant qui caractérisent les plateaux de l'est de la France. Des anomalies de pendage soulignent la cambrure des versants (basculement des strates vers les versants). La drainance de l'aquifère tithonien alimente les venues d'eau dans le tunnel. En perçant le mur aquifère, les puits drainent la nappe sus-jacente. Les « *marnes détremées et ramollies* » (Buvignier A., 1852) sont sujettes aux coulées et à la solifluxion. Quatre puits sont abandonnés par excès d'eau. On comprend pourquoi le tunnel connaît de 1858 à 1873 et surtout en 1894, 1895 et en 1959 des éboulements gênant la navigation. Des travaux de maçonnerie et de drainage, la pose d'arceaux métalliques de 1961 à 1965 et des injections de bétons sont nécessaires pour stabiliser la voûte (Devos A., 1996).

La typologie des canaux selon les cours d'eau conditionne les problématiques environnementales et surtout le mode d'alimentation des voies navigables qui contrôle l'impact sur les écoulements.

Le gabarit conditionne également les masses d'eau concernées. Le grand Est illustre le mal du réseau national avec des axes forts à grand gabarit (Moselle, Sarre) en cul de sac relié à des canaux de petit gabarit datant du XIX^e siècle. Dans le cadre des plans de modernisations, la mise en gabarit supérieure date de la fin du XIX^e (1880-1883) et reste de type « Freycinet » (classe 1) ou est postérieure mais avec des tirants d'eau de dépassant pas 2.20 m. Elle s'effectue en surhaussant les digues du canal créant une discontinuité dans le

type de matériaux de construction génératrice de fuites. Des rideaux de palplanches sont réalisés pour contenir ces fuites.

4.2.2. L'alimentation des canaux

- **Les biefs de partage et leur alimentation**

Les biefs de partage sont généralement équipés de réservoirs ou plan d'eau artificiels alimentés par des captage de ruisseau et prise d'eau (Devos A. et *al.*, 1996). Des rigoles d'alimentation assurent le transfert de l'eau entre les cours d'eau, les réservoirs et les biefs de partage.

Mais la faisabilité de construction de tel plan d'eau est fonction de la perméabilité des formations géologiques. En milieu imperméable, argileux ou marneux, on comprend aisément qu'il est plus facile de stocker plusieurs millions de m³ d'eau. C'est d'autant plus difficile en pays calcaire où les besoins en eau des biefs sont conditionnés comme ailleurs par leur gabarit et le trafic fluvial mais surtout par les infiltrations.

- o L'alimentation des biefs en milieux argileux

C'est le cas du **bief de partage du Chesnes** sur le canal des Ardennes, alimenté par le réservoir du Bairon (5 millions de m³). Ce dernier s'inscrit dans les argiles calloviennes au pied de la côte oxfordienne et reçoit les eaux du ruisseau du Bairon et de la Bar captées par deux prises d'eau. En période d'étiage des pompages sur la Meuse complètent cette alimentation.

La liaison entre la Moselle et la Saône s'effectue grâce au canal de l'est branche sud, par le **bief de partage des Vosges** alimenté par le réservoir de Bouzey (7 millions de m³) exclusivement constitué d'une prise d'eau gravitaire sur la Moselle à Remiremont. Le réservoir a été réalisé dans les formations argileuses du Plateau lorrain.

La liaison entre la Marne et la Saône est assurée par le **bief de Balesmes** raccordé au réservoir du Liez (16 millions de m³) lui-même alimenté par les eaux des réservoirs de la Mouche (8 millions de m³) et de Charmes (12 millions de m³). Chaque plan d'eau est constitué des eaux captées sur de petits cours d'eau (Mouche et Charmes) et par une prise d'eau sur la Marne (Liez). Ils sont construits sur les argiles et les marnes du Lias du Bassigny.

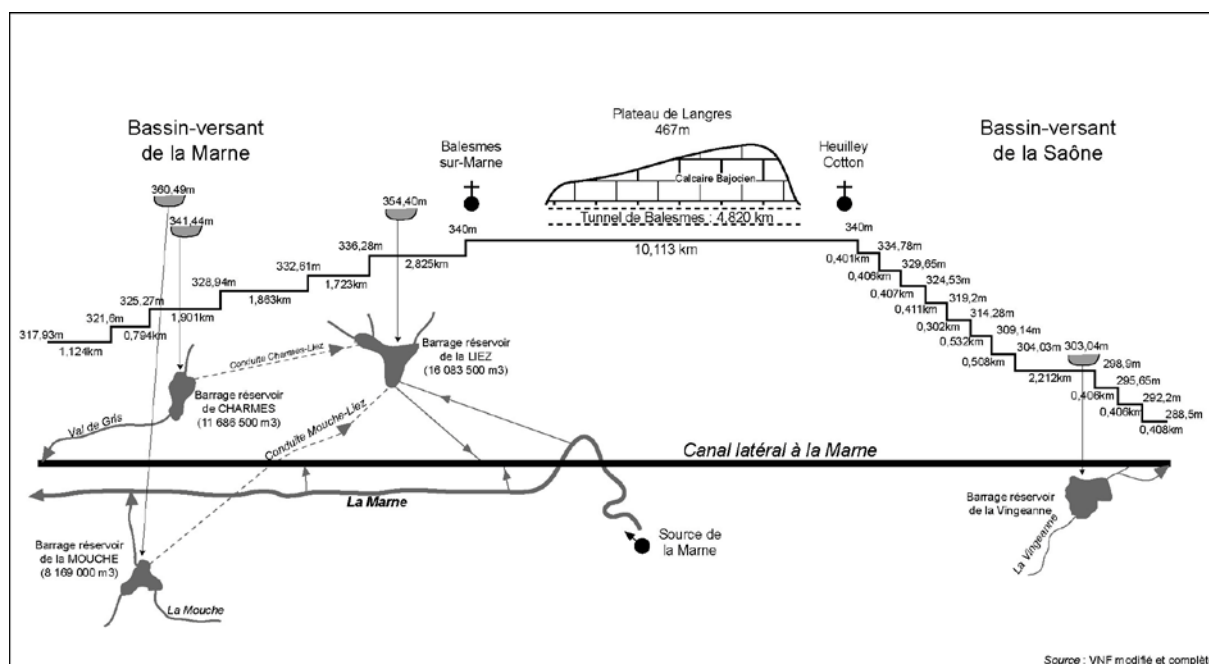


Figure 4.29. : Schéma d'alimentation du canal de la Saône à la Marne et du bief de Balesmes (sources : Lejeune O., 2005).

A l'est, le **bief de partage de Réchicourt-Arztviller** sur le canal de la Marne au Rhin est alimenté par trois réservoirs (Gondrexange, Stock, et Mittersheim) de grande capacité, respectivement 16, 19 et 5 millions de m3 et qui profitent aussi aux canal des Houillères de Lorraine. Les marnes du Keuper accueillent ces trois réservoirs construits dans le Pays des étangs.

Ces quatre exemples de bief de partage équipés de plan d'eau s'inscrivent en milieux imperméables (argiles) qui sont propices au rassemblement des eaux.

o L'alimentation des biefs en milieux calcaires

En milieu calcaire, la nature filtrante du substratum limite considérablement la faisabilité de réservoirs artificiels pouvant alimenter les biefs de partage. Ils sont donc alimentés exclusivement par des prises d'eau en rivière de manière gravitaire ou par pompage.

C'est le cas du bief de Mauvages sur le canal de la Marne au Rhin et du bief du Mont-de-Billy sur le canal de l'Aisne à la Marne.

- Le bief de Mauvages

Le bief de Mauvages sépare le versant Marne du versant Meuse sur le canal de la Marne au Rhin. Il est situé sur l'interfluve entre l'Ornain et la Méholle. Son alimentation est assurée sur le versant Marne par une prise d'eau gravitaire sur l'Ornain à Houdelaincourt et sur le versant Meuse par des pompages de l'usine élévatrice de Void-Vacon (Devos A., 1996). Cette dernière présente un mode d'alimentation complexe à partir d'un bief inférieur (bief 13) qui puise son eau dans la Méholle, les sources karstiques de Vacon, la Meuse à Trousey et la Moselle à Toul-Valcourt. Le canal profite ainsi du site de capture de la Moselle et de la proximité de grands axes hydrographiques en combinant de multiples sources d'alimentation (cours d'eau, sources, bief). La prise d'Houdelaincourt alimente non seulement le bief de partage mais également des biefs inférieurs sur le versant marne par surverses et

bassinées. Pour garantir un tirant d'eau stable et navigable (1.80 m) VNF a recours à des « fausses bassinées » correspondant à des ouvertures de portes d'écluses sans bateau

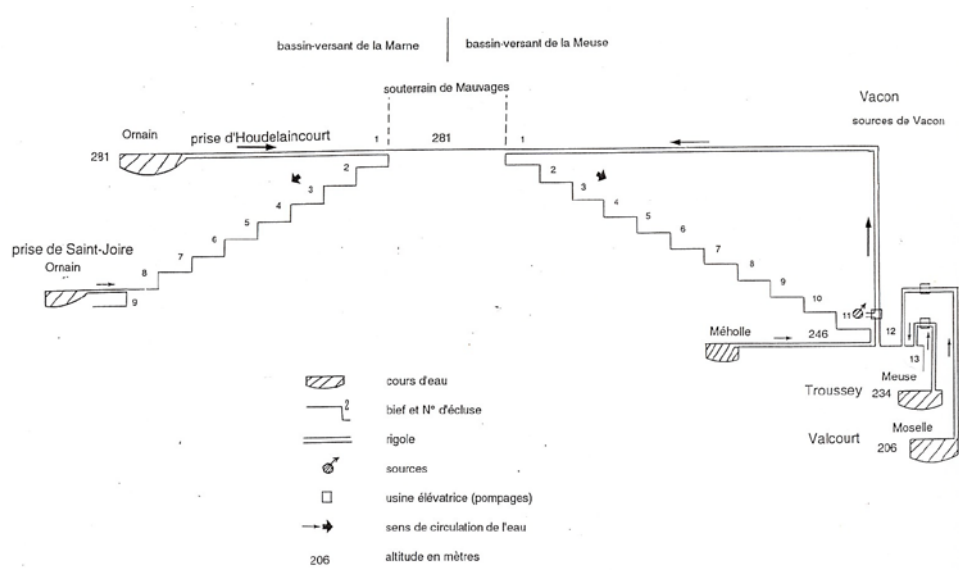


Figure 4.30.: Schéma d'alimentation du bief de partage de Mauvages (sources : Devos A., 1996).

La comparaison des régimes d'alimentation à Houdelaincourt et à Void-Vacon montre que les pompages sont un palliatif pour soulager l'Ornain en période d'étiage ; alors que la prise d'Houdelaincourt fonctionne en permanence, l'usine élévatrice de Void-Vacon est opérationnelle 29% du temps. Si les besoins en eau sont relativement stables toute l'année (entre 600 et 700 l/s), la moyenne des débits prélevés sur l'Ornain est de 627 l/s sur la période (1969-1976) ce qui représente 80% des écoulements du cours d'eau en période d'étiage biennale. L'Ornain se retrouve proche de l'assec à l'aval de la prise d'eau en étiage sévère (Devos A., 1996).

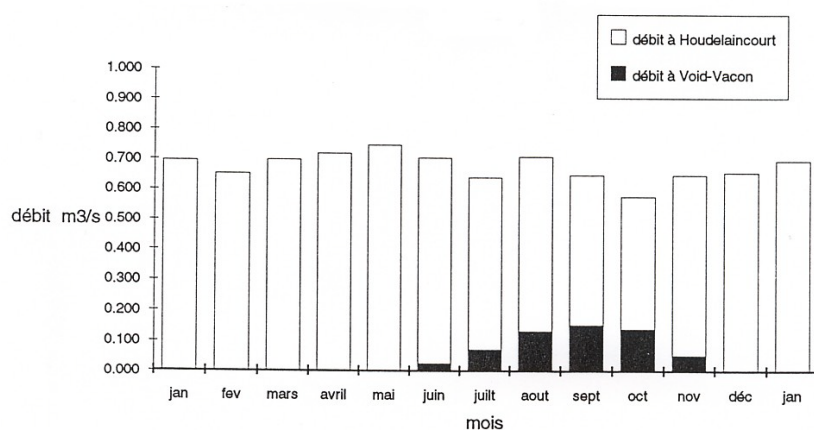


Figure 4.31. : Part des prélèvements à Houdelaincourt sur l'Ornain (versant Marne) et à Void-Vacon (versant Meuse) (sources : Devos A., 1996).

La dualité de l'alimentation des biefs de partage entraîne des transferts de masses d'eau entre les bassins versants contigus. Ces transferts correspondent au différentiel entre les eaux prélevées sur le cours d'eau du bassin et la moitié de la somme de l'alimentation. Les eaux du bief de partage se répartissent pour moitié à chaque bassin par les surverses et les bassinées.

Ces dernières conditionnent donc les besoins en eau du bief. Or, elles dépendent du trafic sur la voie d'eau.

Le bilan des transferts de masse d'eau entre les bassins de l'Ornain et de la Meuse réalisé à partir du nombre de bassinés et des débits prélevés de 1969 à 1976 (Devos A., 1996) montre que :

- que les transferts vers la Meuse se font pour 96% du temps
- que hors période d'étiage, les transferts sont compris entre 400 et 500 l/s
- qu'en période d'étiage, ils diminuent corrélativement à la sévérité, pour s'annuler pour un QMNA de fréquence décennale
- qu'en période d'étiage sévère, les transferts se font au bénéfice de l'Ornain et sont de l'ordre de 100 l/s.

Cet exemple montre qu'en l'absence de plan d'eau, les prélèvements se font sur les cours d'eau principaux dans la traversée des pays calcaires ce qui entraîne non seulement des diminutions sévères des écoulements et des transferts de masse d'eau entre les bassins versants contigus.

- Le bief du Mont-de-Billy

Le bief de partage du Mont-de-Billy sépare le versant Marne du versant Vesle sur le canal de l'Aisne à la Marne construit entre 1842 et 1856. Son tunnel de 2300 m est creusé dans la craie de Champagne. En l'absence de plan d'eau, l'alimentation est assurée par une prise gravitaire sur la Vesle à Sept-Saulx à la côte NGF 98 m (Figure 4.32). Mais l'insuffisance du débit de la Vesle, sollicitée par les usines de Reims amène à trouver un complément d'alimentation (projet en 1864). Celui-ci est assuré dans un premier temps par une prise d'eau sur la Marne à Châlons-en-Champagne et une conduite de 7600 m qui dessert l'usine élévatrice de Condé-sur-Marne. Cette dernière refoule l'eau dans une rigole qui alimente le bief de partage à la côte NGF 97 m dès 1875. Depuis 1983, la prise d'eau de Châlons-en-champagne est abandonnée et les pompes se font directement dans la Marne par des pompes immergées.

Sur les deux versants, les biefs inférieurs sont alimentés par l'eau du bief de partage (surverse sur les portes d'écluses et bassinées) sans prises d'eau complémentaires.

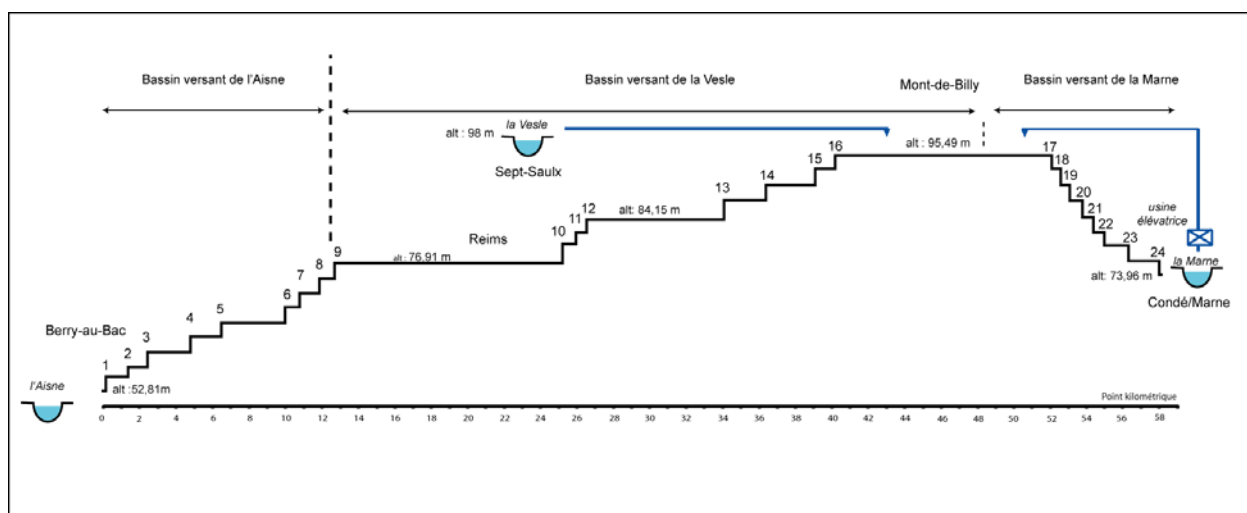


Figure 4.32.: Schéma d'alimentation du bief de partage du Mont-de-Billy et du canal de l'Aisne à la Marne.

Le régime mensuel de l'alimentation du bief de partage réalisé à partir des données VNF témoigne d'un soutien estival plus prononcé lors des basses eaux hydrologiques pour pallier aux prélèvements évapo-transpiratoires. Il faut effectivement garantir de manière constante la navigabilité sur le canal qui nécessite un débit moyen compris entre 800 et 1050 l/s de juillet à novembre. Les besoins en eau du bief sont plus importants en période d'étiage sévère.

Le régime montre également que l'alimentation du bief de partage est préférentiellement assurée par le versant Marne (moyenne de 559 l/s) alors que le débit moyen dérivé sur la Vesle n'est que de 255 l/s (Figure 4.33.). En période de basses-eaux et plus précisément de juillet à novembre, l'intégralité de l'alimentation du bief provient du versant Marne car il faut respecter un débit minimum sur la Vesle qui reçoit à l'aval de Reims, les effluents de la station d'épuration de l'agglomération.

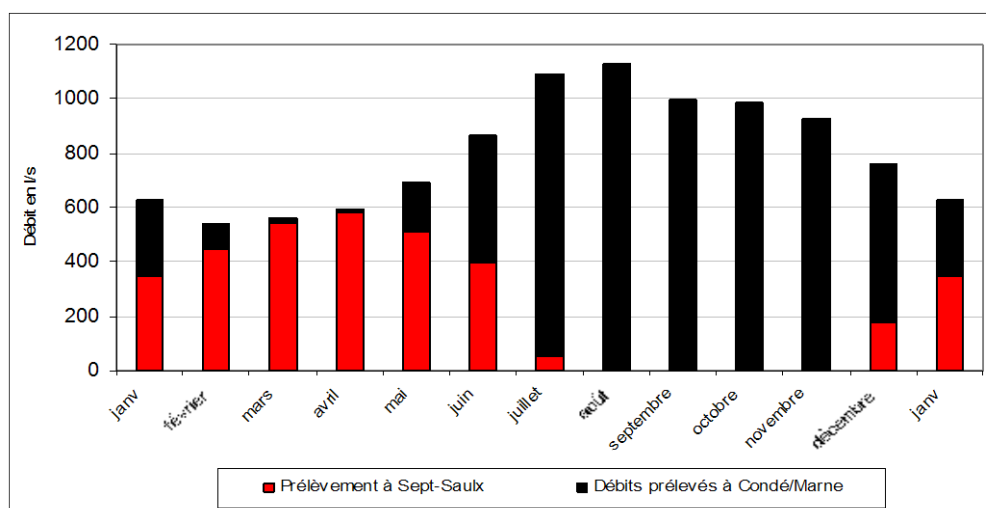


Figure 4.33. : Part des prélèvements réalisés à Sept-Saulx (Vesle) et à Condé-sur-Marne (Marne) pour l'alimentation du bief de partage du Mont-de-Billy (Devos A., et al. 2006).

Les biefs de partage et leurs biefs inférieurs en pays calcaire sont donc essentiellement alimentés par les rivières, au fil de l'eau sans réservoir artificiel. Cela a de lourdes

conséquences sur les cours d'eau en période d'étiage mises en évidence par les profils hydrologiques.

- L'alimentation des biefs inférieurs

L'alimentation des biefs inférieurs est assurée par la surverse sur les portes d'écluse et les bassinées dont le nombre est conditionné par le trafic fluvial. A chaque passage d'un bateau par une écluse, l'eau du sas se déverse dans le bief inférieur. Mais ce mode d'alimentation ne suffit pas compte tenu des fuites. C'est pourquoi, les canaux latéraux, sont alimentés par des prises gravitaires sur les cours d'eau qui les longent. Des barrages de prise d'eau sans retenue (ou au fil de l'eau) desservent une rigole d'alimentation qui se jette plus en aval dans un bief inférieur. En longeant la Marne, le canal de la Marne à l'Aisne entre le bief de Balesmes et Saint-Dizier est alimenté par 9 prises d'eau sur la Marne et une sur le Rognon (Lejeune O., 2005). Le canal de la Marne au Rhin, en longeant l'Ornain ponctionne à six reprises de l'eau à la rivière.

A la différence des autres ouvrages hydrauliques (moulins, piscicultures) équipés de canaux de fuite et de décharge qui restituent les débits prélevés en aval, les voies navigables diffusent considérablement les écoulements dans le temps et l'espace. En effet, comparés aux débits prélevés, les rejets de trop plein des canaux de navigation se faisant par les déchargeoirs, épanchoirs et déversoirs sont faibles.

L'impact sur les écoulements des cours d'eau est donc important comme on peut le constater sur les profils hydrologiques.

Les profils hydrologiques réalisés sur les cours d'eau bordant un canal de navigation sont plus difficiles à réaliser. Le réseau de mesures doit être plus dense et prendre en considération les prises et rejets de la voie d'eau ce qui n'est pas systématiquement possible vu les conditions du jaugeage.

Les profils hydrologiques de l'Ornain et de la Vesle montrent une diminution importante de leur débit à l'aval immédiat des prises d'eau gravitaires alimentant les canaux. Les profils présentent une allure en dent de scie caractéristique.

Pour l'Ornain, les gains de débit gagnés dans la traversée du fossé de Gondrecourt-le-Château sont intégralement utilisés par la prise d'Houdelaincourt qui prélève 70% de l'écoulement de l'Ornain en étiage sévère. La traversée des calcaires tithoniens entre Saint-Joire et Naix-aux-Forges est difficile pour l'Ornain qui présente des écoulements indigents d'une centaine de litres par seconde en étiage médian déterminant des débits spécifiques anormalement bas (0.2 l/s/km²).

A l'aval, les prises de Saint-Joire, de Naix-aux-Forges, de Tannois, de Bar-le-Duc et de Mussey se voit nettement dans les profils hydrologiques mais leur impact diminue vers l'aval grâce aux affluents de rive droite de l'Ornain alimentés par la vidange de l'aquifère perché du Thithonien. La prise de Mussey aggrave la baisse des débits associés aux écoulements hypodermiques dans les alluvions du Perthois. Le manque à gagner pour l'Ornain lié au canal est supérieur à 500 l/s lorsqu'on compare le profil réel du profil reconstitué pour la campagne du 03 août 1993. Cet écart est presque, constant car les deux profils sont parallèles. C'est donc en tête de bassin, où les écoulements sont indigents que les prélèvements pour l'alimentation des bassins sont les plus préjudiciables.

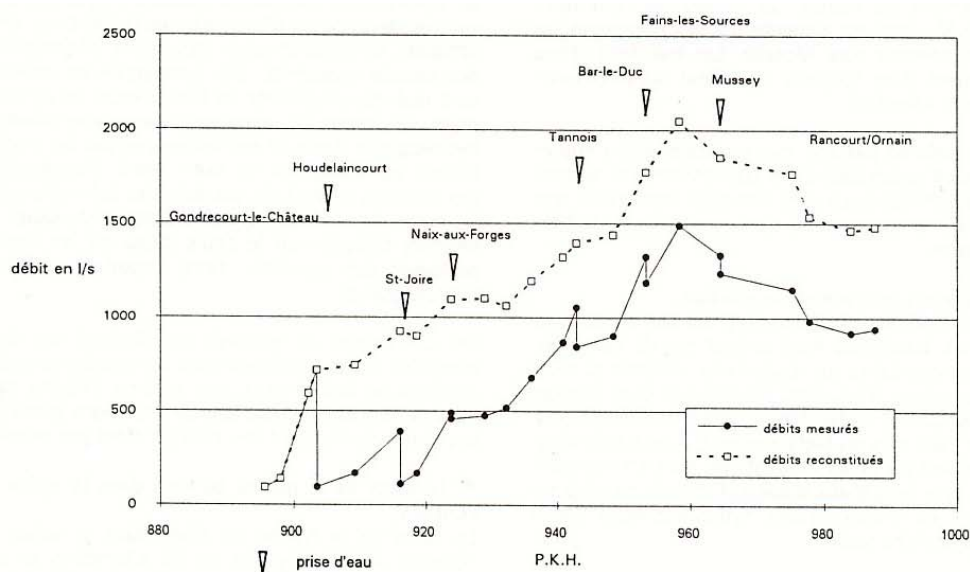


Figure 4.34. : Profils hydrologiques de l'Ornain pour la campagne d'août 1993 (sources : Devos A. et al, 1996).

Pour la Vesle, les profils hydrologiques présentent une forte diminution de débit au niveau de la prise de Sept-Saulx pour les campagnes du 30 avril 2005 et du 07 février 2006. les débits prélevés dépassent 400 l/s ce qui est critique pour le cours d'eau lors de la seconde campagne (débit minimum non respecté). Pour la campagne du 16 juin 2004, alors que la situation hydrologique est quasi identique à celle de 2006, les débits prélevés restent largement inférieurs ce qui garantie une très légère baisse des débits de la Vesle. En période d'étiage sévère (campagne du 16 juin 2004), la prise d'eau ne fonctionne plus afin de soulager la Vesle ce qui explique l'augmentation des débits au niveau de Sept-Saulx. On retrouve un profil hydrologique en col de cygne caractéristique représentatif des écoulements naturels non influencés en période d'étiage.

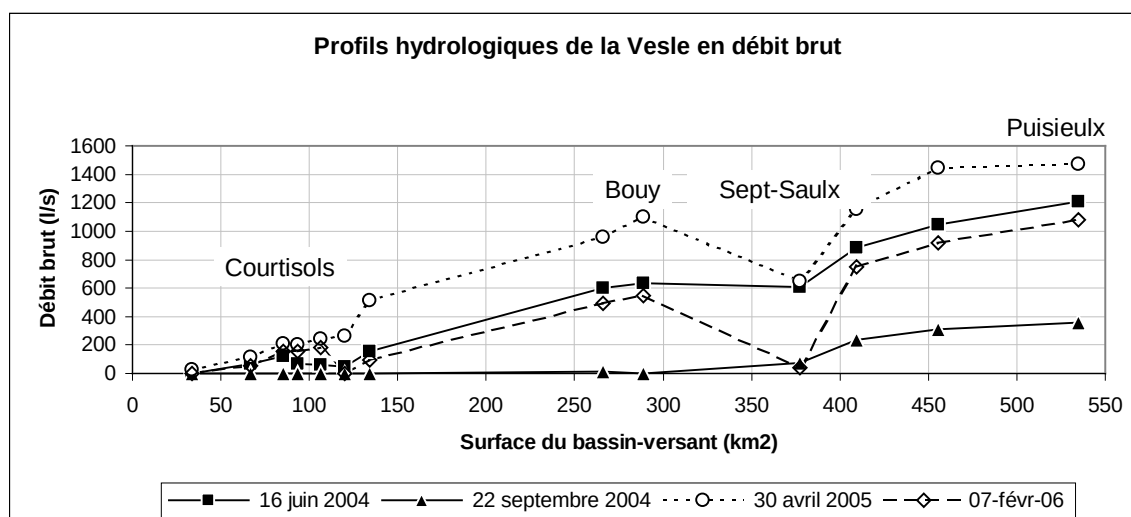


Figure 4.35. : Profils hydrologiques de la Vesle en débits bruts (sources : Devos A. et al, 2007).

Les exemples des biefs de partage de Mauvages et du Mont-de-Billy témoignent d'un paradoxe lié à la structure spatiale des voies navigables dans le Grand Est. Le secteur où les besoins en eau sont les plus forts correspond au bief de partage situé sur un interfluve calcaire ou en tête de vallées, donc dans la zone d'infiltration de l'aquifère. L'amont des cours d'eau est alors fortement sollicité déterminant des impacts forts sur les écoulements. Par contre, les biefs inférieurs s'organisent en un canal latéral disposant de bonnes conditions d'alimentation dans la partie médiane et aval des bassins versants au niveau de

la zone noyée des aquifères ou en contrebas. Ces modalités d'écoulement déterminent des transferts de masse d'eau aux dépens de certains bassins, qui sont redistribués que partiellement et de manière diffuses aux cours d'eau.

4.2.3. Le bilan des échanges et les fuites

La traversée des plateaux calcaires par les canaux de navigation se caractérise non seulement par des problèmes d'alimentation en eau mais aussi par des fuites particulièrement importantes.

Les pertes par infiltration sont estimées entre 4 l/s/km à 6 l/s/km de bief linéaire pour un canal de type Freycinet mais « *peuvent être beaucoup plus élevées pour des canaux anciens dans la traversée des calcaires jurassiques* » (Agence de Bassin Seine-Normandie, 1978).

Sur le canal de la Marne au Rhin, à partir de campagnes de jaugeages, un bilan des échanges hydrologiques entre la voix d'eau et l'Ornain a été réalisé (Devos A., 1996, Devos et al, 1996). Ce bilan prend en compte les transferts de masse d'eau entre les bassins, les prélèvements évapotranspiratoires, les prises gravitaires, les pompages, les fuites localisées au niveau des déchargeoirs, les trop-pleins au niveau des déversoirs ou épanchoirs, des surverses, et les débits des cours d'eau. Ces fuites sont estimées selon le bilan à 16 l/s/km linéaire soit près de trois fois plus qu'un canal de type Freycinet.

Sur le canal de l'Aisne à la Marne, plusieurs tentatives de détermination des pertes par infiltration ont été effectuées à partir de la baisse limnimétrique du plan d'eau lors des phases d'arrêt de la navigation. Les pertes spécifiques sont comprises entre 14.7 l/s/km et 16.6 l/s/km (CACG, 1992).

Une autre étude en 1998 (BIEF, 1998) détermine les pertes à 30 l/s/km sur les 23 biefs du canal de l'Aisne à la Marne durant une opération de chômage du canal. Elles sont déterminées sans bassinée, sans fuites d'eau aux portes d'écluse (obturation des aqueducs de contournement à l'aide de bouchon gonflables) et sans surverses.

Selon cette dernière étude, les pertes par infiltrations diffuses dans la craie sont 5 fois supérieures à la moyenne et deux fois plus importantes que dans les calcaires jurassiques. Elles sont associées à la nature perméable et filtrante des roches carbonatées et à la structure spatiale du réseau des voix navigables

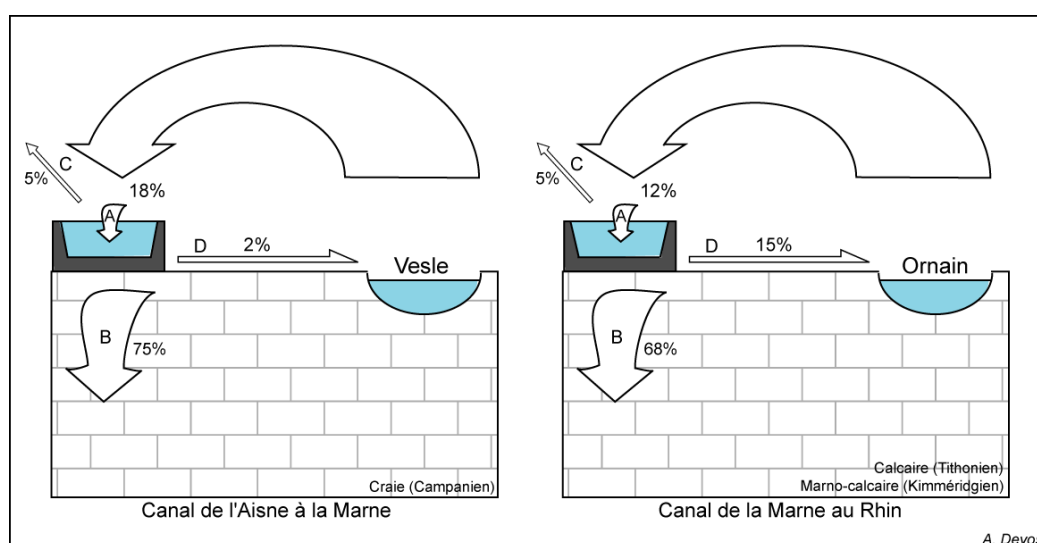
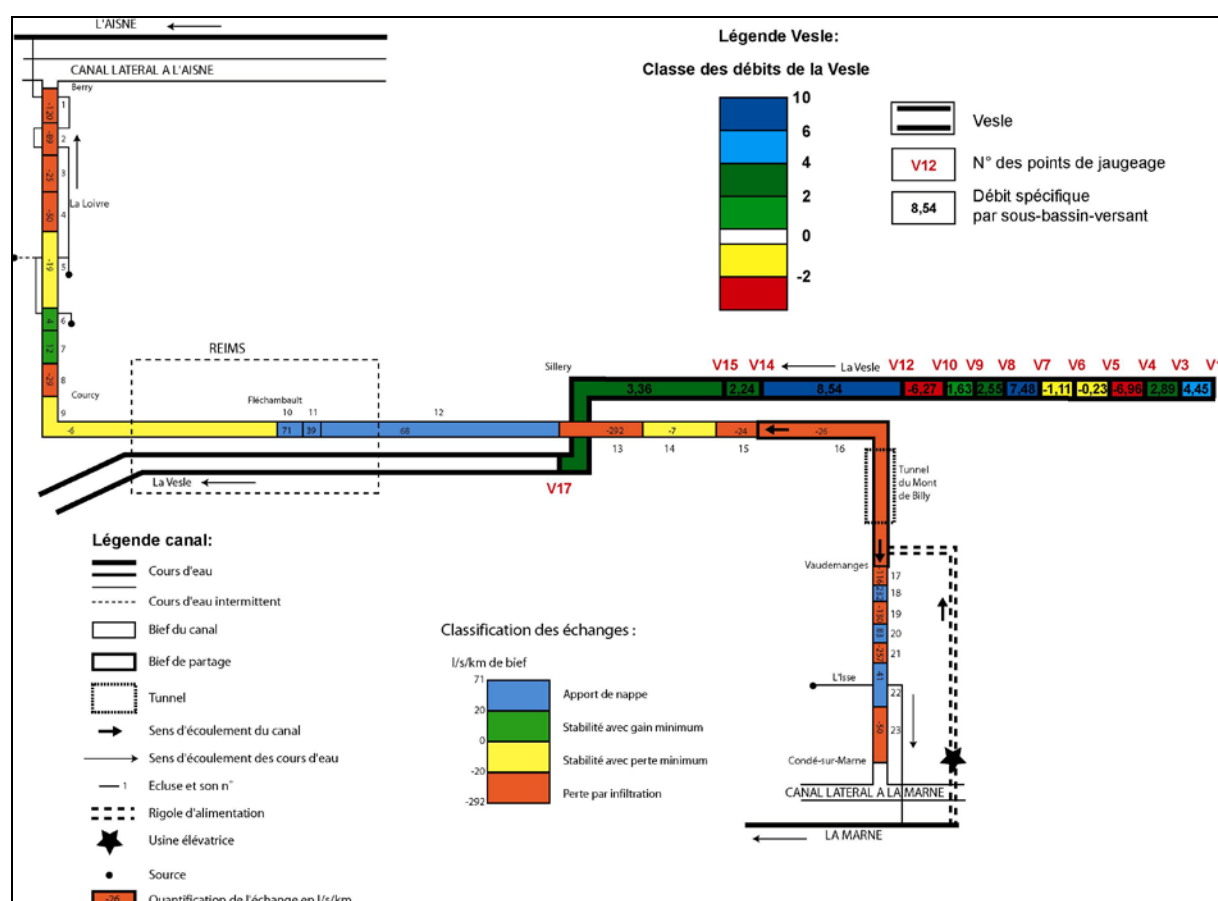


Figure 4.36.: Bilan des échanges entre les cours d'eau et les canaux de navigation : exemples de la Vesle et de l'Ornain. A. Surverses et fuite au niveau des portes d'écluses, bassinées. B. Fuites diffuses. C. Evapotranspiration. D. Trop-plein mesuré aux déversoirs. En % des débits prélevés sur le cours d'eau.

En proportion des besoins en eau d'un canal de navigation de type « Freycinet » (Figure 4.36), les fuites (B) représentent la majeure partie avec 75 % du volume en milieu crayeux sur le canal de l'Aisne à la Marne (CACG, 1992) et 68 % en milieu calcaire et marno-calcaire sur le canal de la Marne au Rhin dans la vallée de l'Ornain (Devos A., 1996). Les restitutions aériennes au cours d'eau (D) dépendent des aménagements de trop-plein (déversoirs ou épanchoirs). Les besoins en eau pour la navigation (A) regroupent les bassinées (dont le nombre dépend du trafic), les fuites aux portes d'écluses (3% sur le canal de l'Aisne à la Marne) et la surverse sur ces mêmes portes.

L'estimation moyenne des pertes par fuites diffuses cache en réalité d'importantes disparités spatiales comme le témoigne les zones humides localisées en bordure du canal.

Sur le canal de l'Aisne à la Marne, un dispositif de mesure des écoulements dans chaque bief a été expérimenté en 1998 (BIEF, 1998) au niveau des écluses de manière à connaître le bilan par bief. Les résultats ont été traduits en pertes spécifiques (Devos A. et al, 2006). Sur les 23 biefs du canal, tous inscrits dans la craie de Champagne, la moyenne est de 30 l/s/km de bief linéaire mais cache une forte disparité spatiale. En effet, 15 biefs sont déficitaires c'est à dire affectés de pertes par infiltration avec une moyenne de 83 l/s/km linéaire et des pertes comprises entre 0 et 292 l/s/km. Les pertes majeures sont logiquement localisées dans la traversée du Mont de Billy (pour la partie méridionale du canal) et la vallée alluviale pour sa partie septentrionale (pertes diffuses dans les alluvions de l'Aisne).



Ces pertes profitent donc aux aquifères traversés au niveau des biefs de partage et à la zone tampon alluviale pour les canaux latéraux. Nous avons comparé les rendements par tronçon de cours d'eau mesurés lors des campagnes de mesure dans le bassin de la Vesle

à ceux observés dans les biefs du canal dans le cadre de l'étude VNF (Devos A. et al., 2006). Les biefs affectés de pertes s'inscrivent dans des bassins élémentaires dont les rendements spécifiques sont compris entre 2 et 10 l/s/km². Il est donc tentant d'interpréter ces données par des échanges préférentiels entre le canal et la Vesle favorisés par le pont-canal de Sillery. Mais ces rendements sont plus logiquement attribués au recoupement de la nappe de la craie alimentée en rive gauche par le front de karstification de la Montagne de Reims.

Pour lutter contre ces pertes par infiltration, la démarche préventive consiste à réaliser des drains maçonnés sous le plafond des biefs au moment de la construction du canal, comme il a été remarqué sur les plans d'archive de VNF. Sur le canal de la Marne au Rhin, et dans la traversée du synclinal de Treveray, trois drains parallèles et longitudinaux sont raccordés à des vannes latérales et aux fossés de contre-digue. Ces derniers ont pour vocation de concentrer les fuites le long des canaux et de les réutiliser pour les biefs inférieurs.

La démarche curative consiste à enfoncer des palplanches dans les digues du canal ou à réaliser des travaux d'étanchéité sur certains biefs (chômage du canal) ce qui oblige VNF à prévoir un calendrier de fermeture de la voix d'eau. La majeure partie du canal de l'Aisne à la Marne est bétonnée entre 1857 et 1861 après sa mise en service en 1848 (section de Berry-au-Bac à Reims et en 1857 entre Condé-sur-Marne et Reims) suite aux difficultés d'alimentation.

Ces fuites entretiennent un mode de gestion des canaux qui consiste à sur-alimenter les biefs afin de garantir la navigation. C'est ce qui est observé pour bon nombre de canaux où une surverse continue sur les portes d'écluses et sur les déversoirs ou épanchoirs témoigne d'une alimentation soutenue. La turbidité des eaux et la décantation est sensée limiter les infiltrations mais la motorisation de la flotte depuis les années 1930 a modifié les conditions de sédimentation. On constate, la mise en charge des fines à chaque passage d'une péniche (charge solide variant entre 8 et 80 mg/l, CACG, 1992).

4.2.4. Les canaux de navigation et le karst

La traversée des plateaux calcaires se faisant par les vallées étroites, se caractérise par des travaux de terrassement des versants. Les biefs sont localement creusés dans la partie basale des versants pour l'aménagement des digues, des chemins de halage. Mais on est loin des paysages de la vallée du Lot où le chemin de halage est creusé dans les calcaires en abris sous roche le long du cours d'eau entre Bouziès et Saint-Cirq-Lapopie.

Ces travaux dans la zone saturée ou épinoyée peuvent recouper des zones de sources. Le bilan hydrologique par bief étudié dans le cadre d'une étude commanditée par VNF (BIEF, 1998) sur le canal de l'Aisne à la Marne a montré des secteurs majoritaires de pertes par infiltration mais aussi des biefs marqués par des apports de débit assimilé à un recoupement de sources sous la ligne d'eau du canal.

Sur canal de la Marne au Rhin, la traversée des calcaires tithoniens dans le synclinal de Treveray est marqué par 37 « barbacanes à clapets » distantes chacune de 50 mètres dans les biefs N°9, 10 et 11. Etablies dans des zones soumises à des sous-pressions, elles se présentent sous la forme d'ouvertures busées immergées sur les rives et équipées de clapets hermétiques, fermés par des garnitures de cuir en guise de joint. Ce dispositif permet l'alimentation du canal en pression, en périodes de hautes-eaux piézométriques (clapet ouvert) et empêche les fuites en basses-eaux (clapet fermé). Elles sont décrites lors des travaux de mise en gabarit « Freycinet » (Devos A., 1996) mais tombent rapidement dans l'oubli.

Les voix navigable doivent également se protéger de l'érosion aux débouchées des sources karstiques. Des ouvrages de protection des digues du canal sont construits face à puissance

érosive des cours d'eau issus des sources comme des maçonneries de digues, des ponts-canaux, des aqueducs surprenants à l'exutoire de bassins versants de petite taille. C'est le cas du canal de la Marne à la Saône, utilisant la vallée de la Marne au niveau de la source du Pas Saint-Martin et de la source bleue de Villiers-sur-Marne. Pour la première, un barrage piège les sédiments grossiers du canyon et le lit du cours d'eau est bétonné. Pour le second, un pont-canal permet au cours d'eau de rejoindre la Marne sans affecter l'ouvrage.

En conclusion, les canaux de navigation marquent plus particulièrement le paysage fluvial de l'est de la France. Ils traversent les plateaux calcaires en empruntant les vallées (canaux latéraux) et en coupant les interfluvies (canaux à bief de partage). L'organisation spatiale des canaux détermine leur mode d'alimentation en eau et un paradoxe de taille. Les canaux latéraux ponctionnent les cours d'eau qu'ils longent dans leur partie inférieure par des prises d'eau gravitaires et localisées. Ils bénéficient de bonnes ressources en eau avec la vidange aquifère et le drainage par ces cours d'eau. Leurs rejets sont surtout représentés par des fuites par infiltrations diffuses. Ces dernières sont particulièrement importantes dans les calcaires et dans la craie où elles sont respectivement 3 fois et 5 fois plus fortes que la normale pour des canaux de type Freycinet. Cela explique l'allure en dents de scie des profils hydrologiques des cours d'eau longeant les canaux latéraux.

Pour les canaux à bief de partage, les besoins en eau sont plus importants mais s'inscrivent dans la zone d'infiltration des aquifères calcaires. La nature perméable du substratum empêche la réalisation de réservoirs artificiels destinés à alimenter les points de partage. L'amont des cours d'eau et les sources karstiques sont plus particulièrement sollicités pour leur alimentation. L'impact hydrologique y est plus préjudiciable pour les écoulements ce qui pose de sérieux problèmes de conservation des débits minimums.

Ces prélèvements diminuent les potentialités hydrauliques des cours d'eau pourtant bien équipés d'ouvrages antérieurs à la construction des canaux de navigation ce qui soulève le problème de leur reconversion.

4.3. L'énergie hydraulique

La concentration des eaux à quelques exutoires confère aux pays calcaires des potentiels hydrauliques bien plus importants qu'en plaine argileuse. Ce potentiel est largement exploité depuis l'Antiquité (moulin de Barbegal en Provence). Dans le Grand Est, les premiers moulins à eau sont décrits au IV^e siècle par Ausone sur la Moselle et en 633 sur la Sarre (Descombes R., 1982). Mais c'est surtout sous l'impulsion des religieux et notamment des cisterciens que le développement du moulin à eau s'opère vers l'an 1000 et au XI^e siècle. Sur la Saulx, le premier moulin date du XII^e siècle (Wittmann M., 1962). Le parc molinologique français passe de 50 000 moulins au XI^e siècle à 75 000 au XVI^e puis 100 000 au XIX^e.

A ce jour, le nombre de moulins en France reste improbable. Mais les auteurs s'accordent à un minimum de 100 000 ouvrages en sachant que l'inventaire réalisé en 1809 à partir des cartes de Cassini dénombrait 82 300 moulins à eau et à blé sans compter les forges, filatures, papeteries etc... (Archives Nationales F 20-560).

4.3.1. Les sites des moulins à eau

Le soutien d'eau karstique a été sollicité rapidement pour alimenter les moulins à eau (Salomon JN, 2006) qui s'installent à la fois directement sur les émergences et sur les cours d'eau.

Les sources karstiques sont des sites privilégiés pour les moulins à eau ce qui explique les nombreux hydronymes « source du moulin ». Tous les grands sites de sources karstiques des grands causses (Azéma JP., 1998) ou des pays calcaires sont occupés par des moulins. On retrouve un ou plusieurs moulins à l'aval immédiat des principales sources karstiques. C'est le cas à Rupt-aux-Nonains (source du Moulin), à Villiers sur Marne (Source bleue), à Signy-l'Abbaye (source du Gibergeon), à Cousances-les-Forges (source de l'Usine), à Fontoy (source de la Fensch), à Maxey-sur-Vaise (source de la Vaise), à Pierre-la-Treiche (source de la Rochotte). Ce site garantit l'absence de conflit d'usages avec les ouvrages en amont, comme c'est le cas sur le drain principal.

Les sites de barrages de tufs alluviaux sont également équipés de moulins comme dans les vallées de la Saulx entre Saudrupt et Robert-Espagne (Devos A., 1996, Jaillet S., 2005) et de la Manoise (à l'aval de la source du Cul du Cerf) à l'image des moulins du Périgord-Quercy (Hoffmann F., 2005) ou de Provence. Ces sites sont souvent mal connus car ennoyés sous la ligne d'eau artificiellement soutenue par les barrages de prise d'eau des moulins.

Les méandres recoupés par les canaux usiniers des moulins garantissent des hauteurs de chute suffisante pour l'installation des moulins à eau. L'exemple le plus spectaculaire est celui du « canal des moulins » de Charlevilles-Mézières qui recoupe un méandre de la Meuse. On retrouve bon nombre d'exemples sur la Saulx, l'Ornain, la Marne, le Rognon, la Meuse, etc... .

Mais c'est **sur le drain principal** garantissant des écoulements pérennes que les moulins s'installent avec des densités si importantes qu'elles modifient le profil en long du cours d'eau en une succession de biefs dont la ligne d'eau s'organise en escalier. Cette saturation des ouvrages hydrauliques engendre des conflits d'usages révélés par les cahiers de doléances avant 1789, et toujours présents de nos jours.

Les densités atteignent un ouvrage pour 7 km² de bassin versant avec une distance moyenne inférieure au kilomètre dans la vallée de la Saulx barroise entre Rupt-aux-Nonains et Mognéville (Devos A., 1996).

Les moulins urbains sont des cas particuliers car ils se concentrent sur une interconnexion de canaux usiniers aujourd'hui disparus. Toutes les villes des plateaux calcaires sont installées sur des cours d'eau d'ordre important à l'exception de Reims bordant la Vesle (ordre 2 selon Horton). Ce qui ne l'empêche pas de développer un réseau de canaux desservant des moulins à partir de nombreuses prises d'eau sur la Vesle. C'est aussi le cas de Châlons-en-Champagne, Troyes, Noyon et Soissons. Les moulins urbains de développent surtout entre 1120 et 1275 (Guillaume A., 1999). Troyes possède 11 moulins totalisant 26 roues en 1381, Reims, 12 roues à la fin du XIII^e siècle ; A l'échelle du Bassin parisien, on considère un ratio d'une roue pour 600 à 1200 habitants (Guillaume A., 1990). Le paysage de fond de vallée est marqué par de nombreux canaux usiniers, canaux de décharge et de fuite (généralement comblés au XIX^e siècle) qui transforment les cités en « petites Venise ». Bar-le-Duc s'équipe du « canal des usines » à partir d'une prise d'eau sur l'Ornain. La Vesle présente plusieurs bras desservant le quartier de Venise à Reims et plus de 50 km de canaux bordent la ville au début du XVIII^e siècle.

Les moulins associés aux rigoles d'irrigation observés en montagne (Cabouret M., 1999) semblent inexistant dans les plateaux calcaires.

Dans les Vosges, d'anciens systèmes d'irrigation (royes, adots) permettaient au XIX^e siècle d'engraisser les prairies de fauche sur les terrains trop filtrants (alluvions fluvioglaciaires) de la Moselle à partir de rigoles d'alimentation (royes) perchées sur les versants (Nordon A., 1928).

Nous en avons observés en milieu calcaire au Maroc dans la traversée du Moyen-Atlas par l'oued Guigou. Le moulin d'Assaka illustre bien le mode de fonctionnement. Il est alimenté

par une rigole d'irrigation (séguia) et exploite la hauteur de chute entre cette dernière et l'oued Guigou en contrebas (Devos A., 1998). Ce genre de moulin est typique de la Méditerranée (Orsatelli J., 1979), ou du Népal (Gimpel J. et al, 1986).

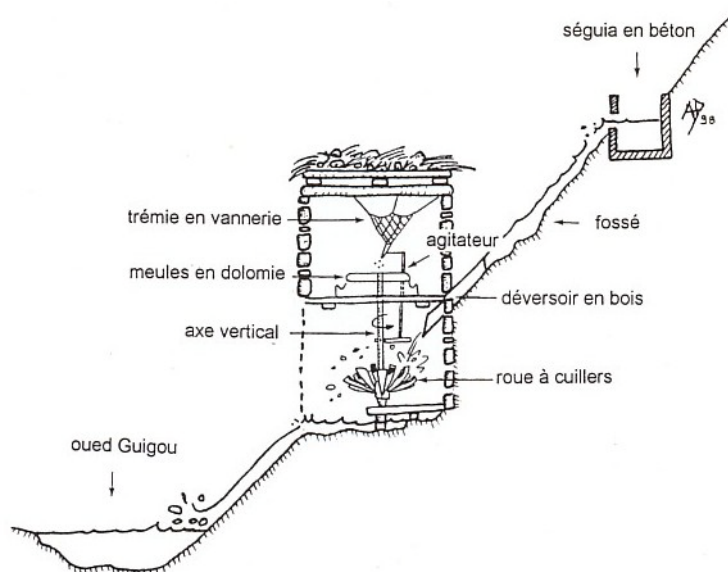


Figure 4.38. : Moulin à eau associé à un réseau d'irrigation. L'exemple du moulin d'Assaka au Maroc (sources : Devos A., 1998).

4.3.2. Des usages plus diversifiés

Les usages de l'énergie hydraulique sont plus diversifiés en pays calcaires qu'en plaine humide et argileuse où la mouture des céréales domine. C'est essentiellement lié au paléokarst piégeant les formations de fer fort (sidérurgie), à la nature argileuse et sableuse des couvertures (tuileries, verreries, faïenceries), à la qualité de l'eau (papeteries), aux forêts des revers de plateau (scieries) et à la pauvreté des sols adaptée au pacage des ovins (textile).

- Le travail du fer

Le travail du fer concerne la majeure partie des moulins hydrauliques dans les plateaux calcaires de l'Est de la France (Devos A., 1998). Les gisements de minerai oolithiques et de fer fort piégés dans les paléokarsts ont entretenu une sidérurgie qui puise sa force motrice dans l'énergie hydraulique et s'installe dans les vallées. Les minières de Saint-Pancré et d'Aumetz (Borne du fer) dans le Pays-Haut, du Bois d'Ennelle dans les Ardennes, de Poissons, d'Ecurey, de Chatillon, de Morley, de Treveray pour le Barrois sont extraits avant d'être broyés au bocard, lavés au patouillet, fondus au fourneau et travaillés à la forge. Les produits sont transformés dans d'autres « usines » terme désignant l'ouvrage hydraulique au XIX^e siècle comme les moulins fourbisseurs ou émoueries (aiguisage des lames), les fenderies, les espatards (laminoirs), taillants et batteries (tôleries). Ces activités appartiennent aux images d'Epinal de l'Est de la France comme la coutellerie dans la vallée de la Seine (Nogent-en Bassigny), les forges de la Haute-Meuse (région de Neufchâteau), la filière fonte dans le bassin de Wassy et le Pays-Haut, la ferronnerie, la fonderie et la clouterie dans les Ardennes.

Outre les minerais de fer, et l'abondance de l'eau à l'aval des principales sources karstiques, les plateaux calcaires couverts de forêt fournissent le charbon de bois (la houille reste encore minoritaire jusqu'à la moitié du XIX^e).

Les ordres monastiques (cisterciens et bénédictins) développent des centres miniers et métallurgiques qui sont cédés aux seigneurs puis aux « Maîtres des Forges » après la Révolution. Le statut de manufacture royale (Bains-les-Bains) et de Forges domaniale font de certains établissements

Le Bassin de Saint-Dizier-Wassy devient au début du XIX^{ème} siècle le premier centre sidérurgique français ce qui explique l'emprise de la sidérurgie et de la métallurgie sur les moulins de la Marne, du Rognon, de la Blaise, de la Saulx et de l'Ornain. Sur la Saulx, 45% des moulins travaillent le fer vers 1850 (Devos A., 1996b). Les bassins métallurgiques sont nombreux au XIX^e et concernent aussi la Haute-Meuse (Mouzon, Saône, Vair), le Pays-Haut (Chiers supérieure, Crusnes, Fensch), les Crêtes Pré-ardennaises (Meuse, Semois, Chiers inférieure), la Vêge ou haute Saône (Semouse, Coney, Ourche), le nord de l'Argonne, la vallée de la Mortagne, le Wardnt et la vallée médiane de la Meuse (région de Commercy).

Les fonds de vallée voient se développer des petites structures industrielles sur les cours d'eau en milieu rural dont l'organisation spatiale répond à une logique hydraulique pour les bâtiments industriels et sociale pour les espaces de résidence ouvrière, d'exploitation agricole, le château du Maître des forges.

Les plus beaux exemples se retrouvent à Ecurey (Saulx), Bertheleville (Maldite), Chamouille, Donjeux (Marne), Ecot-la-Combe, Cirey-sur-Blaise (Blaise), et aux forges de Saint-Bernard (Aube).

Même abandonnée ou désaffectées ces structures laissent des complexes hydrauliques encore observés sur le terrain (Devos A., 1996, Robinot S., 1998). Le moulin à eau de Dommartin-le-Franc sur la Blaise, en Haute-Marne desservant une forge qui a été restaurée permet de mieux comprendre le rôle de l'énergie hydraulique sur la sidérurgie.

Le lavage du minerai a été utilisé dans la vallée de l'Orge afin de minimiser les pertes par infiltrations qui caractérisent le cours d'eau. Les patouillels produisent trop de troubles dans la Saulx et l'Orge risquant l'ensablement des ouvrages situés plus en aval. Des bassins de décantation étaient construits à l'aval immédiat grâce à des barrages archaïques et mobiles puis déplacés régulièrement afin de colmater les fissures et de limiter les infiltrations des eaux de surface (Buvignier A., 1852). Cette pratique témoigne d'une volonté d'aménager les cours d'eau en pays calcaire, de maximiser l'exploitation de l'espace tout en s'adaptant au milieu.

- Le textile

Le travail de la laine se développe en partie, suite à la pauvreté des sols calcaires en l'absence des limons de plateau. Les sols de rendzine et lithosols sur les versants réglés ne sont pas cultivables, mais conviennent au mouton profitant des pelouses sèches.

L'élevage ovin fournit la laine pour les filatures dont l'énergie est issue de la force motrice de l'eau. Le rôle du moulin à eau fut capital car il a permis la mécanisation de cette industrie (mouvement rotatif alternatif) avant de l'appliquer à la machine à vapeur. Les moulins à colorants participent aussi à l'industrie textile avec les moulins à foulon, les tissages et les filatures.

En Champagne crayeuse, Reims et la vallée de la Suippes deviennent des centres textiles avec des tissages et retorderie de laine sur la Suippes, sur l'Aisne, la Retourne. C'est surtout la ville de Reims qui présente une grande tradition lainière. Elle utilise la laine des moutons mérinos entre 1848 et 1878 qui occupent toute la Champagne crayeuse recouverte des savarts sur pelouses sèches. Mais depuis l'époque médiévale, la cité utilise la craie pour blanchir les draps et développe une industrie textile importante sur la Vesle pendant que Troyes et l'Aube se spécialisent dans la bonneterie.

Le Barrois est aussi un centre textile important mais orienté vers le coton. La Saulx et l'Ornain comptent en 1847, 9 filatures, 14 tissages, 4 teintureries et 7 fabriques de corsets, tricot, bonneteries (Devos A., 1996).

L'industrie textile est associée à celle du papier car il est fabriqué à partir de vieux chiffons ou chiffes.

- Les papeteries

La fabrique du papier nécessite de l'eau de qualité et de l'énergie hydraulique pour broyer les vieux chiffons avant le procédé de la pâte à papier à base de cellulose. Les moulins à papier se concentrent tous dans la traversée des plateaux calcaires notamment dans le Barrois, le Plateau de Langres et la Champagne sèche entre le XIV^e et le XVIII^e siècle.

L'Est de la France regroupe les plus vieilles régions papetières de France. "*Les premiers moulins à papier apparaissent en France vers 1340 dans les régions d'Essones et de Troyes*" (Descombes R., 1982). Les premières mentions de papeterie en Lorraine datent de 1348 à Ville/Saulx, de 1368 à Jeand'heurs et 1369 à Lisle-en-Rigault trois quart de siècle avant les Vosges.

En Champagne, les papeteries se développent également autour de Troyes et de Langres qui ont une longue tradition d'imprimerie. La contribution champardennaise et bourguignonne à la réalisation de l'Encyclopédie passe par la rédaction de certains articles et l'inspiration trouvée à partir de sites régionaux (Dorel-Ferré G., 2005).

On retrouve des moulins à papier au niveau des émergences karstiques (moulin de Villiers-sur-Marne sur la Source Bleue, moulin de Void-Vacon), sur les cours d'eau à Melleville (moulin de Saint Martin-les-Langres), sur l'Ornain (Bar-le-Duc), sur la Saulx (Lisle-en-Rigault, Jean d'Heurs, Ville/Saulx), la Meuse (Saint-Mihiel, Dieue), la Vesle (Reims, Courlandon), la Seine (Chappes-sur-Seine dans l'Aube), la Meurthe (Champigneules, Laneuville). Les Vosges constituent également un centre papetier plus tardif (après 1840) en relation avec la fabrication de la pâte à papier à base de cellulose et l'imagerie populaire (Cook A., Hourte A-C., 1996).

- Les verreries et les faïenceries

Les moulins sont également orientés vers le travail du verre associé à la nature sableuse des couvertures, à la présence de calcaire à chaux (qui empêche le mélange silice-fondant d'être soluble à l'eau), aux forêts (qui fournissent le charbon de bois) et à l'énergie hydraulique soutenue par les eaux karstiques.

L'est de la France semble prédisposé au travail du verre (verreries et cristalleries) avec les sables issus de l'érosion des grès vosgiens (Buntsandstein) et les sables de couverture dans l'Argonne (sables verts de l'Aptien).

Les faïenceries dépendent des mêmes ressources en combustibles et énergétiques mais utilisent l'argile des couvertures comme matière première ainsi que la gaize pour la pierre réfractaire.

Les moulins actionnent les soufflets des fourneaux des verreries et des faïenceries principalement dans les grès vosgiens (Pays de Bitche), en Argonne, dans la Vôge (Haut bassin de la Saône) et dans le plateau de Langres.

- Les usages agricoles (farine, huile, etc...)

Les usages agricoles s'orientent essentiellement vers la mouture des céréales et l'huilerie. Même si les moulins à farine sont bien représentés dans les plateaux calcaires, ils restent minoritaires par rapport aux régions de plaines argileuses comme dans le bassin de la Nied

(Benoit JM., 1988). Dans le bassin de la Saulx Barroise (Ornain et Saulx), ils concernent 24% des moulins vers 1850 alors que 54% travaillent le fer, le papier et le textile.

- Les scieries

Les régions forestières marquées par l'activité sidérurgique, le travail du verre et de la faïence (Barrois, Argonne, Pays-Haut, Plateau de Langres) sont victimes de la déforestation liée à la recherche du minerai de fer fort et à la fabrication du charbon de bois. C'est pourquoi, les principales scieries actionnées par la force de l'eau (haut-fer) sont installées sur les plateaux oxfordiens de la Meuse et la montagne vosgienne.

4.3.3. La désaffectation des moulins

Actuellement, la désaffectation touche la majeure partie des ouvrages. Généralement, le taux de désaffectation est important (>75%) dans les régions de plaine à faible rendement hydrologique comme sur la Nied (Benoit JM) ou sur la Sarre (Descombes R., 1982); sur la Saulx, il est plus faible suite aux reconversions vers la production hydroélectrique et les piscicultures. Sur l'Ornain et la Vesle, les prises d'eau alimentant les canaux de navigation diminuent la puissance hydraulique du cours d'eau ce qui limite les reconversions et explique les taux d'abandon respectifs de 73% et de 91 % (Devos A., 1996a, b). Cette désaffectation s'accompagne d'une augmentation de la puissance des moulins au XIX^e siècle avec l'utilisation de la turbine. Entre 1830 et 1860, pour les moulins urbains, le taux d'abandon à Noyon et à Châlons-en-Champagne est respectivement de 30% et de 50% (Guillerme A., 1999).

L'abandon des moulins résulte donc de l'augmentation de leur puissance, de la concurrence entre usiniers (qui n'hésitent pas à coupler leur moulin à une machine à vapeur), du développement des voies de communication et des énergies fossiles de 1850 à nos jours. Mais dans le cadre du développement durable et de la course aux énergies vertes, la reconversion vers l'hydroélectricité initiée au XX^e siècle est d'actualité. Si les moulins à eau disparaissent ou sont abandonnés, leurs installations hydrauliques subsistent car ces dernières sont rarement démantelées.

Mais cette désaffectation entraîne une gestion non conforme des ouvrages. Le fonctionnement normal dicté par le règlement d'eau, détermine une gestion établie en fonction des situations hydrologiques selon le respect du niveau légal de retenue. En période de crue, la vanne de décharge est ouverte pour ne pas endommager la roue et la vanne motrice qui est faiblement ouverte (Mauvais F., 1992). Dans ce cas le bras court-circuité supporte une grande partie des écoulements. En période de hautes-eaux, les écoulements sont orientés vers la vanne motrice (vanne de décharge fermée). En étiage, pour garantir le fonctionnement du moulin et le niveau légal de retenue, la vanne de décharge est fermée. Si l'usine est désaffectée (en « chômage »), le moulin ne fonctionne pas. La vanne de décharge est ouverte et l'eau ne transite plus par le canal usinier et le canal de fuite au profit du bras court-circuité. L'ouvrage doit être libéré de toute retenue conformément au règlement d'eau.

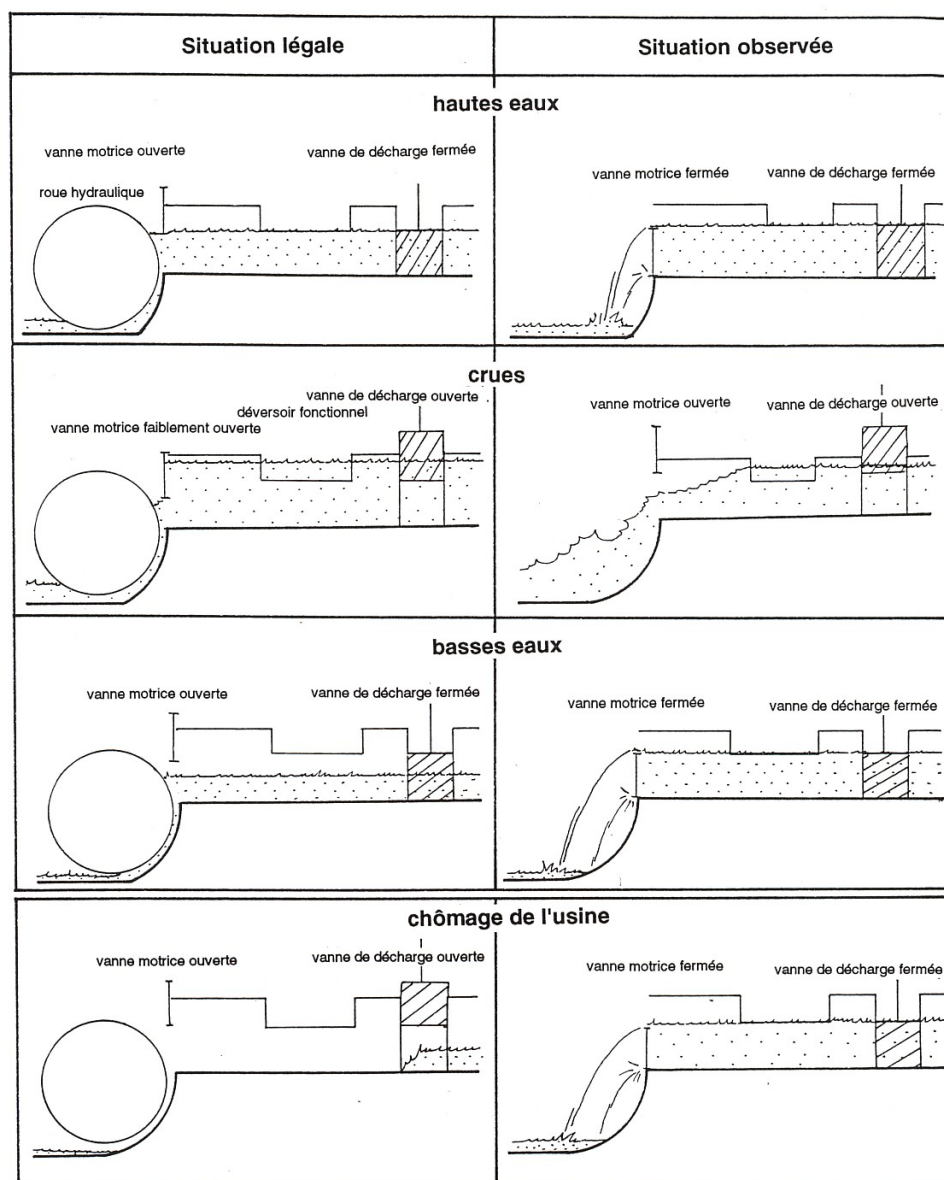


Figure 4.39. : Fonctionnement légal et observé des moulins hydrauliques (d'après Devos A., 1996)

Pourtant, pour les ouvrages abandonnés, force est de constater un fonctionnement différent de celui édicté. Généralement, le déversoir du barrage déborde, le plan d'eau du bief est maintenu comme agrément suite à la fermeture des vannes motrices et de décharge aux dépends du cours d'eau. Ce n'est qu'en phase de crue, que de peur d'être inondés, les gestionnaires ouvrent les vannes de décharge et motrice provoquant des fluctuations limnimétriques violentes. Mais, les moulins souvent réhabilités en maison secondaire, sont marqués par l'absence des propriétaires et de gestion rationalisé de l'ouvrage ce qui détermine des inondations en amont.

La désaffectation des ouvrages contribue donc entretenir les conflits d'usage en l'absence du respect des niveaux légaux de retenue. Dans le cadre de la Directive Cadre Européenne (DCE) visant à atteindre le bon état écologique, la tendance est la « renaturation » souvent assimilée au « désaménagement » ou à la destruction des ouvrages. Un des objectifs est de garantir la continuité écologique sur le linéaire du cours d'eau et d'assurer la libre circulation du poisson. Si cette directive a pour principal intérêt de passer d'une gestion d'objectifs à une gestion de moyens, elle pose d'énormes problèmes. D'une part, celui de l'état de

référence considéré comme l'objectif à atteindre. Certains auteurs et acteurs proposent l'état pré-industriel donc antérieur à 1850 (-150 ans) ce qui semble totalement impropre aux cours d'eau du Bassin parisien car cette période correspond au taux d'équipement le plus élevé en ouvrages hydrauliques et surtout en moulins (Devos A., 1996, 1997, Guillerme A., 1990, 1999). Le plus étonnant pour le chercheur est de voir appliquer des directives sur des milieux encore mal connus. A la différence des milieux imperméables de socles, où la modélisation des écoulements, des charges sédimentaires et des paramètres hydro-biologiques est plus aisée, en pays calcaire, l'anisotropie structurale pose le problème du calage des modèles et de leur efficacité. Cela est observé plus particulièrement sur les petits cours d'eau en tête de bassin dont la connaissance est incomplète voire obscure compte tenu du réseau de mesure. On peut également se poser la question de la légitimité de retourner à un état antérieur en sachant que les cours d'eau sont en perpétuelle mutation comme le montre leurs enregistrements alluviaux. Le plus frappant dans cette renaturation est l'abandon affiché de la territorialité en fond de vallée dans des secteurs en déprise rurale ou dans des bassins industriels en crise (Bassin ferrifère). Au contraire, ne serait-il pas plus judicieux de reconquérir ces friches hydrauliques, de se réapproprier les fonds de vallée afin de dynamiser ces secteurs, par le biais de la reconversion en micro-centrales hydroélectriques, piscicultures, et l'éco-tourisme ? On assiste au paradoxe de Grenelle II où dans un contexte de volonté de développer les énergies renouvelables, on diminue la puissance hydraulique des cours d'eau.

4.3.4. Les reconversions des moulins hydrauliques

Compte tenu du taux de désaffectation des moulins, les reconversions restent peu nombreuses. Sur la Saulx et l'Ornain elles concernent 17% des ouvrages qui s'orientent vers la production hydroélectrique et les piscicultures.

- **Les piscicultures**

Les eaux des plateaux calcaires présentent un faciès bicarbonaté calcique, un pH neutre à basique et surtout un soutien de nappe en étiage qui leur garantit le maintien du taux d'oxygène dissous indispensable pour les salmonidés. Classés en première catégorie piscicole, ils semblent prédisposés à l'élevage intensif piscicole des salmonidés (truiticulture) alors que la pisciculture extensive ou d'étang est traditionnellement et logiquement réservée aux plaines (cyprinidés, carpes, brochets). Sur la Lorraine et la Champagne-ardennes, on dénombre respectivement 37 et 22 sites de pisciculture de salmonidés.

Les sources sont plutôt favorables à l'incubation des œufs mais l'alimentation ternaire des aquifères confère aux exutoires une grande vulnérabilité à la pollution bactériologique et sédimentaire (charge solide importante en phase de crue). Les anciens moulins installés sur les sources karstiques sont reconvertis en pisciculture à Rupt-aux-Nonains (source de l'écloserie), à Pierre-la-Treiche (Rochotte), à Cousance-aux-Bois (source de la Doeuille ou du Girouet) et à Andelot-Blancheville.

Sur les drains principaux, les anciens moulins se reconvertissent aussi, mais uniquement dans les secteurs à forts rendements hydrologiques en pisciculture intensive (pour la consommation) ou extensive (repeuplement piscicole). C'est le cas des piscicultures de la Saulx (Rupt-aux-Nonains, Saudrupt, Mognéville, Contrisson), du Vaucheron sur l'Ornain (Gondrecourt-le-Château), du Moulin de Chantereine (Suippes), de Rouvroy-sur-Marne (Marne) et de la Cheppe (Noblette).

Certaines vallées présentent toutes les étapes de l'activité piscicole de l'écloserie des œufs, à l'abattage en passant par le grossissement. C'est le cas de la Saulx où la Société Gabriel possède 4 piscicultures au droit d'anciens moulins.

D'autres sont orientés par l'élevage de repeuplement piscicole donc gérées par la fédération de pêche et de pisciculture. (Noblette, Ornain) ou vers la pêche de loisir (Cousances-aux-Bois).

Enfin, de rares moulins s'orientent vers la culture des écrevisses à pattes rouges comme à Thonnance-les-Joinville sur le Rongeant.

La reconversion vers les piscicultures est cependant limitée aux secteurs à fort rendement hydrologique et de qualité satisfaisante. Les sites de fenêtre hydrologique et de piège aquifère sont propices à cette réhabilitation. Dans le bassin ferrifère, la sulfatation des eaux suite à l'arrêt des exhaures et à l'ennoyage des mines de fer limite sérieusement la reconversion des ouvrages en piscicultures.

• Les microcentrales hydroélectriques

Pour les centrales hydroélectriques, les exigences ne sont que quantitatives. Initiées dès le XIX^e siècle, cette reconversion est sensée prendre de l'ampleur dans le cadre du développement durable et de la loi Grenelle II.

Compte tenu des caractéristiques hydrauliques des ouvrages (débits prélevés, hauteurs de chute), la puissance nominale moyenne n'excède pas 5000 kw déterminant des potentialités pour des micro-centrales hydroélectriques (entre 5 et 5000 kw). Les aménagements hydrauliques existants permettent le montage de groupes hydroélectriques de série montés en siphon (Neyrpic, Leroy-Sommer) gérés par automate.

Le parc hydro-électrique des cours d'eau de l'est de la France est globalement vieux et en cours de restauration. Sur la Saulx et l'Ornain, 13% des ouvrages produisent de l'électricité mais la puissance nominale brute moyenne n'est que de 50 kw et varie fortement car elle est comprise entre 7 et 180 kw (Devos A., 1996). Certains ouvrages sont encore équipés d'anciennes turbines installées au XIX^e siècle et au début du XX^e siècle (Stainville, Bazincourt/Saulx, Pont-sur-Saulx). L'usage de l'énergie produite est soit vendue à Edf soit utilisé de manière domestique. On est donc loin des reconversions observées dans les vallées vosgiennes (Moselotte).

Les puissances installées déterminent le régime réglementaire des microcentrales depuis la loi du 16 octobre 1919 modifiée par la loi du 15 juillet 1980. Le seuil des 4500 kw sépare le régime des concessions (>4500 kw) de celui des autorisations (<4500 kw). Mais pour les moulins existants avant 1789 sur les cours d'eau non domaniaux et 1566 pour cours d'eau domaniaux, les propriétaires peuvent installer une microcentrale car ils sont « fondés en titre » et héritent de droits seigneuriaux.

Si le moulin est autorisé entre 1789 et 1919, les droits d'eau lui est attribué sans durée mais est soumis aux mêmes règles que pour une autorisation.

Compte tenu de l'histoire multiséculaire des moulins, la plupart sont fondés en titre et les potentialités de reconversion sont importantes.

Pourtant, les demandes de réhabilitation d'anciens moulins en microcentrales sont rares (moins de 5 par an et par région dans le Grand-Est. A l'échelle nationale, en France, sur

approximativement au moins 100 000 moulins hydrauliques, on ne dénombre que 2000 microcentrales hydroélectriques représentant 2040 MW soit 10% de la production hydroélectrique et 1.5% de la production électrique globale.

En lorraine 152 microcentrales hydroélectriques représentent une puissance maximale brute de 127 MW sur les 139 MW installé soit 80% du parc. Le département de la Meuse, bien représenté par les plateaux calcaires est bonne dernière avec 2% (2367 kw) de la puissance installée loin derrière les Vosges avec ses 31% (55211 kw).

En Champagne-ardenne, 80 sites sont équipés de turbines hydroélectriques pour une puissance installée de 25MW. En Picardie on en compte 52.

Force est de constater que les reconversions dans l'hydroélectricité restent timides malgré les coûts d'une installation (15 000 € à 40 000 € sur petit moulin de 15 kW jusqu'à 400 000 € pour une centrale de 500 kw) et un retour sur investissement à partir de 5 à 10 ans. Des projets d'équipement hydroélectrique des barrages de prise d'eau alimentant les canaux sont menés par VNF.

L'abondance des écoulements en période d'étiage liée à leur concentration à certains exutoires multiplie les potentialités hydrauliques des cours d'eau dans la traversée des plateaux calcaires. La qualité des eaux du karst moins souvent turbides qu'en plaine argileuse a contribué à l'installation des moulins à papiers. La nature sableuse et argileuse des couvertures et les gisements de fer fort des paléokarsts expliquent la diversité des usages de l'eau (sidérurgie, métallurgie, faïencerie, verrerie, etc...) qui soulève le problème de saturation des cours d'eau en ouvrages hydrauliques et des conflits d'usage récurrents.

4.3.5. La saturation hydraulique et les conflits d'usage

- **La saturation des cours d'eau**

La saturation des cours d'eau en ouvrages hydrauliques peut être appréhendée par leur densité moyenne en nombre de barrages de prise d'eau ramené au kilomètre linéaire de réseau hydrographique (nbe/km). Sur la Vesle en amont de Reims, on dénombre 31 ouvrages pour une longueur de 60 km déterminant une densité moyenne de 1/1.9 km. Elle est de 1/2.5 pour la Saulx barroise. Mais ces densités moyennes cachent de fortes disparités spatiales. Dans le synclinal de Treveray et entre Rupt-aux-Nonains et Mognéville, la densité est plus forte (proche d'un ouvrage au kilomètre) ce qui s'explique d'une part par la conservation des formations valanginiennes et d'autre part par les rendements hydrologiques plus élevés.

Cette saturation des cours d'eau en ouvrages hydrauliques se traduit par un profil en long de la ligne d'eau en forme d'escalier caractérisant les biefs successifs des moulins. Ces derniers sont si proches que les vannages du moulin inférieur modifient la hauteur de chute donc la puissance du moulin supérieur. Cela entretient des conflits d'usage entre les usiniers qui ne partagent pas les mêmes intérêts compte tenu de la diversité des usages.

- **Les conflits d'usage**

Enregistrés dans cahiers de doléances avant la révolution, les conflits d'usage sont nombreux et liés au taux d'équipement élevés des cours d'eau du Bassin parisien et à la diversité des usages. Le flottage du bois pose le problème de compatibilité des usages entre la puissance hydraulique et les transports sur voie d'eau. Les petites industries ont disparues

avec le flottage du bois dans le Chatillonnais (Debesse-Arvisset, 1928). On retrouve ces problématiques dans les vallées de l'Yonne (Bravard JP., 1999) et de l'Ornain (Devos A., 1996). La construction des canaux de navigation amplifie le phénomène au XIX^e siècle où les conflits d'usage se multiplient.

Suite à la vente des moulins aux biens nationaux, au vide juridique qui s'en suit, et aux nombreux conflits d'usages, l'Administration réglemente l'utilisation hydraulique par des autorisations associée à des règlements d'eau au XIX^e siècle. Ces derniers constituent le mode d'emplois du moulin avec un niveau légal de retenue matérialisé par un repère ou une échelle hydrométrique.

Ces autorisations s'inscrivent dans un climat conflictuel lié aux ouvrages « fondés en titre » antérieurs à la révolution sur les cours d'eau non domaniaux et à 1566 sur les cours d'eau domaniaux. Ces derniers conservent leurs droits seigneuriaux. Les voix navigables construites au XIX^e siècle sont mal perçues par les usiniers tout comme le flottage du bois (Ornain, Plaine). Les premiers diminuent la puissance hydraulique du cours d'eau et les seconds présentent un sérieux risque de détérioration des ouvrages de prise d'eau.

La reconversion des moulins en micro-centrales hydroélectriques, en pisciculture et en réserve de pêche soulève le problème d'intérêts divergents. Les premiers cherchent à turbiner aux heures pleines de la tarification Edf et à écluser la nuit alors que les seconds doivent fonctionner au fil de l'eau avec un niveau de retenue stable.

Les relations entre les usiniers et VNF sont conflictuelles.

D'anciennes prises d'eau des moulins servent à alimenter les canaux de navigation comme le moulin de Bairon pour le canal des Ardennes, ou le moulin de Naix-aux-Forges pour le canal de la Marne-au-Rhin. La comparaison de L'Ornain (avec un canal de navigation et une faible reconversion) et de la Saulx (bonne reconversion dans sa partie inférieure sans voix d'eau) montre bien le rôle des voix navigables sur la diminution du potentiel hydroélectrique qui ne favorise pas la réhabilitation des anciens moulins (Devos A., 1997, 2003).

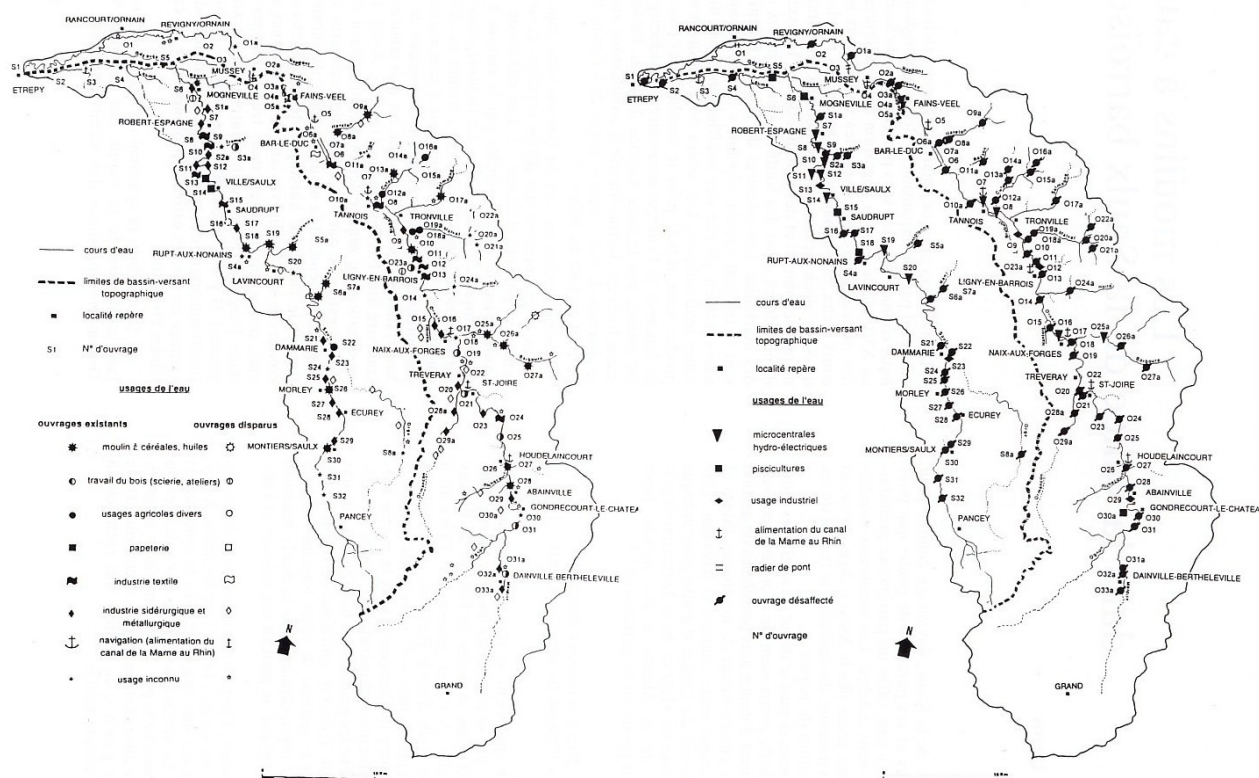


Figure 4.40. : Les reconversions des moulins hydrauliques entre 1850 (à gauche) et 1994 (à droite) sur la Saulx et l'Ornain (sources : Devos A., 1997).

Ces conflits sont accentués par les **préoccupations environnementales**.

La Loi Pêche de 1984, la Loi sur l'Eau de 1992, la Directive Cadre de 2000 et la loi constitutionnelle relative à la Charte de l'environnement de 2005 introduisant la protection des milieux aquatiques soulèvent les problèmes de maintien de **débits minimums** garantissant la vie, la reproduction et la libre circulation des espèces piscicoles. Selon la fédération des usiniers, les effets différés de la loi Pêche ont fait diminuer la production hydroélectrique de 3.5TWh à 1.5 TWh depuis 1984.

L'établissement de ces débits cristallise actuellement les débats ainsi que la construction de passes à poissons au niveau des barrages de prise d'eau pour les cours d'eau classés à espèces migratrices. Dans les milieux calcaires marqués par l'hétérogénéité spatiale des écoulements exacerbée en période d'étiage, la tâche s'avère plus complexe qu'ailleurs. Le recours à la méthode des profils hydrologiques qui respectent les réalités géographiques s'avère ici particulièrement bien adapté pour extrapoler les débits minimums de références calculés aux stations hydrométriques (Devos A., 1996, 2003).

Dans le cas des nombreux cours d'eau présentant un profil hydrologique d'étiage en « col de cygne » (Saulx, Aire, Vesle, Woigot, Rognon, Blaise), les différences de débits calculés à partir des méthodes d'extrapolation des valeurs de référence au droit des ouvrages (débits spécifiques, profils lissés) sont très importantes surtout dans le cas où une seule station hydrométrique surveille le bassin à son exutoire.

Mais l'application de la méthode à la Saulx et à l'Ornain, montre que certaines turbines présentent un débit d'armement surdimensionné par rapport au débit minimum calculé. L'erreur est imputable à la méthode d'extrapolation.

Les ouvrages de prise d'eau pose également le problème de la continuité écologique des milieux, du cloisonnement des cours d'eau et de la migration du poisson (montaison, dévalaison). Le paradoxe des cours d'eau des plateaux calcaires réside dans le fait qu'ils sont saturés en barrages de prise d'eau mais sont généralement classés à « espèces migratrices » ou considérés comme « axes migrants d'intérêt majeur » (Saulx, Ornain, Aire, Aisne, Retourne, Suippes, Seine, Aube). La reconversion des moulins en microcentrales pose le problème de dispositifs de protection des poissons en dévalaison de manière à diminuer la mortalité dans les turbines (grilles fines, arrêt du turbinage) et en montaison (passes à poissons).

La partie supérieure des cours d'eau cataclinaux (Seine, Aube, Crusnes) et inférieures des cours d'eau anaclinaux (Esche) sont de surcroît des « réservoirs écologiques » riches en frayères où les espèces animales et végétales définissent un bon état écologique à partir duquel ils permettent une répartition dans d'autres cours d'eau du bassin versant.

Pour garantir la libre circulation du poisson, les préconisations des SDAGE passent par la suppression ou l'arasement des barrages de prise d'eau des anciens moulins ce qui va à l'encontre des projets de réhabilitation des sites en microcentrales.

L'abandon des ouvrages, la diversité des usages et les intérêts divergents des riverains entretiennent des conflits d'usage auxquels sont confrontés les services de police de l'eau.

Les usiniers font appel au tribunal administratif et fond pression sur la rétrocession des droits de pêche aux associations agréées de pêche. Les pêcheurs sont soucieux de la libre circulation du poisson et des possibilités de franchissement des ouvrages par les espèces migratrices. Les riverains se préoccupent des débordements et de l'agrément des plans d'eau. Les associations écologistes se préoccupent de la biodiversité et des impacts des microcentrales après avoir vanté les énergies renouvelables. VNF est pris à partie par les riverains pour le non respect des débits minimums à ses prises d'eau et même dans le cas de crues de nappe. Les dispositions des SDAGE regroupent la plupart de ces préoccupations et contribuent à améliorer la gestion collective des ressources en eau.

4.4. L'alimentation en Eau Potable (AEP)

L'Est de la France présente à la fois de fortes concentrations de population (sillon mosellan, villes de plus de 200 000 habitants) et aussi une partie du « désert français » en Champagne-ardenne. Les besoins en eau potable pour les collectivités locales sont assurés par des prélèvements en nappe et par des captages de sources dont certaines sont karstiques.

Mais les problématiques dépendent du type de sources, issus de la couverture, de la zone vadose ou de la zone noyée.

4.4.1. Le captage des sources karstiques

- **Captages des sources de couverture**

Les captages des sources de couverture présentent plusieurs avantages. Ils permettent aux villages des plateaux de bénéficier d'une alimentation gravitaire et à moindre coût. La nature de la couverture détermine les potentialités aquifères et la vulnérabilité à la pollution de surface.

Lorsque la couverture est imperméable, les ressources en eau des plateaux sont faibles. Des niveaux discontinus ou lentilles de roches perméables peuvent assurer une alimentation ponctuelle, intermittente et surtout localisée comme les « Pierres d'eau » du Callovien dans la Woëvre septentrionale (Gamez P., 1992). Dans ce cas, les points d'eau servent pour l'alimentation du bétail. Les ruisseaux endoréiques de surface qui se perdent au niveau de front de karstification sont impropres à la consommation car trop sensibles aux pollutions bactériologiques et trop turbides en phase de crue.

Lorsque la couverture est semi perméable et surtout représentée par un aquifère multicouche, les ressources en eau sont suffisantes pour l'AEP mais trop sensibles à la pollution agricole (nitrates).

C'est le cas, dans le Tardenois, sur les plateaux du Lutétien où les Marnes et Caillasses constituent la couverture sur les Calcaires grossiers. Les villages s'alimentent en eau à partir de captages de sources au sommet des versants comme à Baslieux-les-Fismes et à Mont-Saint-Martin.

Mais la forte minéralité des eaux captées (850 $\mu\text{S}/\text{cm}$), liée à leur dureté (50°F) qui s'exprime par des tuffières de source (Devos A. et al, 2009) limite l'utilisation de la ressource en eau (encroûtement des réseaux d'adduction d'eau) des couvertures marno-calcaires. De plus, le suivi des nitrates sur ces deux sources montre qu'elles sont trop sensibles à la pollution agricole ce qui est une constante pour les aquifères de sub-surface à forte pression humaine. La concentration en nitrates est stabilisée autour de 34 mg/l à Mont-Saint-Martin et de 39 mg/l à Baslieux les Fismes.

Lorsque la couverture comprend un niveau karstifié (calcaire, sables grésifié par un ciment calcaire, gypse), l'avantage réside dans la concentration des eaux d'impluvium vers un seul exutoire facilement capté. Dans ce cas, les travaux sont légers et s'assimilent à une action de « cueillette » ou de captage direct d'écoulements naturels (Delannoy J-J., Nicod J., 2000) avant qu'il se perde dans les calcaires sous-jacents. Un bassin de décantation contribue à diminuer la turbidité à la sortie du captage.

Les villages de la surface des plateaux bénéficient alors de bonnes ressources en eau ce qui apparaît comme un luxe avant le XX^e siècle en pays calcaire. Ils se dotent d'ouvrages de captage, d'aqueducs souterrains alimentant des lavoirs et un réseau de réservoirs généralement maçonnés à l'aplomb de fontaines publiques richement décorées. C'est le cas dans le Barrois avec l'aquifère calcaire de l'Hauterivien (Ancerville), et dans la Montagne de

Reims avec les sables grésifiés du Thanétien (système du Creusin). Les villages s'établissent alors sur le plateau ou sur la partie sommitale des versants. Les dolines émergences-pertes, formant des regards sur des écoulements horizontaux dans la couverture peuvent constituer des points de captage à l'image de la Fontaine de Grand. Afin d'assurer l'alimentation de l'émergence de façon satisfaisante, des galeries d'autres réseaux sont capturées par des drains souterrains artificiels.

Mais, de type d'aquifère est généralement perché et peu épais ce qui lui confère de faible réserves en eau et une vidange rapide. Ces captages sont généralement abandonnés dès le début du XX^e siècle, à cause de l'accroissement des besoins en eau et à la pression agricole qui accentue la vulnérabilité à la pollution et au lessivage des sols.

- **Captages de sources en zone vadose**

Les captages encore actifs, témoignent de la qualité satisfaisante des eaux en zone vadose quand le bassin versant est forestier. Cela détermine l'installation des villages champenois sur le côté d'Ile de France qui sont perchés par rapport au plateau de la craie. Ces captages sont généralement gérés en régie communale (Trépail). A la différence des collectivités locales de la Champagne crayeuse, dont Reims, ces villages ne prélèvent pas leurs besoins en eau dans la zone noyée touchée par la pollution agricole (nitrates).

Mais vu leur mode d'alimentation, de type binaire (drainance et pertes karstiques), ils sont sensibles à la pollution bactériologique. Leur turbidité est un facteur limitant nécessitant un suivi continu de la charge solide (turbidimètre) et des ouvrages de décantation.

L'incision des réseaux en zone vadose pose de sérieux problèmes pour ces villages car des captures souterraines sont en cours comme à Trépail.

- **Captages de sources en zone noyée**

C'est incontestablement le cas le plus avantageux. L'alimentation ternaire fournit des écoulements plus réguliers qu'en zone vadose ce qui permet l'alimentation en eau pour plusieurs communes rurales.

La concentration des eaux de l'impluvium sur un seul exutoire fixe l'installation humaine. Si les captages de sources pour l'alimentation en eau potable sont bien connus dans le milieu méditerranéen dans les causses ou les montagnes (Arles, Aix en Provence), dans les plateaux calcaires de l'est de la France, ils sont moins étudiés. Pourtant, les captages de sources sont non seulement nombreux mais aussi anciens.

Dès l'époque gallo-romaine, la ville de Metz capte la « source des Bouillons » de Gorze entre 37 av JC à 96 AP JC pourtant éloignées de la cité car il a fallu un aqueduc de 22 km, un pont aqueduc d'une centaine d'arches au dessus la Moselle avec des bassins amont et aval.

Les captages de sources karstiques se développent généralement suite à une augmentation de la population.

La ville de Paris capte les sources de la Dhuys entre Château-Thierry et Montmirail avec un aqueduc souterrain de 131 km dès 1865 ainsi que les sources de la Haute Vanne dans la Pays d'Othe depuis 1867 (source de la Bouillarde, Source d'Armantières, sources des Hautes-Vannes »).

Dans le Barrois, de nombreuses sources karstiques sont captées pour l'AEP. C'est le cas de la source de Rupt à Rupt-aux-Nonains qui alimente plusieurs communes (SIVOM des Quatre

Cantons), de la source Mourot de Fains les Sources, de la source de la Charotte à Loisey-Culey (SIVOM de Bel Air), de la Fontaine d'Etue à Savonnières devant Bar, de la Source du Jardin Lemoine à Tannois, des Grandes Fontaines à Nantois et de la source « Claire Fontaine » à Thonnance les Joinville. En Meuse, de nombreux projets de captages de sources karstiques initiés avant les années 70 furent abandonnés après, suite à la déprise rurale, à la crise industrielle et au solde migratoire négatif. Des sites furent surveillés par le BRGM dans le but de connaître les ressources en eau des plateaux calcaires, sans être captés par la suite.

Les sites privilégiés répondent au cloisonnement structural des aquifères (pièges aquifères, limites de nappe captive, aquifère barré, fenêtre hydrologique).

Mais la pérennité des captages dépend de la construction des écoulements en zone noyée. Si le réservoir est important, il tend à diluer les apports de la zone vadose. Par contre, s'il est peu représenté, le comportement hydrodynamique du système sera plus contrasté avec des eaux turbides et sensibles à la pollution bactériologique.

La turbidité est souvent responsable de l'abandon de captages de sources karstique comme la Fosse aux Prêcheurs à Poix-Terron captée au début du XX^e siècle pour alimenter Charleville-Mézières en eau potable.

- **Essais de galerie drainante en zone noyée**

Suite à l'annexion de « l'Alsace-Lorraine » en 1871 par la Prusse, la ville de Nancy voit sa population croître de 64 % entre 1871 et 1891. Pour satisfaire les besoins en eau potable, une galerie drainante est creusée dans l'Aalénien, sous les Marnes micacées qui constituent le mur de l'aquifère des calcaires bajociens du plateau de Haye. Le souterrain drainant est organisé en une longue galerie principale de 4873 m et présente une hauteur moyenne de 1.8 m et une largeur de 1.2 m, avec 5 puits et 90 m de galeries rayonnantes et d'un réservoir.

Des forages au plafond de la galerie, drainent l'eau vers le collecteur.

Le retour à la France de « l'Alsace-Lorraine », en fait essentiellement la Moselle et l'Alsace, en 1918 et les débits trop faibles de la galerie entraînent son abandon dès les années trente avant d'être fermée en 1973. L'ouvrage est réhabilité en conservatoire souterrain appelé « spéléodrome de Nancy » en 1991 et géré par la Ligue lorraine de spéléologie. Il est en cours d'équipement hydrométrique de manière à connaître le comportement hydrodynamique de l'aquifère bajocien. Le suivi est réalisé par la commission scientifique de la Ligue lorraine de Spéléologie.

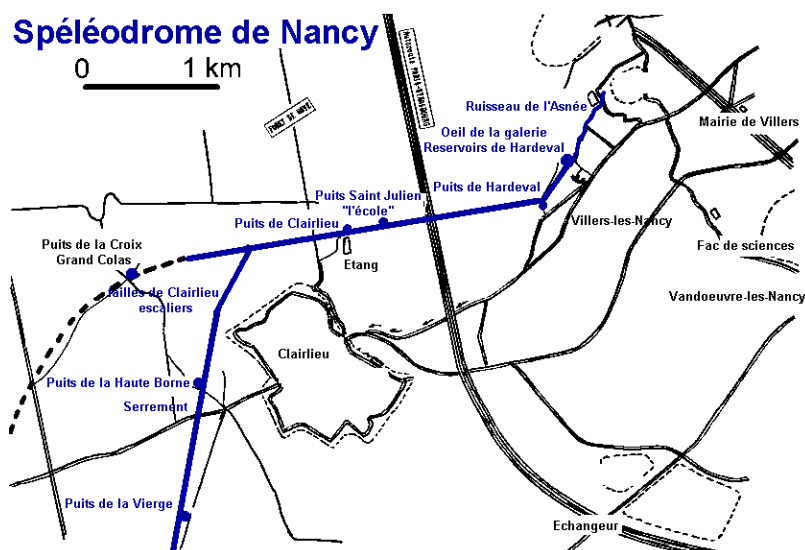


Figure 4.41.: Plan du spéléodrome (sources : USAN)

4.4.2. La tendance au captage en nappe alluviale

Dans l'Est de la France, et depuis une trentaine d'années, les collectivités locales se tournent davantage sur les captages en nappe que sur les sources karstiques et diversifient leurs ressources en eau.

- Les avantages des pompages en nappe

Les sites recherchés correspondent aux secteurs à forts rendements hydrologiques en période d'étiage, avec un remplissage alluvial suffisamment épais ce qui favorise les parties inférieures des bassins dont le cours d'eau présente un profil hydrologique en col de cygne (Aire, Chée, Saulx, Vesle, Esch).

Les captages en nappe alluviale présentent de nombreux avantages. Les alluvions participent à la filtration des eaux de la zone noyée. Les battements piézométriques sont moins accentués en fond de vallée ce qui détermine la faible profondeur des puits d'exploitation. La diffusion des écoulements en zone alluviale permet de concentrer les puits en « champs captants » sur des surfaces restreintes et de limiter le nombre des périmètres de protection. Enfin, les volumes prélevés sont contrôlés par le débit des pompes. Les champs captants sont réalisés en amont immédiat des villes afin de préserver les ressources en eau des pollutions urbaines (effluents des stations d'épuration).

La ville de Reims s'alimente en eau à partir de deux champs captants dans la plaine alluviale de la Vesle en amont immédiat (Champs Couraux capacité 30 000m³/j) et dans la banlieue de la cité (Fléchambault capacité 25 000m³/j) et un autre champ captant dans vallée de la Suippe à Auménaucourt capacité 25 000 m³/j.

Les puits sont en continuité hydraulique avec la nappe de la craie, mais la qualité de l'eau est très hétérogène dans l'espace et depuis 1989 une contamination par les produits phytosanitaires affecte la ressource. L'exploitation de cette dernière est perturbée par les conditions d'écoulement en zone saturée, conditionnés par le degré de fracturation mis en évidence par la géophysique (cf partie 3).

Les captages en nappe alluviale présentent également des inconvénients majeurs.

- Les inconvénients des pompages en nappe

Si l'alimentation latérale des forages est bien connue et spatialement restreinte aux lignes de crête piézométrique, l'alimentation longitudinale pose problème. En effet, compte tenu du site des puits d'exploitation et des modes d'écoulement, la surface de leur zone d'alimentation est très importante et correspond à l'ensemble du bassin versant. Cela pose un sérieux problème de délimitation des périmètres de protection éloigné des captages surtout dans le cas d'écoulements souterrains de grande ampleur prouvés par traçages. Dans le cas des cours d'eau cataclinaux, à profil hydrologique en col de cygne, la partie supérieure des bassins, marquée par des pertes localisées et diffuses dans le chenal d'étiage, s'inscrit dans la zone d'alimentation des captages.

Les risque de pollution des puits par les eaux de surface sont présents en phase de crue ce qui nécessite la protection et la surélévation de la tête de puits. Ce risque est important, si le captage s'inscrit dans le fuseau de mobilité du cours d'eau. Durant les autres phases hydrologiques, il est plus faible mais dépend des cônes d'influence et d'appel de la surface piézométrique lié au pompage. Si ce dernier est trop important, cela entraîne des transferts d'eau du lit mineur au puits. Des essais de pompage préalables sont réalisés pour déterminer le débit d'exploitation garantissant l'absence de ce genre de transfert. Les sites de colmatage du lit mineur sont recherchés.

Conclusion de la partie 4

Les conditions d'écoulement des bas plateaux calcaires sont localement perturbées par les activités humaines. Mais ces perturbations sont profondes voire irrémédiables.

En surface, le type d'occupation du sol conditionne le taux d'interception des précipitations et les modalités de ruissellement à l'échelle des parcelles et des bassins élémentaires. Mais à l'échelle des bassins versants, l'infiltration reste prédominante sur les plateaux.

En zone vadose, les cavités creusées pour l'extraction des géomatériaux calcaires (carrières souterraines), les habitats troglodytiques, les « grottes-refuges », les galeries de sape et de mine, les abris souterrains associés à la Grande Guerre ont profondément marqué les plateaux calcaires de l'est de la France. L'approche souterraine, montre que ces cavités accentuent la perméabilité de fissure dominante des calcaires. La détente mécanique de subsurface est exacerbée dans les secteurs minés par les cavités souterraines soumis au pilonnage d'artillerie (Chemin des Dames). Elle est encore plus développée lorsque les travaux miniers affectent le mur de l'aquifère (bassin ferrifère) et la zone saturée.

En zone saturée, l'impact des travaux miniers est structurel. Ces derniers accentuent la transmissivité de l'encaissant calcaire mais conditionnent également les écoulements. Les systèmes karstiques sont déconnectés, la géométrie de la surface piézométrique est perturbée ainsi que la vidange aquifère. Il en résulte une réorganisation spatiale des écoulements de surface. L'impact qualitatif est tout aussi important et met en péril la ressource en eau durant plusieurs décennies.

Sur les cours d'eau, la nature filtrante des calcaires et le caractère karstique des écoulements conditionne le mode de gestion des ressources en eau. En l'absence de réservoir artificiel, les voies navigables puisent leur alimentation au fil de l'eau sur les cours d'eau. Cela entraîne des zones d'assecs localisées et ampute le potentiel hydraulique des vallées (Ornain). Dans les zones à faible rendement hydrologique, la reconversion des anciens ouvrages hydrauliques (moulins) est difficile. L'esprit environnemental des textes de loi (DCE, loi sur l'eau) cultive la renaturation ou le « désaménagement » des fonds de vallée dans des secteurs marqués par la crise industrielle et la déprise rurale. Pourtant, dans les bassins élémentaires à fort rendement hydrologique, les reconversions des ouvrages en piscicultures et en micro-centrales hydroélectriques peuvent redynamiser l'économie locale. Enfin, les plateaux calcaires contiennent d'importantes ressources en eau potable. Le caractère karstique des écoulements concentre ces dernières à des endroits privilégiés garantissant l'abondance localisée. A chaque poussé démographique, les sources karstiques sont captées. Mais leur vulnérabilité à la pollution bactériologique et leur turbidité sont des facteurs limitants. C'est pourquoi, les pompages en nappe alluviale, en continuité hydraulique avec la zone noyée, sont privilégiés. Mais cela nécessite une bonne connaissance des remplissages de fond de vallée, qui à l'échelle locale conditionnent les échanges entre les nappes et les cours d'eau.

PARTIE 5

CONCLUSION ET PROJET DE RECHERCHE

A l'issue de ces travaux, les modalités d'écoulement dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France sont complexes à plusieurs titres. Elles dépendent de **conditions structurales** comme le compartimentage tectonique, le gradient hydraulique, le degré de fracturation et les contrastes de perméabilité. Nous synthétisons ces aspects dans un premier paragraphe.

Mais elles s'intègrent dans des **scénarios bio-climatiques** en fonction de la flèche du temps. Ces derniers conditionnent des domaines morpho-climatiques contrastés où les dynamiques hydrologiques et géomorphologiques diffèrent voire s'opposent. Les facteurs structurants les écoulements changent selon ces conditions comme nous le verrons dans un second paragraphe.

Enfin, dans un dernier paragraphe, il convient de proposer des perspectives d'études dans un **projet de recherche** afin, d'une part de compléter les résultats observés, mais d'autre part de les confronter à d'autres domaines climatiques.

5.1. Conclusion

- **Les conditions structurales des écoulements**

L'analyse des modalités d'écoulement dans les plateaux calcaires du Grand Est fait apparaître des facteurs structurants fondamentaux différents selon le zonage vertical des aquifères. Le facteur prédominant est également fonction de l'échelle d'espace. La dimension multi-scalaire est à considérer constamment en surface (échantillon, parcelle, bassin expérimental, bassin élémentaire et bassin-versant), en zone vadose et en zone saturée.

- o **En surface et sub-surface**, le facteur structurant les écoulements regroupe les paramètres hydrodynamiques des roches et des formations superficielles. La porosité et la perméabilité des roches affleurantes conditionnent étroitement le mode d'écoulement.

En L'absence de couverture correspondant à une ou plusieurs couches géologiques semi-perméable et imperméable, l'infiltration est dominante mais diffuse; dans ce cas ce sont les formations superficielles qui déterminent les contraintes de cheminement.

Sur la craie poreuse, perméable est surtout capillaire, les conditions d'infiltration dépendent de la structure du sol, de sa couverture végétale mais surtout de la toposéquence des formations superficielles associées à un type de sol. Même si l'infiltration reste diffuse, elle est hétérogène et diffère sur un sol polygonal, un sol strié, des graveluches gravitaires, des graveluches soufflées et alluviales. L'héritage quaternaire de la dernière période froide, est donc important. Il structure l'organisation des formations superficielles selon l'exposition et la pente.

La craie est si gélive, si sensible à la cryoclastie qu'elle n'enregistre que les derniers épisodes froids du Pleistocène. A la différence des calcaires jurassiques plus résistants, elle nous livre peu d'information sur les anciennes conditions d'écoulement.

Sur les calcaires du Secondaire, sans couverture géologique, la présence des loess est déterminante. Lorsque leur épaisseur est importante, ils peuvent constituer une couverture et différer l'infiltration. Mais les dynamiques éolienne et hydrique et le degré d'altération des loess remodelent ce schéma en conditionnant la nature et la structure de cette couverture loessique. Le tapis colluvial peut également jouer un rôle important dans le ressuyage et l'infiltration à l'échelle des bassins élémentaires.

En présence d'une couverture géologique, ceux sont les contrastes de perméabilité et de lithologie qui sont déterminants.

Avec une couverture homogène, semi-perméable et carbonatée, mais marno-calcaire (Marnes et caillasses du Lutétien supérieur), l'infiltration diffuse domine encore mais sous la forme d'une drainance vers les aquifères calcaires. On assiste à une diffusion de l'énergie à la karstification. Les eaux infiltrées sont peu agressives et surtout peu concentrées en l'absence de ruissellement. La karstification est ancienne (fantômisation) et rattachée à des anciens niveaux de base plus élevés.

Avec une couverture hétérogène contenant un niveau karstifiable (sablogrèseuse à ciment calcaire comme les sables thanétiens, calcaire comme l'Hauterivien), les écoulements s'organisent en sub-surface, se structurent, pour se concentrer pour alimenter les aquifères calcaires sous-jacent. L'énergie à la karstification s'amplifie au profit d'un karst d'infiltration en zone vadose. L'alimentation des aquifères calcaires devient ternaire.

Avec une couverture homogène et imperméable (argiles de la Woëvre), les écoulements se font sous la forme de ruissellements concentrés mais endoréiques. Le front de karstification est bien développé avec son chapelet de dolines, vallées aveugles et gouffres. L'alimentation est binaire. La drainance est peu développée.

- o **En zone vadose**, le facteur structurant les écoulements est la fracturation. Dans la craie de Champagne, les calcaires lutétiens, tithoniens, oxfordiens, bathonobajociens et les calcaires du Muschelkalk, les discontinuités dans l'encaissant (failles, fissures et joints) calent les écoulements. Ces derniers sont préférentiellement verticaux dans des puits, des gouffres, des puisards et des fissures. Localement, ils sont horizontaux profitant d'un joint (crouillères du Valois, viailles du Barrois, méandres). Par définition, la zone vadose est transmissive et peu capacitive. Mais l'approche souterraine en carrières nous montre qu'en bordure, des versants, la décompression et la détente (fissures de distension, plans de glissement) diffuse l'énergie à la karstification et l'infiltration reste fissurale sans être karstique.
- o **En zone saturée**, les écoulements s'organisent selon le compartimentage structural et tectonique des aquifères.
Même si localement les discontinuités guident les écoulements (fossé de Gondrecourt-Château, système de faille de Brouthières), en général elles les compartimentent.
Par le jeu des failles, les aquifères sont barrés, couverts ou libres. La trame structurale conditionne l'organisation spatiale du régime des écoulements (libres ou captifs) en jouant sur le degré d'exposition des couvertures à l'érosion et à terme, à l'ouverture de fenêtres hydrologiques. L'approche souterraine et les traçages montrent des écoulements recoupant de nombreuses discontinuités. Ces derniers s'organisent selon le niveau de base régional et l'étagement des compartiments aquifères.

La tectonique souple, par le jeu des ondulations anticlinales et synclinales et des flexures participe aussi à ce cloisonnement des aquifères. Un fossé tectonique, une

fenêtre hydrologique, une ondulation souple créent un gradient hydraulique dans la zone noyée, ce qui détermine le sens des écoulements.

Mais la structure compartimentée par ces discontinuités, conditionne également les gradients hydrauliques entre le réseau hydrographique et la zone noyée. Le profil en long géologique des cours d'eau montre bien l'influence des ondulations et des failles sur la géométrie des murs aquicludes et de la piézométrie.

Les conditions d'écoulement, en étiage sont alors inféodées au gradient hydraulique entre le cours d'eau et sa nappe. L'approche hydrologique par des mesures sérielles de débit en basses eaux avec un réseau de mesure fin, montre clairement des échanges entre la nappe et le cours d'eau spécifiques selon ce gradient.

Dans le cas d'une déconnexion, le cours d'eau est perché, ce qui se traduit par une diminution conjointe des débits bruts et des débits spécifiques (pertes). Les mesures sérielles de conductivités et de températures témoignent dans ce cas de précipitations et d'un échauffement caractéristique en saison chaude. Les paramètres physicochimiques de ces cours d'eau sont très contrastés dans la journée et enregistrent les variations atmosphériques. Le réseau hydrographique est mal hiérarchisé, affecté de pertes diffuses et localisées. Il connaît des assecs répétés.

Lorsque le cours d'eau recoupe la zone saturée, ses débits bruts et spécifiques augmentent conjointement à une baisse des températures, à une homothermie caractéristique et à un accroissement de sa minéralité totale.

Lorsqu'il est en équilibre avec sa nappe, il la draine et ses débits bruts augmentent corrélativement à l'augmentation de surface de bassin versant. Ses débits spécifiques stagnent tout comme sa température et sa conductivité. La vidange de la nappe s'effectue alors essentiellement par drainage par le cours d'eau.

Enfin, quand le cours d'eau incise le mur de l'aquifère, le rabattement piézométrique est tel que la zone saturée est peu capacitive. L'aquifère calcaire est perché et alimente un réseau hydrographique de surface hiérarchisé mieux structuré. Mais ses rendements hydrologiques sont moindres et les aquifères calcaires ne constituent qu'une zone de transit fissural ou karstique.

o les impacts anthropiques

Le schéma fonctionnel des écoulements présenté ci dessus est localement modifié par les activités anthropiques. Les cavités artificielles creusées par les hommes dans les aquifères ont des impacts différenciés selon le zonage vertical de l'aquifère.

En surface, les pratiques agricoles conditionnent le ruissellement et l'infiltration en jouant sur le taux d'interception des précipitations, sur la structuration des sols et sur les écoulements des cours d'eau (prises et rejets).

En zone vadose, les cavités artificielles sont très diversifiées (carrières, mines, sapes, abris, troglodytisme) mais perturbent moins les conditions d'écoulement. Elles contribuent à augmenter la transmissivité du milieu. Ces vides constituent un regard sur les modalités d'infiltration en bordure des versants. L'approche souterraine en carrières souterraines permet de recouper un karst d'infiltration et des écoulements à caractère fissural qui restent mal connus en l'absence de regards.

En zone vadose, les activités humaines peuvent être non seulement déterminantes mais aussi irréversibles. L'exemple du bassin ferrifère lorrain montre que lorsque le mur de l'aquifère est déstructuré par les travaux miniers, les conditions d'écoulement de la zone noyée sont fondamentalement changées. Les systèmes karstiques sont déconnectés de leur exutoire, la géométrie de la nappe est profondément modifiée ainsi que la vidange aquifère. Ces impacts sont non seulement quantitatifs mais aussi qualitatifs car la qualité des eaux souterraines et des eaux de surface est affectée ce qui pose de sérieux problèmes environnementaux.

Le schéma conceptuel d'écoulement proposé est donc localement modifié, notamment dans les grands bassins miniers. Mais il est proposé pour un scénario bio-climatique correspondant à l'actuel (climat tempéré océanique). Il s'intègre donc dans une dimension temporelle ou conjoncturelle, où les conditions d'écoulement sont bien plus contrastées.

Le degré d'incision des vallées à travers l'encaissant calcaire commande le gradient hydraulique entre la nappe et le cours d'eau. L'incision des vallées s'effectue depuis le Pléistocène mais ne suit pas une évolution homogène mais polyphasée. Il convient donc de replacer les conditions d'écoulement dans un schéma temporel selon des scénarios bio-climatiques correspondant à ceux du Quaternaire à partir des hautes surfaces sommitales reconstituées.

- **Les conditions conjoncturelles des écoulements : la flèche du temps**

Les modalités d'écoulement dans les plateaux calcaires de l'Est de la France peuvent être appréhendées à l'échelle du Quaternaire (temps long) et à l'échelle d'un cycle climatique complet (période froide - période chaude).

- o **Les conditions d'écoulement à l'échelle du Quaternaire**

Les études menées dans le cadre des travaux de l'Andra permettent de proposer un schéma d'écoulement dans les bas plateaux calcaires de l'est de la France à l'échelle du Quaternaire (Cojan I. et al, 2007). Les niveaux de base, représentés par les cours d'eau connaissent des héritages du Tertiaire.

Les plus hautes surfaces sommitales trop souvent attribuées au Tertiaires sont en fait de multiples surfaces d'altération affectant les plateaux calcaires, datées du Crétacé inférieur et du début du Tertiaire. La surface sommitale tronque le dispositif de cuesta dans les calcaires jurassiques.

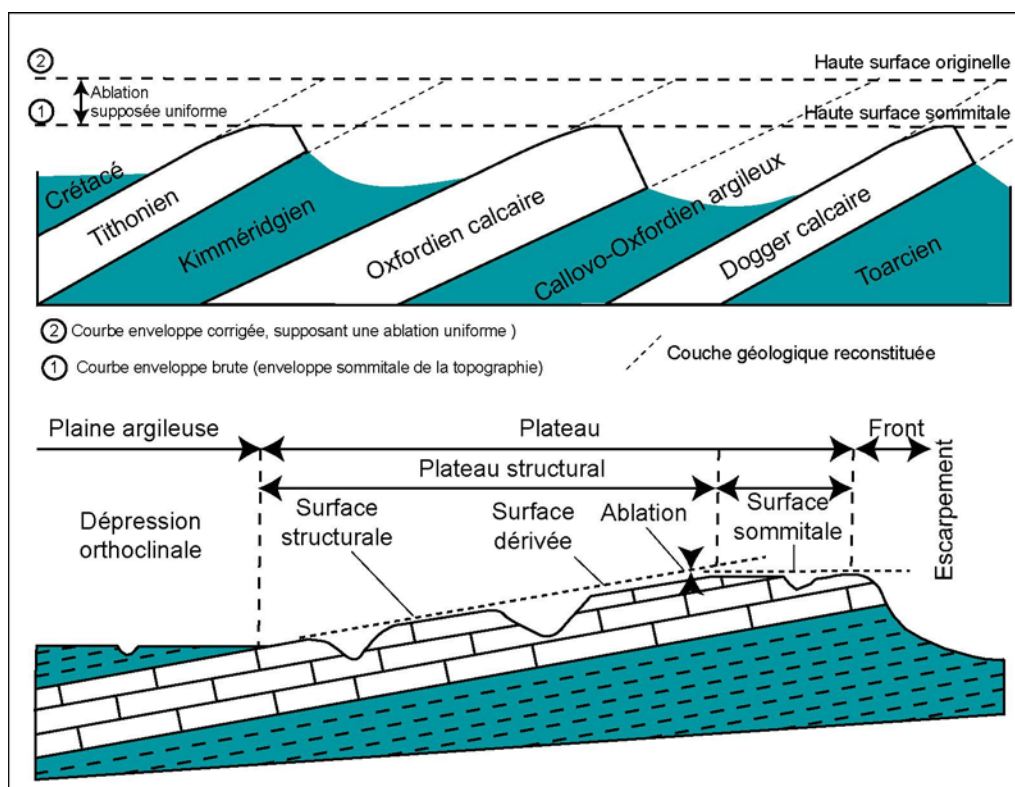


Figure 5.1 : La surface sommitale dans le dispositif de cuesta (d'après le Roux, 2000 modifié in Lejeune, 2005)

L'est du Bassin parisien armé par les calcaires jurassiques se démarque donc du centre du bassin, dès le Crétacé inférieur. Il connaît une émergence sous climat tropical et une karstification précoce. Les sols du massif des Ardennes et du Morvan, sous climat tropical, riches en kaolinites nourrissent en fer la sédimentation marine du Crétacé inférieur (Valanginien, Barrémien), limitée sur un axe NW-SE. Les cours d'eau incisent donc les calcaires jurassiques. Leur tracé est conditionné par l'extension de la mer du Crétacé inférieur qui constitue le niveau de base régional. C'est pourquoi, la tête de réseau hydrographique du bassin de la Seine (Seine, Aube, Marne supérieures) a une direction méridienne (Leroux J., Harmand D., 2003).

Au Tertiaire, les climats tropicaux sont propices à la cryptocorrosion et à l'altération sous couverture. Le démantèlement de la couverture valanginienne et barrémienne (« fer oolithique »), assistée par un karst couvert et un front de karstification détermine les remplissages du fer fort du Barrois (Jaillet S., 2000).

L'émergence des plateaux crayeux et l'extension des mers éocènes change l'organisation spatiale du réseau de surface (Leroux J., Harmand D., 2003). Les cours d'eau obéissent au retrait des mers intérieures et s'infléchissent vers l'ouest. Des fleuves drainent la craie et fournissent à la sédimentation thanétienne des carbonates au niveau de Reims (Duprat M., 1997). Le réseau hydrographique du Rhin se dégage donc de celui de la Seine. Le premier se dirige vers le Nord selon le retrait de la mer rupélienne ou oligocène (Löhnertz, 2003) alors que le second suit le retrait de la mer stampienne.

Au début du Pleistocène, le réseau hydrographique porte donc les marques d'une histoire longue et tropicale. Mais les gradients hydrauliques sont considérés faibles suite aux surfaces polygéniques d'altération. Théoriquement, les conditions pour la fantômisations sont réunies. Les zones noyées sont subaffleurantes et la décompression entretient des réseaux de fissures fantômisés.

Les modélisations montrent que l'incision des vallées est corrélative à un mouvement de surrection (Cojan I. et al., 2007). Le Pleistocène voit donc non seulement un changement climatique propice au façonnement des paysages actuels mais aussi le développement d'un gradient hydraulique. Ce dernier détermine la verticalisation des écoulements et l'établissement d'une zone vadose. Mais l'ouverture des fenêtres hydrologiques (Cousance, Signy-L'Abbaye, Delut, Rongean) corrélative à cette incision et au démantèlement de la couverture, permet également le développement de la zone vadose. Les exutoires karstiques de ces fenêtres vidangent la zone saturée provoquant le dénoyage de la partie supérieure des aquifères et la verticalisation des écoulements (Fig.5.2.).

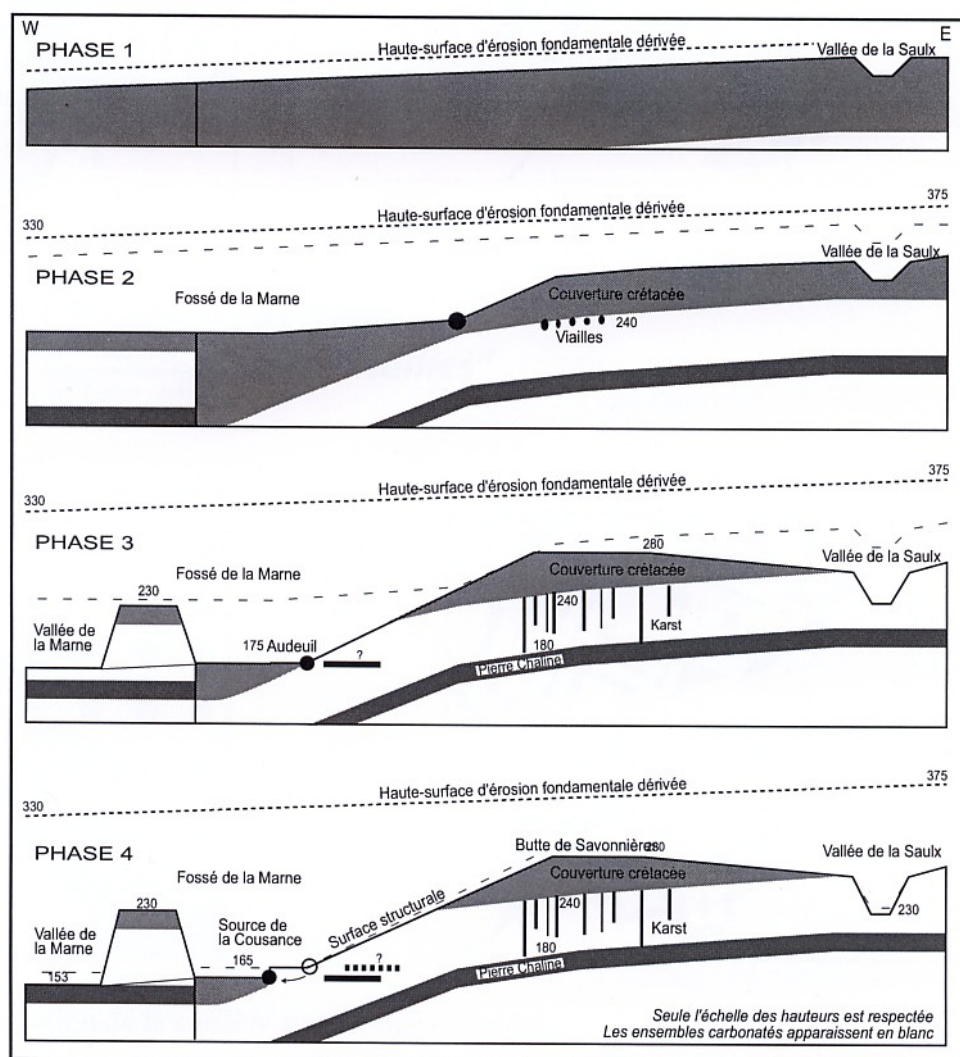


Figure 5.2 : Le rôle de l'ouverture des fenêtres hydrologiques sur la verticalisation des écoulements en zone vadose – Exemple de la fenêtre de la Cousance (sources : Jaillat S., 2000).

Mais l'incision des vallées n'est pas linéaire mais polyphasée car marquée par des creusements et des alluvionnements ce qui favorise l'organisation des écoulements horizontaux en zone saturée. L'étude des niveaux de terrasses alluviales dans la traversée des plateaux calcaires montre un étagement caractéristique. Les profils longitudinaux des terrasses de la Marne, de la Blaise, du Rognon (Lejeune O., 2005), de l'Aube (Gaillard S., 1999), de la Saulx, de l'Ornain, de l'Aisne, de la Meuse (Harmand D., 1992, Corbonnois J. et al., 2001) et de la Moselle (Losson et al., 2006) sont globalement parallèles. Cela témoigne du rôle minime de la néotectonique dans l'étagement des niveaux de base à la différence des cours d'eau des socles (Larue JP, 2008). Les altitudes relatives des formations alluviales se corrèlent relativement bien avec leur âge déterminé par des datations ESR. Mais elles

diminuent logiquement vers l'aval des cours d'eau. La continuité alluviale pour les plus hautes terrasses n'est pas assurée dans la traversée de la craie, trop gélive (Marre A., Fanton M., 2007). Les processus périglaciaires du Pléistocène ont largement contribué à démanteler, non seulement les hautes terrasses sur les versants mais aussi la partie supérieure des plateaux. C'est pourquoi, la craie n'enregistre pas les plus hautes surfaces sommitales et constitue une grande dépression entre les côtes d'Ile de France et du Barrois (Leroux J., 2001).

Les vitesses d'incision moyennes des cours d'eau, durant le Pléistocène, dans les plateaux calcaires sont hétérogènes car les têtes de bassins connaissent des vitesses d'érosion plus importantes. La structure hydrographique du bassin de Paris et le cadre géomorphologique détermine donc une incision plus rapide en périphérie, dans les calcaires jurassiques qu'à l'aval ou pour les fleuves côtiers (Antoine et al, 2000b, Lejeune O., 2005). Les datations ESR effectuées sur les plus hautes terrasses du système Aire-Aisne (+45 m) et de la Marne (+25 m) témoignent bien d'une incision des cours d'eau depuis 400 Ka et rattachent respectivement ces niveaux aux stades isotopiques 10 et 5 (Voinchet P., et al, 2009). Les cours d'eau rattachés au système rhénan (Meurthe, Moselle) donc au rifting européen, présentent également des vitesses d'incision plus forte (Cordier, S., 2004).

Cette incision des niveaux de base polyphasée est corrélative à un abaissement piézométrique qui détermine la verticalisation des écoulements en zone vadose et l'établissement de réseaux karstiques noyés en zone saturée aujourd'hui situés en zone vadose. Les morphologies karstiques et les remplissages scellés par des spéléothèmes sont des marqueurs de ces anciens niveaux de base. Les datations C14 et U/Th réalisées sur spéléothèmes, formés en régime libre, donc postérieurs aux écoulements noyés permettent de proposer un seuil à *minima* de la karstification en zone saturée. La synthèse des datations réalisées sur le karst de Poissons, le système de Cousances (endokarst recoupé à Savonnières-en-Perthois), le Rupt-du-Puits (Jaillet S., 2000), le réseau Hadès (Marre et al., 2009), les grottes de Pierre-la-Treiche (Losson B., 2004) et le remplissage d'Acy-le-Haut (thèse Sosson C. en cours) témoigne d'une forte disparité. Celle-ci s'explique par la nature même des échantillons. Le spéléothème formé en régime libre, peut être très ancien (au delà de la limite de la méthode U/th correspondant à 400 Ka) ou holocène comme à Pierre-la-Treiche. C'est donc la datation la plus ancienne qu'il faut considérer pour déterminer l'âge de la karstification en régime noyé. De plus, la concrétion s'inscrit soit dans des cavités syngénétiques propres aux régimes noyés (vailles fossiles), soit au sein du karst d'infiltration en régime vadose. Dans ce dernier cas, c'est donc l'altitude relative du paléo exutoire de zone saturée qu'il faut considérer et non celle du spéléothème comme pour le karst de Cousance. Compte tenu de la profondeur des puits du système karstique (une trentaine de mètres), celui-ci se rattache au stade 5 (Ma2 de la vallée de la Marne) ce qui est conforme à l'altitude relative (+15m) des réseaux karstiques actifs et noyés de Cousances (Bézerne, Source de l'Usine). A l'inverse, l'exemple de la datation sur spéléothèmes dans les vailles fossiles de Savonnière-en-Perthois témoigne d'écoulements de nappe à 240 m d'altitude. Les datations C14 sur les remplissages d'Acy sont corrélatives au régime noyé.

Ces datations permettent de corréliser les altitudes relatives corrigées aux stades isotopiques. Les réseaux karstiques à faible altitude relative (10 m) sont récents (holocènes) et restent actifs (Rupt-du-Puits). Les altitudes relatives +15m (karst de Cousance) se rattachent respectivement au stade isotopiques 5 (Eémien) alors que le paléokarst de Poissons perché de plus de 100 m au dessus des niveaux de base actuel est antérieur aux stades 10 voire 11.

Selon cette corrélation, les systèmes karstiques perchés au dessus des niveaux de base actuels sont fossiles et inactifs. C'est le cas du paléokarst de Poissons, des vailles fossiles dans le Tithonien, du réseau Hadès dans l'Oxfordien, des Trous du GR5 et du Renard picoleur dans le Bajocien, et des crouillères dans le Lutétien. Mais certains réseaux actifs subsistent encore et restent perchés mais s'inscrivent aujourd'hui en zone vadose à l'image

de la rivière souterraine de Trépail. La morphologie de ses galeries témoigne bien d'une incision et de surcreusements pour atteindre la zone noyée. Mais le surcreusement n'est pas mature. Une partie seulement de l'écoulement de la rivière s'infiltre à travers la craie et laisse l'autre partie alimenter la source du village. Ce collecteur en cours de capture, témoigne d'une hystérèse dans les processus d'incision et de calage aux niveaux de base.

Les datations fiables, réalisées au C14 sur les remplissages endo-karstiques d'Acy-le-Haut dans les calcaires lutétiens sortent de cette corrélation. Leur altitude relative est très importante (une centaine de mètres). Pourtant elles se rattachent au stade isotopique 2 et s'inscrivent en climat froid. Le paléokarst observé en carrière souterraine en subsurface (–5 m) n'est donc pas en continuité hydraulique avec une ancienne formation alluviale de l'Aisne mais est rattaché à des conditions d'écoulement en phase froide qui seront présentés ci dessous dans le cadre d'un cycle glaciaire-interglaciaire.

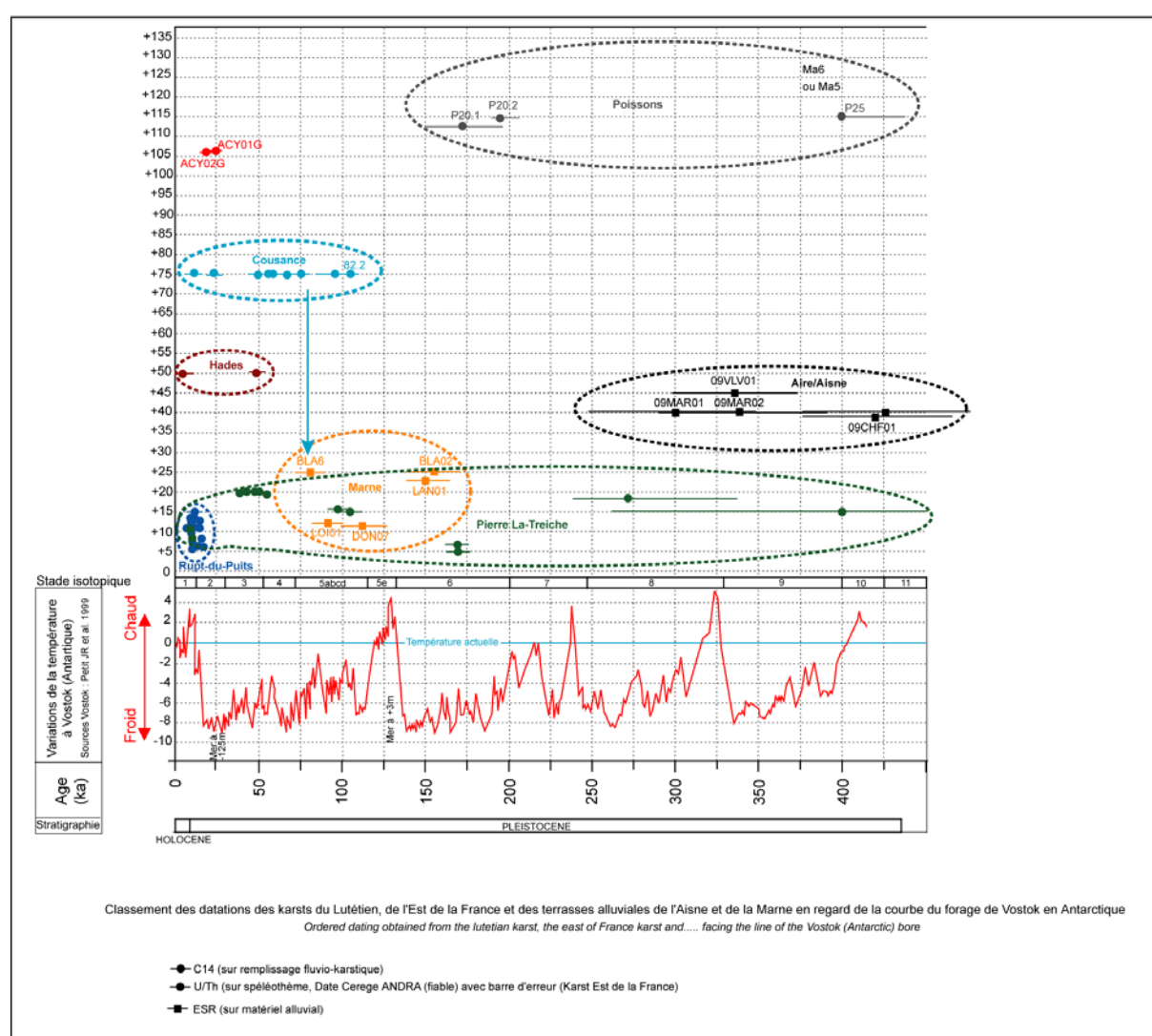


Figure 5.3. : Synthèse des datations sur alluvions, remplissages et spéléothèmes dans l'Est de la France (d'après Jaillet S., 2000, Pons-Branchu, 2001, Lejeune O., 2005, Losson B., Quinif Y., 2001, Cojan I., et al., 2007, Voinchet P., 2009, Sosson C. en cours)

Mais le Pléistocène est aussi marqué par la réorganisation du réseau hydrographique de surface (captures). L'est de la France et notamment les plateaux calcaires connaissent les plus beaux cas d'école comme les captures de la Moselle, de la Saulx-Ornain par la Marne, du Petit Morin par la Somme-Soude, et de l'Aire-Bar. L'exemple des grottes de Pierre-la-Treiche montre le rôle du karst dans la préparation des captures du réseau hydrographique de surface (Losson B., 2004) durant le Pléistocène.

Comme il a été démontré plus haut, des transferts de masse d'eau entre les bassins versants contigus sont prouvés par traçages et par les méthodes hydrologiques. Ces transferts sont de nature karstique et témoignent de captures en cours ou captures actives (Devos A., Sary M., 1996, Lejeune O., Devos A., 2004). Ils concernent les bassins supérieur de l'Ornain (au bénéfice du Rongeant), de l'Aroffe (vers la Moselle), de l'Aire (vers la Meuse) et de la Suize (vers l'Aujon). Le rôle des fenêtres hydrologiques (Rongeant, Cousance, Vaux) et des écoulements souterrains apparaît fondamental dans cette réorganisation du réseau de drainage.

o Les conditions d'écoulement à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire

Les observations morphologiques en carrières souterraines et dans les paléokarsts perchés témoignent d'écoulements phréatiques de type karstique perchés au dessus des niveaux de base actuels. Si certains sont des marqueurs de l'incision des vallées, d'autres témoignent d'un comportement hydrodynamique de période froide. C'est le cas des remplissages d'AcY (ACY01G et ACY02G) qui se rattachent au stade isotopique 2 (datation au C14) correspondant à la dernière période froide. Malheureusement, les échantillons étaient trop pauvres en pollens pour une analyse palynologique (Argant J.). Ces écoulements sous la forme de conduits de faible dimension (diamètre inférieur à 1 m) sont calés sur fissures et joints et totalement colmatés sans trace de surcreusement peuvent être assimilés aux « *pipes* » (Carey SK et Woo M-K, 2000) rencontrés en milieu périglaciaire au Canada (Lauriol B., Gray JT, 2006, Hayashi M., et al, 2004). L'eau issue des fontes nivales de printemps s'infiltre dans les fissures mais le permafrost sub-affleurant joue le rôle d'aquiclude formant une nappe de subsurface. Le creusement des vallées provoque la fonte du permafrost au niveau des versants et un approfondissement de la couche active dans laquelle des écoulements en charge peuvent se développer. Ce thermokarst régressif va donc préférentiellement s'installer en bordure des vallées dont la détente mécanique est propice aux circulations fissurales en charge, à la fantômisation puis au primokarst (Rodet J., 2007). Les écoulements karstiques malgré la présence d'un pergélisol sont décrits en Sibérie septentrionale et au Canada par Salomon J. et Pulina M. (2005) et Ford D. et Williams P., 1989. Ils observent que le pergélisol disparaît localement sur les versants notamment dans la zone de drainage vertical. L'intense fissuration de détente mécanique liée aux vallées est bien propice à la karstification au dessus du permafrost pourtant continu durant la dernière glaciation (Van Vliet-Lanoë B., 2004).

A partir des observations actuelles et des héritages de la dernière période froide, on peut donc proposer un modèle fonctionnel des conditions d'écoulement en fonction de plusieurs schémas climatiques en partant d'un climat froid vers un réchauffement et un retour du froid (Fig.5.4.).

Sous climat froid (A), les écoulements sont bloqués car le permafrost affecte les plateaux sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. L'infiltration est quasi inexistante en hiver, où les précipitations sont sous forme neigeuse et sont stockées. Lors du dégel saisonnier, le mollisol ou couche active est peu profond ; il est affecté par des mouvements de masse qui tendent à obstruer les fonds et l'exokarst. Sur les versants, le permafrost est régressif. La cryoclastie domine, des coulées, des débris-flow participent à la construction du manteau de grès lités. Les formes s'empâtent avec les mouvements de masse, les vallons sont actifs en période de dégel et l'infiltration est bloquée par le permafrost.

Lors du réchauffement (B, G), le permafrost est régressif au niveau des vallées et se situe une dizaine de mètres en profondeur permettant l'infiltration dans la partie supérieure de l'aquifère. Cette dernière connaît une mise en charge sous la forme d'une zone saturée perchée au dessus du permafrost. La karstification en régime libre affecte la surface. La zone saturée est caractérisée par des écoulements lents en conduites forcées et galeries ovoïdes, avec une évolution syngénétique ; Les remplissages endokarstiques se constituent. La piézométrie est intimement liée à la géométrie du permafrost. En l'absence de couvert végétal important (steppe froide), les précipitations restent efficaces et le bilan de l'eau est excédentaire garantissant une énergie à la karstification et l'activité des mouvements de masse.

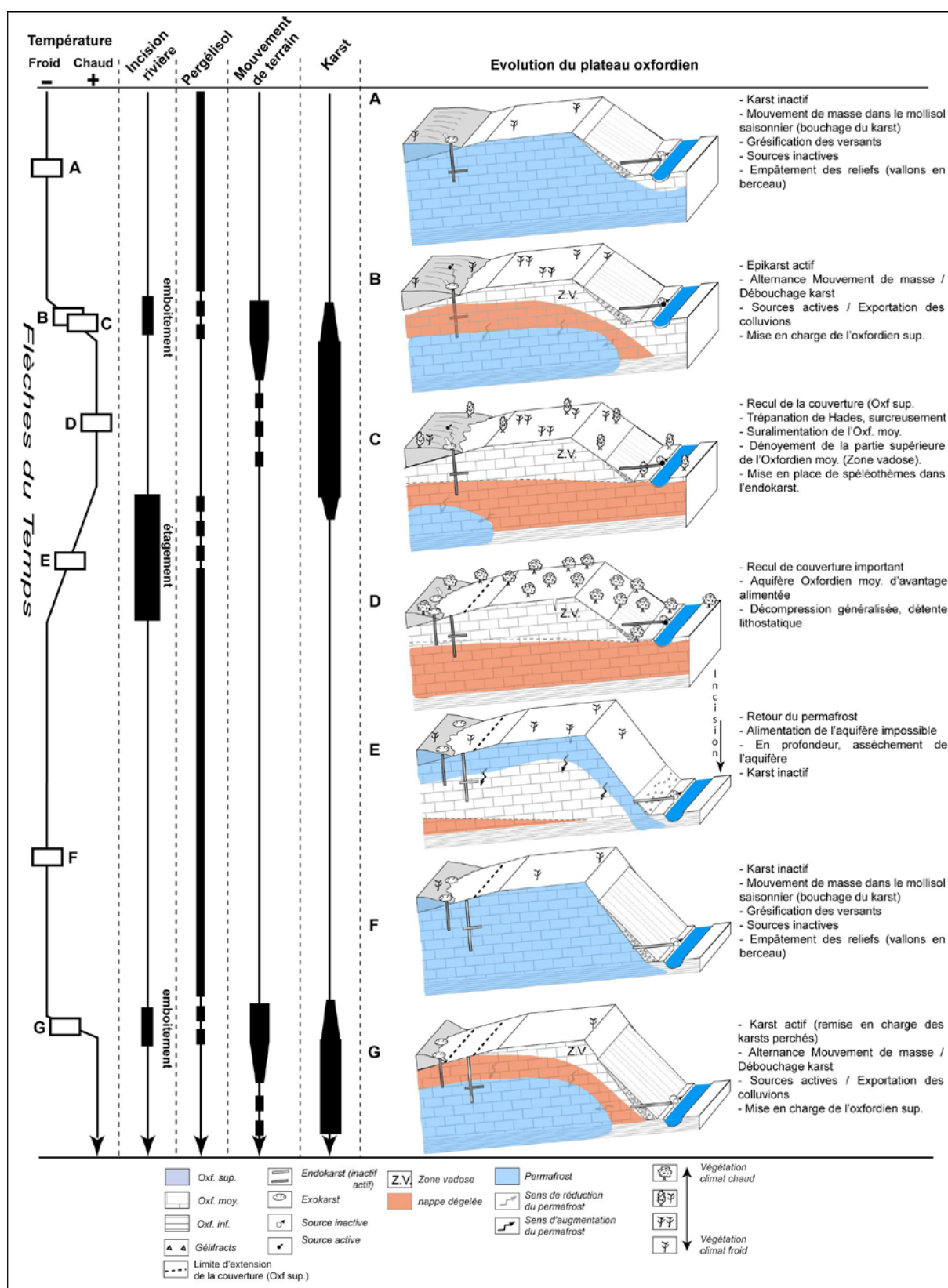


Figure 5.4.: Schéma d'écoulement conceptuel à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire dans les plateaux calcaires de l'est de la France (exemple du plateau oxfordien, sources : Marre A. et al, 2009).

Avec la poursuite du réchauffement (C), le permafrost est discontinu se limitant à des lentilles profondes. La zone vadose est bien représentée et la surface piézométrique se retrouve très rabattue, proche du mur aquifère. L'infiltration domine. La verticalisation des écoulements provoque la trépanation des conduits horizontaux dénoyés et un surcreusement. Les eaux infiltrées construisent des spéléothèmes qui scellent les remplissages résiduels. En surface, le karst démantèle la couverture qui recule.

En phase chaude, sous un climat tempéré (D), la couverture végétale se développe augmentant le prélèvement évapo-transpiratoire et diminuant le surplus hydrique. La karstogénèse est plus limitée ainsi que les dynamiques de versant. L'infiltration est diffusée et les galeries karstiques subissent une décompression généralisée ainsi que les bordures du massif (décompression lithostatique).

Le retour du froid (E) s'accompagne d'un permafrost de sub-surface plus ou moins discontinu et n'affectant pas les profondeurs. Les infiltrations sont totalement bloquées, le karst ne fonctionne plus. La vidange des aquifère inféodée à l'exposition détermine un tarissement des réserves en eau. Mais le régime nival de plaine et l'absence de couvert végétal déterminent une forte énergie à l'incision des vallées et au transport fluvial.

Le paroxysme du froid (F) voit l'installation d'un permafrost continue et épais. Les conditions morphodynamiques sont identiques à la phase A.

Au terme de ces recherches, il apparaît que la karstification peut s'effectuer davantage sur les bordures des plateaux à proximité des vallées durant les phases froides grâce au thermokarst régressif. Par contre, en phase chaude ou tempérée, c'est sous couverture et au niveau des contacts lithostratigraphiques à fort contraste de perméabilité que la karstification s'opère.

Mais la dynamique karstique s'accompagne d'une dynamique géomorphologique de versant qui s'oppose à la première. Les mouvements de terrain constituent des impluviums favorables au karst d'infiltration comme il a été observé en Montagne de Reims et dans les rondvau de la Woëvre septentrionale. Mais, les coulées au sein de ces impluviums obstruent l'exokarst qui soit ne fonctionne plus soit soutire les matériaux de coulées. Cet aspect mériterait d'être développé dans les projets de recherche.

- o Les applications en géoprospective.

La compréhension des écoulements actuels, à l'échelle du Pléistocène, et d'un cycle glaciaire-interglaciaire a des applications en géoprospectives. Les types d'écoulements conditionnent les débits, les charges et les flux dans le train sédimentaire des corridors fluviaux. Chaque section ou tronçon de cours d'eau à écoulement homogène peut être considéré comme un wagon d'érosion, de transit ou de sédimentation. A ce titre, les profils hydrologiques et la cartographie des bassins élémentaires sont des outils fondamentaux dans la réalisation de scénarios de géoprospective en phase tempéré. Outre, les wagons sédimentaires, ils mettent en évidence des transferts de masse d'eau souterraine (confirmés par traçages) entre des bassins contigus. Lorsque ces transferts alimentent des fenêtres hydrologiques, des têtes de bassins, ou des sections médianes de cours d'eau, cela détermine des déficit en eau importants sur les bassins perdants et des bilans hydrologiques excédentaires sur les bassins conquérant. L'ouverture des fenêtres hydrologique à travers les couvertures joue un rôle fondamental dans la réorganisation des

écoulements souterrains. Ces fenêtres vidangent les écoulements de la zone noyée. Elles provoquent le dénoyage des aquifère sous les couvertures ce qui détermine la verticalisation des écoulements. Elles modifient la géométrie de la nappe et provoquent la convergence des écoulements vers des exurgences. Celles-ci alimentent des cours d'eau généralement cataclinaux (Cousance, Vaux, Rongean) aux dépends de cours d'eau anaclinaux (Vence) ou orthoclinaux (Maldite, Saulx, Orge). La puissance énergétique des cours d'eau de fenêtre hydrologique est donc plus importante, leur garantissant une érosion régressive plus intense. Par contre, les cours d'eau perchés et infiltrants ont une faible énergie. Cela conditionne donc la réorganisation du réseau hydrographique sous la forme de captures de surface.

Ces informations contribuent à nourrir les modélisations en géoprospective en fonction des simulations bio-climatiques du prochain million d'année (Cojan I. et *al*, 2007). Cette contribution montre également que l'approche pluridisciplinaire, multiscalaire et à plusieurs échelles de temps propre aux géographes est fondamentalement féconde, dans la compréhension des processus naturels. En outre, elle permet de soulever des problématiques scientifiques qui méritent d'être approfondies dans un projet de recherche.

5.2. Projet de Recherche

Ce projet de recherche reprend une partie de l'axe thématique « transfert » du GEGENAA du prochain **plan quadriennal** (2012-2015) et propose également d'autres questionnements scientifiques sur les écoulements en pays calcaires.

Les problématiques scientifiques sont regroupées ci dessous.

- **Les facteurs structurants les écoulements dans la craie**

Ce projet s'inscrit dans le cas d'une **thèse financée** par le **CPER AQUAL**, dont je suis co-directeur scientifique. L'appel d'offre prévu pour 2011, permettra de choisir le candidat.

Nos recherches ont montré que la craie présente des caractéristiques particulières par rapports aux calcaires jurassiques et lutétiens (capillarité importante, absence de mur aquiclude réel, écoulements horizontaux perchés en zone vadose).

Mais les exemples utilisés concernent uniquement la craie de Champagne dénuée d'une couverture d'argiles à silex. Il convient, dans ce projet, d'intégrer les craies à silex du Pays d'Othe et de Picardie afin de mieux mesurer l'impact d'une couverture argileuse sur les écoulements de la craie. Une comparaison avec d'autres systèmes karstiques notamment en Normandie et au Royaume-Unis nous permettra de déterminer quel sont les principaux facteurs structurant les écoulements de la surface à la zone noyée. L'étude passe également par l'approche souterraine dans les crayères de Champagne (secteur de Reims, Châlons-en-Champagne, Epernay) où les observations restent ponctuelles.

Dans les plateaux tertiaires, au fond des vallées cataclinales du revers de la cuesta d'Ile de France (Surmelin), nous avons observé un karst de la craie sous couverture argileuse (Yprésien inférieur). Mal connu, ce karst alimente la source karstique de Vertus située sur le front de côte. Cette source alimente un cours d'eau anaclinal (la Berle) tributaire de la Somme-Soude.

On retrouve donc une capture en cours assistée par le karst.

Le projet propose également d'instrumenter une rivière souterraine (Trépail, Vertus, Verzy) au niveau hydrométrique et physico-chimique avec une sonde et de coupler les résultats avec un pluviographe dans le bassin d'alimentation. En effet, à ce jour, le comportement hydrodynamique des systèmes karstiques est mal connu car non surveillé en continu.

Enfin, des campagnes de mesures de débit en étiage sont prévus sur les cours d'eau de l'auréole de la craie de Champagne (Retourne, Suippes, Vesle, Somme-Soude, etc...) de manière à cartographier les conditions d'écoulements et de les modéliser. A ce jour l'Agence Seine-Normandie (AESN) n'applique pas les méthodes hydrologiques de l'Agence Rhin-Meuse. Elle utilise d'autres modèles hydrologiques (SENEQUE 3, MODCOU, SREAM) développés par le Piren-Seine auquel nous collaborons. Il s'agit à l'avenir de sensibiliser l'AESN à introduire ces méthodes.

- **Le rôle des périodes froides sur les écoulements des bas plateaux de l'est de la France**

Nos recherches mettent en évidence le rôle de la dernière période froide sur les écoulements en régime noyé dans les calcaires lutétiens. Les processus périglaciaires ont été particulièrement étudiés sur la craie qui les enregistre bien (Laurain M. et al, 1995, 1997, 2001). Pourtant sur les plateaux lutétiens, les remplissages karstiques liés au pergélisol

régressif en bordure des vallées sont de remarquables marqueurs des conditions d'écoulements en période froide. Ils témoignent d'une part d'un remaniement hydrique des sables bartoniens soumis à une forte déflation éolienne. Lamouroux M., Bellier G., Humbel F.X., Driffort E. et Rajot J.L., ont travaillé sur les structures pédologiques en forêt D'Hermenoville et mettent en évidence des poches d'altération jusqu'à 2 m de profondeur, affectant toute l'épaisseur (1 à 3 m) des calcaires de Saint-Ouen (Marinésien). Ces calcaires sont fortement altérés sous une couverture de sables podzolisés et soufflés par une dynamique éolienne importante au Quaternaire (dunes). Ces sables dont l'épaisseur peut dépasser 6 m au niveau des crêtes des dunes « *ont été remontés par le vent à partir des versants taillés dans les sables de Beauchamps* ». La topographie interdunaire conditionne souvent des impluviums qui concentrent les écoulements vers les calcaires sous-jacents comme l'avait observé Alimen et *al.*, 1948.

Le projet propose de mener une campagne de prélèvement sur des remplissages endokarstiques recoupés en carrières souterraines, de lever les coupes pour une étude morphoscopique et des datations C14. Une étude palynologique permettrait également de préciser le type d'occupation végétale en surface. Il s'agit également de retrouver les dunes de sables auversien en carrières aérienne décrites par Alimen dans le secteur de Fère-en-Tardenois.

Comme il a été vu plus haut, dans le cadre d'un cycle glaciaire-interglaciaire, les dynamiques karstiques s'opposent aux dynamiques géomorphologiques. Les exemples du karst de la Montagne de Reims, des « cuves » des plateaux tertiaires et des « rondvaux » de la Woèvre septentrionale témoignent bien de la dualité entre ces deux dynamiques. Les mouvements de masse sont souvent entretenus par le déséquilibre provoqué par le soutirage karstique dans le cas des karsts couverts. Mais ils contribuent aussi à obstruer l'exokarst. Sous climat tempéré océanique, le bilan hydrique est moins favorable aux mouvements de terrain qu'en milieu tempéré à hiver froid. Les phases de transition entre les périodes froides et chaudes sont donc particulièrement intéressantes.

Il convient donc de mener une recherche sur l'interaction entre le karst et les mouvements de terrain à partir de sites ateliers comme la dépression des Quatres Champs dans l'Argonne, les rondvaux de la Woèvre, les cuves des plateaux tertiaires et les coulées de la Montagne de Reims.

L'objet est de montrer le rôle de l'état des réserves aquifères et du bilan hydrique dans le déclenchement des mouvements de terrain et la karstification de surface. Des études en cours (Bollot N., 2010) montrent que les plans de glissements constituent des zones privilégiées pour la vidange aquifère alors que les blocs glissés peuvent entretenir des zones humides sur les versants. Une cartographie géomorphologique fine des sites ateliers et des suivis hydrométrique, piézométrique et climatique s'imposent pour répondre à cette problématique.

Ce projet inscrit dans ceux du GEGENAA pour le prochain plan quadriennal n'a pas encore de financements.

- **Vers un groupe de travail sur les cours d'eau à faible énergie**

Si les cours d'eau à forte énergie ont fait l'objet d'études poussées, notamment en hydrogéomorphologie ce n'est pas le cas pour les petits cours d'eau. Un **groupe de travail** est en train de se constituer avec une première rencontre le 4 et 5 octobre 2010 au Mans.

Notre contribution propose de travailler sur les cours d'eau en échange avec la zone saturée. En effet, les problématiques de mobilité latérale des cours d'eau au sein du corridor fluvial sont rarement rattachées aux échanges nappe-rivière. Pourtant la géométrie de la piézométrie est fondamentale dans le fuseau de mobilité des cours d'eau.

Il s'agit d'étudier le rôle des remplissages alluviaux sur les conditions actuelles d'écoulement en croisant les études de géophysique, les sondages à la tarière, la cartographie hydrogéomorphologique et les mesures sérielles de débit, de conductivité et de températures.

Le projet prévoit également de mesurer l'impact des activités humaines (canaux de navigation, AEP, rejets urbains) sur les écoulements de ces cours d'eau. Ils s'intègrent dans les politiques actuelles de renaturation des corridors fluviaux et de la Directive Cadre Européenne (DCE).

Des bassins ateliers permettront de concentrer les recherches. Les bassins de la Vesle est intéressant car nous pouvons bénéficier des travaux du GEGENAA au sein d'AQUAL et du Pien-Seine.

Ce projet est en cours de montage au sein du groupe de travail.

- **L'application aux milieux montagnards et intramontagnards**

L'application des méthodes hydrologiques au Maroc en milieu semi aride et subhumide dans le cadre des recherches postdoctorale montre des modalités d'écoulements distincts de celles des bas plateaux de l'est de la France.

En effet, les profils hydrologiques et la cartographie des débits spécifiques du bassin supérieur du Haut-Sebou (Devos A. et *al*, 1999, 2001, Nejari A. et *al*., 2001, Gille E. et *al*., 2001) montrent que la vidange aquifère ne s'effectue non pas par drainage généralisé par les cours d'eau mais par des systèmes de sources. Ces derniers assurent 80% de l'alimentation des cours d'eau du bassin en étiage alors que dans les bas plateaux de l'est de la France, les cours d'eau sont les principaux vecteurs du drainage aquifère.

En milieu calcaire intramontagnard de haut plateau et montagnard, les conditions d'écoulement et notamment les contraintes de cheminement karstiques sont liées à l'importance du gradient hydraulique (Maire R., 1990). L'exemple du Haut-Sebou montre que les conditions d'écoulement sont spécifiques à ces milieux.

La karstification soulève le problème des seuils et notamment du seuil de gradient hydraulique régissant des modes d'écoulement contrastés.

Dans les bas plateaux, les gradients hydrauliques maximums sont inférieurs à 200 m alors qu'ils peuvent dépasser 1000 m en montagne. Pour les premiers, la karstification est surtout liée aux contrastes de perméabilité en surface, à la fracturation en zone vadose et à l'étagement des niveaux de base induit par le compartimentage structural en zone saturée. En montagne, la fracturation, le cloisonnement tectonique, les héritages glaciaires et fluvio-glaciaires sont des facteurs structurants pour les écoulements.

Pour mieux déterminer ces derniers selon le gradient hydraulique, nous proposons d'appliquer les méthodes développées dans cette contribution aux milieux montagnards et intramontagnards (causses).

Cette application s'effectue en partie dans le cadre d'une **Action intégrée** entre les Universités de Metz et de Fès, dans laquelle je suis porteur n°2. Elle a pour principal objectif de comparer les résultats à ceux acquis en 1999 durant les travaux postdoctoraux pendant lesquels un changement des pratiques d'irrigation était en cours. En effet, les pompages en nappe tendaient à remplacer une irrigation traditionnelle en *segua* avec des prises gravitaires sur le drain principal selon des calendriers de tours d'eau par tribus afin de se répartir la ressource en eau de manière équitable. Le découpage tribal répondait remarquablement aux conditions d'écoulement car en tête de chaque confédération de tribus, une importante source karstique garantissait l'alimentation du périmètre d'irrigation.

L'application des méthodes hydrologiques avait montré l'impact de cette gestion de l'eau sur les écoulements.

Mais depuis, les pratiques ont changé et de nouveaux outils de modélisation des débits d'étiage (PRESAGE) sont utilisés. Cet projet en cours de réalisation depuis 2010 nous permettra de modéliser ces écoulements de hauts plateaux intramontagnards.

- **Les formations karstiques travertineuses et tufeuses de l'est de la France**

Les écoulements karstiques et leurs morphologies ont été étudiées que tardivement par les géographes (depuis 1992) dans l'est de la France. Mais depuis, les recherches sont fructueuses et les karsts lorrains et champenois sont mieux connus (Audra Ph., et al, 2010). Cependant, les formations travertineuses et tufeuses restent peu étudiées (Devos A. et al, 2009) pour l'ensemble du Grand Est alors que les tufs et les travertins sont utilisés en géomatériaux. L'est de la France présente des formations fossiles et actives très diversifiées puisqu'on y trouve des tufières de sources (en vasques, en dômes, en rigole suspendue), des barrages de travertins alluviaux, des marais tufeux, des oncoïdes, etc... .

Un travail d'inventaire s'impose donc dans un premier temps à partir d'une base cartographique.

Une étude morphologique des formations et des tufières couplée à des prélèvements est prévue. Au sein du GEGENAA l'axe thématique « géomatériaux » propose de caractériser ces géomatériaux calcaires à partir d'analyses en lames minces, de mesures de porosité, d'étude des microstructures au MEB. Il s'agit également de déterminer les anciens sites d'extraction en carrières et les usages dans le patrimoine.

Au sein de l'axe « transferts », il s'agit d'étudier le mode de fonctionnement hydrodynamique des sources alimentant les tufières par un suivi hydrométrique et physico-chimique. L'analyse des ces paramètres dans l'espace le long des édifices et dans les cours d'eau nous permettra également de mesurer leur genèse.

Ce projet ne peut se faire qu'avec une collaboration avec les autres universités du Grand Est. Il concerne à ce jour 3 enseignants-chercheurs de l'équipe.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Abrard R. (1926)** - *Le Lutétien du bassin de Paris*, Société Française d'Imprimerie, Angers, 397 p.
- AERM (1989)** – Atlas – lithologie, perméabilité et sensibilité à la pollution des formations affleurantes du Bassin Rhin-Meuse.
- Albouy JL, Raisonnier A., Munier D., Depons M. (1980)** – *Gouffres et abîmes d'Ile de France*, numéro spécial, Bull. gpe spéléo du CCDF, 230 p.
- Albouy M., Bertaux J.P., Deletie P. (1995)** - L'intervention du mécénat technologique et scientifique d'Electricité De France sur le site antique de Grand (1989-1993), *Annales d'Emulation du département des Vosges*, pp7-14.
- Albouy M., Deletie P., Haguenauer B. (1983)** - *L'amphithéâtre semi' écliptique de Grand - Expertise géologique et géotechnique de son implantation* pp 91-93, Grand, l'amphithéâtre gallo-romain, 132 p., Conseil général des Vosges.
- Albouy M., Bertaux C., Bertaux JP, Bertaux V., Bouvet M., Brunella P., Deletie P., Doyen JP., Golvin JC, Goutal M., Guillaume C., Haguenauer B., Landes C., Maillot L., Olivier A., Olivier L., Remy JL. Et Wible F. (1993)** - *Grand – L'amphithéâtre gallo-romain*. Ed. Conseil Général des Vosges, 132 p.
- Alimen H., Mercier M. (1948)** - topographie dunaire au sommet de l'Auversien dans le Tardenois, BSGF, pp. 2083-2085.
- André G., Proudhon B., Rebours H., Wileveau Y. (2006)** - Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation : exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris), *C. R. Geoscience* 338 (2006) 931–941
- Antoine P. (2002)** – Les loes en France et dans le Nord-Est européen, *revue française de géotechnique*, N°99, pp.3-21.
- Aubert D. (1969)** – Phénomènes et formes du karst jurassien, *Eclogae geol., Helv.*, 62/2, pp.325-399.
- Audra Ph. (Dir.) (2010)** – Grottes et karsts de France, *Karstologia Mémoires*, N°19, 360 p.
- Auerbach B. (1893)** - *Le plateau lorrain*, Essai de géographie régionale, Paris-Nancy 1893.
- Aurouze J., Clermonte J., Demassieux 1., Leroux J. (1969)** - Structures tectoniques des terrains jurassiques supérieurs (Séquanien à Portlandien) entre Verdun (Meuse) et Joinville (Haute-Marne), *Bull. et Société Lorraine des Sciences* Tome VIII n°2
- Azéma J.P. (1998)** – Moulins sur sources karstiques dans la région des Grands-Causés, *Moulins de France*, n°35, pp.5-9.

B

- Baier A. (2002)** - Die "Steinerne Rinne" am Berg südlich Erasbach/Opf. - eine Untersuchung zur Hydrogeologie und -chemie des Seichten Karstes.- *Geol. Bl. NO-Bayern* 52, 1-4: 139-194, Erlangen 2002.
- Balbrick V. (2004)** - *Essai méthodologique d'analyse de données hydrologiques aux stations hydrométriques et lors de campagnes de mesures en période d'étiage – application au bassin versant du Rognon*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Reims Champagne-Ardenne, 133 p (+annexes).

Ballif JL. (1989) - Erosion dans le vignoble champenois : influence des techniques culturales (France), *Cah. ORSTOM*, sér.Pédol., vol.XXV, n°1-2, 1989-90, pp.151-156.

Ballif JL (1998) – *Dynamique de l'eau et irrigation en Champagne*, Ed. Johanet 120 p.

Banton O., Comte JC, Monsdain Ph, Pillet MA. (2008) - *Etude du fonctionnement du bassin d'alimentation du Champ captant de Couraux*. Rapport de synthèse- Communes de Taissy et Puiseulx (marne), rapport Calligée-Hydriad N06-51113D, SIABAVE, 33 p.

Barbin V., Laurain M., Ballif JL., Coulon JL., Guérin M., Jacquemin F., Marre A., Muller JC., Pomerol B., Rambaud D., Robillon G., Roux M., Thévenin S., Tourtebatte P. (1993) – La craie au cœur de la Champagne, Coll. Culture Scientifique Technique et Industrielle en Champagne-Ardenne, Ed. ORCCA.

Baran N., Chabart M., Braibant G., Joublin F., Pannet P., Perceval W., Schmidt C. (2006) - *Détermination de la vitesse de transfert des nitrates en zone crayeuse sur 2 bassins versants à enjeux : la Retourne (08) et la Superge (51)*. Rapport final BRGM/RP-54985-FR., 108p.

Barousse V. (2007) - Les carrières souterraines de l'Aisne : un patrimoine méconnu, *Subterranea*, n°142, pp. 34-40.

Blondeau A. (1965) - *Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire*, Thèse, Paris, 467 p.

Bonnard J.Y., Guénaff D. (2005) - *Souterrains de la Grande Guerre – D'Attiche aux Cinq Piliers*, Ed. Alan Sutton, Coll. Témoignages et Récits, 128 p.

Bonnet T., Colbeaux JP (1999) - L'analyse morphologique spatialisée : apports d'une méthode à la détection des accidents, une nécessité dans l'approche hydrodynamique et karstologique des aquifères fissurés. Exemples dans le Nord de la France crayeux, *Geodinamica Acta* (Paris) 1999, 12, 3-4, 223-235.

Beaujoin S. (2009) - *Karst et modalités d'écoulement des eaux sur le versant sud de la Montagne de Reims : l'exemple du bassin versant de la Livre*, Mémoire de Master 2, Université de Reims-Champagne-Ardenne, 144 p.

Beaudoin J.-P. (1974) - *Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois*. Mém.maîtrise géographie, Univ. Nancy, 94 p.

Benoit JM. (1989) – *Moulins et meuniers du Pyas de la Nied*, Ed. Serpenoise, 374 p.

Bergerat F., Elion P., Frizon de Lamotte D., Proudhon B., Combes Ph., André G., Wileveau Y., Laurent-Charvet S., Kouradian R., Lerouge G., Ott D'estevou Ph. (2007) - 3D multiscale structural analysis of the eastern Paris basin: the Andra contribution, *Mém.Soc. Géol.France*, n.s., n°178, pp.15-35.

Bertaux J.P.,C., Guillaume J., Roussel F.(1990) – Grand, Vosges, Images du Patrimoine, 72 p.

BIEF (1998) – *Calcul des relations avec la nappe des 23 biefs du canal de l'Aisne à la Marne*, étude VNF, service de la navigation de la Seine, arrondissement Champagne, Bureau d'Ingénierie et d'Etudes Fluviales, Paris, 30 p.

Blary F., Gély JP., Lorenz J., Obert D., Viré M. (2004) – La Pierre à Château-Thierry, de la carrière à la ville, Langres, 99p.

Blouet V. et Jacquemot D. (1986) - *introduction à l'inventaire du canton d'Ars (57)*, extrait de rapport d'inventaires des phénomènes karstiques de l'Agence Financière de Bassin Rhin-Meuse, N°E9369.

Bravard JP. (1999) – le flottage du bois et le changement du paysage fluvial des montagnes françaises, *Médiévales*, Vol.18, N°36, pp.53-61.

BURGEAP, 1991 - *Etudes préliminaires à l'implantation des dispositifs d'épuration par infiltration-percolation*, rapport BURGEAP s.d. des Agences de l'Eau et du Ministère de l'Environnement, 12 p.

Butaeye D.(2004a) – *Analyse de la fissuration de la craie dans les zones non saturées, épinoyées et saturées à l'échelle du bassin-versant de la Vesle. Relations avec les transferts hydrogéologiques*. Rapport d'avancement, URCA, 31 p.

Butaeye D. (2004b) - *Analyse de la fissuration de la craie dans les zones non saturées, épinoyées et saturées à l'échelle du bassin versant de la Vesle – relations avec les transferts hydrologiques*. Rapport étude postdoctorale, GEGENA, Univ. Reims, 37 p.

Buvignier A. (1852) - *Statistique géologique miéralogique et paléontologique du département de la Meuse*. Baillière, Paris, 694 p. carte et un atlas de 32 pl.

C

CACG (1992) – *Etude du soutien du débit d'étiage de la Vesle*, rapport de la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne, avec le soutien du Laboratoire d'Ecologie de l'Université de Metz, Syndicat mixte intercommunal d'aménagement du bassin de la Vesle, 179 p. Vol. texte et annexes.

Cabouret M. (1999) – *l'irrigation des prés de fauche en Europe occidentale, centrale et septentrionale*, essais de géographie historique, Ed. karthala, 319 p.

Caramelle F. (1998) - *Contribution à l'étude du karst du Pays-Haut ; le bassin versant de la Vallée d'Anderny*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 104 p.

Carré J., Pinta M., (1979) - Variations des teneurs en strontium dans les eaux du Bassin de Paris, *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.288, série D, 1115-1118.

Carey SK, Woo., M-K (2000) – The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, Subarctic Yukon, Canada, *Journal of Hydrology*, n°233, pp.206-222.

Carpentier C. (2004) - *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris*. Thèse, Université de Nancy I, 470 p.

Castany G., Margat J (1977) – *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, Ed. BRGM, 249 p.

CEGUM (1992) – Livret-guide des excursions, Journées hydrologiques Metz-Arlon 1992, Comité national de géographie-commission d'hydrologie continentale, Metz-Arlon.

CEGUM (1993) - *Catalogue des débits d'étiage de la Meuse. Campagnes 1992. Mouzon et affluents de la Meuse entre la Méholle, la Scance et la Chiers*. AERM.

Cérépi A. (2002) - Quantitative analysis of fracturing heterogeneity: application to underground quarries. *C. R. Geoscience*, 334, pp. 163–170

Choisel C. et R., Demouy P., Devos A., Duménil C., Tamine M., Tébib R. et R. (2004) – Champagne-Ardenne, Encyclopédie Bonneton, 319 p.

Choppy J. (1987) – E.A. Martel – *Comptes-rendus à l'Académie des Sciences*, Choppy Ed., Paris, 205 p.

Ciry R., (1959) - Une catégorie spéciale de cavités souterraines : les grottes cutanées. *Ann. Spéléologie*, t.XIV, fasc.1-2, pp.22-30.

Clément A., Thomas G. (2001) – *Atlas du Paris souterrain, la doublure sombre de la ville lumière*, Ed. Parigramme, 193 p.

Clermonté J. (1965a) - Sur le prolongement vers le nord du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse), *CR sommaire des séances de la Société Géologique de France*, Fascicule 5, 175 p.

Clermonté J. (1965b) - *Etude géologique et hydrogéologique dans la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse)*, Mémoire soutenu pour le diplôme d'étude supérieur de sciences naturelles, Université de Nancy, 98p +annexes.

Cojan I., Brulhet J., Cornonnois J., Devos A., Gargani J., Harmand D., Jaillet S., Jouve A., Laurain M., Lejeune O., Leroux J., Losson B., Marre A., Moreau MG, Ricordel C., Simon-Coyndon R., Stab O., Thirry M., Voinchet P. (2007) - Morphologic evolution of eastern Paris Basin : « ancient surfaces » and Quaternary incisions, *Mémoires SGF* N° 178, pp. 135-155. N° ISSN 0249-7549, N°ISBN :2-85363-092-7.

Colbeaux JP., Sommé J. (1981) - Fracturation du substrat crayeux et géomorphologie dans le Nord de la France. Exemple de la feuille e Desvres à 1/50 000. *Bull. Ass.Fr. Quaternaire*, 1, pp.33-39.

Colbeaux JP., Sommé J. (1985) - Signification des analyses de linéaments dans le Nord de la France. *Hommes et terres du Nord*, pp.195-200.

Collon P., Fabriol R., Buès M. (2004) – Ennoyage des mines de fer lorraines : impacts sur la qualité de l'eau, *C.R. Geoscience* 336 (2004), pp.889-899.

Collon P., Fabriol R., Buès M. (2006) – Modelling the evolution of water quality in abandoned mines of the Lorraine Iron Basin, *Journal of hydrology* (2006) 328, pp.620-634.

Cook A., Hourte A-C. (1996) – Patrimoine et culture industrielle en Lorraine, Ed. Serpenoise, 224 p.

Corbonnois J. (1994) – Influence des voies d'écoulement de l'eau sur le régime des transports solides et dissous dans les calcaires du Portlandien, exemple du bassin de Rembercourt (Lorraine, nord-est de la France), *Hydrol.continent*, vol.9, n°2, pp.123-138.

Corbonnois J., François D., Arts I., Sary M., Gille E., Gamez P., Devos A., Decloux J.P. (1999) - *Répartition des écoulements en basses-eaux. Aspects méthodologiques*, Comité National Français de Géodésie et Géophysique, Rapport Quadriennal 1995-1998, XXIIe Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham (Angleterre), du 18 au 30 juillet 1999, pp.253-260.

Corbonnois J., Humbert J. (2000) – *Ressources et gestion de l'eau dans les bassins français de la Meuse, de la Moselle et du Rhin*, pp.119-149, in Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques –gestion des excès et de la pénurie, sdr JP Bravard, 287 p., Ed. Sedes.

Corbonnois J., Devos A., Dolique F., Fauvel JP, Harmand D., Jaillet S., Laurain M., Lejeune O., Le Roux J., Losson B., Marre A., , Sibileau L.,Sd JAILLET S. (2001) - Site Meuse/Haute Marne – Quantification de l'érosion - Dynamique de l'évolution morphologique – phase 2000-2001 des études de terrain, 2 tomes, 169 p et annexes – rédaction du thème 2.: L'incision du réseau hydrographique aux confins Meuse/Haute-Marne: étude des stades de creusement de la vallée de la Marne.pp.20-42, (ANDRA, CEGUM, GREURCA-G2R, laboratoire géographie Nancy II)-rapport final DRP0 G2R 01-001/A.

Corbonnois J., Devos A., Harmand D. , Laurain M., Lejeune O., Losson B., Marre A., Matthieu J., sous la direction d'A. Marre (2004) - *Acquisition de données nouvelles sur le terrain, modèle conceptuel et participation aux synthèses* , rapport d'étude ANDRA phase 2003, 2 volumes, 97 p., 2004.

Cordier S. (2004) – Les niveaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblence : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidence climatique et tectoniques, thèse de doctorat, Université Paris XII, 2 tomes, 288p.

Colin G., Godard A. (1962) – Les dépressions fermées en Lorraine, *Revue Géographique de l'Est*, t.II, n°3, pp.233-261.

Cornuel J. (1879) – Observations sur les puits naturels des calcaires portlandiens des départements de la Haute-Marne et de la Meuse et sur le minerai de fer qu'ils renferment. *Bull. de la Sté Géologique de France*, 3^{ème} série, tome I, pp.722-739, séance du 23 juin 1879.

Coulon M. (1986) - Contribution de la sismique-réfraction à la connaissance de la zone d'altération de la craie et de ses formations superficielles (évolution géomorphologique et implications géologiques au Nord de la Montagne de Reims). *Bull. Information des Géol. du Bassin de Paris*, 23, 2, pp.29-36.

Coulon M. (1992) – La distension oligocène dans le Nord-Est du Bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, SGF, Paris, t.163, n°5, pp.531-540.

Courrèges M. (1997) – Le crypto-karst de la péninsule du Médoc ; crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, Vol.8, n°2-3, pp.289-304.

Cousin M. (2002) – Archéologie des carrières souterraines de Doué-La-Fontaine – A la recherche d'un passé souterrain en Anjou, GAL'ART Ed., 109 p.

Cunrath E. (2007) – *Pierre de taille – artisanat – Outillage et applications : forges –extraction –taille*, Ed. Archives des artisans de la pierre de taille, 272 p.

D

Debesse-Arvisset (1928) – le Chatillonnais, *Annales de géographie* Vol. 37, N°209, pp.428-451.

Deffontaines B., Cadet J-P., Fourniguet J. (1991/1992) - L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France, *Géodinamica Acta*, 5, 4, pp. 279-292

De Grouchy S. (1992) – Une méthodologie appliquée aux études préliminaires « mouvements de terrain » : l'exemple du PER pilote de Laon, Mémoire IATEUR, Université de Reims, 87 p.

Delafosse W., Guyot H., Bellard A. (1932) - La question des mardelles en Moselle, *Bull. Soc.Hist.Nat. de la Moselle*, 33^{ème} cahier, 4^{ème} série, T.IX, pp.89-102.

Delannoy JJ. (1997) – Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie. Les apports morphogéniques du karst, Thèse d'Etat, Grenoble, Ed. Septentrion, 678 p.

Delannoy J-J., Nicod J. (2000) – *Les hydrosystèmes karstiques et la gestion de leurs ressources et des extrêmes*, pp.70-95. in « les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques – gestion des excès et de la pénurie », sdr de J-P. Bravard, Ed. Sedes, 287 p.

Demassieux L. (1966) – *Etude géologique et hydrogéologique des environs de Bar-le-Duc*, DES Sciences Nancy.

Denys E. (2005) - *Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays : exemple dans la forêt de Trampot (Vosges)*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, p.

Denys-Thomas E. (2006). *Ressources en eau, écoulements de surface et souterrain sur le revers de la Côte de Meuse : exemple de la région de Grand (plateau du Haut-Pays)*. Mémoire de Master 2 Recherche de Géographie, université de Nancy 2, 108 p + annexes.

Denys-Thomas E & Harmand D. (2006) - Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays. Exemple de la Forêt de Trampot. In : *Annales de la Société d'émulation du département des Vosges.*, n. s. n° 17, 5-13.

Descombes R. (1982) – *La Sarre au fil de l'eau, l'hydrologie, les crues et les inondations, la pêche et les poissons, le flottage des bois, la navigation, l'énergie hydraulique et les moulins*, 209 p.

Dethier M., Willem L. (2005) - Les invertébrés des carrières souterraines de craie de la Montagne Saint-Pierre (Province de Liège-Belgique), *Notes faunistiques de Gembloux* n°57, pp.17-27.

Devaux F. (1974-1979) - Inventaire spéléologique du département de la Meuse, *Spéleo L* n°5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, Nancy.

Devos A. (1991) - *Ressources et qualité des eaux du bassin de la Fensch*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Metz, 120 p.

Devos A. (1991) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la vallée de la Saulx*. Mém. DEA géographie, Univ. Metz, 95 p.

Devos A., Jaillet S. (1996a) - Le Barrois en quelques mots, *Echo des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996, pp 3-9.

Devos A., Jaillet S. (1996b) - Synthèse bibliographique des traçages dans le Barrois et son pourtour immédiat, *Echo. des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996, pp 10-32.

Devos A. (1996a) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. Thèse doctorat géographie, Univ. Metz (nov. 1996), éditée aux PU Septentrion, Villeneuve d'Ascq (janv. 2000), 443 p.

Devos A. (1996b) - Circulations hydrologiques dans le synclinal de Treveray - mise en évidence d'un karst de profondeur, *Echo. des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996, pp 33-43.

Devos A. (1996c) - Les moulins de la vallée de la Saulx barroise, *Le Pays Lorrain* N°2-1996, pp 119-124.

Devos A., Jacquemin D. (1996) – Les fosses de la Saulx, *Echo des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996, pp 44-52.

Devos A., Depaquis JP., Herbillon C., Jaillet S. (1996) - Une campagne de mesures sur le Rupt-du-Puits, *Echo des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996, pp 58-67.

Devos A., Sary M. (1996) - Captures actives et hydrologie entre Marne et Meuse (Lorraine), Actes du colloque "paléoréseaux hydrographiques quaternaires", *Revue Géographique de l'Est*, Nancy 6-8 Sept. 1995, pp 309-320.

Devos A., François D., Sary M. (1996) - L'alimentation des canaux de navigation en Lorraine et son influence sur l'écoulement des rivières en périodes de basses eaux, Hommage à Monique Dacharry, *Hommes et Terres du Nord*, 1996, pp 39-46.

Devos A. (1997) - Les moulins à eau et le canal de la Marne au Rhin dans la vallée de l'Ornain. *Bull. des Sociétés d'histoire et d'archéologie de la Meuse*, 1994-95 n°30-31, pp.231-244.

Devos A. (1998) - *La Lorraine : un patrimoine molinologique riche et diversifié mais peu valorisé*, *Moulins de France* n°33, revue de la Fédération Française des Amis des Moulins, pp.4-5.

Devos A., Jaillet S. (1998) - Les sources de la Saulx barroise, typologie, contraintes et potentialités, *Mosella* Tome XXIII, n°1-2, pp.149-168.

Devos A. (1998) - Hydrologie en pays calcaire: exemple de la Saulx barroise, *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes*. Actes du symposium « Problèmes de l'environnement en Saar-Lor-Lux », Saarbrücken, pp.11-25.

Devos A., Jaillet S., Gamez P. (1998) - Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois, livre des contributions au colloque "Karst & Tectonics" Han/Lesse, pp.53-56.

Devos A. (1998) - Les moulins hydrauliques au Maroc, *Moulins de France* n°35, pp.4-5.

Devos A., Jaillet S., Gamez P. (1999) - Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois, *Géodynamica Acta* 1999, 12, 3-4, pp 249-257.

Devos A., Nejari .A, Gille .E, Akdim .B, Benjelloul M. (1999) - Ressources et usages de l'eau dans le bassin supérieur de l'oued Guigou (Moyen-Atlas – Maroc)", Etudes de Géographie Physique de l'Université d'Aix-Marseille N°XXVIII, 1999, pp 191-195, actes du colloque du 8-10 octobre 1998 "la montagne méditerranéenne: paléoenvironnements, morphogenèse, aménagements".

Devos A. (1999) - Les moulins hydrauliques au Maroc (suite), *Moulins de France* n°40, pp.4-5.

Devos A., Benjelloul M., Nejari A. (2001) -Ressources en eau et leurs utilisations dans la plaine du Guigou, *Mosella* tome XXV, N°3-4, pp.327-340, acte du colloque "Eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins, Fès, 21-27 septembre 1999.

Devos A. (2003) - Les limites spatiales en hydrologie – exemple de discrétisation spatiale en période d'étiage, *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims (TIGR)* N°113-114, Vol.29, p.113-126.

Devos A. (2006) - Karst et hydrologie en Argonne, *Horizons d'Argonne* n°83, pp.39-46, ISSN 0441-2303.

Devos A., Lejeune O., Chopin E. (2007) - Structural control on surface flow in karstic environment, *Geodinamica Acta*, 20/6, pp. 393-402.

Devos A., Lejeune O., Chopin E. (2007) - Karstic infiltration dynamics and spatialisation of schalk aquifer drain, exemple of the uper Vesle basin (dry champagne, France), *European Journal of water quality (EJWQ)* Tome 38, Fasc.1, pp23-38, ISSN 1023-6368.

Devos A., Sosson C., Lejeune O., Fronteau G. (2008) - Rôle des contextes géomorphologique et géologique dans l'abandon des carrières de pierre du Lutétien autour de Reims. Actes Colloque international « Pierre du Patrimoine européen – Economie de la pierre, de l'Antiquité à la fin du XVIIIè siècle, en Europe ». Château-Thierry, 18-21 octobre 2005, Editions du Comité des travaux historiques et scientifiques (CTHS), Paris, pp.423-432.

Devos A. , Sosson C., Lejeune O. (2008) - Les carrières souterraines de Glennes (Aisne-02), *Subterranea* n°148, pp.110-118.

Devos A., Marre A., Lejeune O., Pargny D., Combaud A., Harmand D., Losson B., Lebaut S., Gille E., Manceau L., Francois D., Drogue G. (2009) - Variation spatiale des débits des cours d'eau dans la région Meuse/Haute-Marne, acquisition des données, rapport andra C.RP.0GRU.09.0002.A, 143p.

Devos A, Marre A., Lejeune O.,, Pargny D., Combaud A., Harmand D., Losson B., Lebaut S., Gille E., Manceau L., Francois D., Drogue G. (2009) - Variation spatiale des débits des cours d'eau dans la région Meuse/Haute-Marne, synthèse des données de terrain, rapport andra C.RP.0GRU.09.0002.A, 39p.

Devos A., Sosson C., Lejeune O., Fronteau G. (2008) - Rôle des contextes géomorphologiques et géologiques dans l'abandon des carrières de pierre du Lutétien autour de Reims, Pierres du Patrimoine Européen – économies de la pierre de l'Antiquité à la fin des temps modernes, Ed. CTHS, 423-432.

Dewerd H.C., Paques G., Willmann F. (2009) – Les Muches – souterrains-refuges de la Somme, Ed. Alan Sutton, 160 p.

Dorel-Ferré G., sdr (2005) – Atlas du patrimoine industriel de Champagne-Ardenne- Les racines de la modernité, Ed. Scérén CRDP Champagne-Ardenne, APIC, 187 p.

Dufaut P. (1998) – Les affaissements de surface au dessus des mines et carrières souterraines, *Géochronique* N°66, BRGM, Sté Géologique de France, pp.5-9.

Duprat M. (1997) - Modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie, *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, T5 (2^{ème} série), Octobre 1997, p. 269-287

Durup de Baleine A. (1989) - *Le karst de la Forêt de Hesse. Etude géomorphologique d'un karst vert en Lorraine occidentale*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 286 p.

Durup de Baleine A. (1991) - La Meuse karstique. Le karst de la forêt de Hesse. *Connaissance de la Meuse n°19*, Bar-le-Duc, 4 p.

Durup de Baleine A. (1991) - Le karst de la forêt de Hesse. Découverte karstique dans le bois de Parois *Connaissance de la Meuse n°21*, Bar-le-Duc, 5 p.

Dutil P., Ballif J.L. (1968) - Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryoturbés. *Sciences du sol*, N°2, p.79-91.

Dorniol Y. (1997) - *Etude morphologique de la vallée de la Moselle entre Neuves-Maisons et Chaudeney-sur-Moselle*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 108 p.

E

Eric L., JFW (2007) - La carrière Vedelle, <http://souterrains.vestiges.free.fr>.

Errard S. (1942) - *Le problème de la « capture » de la Moselle*. Mém. DES hist.-géo., Nancy, 2,vol., 217 p. (+ 49 photos).

Estèves M. (1989) – Mesures des débits par intégration des cours d'eau, normalisation des méthodes de traitement des données, AERM, 18 p.

F

Fanton M., Marre A. (2007) – Les cartes hydrogéomorphologiques en région tempérée : l'exemple de la vallée de la Marne entre Vitry-le-François et Châlons-en-Champagne, BAGF Géographies, pp.22-34.

Ferreira E. (2004) - *Aspect environnementaux et paysagers des canaux de navigation en milieux calcaires – le canal de la Marne à la Saône – en amont de Chaumont, Versant marne*, mémoire de Maîtrise de géographie de l'Université de Reims Champagne-Ardenne, 126p + annexes.

Ferrari B. (2010) – Les souterrains dans la fortification, du Moyen-Age à la Grande Guerre de 14-18, *Subterranea* N°154, pp.34-63.

Fizaine J.-P. (en cours) - *Contribution à l'étude des paléokarsts et des surfaces ferruginisées dans les régions frontalières du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland*. Mém. DEA géographie, Univ. Nancy II.

Ford T.D., Pedley H.M.(1996)- A review of tufa and travertine deposits of the world , *Earth-Science Reviews* 41, 117-175.

Ford D., William P. (1989) – *karst geomorphology and hydrology*, Ed. UnwinHyman Ltd.London 1989, 601 p.

Freytet P. (1990) - Contribution à l'étude des tufs du Bassin de Paris: Typologie des édifices tuffacés (stromatolitiques) des chenaux fluviaux (aspects macroscopique), , Actes du colloque de Rouen (14 novembre 1989), Travaux du groupe Seine 5, Bull.38, Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, 9-28.

Frischmann E. (1997) - *Le Muschelkalk supérieur de la périphérie du bassin houiller : problème de karstification, aménagement et gestion des ressources*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Metz (juin 1997), 111 p.

Fronteau G., 2000 - *Comportement tectogénétiques des principaux calcaires de Champagne-ardenne en relation avec leur faciès de dépôt et leur séquençage diagénétique*, thèse de l'université de Reims-Champagne-Ardenne, 302 p.

Fronteau G., Moreau C., Thomachot C., Barbin V. (2010) _ Variability of some lutetian building stones from the Paris Basin, from characterisation to conservation, engineering geology, 115, pp. 158-166.

G

Gaillard S. (1999) – *Dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydrosystème à faible énergie*, Université Paris IV, Thèse de doctorat, septentrion, 237 p.

Gamez P. (1977) - *Etude géomorphologique d'un bassin-versant karstique : les Bouillons de Delut (Meuse)*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Metz, 64 p.

Gamez P., Gras F., Sary M. (1979) – Le revers de la Dalle d'Etain en Lorraine septentrionale. Un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe, *Ann. Sté Géol. de Belgique*, t.102, pp.47-52.

Gamez P. (1985) - Karstologie lorraine, *Spéleo L* n°15 spécial, 16ème Congrès national FFS, pp 35-46.

Gamez P. (1992) - Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine). Thèse doctorat géographie, Univ. Metz (janv. 1992), éditée dans *Mosella*, PUM, Metz (1991 (parution 1995), t. XXI, 453 p.

Gamez P. (1998) – *Quelques problèmes d'aménagement et d'environnement dans les zones karstiques lorraines*, actes du colloques « problèmes de l'environnement », Saarbrücken, pp.41-51.

Gardner, C.M.K., Cooper, J.D., Wellings, S.R., Bell, J.P., Hodnett, M.G., Boyle, S.A., Howard, M.J. (1990) - *Hydrology of the unsaturated zone of the Chalk of SE England*. In: Chalk. Thomas Telford, London, pp. 611–618.

Gaudiot C. (Dr), (1978) :La première épidémie de choléra asiatique dans la Meuse et particulièrement dans la région de Verdun en 1832, *Bull. Stés Hist. et d'Archéo., de la Meuse*, N°15, pp.175-200.

Gély J-P. (1996) - Le Lutétien du Bassin de parisien : de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 34, n°2, p. 3-27.

Gély J-P. (1992) - Utilisation des différentes pierres de construction dans le Tardenois : exemple du Château médiéval de Fère-en-Tardenois et de sa galerie Renaissance (Aisne, France), *117^{ème} Congrès nat. Soc. Sav., Clermont-Ferrand*, 2^{ème} Coll. Carrières et Constructions, p. 89-101

Gély J-P. (1996) - Le Lutétien du Bassin de parisien : de l'analyse séquentielle haute résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 34, n°2, pp. 3-27

Gély J-P., Mercier S., Obert D. (1986) - Plis croisés et fracturation des calcaires lutétiens aux alentours du Faubourg Saint Jacques (Paris), *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 23, n°4, p. 11-17

Gély J-P., Lorenz J., Merle D. s.d. (2009) - Le Lutétien, *Géochronique*, Dossier n°109, pp. 15-47

Gérard M. (2000) - *Les vallées de la Meuse et du Mouzon : liens entre karstification des calcaires et encaissement des cours d'eau (revers de la côte du Bajocien au Sud de Neufchâteau)*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 147 p. (+ 1 carte h.-t.).

GEREEA (1988) - Mesure des débits des cours d'eau du bassin du Vair. Campagne d'étiage 1988. AFBRM, 17 p. + 12 annexes.

GEREEA (1990) - Revalorisation du catalogue des débits d'étiage. Campagne 1990. Bassin de la Meuse en amont de Neufchâteau. AFBRM.

GEREEA (1991) - Catalogue des débits d'étiage de la Meuse. Campagne 1991. Connaissance des prises et rejets du Canal de la Marne au Rhin. AERM.

GEREEA (1992) - Revalorisation du catalogue des débits d'étiage de la Meuse. Campagne 1992. Affluents de la Meuse entre le Mouzon et la Méholle. La Meuse entre Verdun et la Chiers. Les prises et rejets du Canal de l'Est branche Nord entre Troussey et Rémilly. AERM.

Geurts M.A., Frappier M., Tsien H.H. (1992) - Morphogenèse des barrages de travertin de Coal-River Springs, sud-est du territoire du Yukon, *Géographie physique et Quaternaire*, vol.46, 2, 221-232.

Gille E. (1985) - Contribution à l'étude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle: problématique de l'utilisation d'un modèle couplé à discrétisation spatiale. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Ecole Nationale Supérieure des Mines et Université Pierre et Marie Curie, 213 p.

Gille E., Nejari A., Devos A., Benjelloul M. (2001) - Le lac d'Aguelman Sidi Ali: un évaporomètre naturel ?, *Mosella* tome XXV, N°3-4, pp.55-70, actes du colloque "Eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins, Fès, 21-27 septembre 1999.

Gimpel J., Pernoud R., Delatouche R. (1986) – *Le Moyen Age pour quoi faire ?*, Ed. Stock.

Gobancé G. (2010) – Les apports méthodologiques de l'observation souterraine sur les dynamiques géomorphologiques de versant, Mémoire de Master 2 DDMNA, 79 p.

Gorlet J.-J. (2005) - *La guerre des mines dans l'Oise - 1914 1917 en secteur calme*. Ed. Société historique et scientifique de Noyon, 2005.

Gossé E. (1990) - les carrières de la colline des Brillants dite de « Rodin » à Meudon, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vo.27, N°4, pp.7-16.

Grimberieux J.(1954-1955) – Origine et asymétrie des vallées sèches de Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, LXXVIII, pp.267-286.

Guillerme A. (1990) – *Les temps de l'eau – la cité, l'eau et les techniques*, Ed. Champ Vallon, Coll. Milieux, 263 p.

Guillerme A. (1999) – les moulins hydrauliques dans le bassin parisien, *Moulins de France* n°38-39, pp.4-6.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J-P., Gaulier J-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O., Grandjean G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints, *Geodinamica Acta*, 13, pp.189–246

Guyot Ph. (2004) - La guerre des mines à Vauquois, 14-18 *Le magazine de la Grande Guerre* n°19, pp.16-23..

Haguenauer B., Delétie P. (1991) - Mythe ou réalité de la ressource en eau du site de Grand, *Les Dossiers de l'Archéologie* n°162, pp 67-72.

Haguenauer B., Hilly J. (1987) - Naissance et déclin du Bassin Parisien dans ses marches orientales - Aspect et évolution géologique du bassin Parisien, *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, n°6, pp 105-115.

Hardier T. (2004) - *Une guerre souterraine. Creutes et tunnels du Chemin des Dames*, pp.104-108, in Offenstadt N., sdr, *Le Chemin des Dames- de l'Événement à la mémoire*, Ed. Stock, 493 p.

Harmand D. (1992) - *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*, PU Nancy, 146 p.

Harmand D. (2004) – *Genèse et évolution du réseau hydrographique (creusement des vallées et captures) dans les régions de moyennes latitudes : exemple de l'Est du bassin de Paris*. Mém. habilitation géographie, Univ. Nancy II, 272 p. (49 figures, 10 tableaux).

Harmand D., Lejeune O., Jaillet S., Allouc J., Occhietti S., Bruhlet J., Fauvel P.J., Hamelin B., Laurain M., Le Roux J., Marre A., Pons E., Quinif Y., et Devos A. (2004) - Dynamique de l'érosion dans le Barrois et le Perthois (est du Bassin de Paris) : incision et karstification dans les bassins versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain, *Quaternaire* n°15 (4), 2004, pp. 305-318.

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, *C. R. Geoscience*, 334 (2002) 295–302. 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.

Hayashi M., Van der Kamp G., Schmidt R. (2003) – Focused infiltr of snowmelt water in partially frozen soil under small depressions, *Journal of hydrology* n°270, pp.214-229.

Henry D. (1992) - *Inventaire d'un remplissage karstique à Wameau, Belleville-sur-Meuse*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 86 p.

Herbillon C., Jaillet S., Depaquis JP, Devos A., Jacquemin D., Robert N., Taillez C. (1996) - Quatre traçages complémentaires effectués au cours de l'hiver 95/96, *Echo des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996 pp 77-79.

Héricart de Thury L. (1815) - *Description des catacombes de Paris*, Ed. Bossange et Masson, Paris, 382 p. et planches.

Hottenger G. (1923) - Les anciennes minières de fer fort – Saint-Pancré et Aumetz, *Bull. Sté. indus. de l'Est* N°167-168, Ed. Berger-Levrault, Nancy, pp.1-37.

Humbert J., Kaden U. (1994) – détection des modifications de l'écoulement fluvial au moyen de l'indice de débit de base, *Revue de Géographie Alpine*, RGA n°2, pp.25-36.

Husson N. (1867) - *Origine de l'espèce humaine dans les environs de Toul par rapport au diluvium alpin*. JB Baillères et Fils Ed., Paris, 16 p.

I

Ingargiola J-F., Jacquin T., Amiot M., Pascal A., Rat P., Thierry J., Marion M., Tinette R., Lamy C. (1989) – *Les ressources en eau du Chatillonnais*, Conseil général de la Côte d'Or, 67 p.

Izouakane H. (1989) - *Etude préliminaire du réseau du Rupt du Puits*. Mém. DEA géographie, Univ. Nancy II, 65 p.

J

Jacquemin D., Gamez P. (1994) - Inventaire souterrain du Bois de Trampot. Hadès n°8, *Les cahiers spéléologiques de Lorraine*, Metz pp. 7-67.

Jaillet S. (1994) - *Le karst de surface et d'infiltration du Rupt du Puits. Etude du milieu naturel pour la réalisation d'un sentier karstique*. Mém. licence géographie, Univ. Metz, 103 p.

Jaillet S. (1995) - *Le géosystème karstique du Rupt du Puits : étude morphologique de l'exo- et de l'endokarst*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Metz, 173 p.

Jaillet S., Devos A., Herbillon C., Depaquis JP, Beaudoin JP, Gamez P. (1996) - Multitraçages sur le bassin d'alimentation du Rupt-du-Puits, *Echo des Cavernes Meusiennes* N°4, 1996 pp 70-76.

Jaillet S. (1996) - *Dynamique des karsts couverts de bas plateaux : l'exemple du Rupt du Puits (Lorraine / Champagne, France)*. Mém. DEA géographie, Univ. Bordeaux III, 151 p.

Jaillet S. (2000) - Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine / Champagne, France). Structure - Fonctionnement - Evolution. Thèse doctorat géographie, Univ. Bordeaux III (déc.2000), 2 vol., 712 p, en cours d'édition partielle dans *Karstologia Mém.*, n° 12.

Jaillet S., Devos A. (2001) - Structure et comportement d'un aquifère karstique de la vallée de la Saulx: les sources de Rupt-aux-Nonains (Lorraine-Meuse)- implication pour la gestion d'un captage AEP, *Bulletin du Groupe Francophone d'Humidité et des transferts en Milieux Poreux* (GFHN) n°46, avril 2001, pp;183-188. Actes des 26^{ème} Journées du GFHN "Milieux poreux et milieux vivants", 27-28 Nov.2001, Meudon, organisées par l'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat – Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Vaulx-en-Velin (Rhône).

Jaillet S., Depaquis JP., Herbillon C. (2002) - Le karst et les carrières souterraines du Barrois : un siècle et demi de relations Hommes/Milieu, *Karstologia* N°40 – 2/2002, 27-38.

Joanne P. (1881) – *Géographie de la Meuse*, Ed. Hachette et Cie, 53 p.

Joly H. (1911) - *Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes*. Thèse, Nancy, éditée chez A. Barbier, Nancy, 350 p.

Joly H. (1927) – Les relations des ruisseaux souterrains de la région de Tucquenieux avec les venues d'eau souterraines, *revue de l'industrie minière* N°154.

L

Laborde J.-P. (1978) - *Débits mensuels d'étiage. Bassin de la Meuse. 1 – Bassin de la Haute Meuse en amont de Maxey-sur-Meuse*. Mission déléguée de bassin Rhin-Meuse, 31 p.

Lachaux G. (2005) - *Les creutes –Chemin des Dames et Soissonnais*, Ed. L'encrier du Poilu, 292 p.

Lamoureux M., Bellier G., Humbel F.X., Driffort E. et Rajot J.L. (1990) - *Structures pédologiques de type karstique carbonatée à substrat et recouvrement sableux*, actes séminaire ORSTOM « Organisation et fonctionnement des altérites et des sols », pp.119-134.

Lang C. (2007) – *Etiages et tarissements : vers quelles modélisations ?*, Thèse de doctorat, Université de Metz, 292 p.

Larue JP (2008) – Profils longitudinaux des cours d'eau et tectonique : l'exemple du bassin de l'Aumance (Massif Central, France), *Norois*, n°207, pp. 71-84.

Laurain M., Guérin H., Marre A., Richard J. (1995) - Processus génétiques à l'origine de formations de pentes à graviers de craie en Champagne. *Permafrost and Periglacial Processes*, V.6, p.103-108.

Laurain M., Marre A., Guérin H. (1997) – La cryosuccion : un des mécanisme de formation des poches de cryoturbation sur les substrats crayeux. *Ann. Soc. Géol. Du nord*.T5 (2 série), pp 373-379.

Laurain M. (2001) - **Conséquences des périodes froides du Quaternaire en Champagne**, *Bull. Ass. Géol. Aube*, N°22, pp.21-38.

Lauriol B., Gray JT. (2006) – Drainage karstique en milieu de pergélisol : le cas de l'île d'Akpatok, TNO Canada, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.1, Issue 2, pp.129-144.

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* (2006) 330, 604– 620.

Le Guen L. (2001) - *Hydrologie et karst du bassin versant de la Vaux (Crêtes pré-ardennaises)*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Reims, 99 p.

Lejeune O. (1999) - *Les mouvements de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims entre la commune de Verzenay et le lieu-dit le Mont-Tournant*, Mém. maîtrise géographie Univ. Reims

Lejeune O. (2000) - *Mouvements de terrain et karst sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims (Marne/France) : cartographie, explications entre ces deux phénomènes*. Mém. DEAgéographie, Univ. Reims, 140 p.

Lejeune O., Devos A., (2001) - Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims ; comparaison avec les autres karsts de contact lithostratigraphique de l'est du Bassin parisien, *Revue Géographique de l'est*, Tome XLI-4/2001, 165-175.

Lejeune O., Marre, Devos A., Laurain M., Brocandel M., Brulhet J. (2002) - Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François (Est du bassin parisien/France), *Revue Géographique de l'Est* tome XLII-2002-N°4/décembre, pp 163-170.

Lejeune O., Devos A. (2004) - Apport des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en Pays calcaires : exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France) , *Karstologia* N°44, pp.15-24.

Lejeune O. (2005) - *Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne*, Thèse de doctorat de l'Université de Champagne-ardenne, 2005, 472 p. et annexes.

Lejeune O., Devos A., Fronteau G., Roche D., Lefevre A., Sosson C. (2007) - Les *Microcodium* : un traceur naturel des écoulements karstiques dans les craies champenoises à proximité des formations paléocènes (Marne-France), *Karstologia* N°50,1-8.

Lejeune O., Devos A., Sosson C. (2008) - Les crayères en milieu rural de la Marne, *Subterranea* N°145, pp.26-30.

Le Roux J. et Salado (1980) - *Fonctionnement des aquifères lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques*, Ministère de l'Agriculture, SRAEL, 149 p.

Leroux J. (1967) - *Etude géologique et hydrogéologique du Séquanien de la vallée de l'Aire en amont de Chaumont-sur-Aire (Meuse)*, Thèse de doctorat de géologie, Un. Nancy

Leroux J., (1969) - La nappe des calcaires du Séquanien dans la région de Cousances-aux-Bois (Meuse) ses relations avec la source de la Deûe, *Bull. du BRGM*, 2nd série, sect III, N°3, pp.25-38

Leroux J. (2000) - Structuration du Nord-Est du bassin de Paris, *Bull. Inf. Bass. Paris* 37 (4) (2000) 13–34.

Leroux J. (2001) – *Les jalons méthodologiques : reconstitution per étapes des paléopaysages par traitement des surfaces*. In : site Meuse/Haute-Marne, quantification de l'érosion. Dynamique de

l'évolution morphologique, phase 2000-2001 des études de terrain, rapport Andra DRP 0G2R 01-001, pp.82-102.

Le Roux J., Harmand D. (2003) - Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs, *Géologie de la France*, n°1, pp. 105-110

Losson B. (1995) - *Paléo-écoulements aériens et karstiques du plateau de Haye : implications à la capture de la Moselle*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Metz (sept. 1995), 82 p. (+ 9 annexes).

Losson B. (1996) - *Approche sédimentologique pour l'identification des remplissages endokarstiques à Pierre-la-Treiche* (sud-est de Toul). Mém. DEA géographie, Univ. Metz (oct.1996), 102 p.

Losson B., Quinif Y. (2001) - La capture de la Moselle : nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes, *Karstologia*, 37, pp. 29-40.

Losson B. (2004) – Karstification et captures de la Moselle (Lorraine-France) : vers une identification des interactions, *Mosella* T.XXIX, N°1-2, 2004, 491 p.

Losson B., Corbonnois J., Argant J., Brulhet J., Pons-Branchu E., Quinif Y. (2006) - Interprétation paléoclimatique des remplissages endokarstiques de la vallée de la Moselle à Pierre-le-Treiche (Lorraine, France), *Géomorphologie*, n°1, pp.37-48.

M

Maiaux C., Personnet P. (1975) – Etude hydrogéologique des calcaires portlandiens dans les bassins de l'Ornain et de la Saulx – Etude des circulations karstiques, BRGM 75, SGN 421 LOR.

Maire R. (1990) – La haute montagne calcaire, *Karstologia Mémoires* n°3, 731 p.

Malinowski A. (2004) - *Le chemin des Dames – 1. La caverne du Dragon*, Ed. Ysec, 240 p.

Manéglier H. (1991) – Histoire de l'eau – du mythe à la pollution, Ed. François Bourin, 230 p.

Mangin A. (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, Thèse d'Etat, CNRS Moulis, *Annales de spéléologie*, 1975, 258 p.

Mansuy D. (2005) – *L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France). Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau. Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau*. Thèse doctorat de géographie, Univ. Metz (juin 2005), 241 p.

Marre A., Devos A., Dumenil C., Laurain M., Lejeune O., Salaun F., Simon F. (2002) - *Les paysages de la Champagne crayeuse*, Tableau de bord numéro quatre de la nappe de la craie, DIREN Champagne-Ardenne, pp.9-14.

Marre A., Corbonnois J., Devos A., Harmand D., Laurain M., Lejeune O., Losson B., Matthieu J., Brulhet J. (2003) – Site Meuse/Haute-Marne, dynamique de l'évolution de la morphologie, acquisition des données nouvelles sur le terrain, modèle conceptuel et participation aux synthèses, rapport d'études de la phase 2003, rapport Andra C.RP.0GRU.03.001.A, 2 tomes, texte : 97p., figures 110p.

Marre A., Lejeune O., Devos A., Harmand D., Jaillet S., Losson B., Lebaut S., Gille E., Pargny D., Manceau L., François D., Drogue G., Sadier B., Herbillon C. (2009) - *Site Meuse/Haute-Marne. Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure du secteur Meuse/Haute-Marne. Acquisition de données de terrain et modèle conceptuel*, rapport andra n° C.RP.0GRU.09.0001.2, 185 p.

Martel E.A. (1928) – *La France ignorée* – sud-est de la France, Ed. Delagrave, 290 p.

Mary J. (2001) - *Hydrologie et karst du bassin versant de la Vence – Crêtes pré-ardennaises*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Reims, 56 p.

Maubeuge P.-L. (1955) - *Observations géologiques dans l'Est du bassin de Paris (terrains triasiques moyens-sup. et jurassiques inf.-moyens)*. Thèse géologie, Nancy, 2 t., 1082 p.

Maubeuge P.L., (1956) – Hydrologie du bassin ferrifère lorrain (première note), *Bull. Techn. De la Ch. Synd. Des Mines de fer* N°42, pp.1-21.

Maubeuge P.L., (1968) – Hydrologie du bassin ferrifère lorrain (seconde note), *Bull. Techn. De la Ch. Synd. Des Mines de fer* N°90, pp.7-25.

Maubeuges P.L. (1974) - *Carte géologique de Neufchâteau au 1/50 000*, BRGM.

Mauvais L. (2004) - *Souterrains de l'Aisne, carrières de Laon, Saint Gobain, Vassens, Prémontré, Danisy...*, Passé Simple, Ed. Alan Sutton, 222 p.

Mauvais F. (1992) – Manuel du propriétaire du moulin à eau, Manuel hors série de la Fédération des Amis es Moulins, juin 1992, 26 p.

Mégnyen C. (1980) - Tectogénèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull ; Soc. Géol. Fr.*, SGF, s.7, t.22, n°4, pp.669-680.

Mégnyen C. et F. (1980) – *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, Mémoire du BRGM N°101, N°102, N°103, Ed. BRGM, 3 volumes.

Méry M., (s.d) - *Le réseau de Débain –Sans-Valois- -Vosges*, les travaux du groupe spéléo-préhistoire Vosgien, 51 p.

Meunier S. (1910) - Origine et mode de formation du minerai de fer oolithique de Lorraine ; *Bull. des Séances Soc. Sc. De Nancy*, S.III, Tome XI, fasc.1, janv-mai 1910, pp.67-96.

Michels L. (1999) - *Bassin ferrifère lorrain - les modifications du régime des écoulements - exemple du sous bassin minier nord*, mémoire de D.E.A. de Géographie-Aménagement de l'Université de Metz, 63 p..

Moiriat D., Pothérat P., Durville Jean-Luoïs, Bébien J. (2005) : Observations sur la fracturation liée à l'incision d'une vallée – carrière souterraine des brillants (Hauts-de-Seine) », *Bull. des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, N°258-259, 3-14.

Mondain Ph., Pillet MA, Banton O., Comte JC (2006) – *Etude du fonctionnement du bassin d'alimentation du champa captent de Couraux*, rapport Calligée-Hydriad N06-51113 A, phase 1, 141 p.

Moreau (1985) – *Etude hydrogéologique de la nappe de la craie et des alluvions dans le bassin de la Vesle en vue de sa modélisation* (85 SGN 175 CHA). Ed. BRGM, Orléans.

Moreau C. (2008) – *Vieillessement naturel en milieu urbain de pierres calcaires hydrofuges : évaluation de la durabilité des traitements et de leur impact sur le nettoyage*, thèse de doctorat es sciences de la terre, Université de Reims Champagne-ardenne, 377 p.

Moulinet G., Gardet G. (1925) - *Le minerai de fer fort du front de la côte bajocienne de la région de Longuyon-Villerupt*, pp.408-436.

Mouriaux P. (1998) : *Phénomènes de karstification dans le calcaire grossier lutétien du nord de l'île de France et de la Picardie*, Mémoires Actes du 1^{er} congrès Franco-Belge de Spéléologie, Fromelennes, Ardennes, 7-8 juin 1997, pp.47-69.

Mouriaux P., Piotrowski J. (1998) : *Spéléologie dans l'Aisne*, Mémoires Actes du 1^{er} congrès Franco-Belge de Spéléologie, Fromelennes, Ardennes, 7-8 juin 1997 pp.93-100.

Mitard P-H. (1982) - La tête en tôle de bronze de Genainville, *Gallia* 40-1, pp. 1-33.

N

Nejjari A., Devos A., Obda Kh. (2001) - Spatialisation des débits d'étiage dans le bassin du Haut-Sebou, *Mosella* tome XXV, N°3-4, pp.121-138, acte du colloque "Eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins, Fès, 21-27 septembre 1999.

Nicod J. (1995) – Carte géomorphologique des karsts de France, *Karstologia* n°25, FFS et AFK, pp.21-34.

Nicod J. (2009) – Carte des karsts autour de la Méditerranée et en Europe moyenne. Essai de présentation synoptique, *Karstologia* N°53, pp.31-40.

Nicklès (1911) – Un exemple de contamination du niveau aquifère portlandien- la source de Fains, *Bull. Sté Sc ; de Nancy*.

Nordon A. (1928) – L'irrigation sur le versant lorrain des Vosges, *Revue de géographie alpine*, tome 16, N°4, pp.785-807.

O

Octobon Cdt. (1896) – La spéléologie de la Meuse – *Spelunca*, *Bull. Soc., Spél.* N°5, pp.14-27.

Ordonez S., Gonzalez JA, et Garcia del Cura M.A. (1986) - Pétrographie et morphologie des édifices tuffeux quaternaires du centre de l'Espagne, *Méditerranée*, 1-2, 52-60.

Orsatelli J. (1979) – *Les moulins*, Ed. Jeanne Lafitte, 196 p.

Ortholan Henri Lcl (2004) - La technique de la guerre des mines, 14-18 *Le magazine de la Grande Guerre* n°19, pp.7-15.

Ostermann JM, J. Bauer, C. Herbillon, M. Bouthors, M. Faverjon, A. Devos, B. Lismonde, C. Marget, B. Ournié, M. Wienin (2007) - *Le radon atmosphérique dans quelques cavités françaises Approche de l'évaluation du risque pour les spéléologues* », Etude de la Commission Médicale de la FFS (COMED): le Radon, les moyens de mesures, les résultats dans quelques cavités, les conclusions. Rapport disponible sur le site www.librairiespeleo.be/achat/index - 165p.

P

Pedley HM (1990) - Classification and environmental models of cool freshwater tufas, *Sedim. Geol.*, 68, 143-154.

Pentecost A., Viles H. (1994) - A review and reassessment of travertine classification, *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 48, 3, 305-314.

Pentecost A. (2005) - Travertine, Springer Ed., 431 p.

Pequart Dr (1927) - Observations sur le régime des eaux dans le Séquanien ou Astartien, *Bull. de la Société Philomatique de Verdun* no1, pp 30-32.

Perrault P. (1674) : « *De l'origine des fontaines* », Ed. Pierre Le Petit, Paris, 353 p., in Comité National Français des Sciences Hydrologiques – Commission de terminologie, série « textes fondateurs de l'hydrologie n°2, 1996.

Petit B. (2005) – les « Muches » - souterrains aménagés de Picardie – Monuments d'une résistance rurale collective pendant les XVIème et XVIIème siècles, *Dossiers d'Archéologie* n°301, pp.24-31.

Pinon P. (1995) – Canaux, rivières des hommes ; Ed. Rempart, 143 p.

Precigoux-François M. (1996) - *Etude hydrologique et hydrogéologique du bassin de la Vaise*. Mém. maîtrise géographie, Univ. Nancy II, 44 p.

Price M., R.G. Low R.G., McCann C. (2000) - Mechanisms of water storage and flow in the unsaturated zone of the Chalk aquifer, *Journal of Hydrology* 233 (2000) pp.54-71

Polrot F., 1998: *Petit lexique pour visiter les grottes de Wallonie*, Mémoires Actes du 1er congrès franco-belge de spéléologie, Fromelennes, pp77-87.

Pons-Branchu E. (2001) - *Datation haute résolution de spéléothèmes ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse /Haute-Marne*. Thèse doctorat sciences (géochimie isotopique), Univ. Aix-Marseille III, éditée par ANDRA - CEREGE - GdR FORPRO (coll. « les Rapports »), Châtenay-Malabry, 224 p.

Porte P. (1997) - *Le Cul-du-Cerf ; étude géomorphologique d'une reculée*. Mém. Maîtrise de géographie, Univ. Nancy II, 183 p.

Q

Quinif Y., Vergari A., Doremus P., Hennebert M., Charlet J-M. (1993) - Phénomènes karstiques affectant le calcaire du Hainault. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 102, p. 379-394

Quinif Y., Maire R. (1996) - Pleistocène Deposits in Pierre Saint-Martin Cave, French Pyrenees, *Quaternary research* N°49, pp. 37-50.

Quinif Y. (1998) - Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques, *Karstologia* N°31, pp. 1-11.

Quinif Y. (1999) - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. *Etudes de Géographie physique*, Travaux, 1999 – Suppl. XXVIII, Cagap, Univ. De Provence, p. 159-164

Quinif Y. (1999) - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification, *Actes du colloque Karst 99*, Grands Causses, Vercors, 10 pages

Quinif Y. et G., (2002) - Méthodes et éléments de cartographie d'un paléokarst – l'exemple de la carrière du Clypot (hainaut, Belgique), *Karstologia* N°39, pp. 1-8.

Quinif Y., Meon H., Yans J. (2006) - Nature and dating of karstic filling in the Hainault Province (Belgium). Karstic, geodynamics and paleogeographic implications. *Geodinamica Acta*, 19/2, p. 73-85.

R

Reitel F. (1982) – La Lorraine, Coll. Que sais-je ? PUF, 127 p.

Richard J. (1996) - *L'altération des craies de Champagne : de l'analyse de terrain aux traceurs géochimiques*, thèse de l'Université de Reims Champagne-Ardenne, spécialité Sciences de la terre, 240 p.

Riollot J. (1927) – La circulation des eaux souterraines dans le bassin de Briey, *revue de l'Industrie Minérale*, Mémoires, n°153.

Robin A., (1920) : *La Terre, ses aspects, sa structure, son évolution*, Ed. Larousse, Paris, 329 p.

Rodet J. (1991) - *Les karsts de la craie, étude comparative*. Thèse doctorat Etat, Univ. Paris IV (juil. 1991), éditée sous le titre « *La craie et ses karsts* » par Centre normand d'étude du karst et des cavités du sous-sol - Groupe Seine, Rouen (mai 1992), 560 p.

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). *CR Acad. Sc.*, 322, série Ila : 1039-1045.

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), *Geodinamica Acta* (Paris) 1999, 12, 3-4, 259-265.

Rodet J. (2007) - Les fantômes de la Mansonnières, *Spelunca* n°108, pp.23-32

Rouxel-David E., Cordonnier G. (2002) - Les échanges entre la nappe de la craie et les cours d'eau, Tableau de bord de la nappe de la craie n°1, DRE, pp.15-18.

Rouxel-David E. (2003) – Cartographie de la piézométrie de la nappe de la craie en Champagne-ardenne (rapport BRGM RP 52332 FR), Ed. BRGM.

S

Salomon JN., Pulina M. (2005) – Les karsts des régions climatiques extrêmes, *Karstologia Mémoires PUB*, n°14, 220p.

Sébillot P. (1983) – *Les eaux douces*, Ed. Imago – Le Folklore de France, 304 p.

Sibilleau L. (2002) - *Etude du bassin versant de l'Aire (Lorraine - Champagne-Ardenne)*. Mém.DEA géographie, Univ. Metz, 119 p. (+ annexes).

Simoni A. (1996) – *Mineurs de fer*, Ed. Serpenoise, 263 p.

Sosson C., Devos A., Lejeune O., Fronteau G. (2006) - les « creutes » : carrières souterraines entre Reims, Laon et Soissons, *Subterranea*, n°138, pp. 50-62.

Sosson C., Devos A., Lejeune O., Marre A (2009) - *The underground quarry of Glennès (Aisne – France)*, in actes du "4th International Symposium on Archaeological Mining History / Reichelsheim/Odenwald (Germany)", pp.14-25, AG Altergbau Odenwald Institute Europa Subterranea, 132 p. *Jacquo Silvertant MA Ed.*

Sosson C., Devos A., Lejeune O. (2010) - *La carrière des Loups de Ciry-Salsogne - Un exemple de creute du Soissonnais*,.- acte du 31 ème congrès de la SFES, Amiens, 2008 (soumis et accepté)

Sosson C., Devos A., Lejeune O., Marre A. (2010) - *Apport des observations en carrière souterraine dans la compréhension de la morphodynamique des plateaux tertiaires du Bassin de Paris : exemple de la carrière souterraine de Ciry-Salsogne (Bassin de la Vesle, Aisne, France)* Actes du colloques Jeunes géomorphologues GFG Rennes 2009 Presses Universitaires de Rennes (PUR) (sous presse).

Sosson C. (en cours) – *Les dynamiques géomorphologiques des plateaux tertiaires entre Reims, Laon et Soissons – Approche souterraine*, thèse de géographie, Un. Reims-Champagne-Ardenne.

Sparks B.W. (1949) – the denudation chronology of the dip-slope of the South Downs, *Proceedings of the Geologists' Association* 60/3, pp.165-215.

Stchepinsky V. (1962) - *Histoire géologique de la Haute-Marne et de ses régions voisines*, Thèse ès Sciences Naturelles, Université de Paris, 223 p.

Steiner (1980) – *Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain*, Thèse doctorat 3^{ème} cycle. Un. Nancy I, 210 p.

Stevens L., Avrilleau S. (2005) – L'étude des souterrains en France, *Dossiers d'Archéologie* n°301, pp.2-11.

Storoni A. (2000) – Les formes d'affaissement minier dans le bassin ferrière luxembourgeois, thèse de Géographie, Univ Nancy 2, 244p.

T

Taillez C. (1998) - Hydrogéologie du bassin-versant de l'Aire amont (meuse), *Mosella* tome XXIII N°1-2, PU Metz, pp.131-148.

Thillay M. (1976) - *Etude géochimique de la source de la Rochotte*. Mém. DEA géologie, 1^{ère} partie, Univ. Nancy I (INPL, ENSG), 29 p.

Thillay M. (1979) - *Etude géochimique et hydrodynamique de l'Aroffe et de l'Aar*. Thèse doctorat, 3ème cycle géologie, Univ. Nancy I, 141 p.

Thomas C. (1979) - *Etude hydrogéologique de l'aquifère karstique du bassin de la Haute Meuse. Etude géochimique des émergences de Neufchâteau (Vosges)*. Rapport SRAE Lorraine et thèse, INPL, Nancy, 246 p.

Tisserand J. (1987) – *Inventaire spéléologique du département des Ardennes*, réédition de 1987.

Tisserant J., Voisin L. (1980) – Les phénomènes karstiques de la région de Signy-L'Abbaye, *Bull. Sté Hist. Nat.*, tome 70.

Tourtebatte P. (1994) – Ville de Reims, voie des sacres, les carrières souterraines de la craie à Reims, 119^{ème} Cong. Nat. Soc. Hist. Scient. Amiens, pp. 119-131.

Tricart J. (1949) - *La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, La genèse du Bassin*, Tome I, S.E.D.E.S., Paris, 223p.

Tricart J. (1952) - *La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, l'évolution morphologique au Quaternaire*, Tome II, S.E.D.E.S., Paris, 250p.

Tricart J., Cailleux A. (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*, Ed. Sedes, 512 p.

Triolet J. et L. (2005) – Les souterrains-refuges en France, Souterrains vie et organisation, *Dossier d'Archéologie* n°301, pp.6-11.

Tritsch JJ., Toulement M., Durville JL., Pothérat P. (2002) – *Evaluation des aléas liés aux cavités souterraines*, Coll. Environnement – Les risques naturels, INERIS, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 130p.

V

Van Den Eeckhaut M., Marre A., Poesen J. (2009) – Comparison of two landslid susceptibility assesments in the Champagne-Ardennes region 5France), *Geomorphology* (in press).

Van Vliet-Nanoë B. (1988) - *La planète des glaces – histoire et environnements de notre ère glaciaire*, Ed. Vuibert, 470 p.

Van Vliet-Lanoe B., Magyari A., Meillez F. (2004) - Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe, *Global and Planetary Change* 43 p103–127. Elsevier Edit.

Vatel H., Boittiaux M., sdr (2008) - *Le graffiti des tranchées – graffitis, sculptures et autres traces de la grande guerre*, Ed. Soissonnais 14-18, 287 p.

Vaucl G. (1960) - Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon : étude stratigraphique, pétrographique et tectonique de la feuille au 1/20000ème de Bayon 1-2. Etude d'un dossier sur les grottes de Meurthe-et-Moselle. Mém. DES géologie (2 sujets), Univ. Nancy, fac. sciences (30-6-1960), 59 et 7 p.

Vauthey M., et P. (1983) - Les ex-voto anatomiques de la Gaule romaine (essai sur les maladies et infirmités de nos ancêtres, *revue archéologique du Centre de la France*, Vol.22-2, pp.75-81.

Veyret Y., Ballais J.L., Marre A., Mietton M., Miossec A., Morin S., Valadas B. (1998) - *L'érosion entre nature et société*, Coll. Dossiers des Images Economiques du Monde, Ed. SEDES, 344 p.

Vidal De La Blache C. (1903) - *Tableau de la géographie de la France*, Ed. de la Petite Vermillon, Ed. de la Table Ronde réédition 1994, 559 p.

Vidal De La Blache C. (1908) - *Etude sur la vallée lorraine de la Meuse*, Paris, Ed. Colin Ivolume, 187 p.

Voinchet P., Falgueres C., Semah F., Cojan I., Marre A., Lejeune O., Devos A., (2009) – Datation par méthode ESR des terrasses alluviales du bassin de Paris, rapport Andra, C.RP.OMNH.09.0002.A, 60p.

Voisin L. (1994) – L'extraction du minerai de fer dans les Ardennes, 165 p.

W

Wadier R. (1987) - Un terroir inspiré - Le pays de Jeanne d'Arc, Ed. Pierron, Coll. Histoires et Images, 125 p.

Wagner M., s.d. (2006) - *Sentier de découverte – réserve naturelle forestière « Stromberg »*, Ed. Direction des Eaux et Forêts Service de l'Aménagement des bois, Luxembourg, 79 p.

Warwick G.T. (1964) – *Dry valley in the southern Pennines*, England, *Erdkunde* 18, pp. 116-123.

Wehrli A. (1996) - Les modalités de la circulation de l'eau dans le bassin-versant topographique et hydrogéologique de l'Aroffe. Mém. DEA géographie, Univ. Metz, 87 p.

Wellings, S.R. (1984) -Recharge of the Chalk aquifer at a site in Hampshire, England, 2. Solute movement. *Journal of Hydrology* 69, 275–285.

Willems L., Rodet J., Fournier M., Massei N., Laignel B., Dussart-Baptista L., Schyns JC, Duser M., Ek C. (sd) - Genèse d'un système karstique dans la craie en Basse Meuse (Frontière belgo-néerlandaise).

Wittmann M. (1962) – Evolution de la métallurgie du Barrois, *Revue d'Histoire de la Sidérurgie*, Tome II, 1961-62, avril-juin, pp.89-113.

Z

Zumstein J.-F., Auer J.-C. (1978) - Débits mensuels d'étiage. Bassin de la Meuse. 2 – Entre Maxey-sur-Meuse et la frontière franco-belge. Mission déléguée de bassin Rhin-Meuse, 92 p.

TABLE DES FIGURES

N° Figure	Titre	page
Partie 1		
1.1.	Schéma conceptuel des karsts de l'Est de la France	29
1.2.	Quelques formes exokarstiques des fronts de karstification de l'Est de la France	31
1.3.	Schémas typologiques des différents sites de karst de l'est du Bassin parisien	33
1.4.	Carte des karts de l'est de la France	34
1.5.	Le karst du bassin de Delut dans la Woèvre septentrionale	36
1.6.	La migration du front de karstification et le recul de perte dans le Barrois	37
1.7.	Sites géomorphologiques des fronts de karstification	38
1.8.	Le karst de la forêt de Hesse	40
1.9.	Carte de l'exokarst de la fenêtre géologique de Signy-L'Abbaye	42
1.10.	Carte de l'exokarst du bassin de la Vence	44
1.11.	Carte de l'exokarst du bassin d'alimentation de la source de la Fensch	45
1.12.	Les formations de l'Oxfordien dans le Haut-Pays	47
1.13.	Carte des karsts de l'Oxfordien dans le Haut-Pays	48
1.14.	Le karst de la forêt de Trampot	49
1.15.	Vues en plan et en coupes de la Fontaine F1 – Schéma de genèse des Fontaines	50
1.16.	Les réseaux karstiques de la Fontaine de Grand	51
1.17.	Les niveaux karstifiés du Trias dans l'Est de la France	53
1.18.	L'exokarst de la Montagne de Reims et les écoulements souterrains prouvés par traçage	55
1.19.	Le front de karstification de la cuesta d'Ile de France dans le bassin versant de la Vesle	56
1.20.	Les systèmes karstiques du Creusain et de la Pleureuse	57
1.21.	Courbes de restitution des traçages dans l'épikarst thanétien	58
1.22.	Carte de localisation des tufières du Vormy et des Fontinettes	59
1.23.	Profil en long du vallon de Brise tête	60
1.24.	Evolution spatiale des températures et des conductivités à 25°C au Vormy et au Fontinettes le 15/05/2008.	61
1.25.	Croquis géomorphologique des Fontinettes	63
1.26.	Croquis géomorphologique du Vormy	64
1.27.	Les types de couverture et le degré de karstification dans l'est de la France	67
1.28.	Rôle de la fracturation sur l'organisation spatiale du front de karstification dans le Barrois	69
1.29.	Typologie des systèmes d'infiltration d'après Delannoy J., (1997) et Jaillet S., (2005).	70
1.30.	Hypothèses morphogénétiques des vallons secs	74
1.31.	Toposéquence des sols de craie en Champagne et paramètres hydrodynamiques associés	76
1.32.	Carte de l'ordination du bassin supérieur de la Seine	79

N° Figure	Titre	page
Partie 2		
2.1.	Diagramme de distribution de la fracturation au nord de Pagny-su-Meuse (A) et évolution des états de contraintes du Crétacé supérieur à l'Actuel (B)	85
2.2.	Carte géologique simplifiée du Barrois, du Perthois et de la Champagne sèche	87
2.3.	Diagrammes d'orientation des cours d'eau du bassin supérieur de la Seine selon leur ordre	90
2.4.	Quelques exemples de morphologies endokarstiques en zone vadose	92
2.5.	Morphologies des gouffres du Barrois	93

2.6.	Hypothèse morphogénétique des tuyaux d'orgues du Lutétien moyen.	96
2.7.	Remplissage d'Acy-le-Haut	98
2.8.	Comparaison des sables du remplissage d'Acy avec ceux du Bartonien échantillonnés dans la carrière du Cochelet.	100
2.9.	Phases morphogénétiques du réseau Hadès	102
2.10.	Le bassin d'alimentation de la rivière souterraine de Trépail	105
2.11.	Courbe de restitution du traçage au sel au collecteur de Trépail.	107
2.12.	Schéma conceptuel de la localisation des sites à Microcodium en Montagne de Reims	108
2.13.	Corrélation entre la surface des bassins versants et la largeur des vallées à quelques points caractéristiques selon les formations traversées.	112
2.14.	Carte de localisations des carrières souterraines étudiées	14
2.15.	Exemple de réseaux de fractures observés dans le niveau 2 de la carrière souterraine de Ciry-Salsogne.	115
2.16.	Diagrammes de distribution des orientations des fractures et de galeries, observées en carrières souterraine comparés à l'orientation de la vallée associée	116
2.17.	Corrélation entre l'amplitude moyenne des fissures rencontrées sur les segments perpendiculaires aux versants et leurs longueurs	117
2.18.	Distributions des largeurs moyennes des fractures dans quelques carrières souterraines du Soissonnais et du Tardenois	119
2.19.	Types de « remplissage » des fractures observés en carrière souterraine - fonctionnements hydrologiques et géomorphologiques associés.	121
2.20.	Le fantôme de Ciry-Salsogne et résultats des mesures de calcimétrie et de carbone organique	123
2.21.	Les types de fantômes rencontrés en carrières souterraines	124
2.22.	Répartition en % des types de remplissages des fissures pour 7 carrières souterraines	126
2.23.	Exemple de cavité cutanée liée aux diaclases de distension en bordure des versants dans le Vexin (Val d'Oise) : le gouffre du Rouge Gorge	128
2.24.	Hypothèse génétique des karsts fossiles perchés à remplissages en rythmites	129

N° Figure	Titre	page
Partie 3		
3.1.	Piézométrie de la nappe de la craie à Songy et aux Grandes Loges	138
3.2.	Nappes et cours d'eau dans le dispositif de cuesta de l'est de la France	141
3.3.	Le rôle de l'incision des vallées dans les modalités d'écoulement en surface et en zone noyée	142
3.4.	Evolution des paramètres hydrodynamiques des aquifères calcaires en fonction de l'incision des vallées.	142
3.5.	Echanges nappe-rivière en structure aclinale	144
3.6.	Profil en long géologique du Rognon	145
3.7.	Coupe géologique du fossé de la Marne	146
3.8.	Profil en long du Loison	147
3.9.	Profil en long géologique de la Saulx	147
3.10.	Réseau du Rupt-du-Puits et diagrammes des orientations, des failles observées sur les cartes géologiques au 1/50 000 de Saint-Dizier et de Bar-le-Duc (75 valeurs), des fractures mesurées sous terre (51 valeurs) et des tronçons de galeries du système aval du Rupt-du-Puits.	148
3.11.	Schémas des masses d'eau, des écoulements et des morphologies exokarstiques de la région du fossé tectonique du fossé de Gondrecourt-le-Château.	149
3.12.	Carte géologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château	150
3.13.	Profil en long géologique de l'Ornain.	152
3.14.	Profil en long géologique de l'Esch.	152

3.15.	Schéma d'écoulement de la nappe des calcaires de la Dalle d'Etain de l'interfluve Loison-Othain.	153
3.16.	Quelques exemples de vasques et de sources karstiques de l'Est de la France.	157
3.17.	Hydrogramme au collecteur du Rupt-du-Puits, à la vasque du Rupt-du-Puits, conductivités et températures au collecteur et pluviogramme de Robert-Espagne durant deux années hydrologiques.	159
3.18.	Hydrogrammes de la source du Moulin et du Bouillon de l'Artouze comparés aux turbidités de la source captée de Rupt-aux-Nonains et aux températures et conductivités de la Saulx en maont et en aval immédiat du système de source	161
3.19.	Relation entre les précipitations et le déficit d'écoulement pour les bassins du nord-est de la France	162
3.20.	Profils hydrologiques du Rognon (débit bruts, débits spécifiques, conductivités et températures) durant trois campagnes de mesure	167
3.21.	Carte des rendements hydrologiques sur l'interfluve Aube-Meuse	169
3.22.	Profils hydrologiques et conditions d'écoulement	170
3.23.	Profil en long et profils hydrologiques de l'Orge	173
3.24.	Profils hydrologiques en col de cygne et profils en long géologiques associés	176
3.25.	Cartes des conductivités à 7.5 m, 15 m et 30 m dans le périmètre immédiat du champs captant de « Couraux »	181
3.26.	IEB ou Part de l'apport de la nappe et du ruissellement dans la construction du module de la Vesle à 4 stations hydrométriques du bassin versant	183
3.27.	Comparaison de l'hydrogramme de Saint-Rémy-Le-Petit et du piézogramme d'Alincourt durant deux années hydrologiques.	183
3.28.	Profils hydrologiques de l'Orge en débits bruts (campagnes du 21 avril 2008 et du 13 janvier 2009).	185
3.29.	Profils hydrologiques de l'Orge en débits spécifiques (campagnes du 21 avril 2008 et du 13 janvier 2009).	185
3.30.	Profils hydrologiques de la Saulx et profils des températures et des conductivités (campagne du 21 avril 2008).	186
3.31.	Profils hydrologiques de la Saulx (janvier 2009).	187
3.32.	Profils des conductivités et des températures de la Saulx (campagne du 13 janvier 2009).	188
3.33.	Schéma conceptuel du comportement hydrodynamique des cours d'eau des plateaux calcaires de l'Est de la France	191

N° Figure	Titre	page
Partie 4		
4.1.	Carte de l'aléa carrière souterraine et typologie des carrières	198
4.2.	Perturbations hydrologiques liées à l'aléa « cavités souterraines » dans les plateaux calcaires de l'Est de la France.	199
4.3.	Conditions d'écoulement de la butte de Laon	202
4.4.	Coupe géologique d'est en ouest du bassin ferrifère nord de Lorraine	203
4.5.	Les travaux miniers	204
4.6.	Impacts des travaux miniers en surface dans le bassin ferrifère nord lorrain	205
4.7.	Travaux réalisés dans le bassin versant du ruisseau de la Vallée	207
4.8.	Hydrographe installé sur la galerie drainante de la Mine d'Ottange III	208
4.9.	Hydrogramme de la galerie drainante d'Ottange III et précipitations à la station de Tressange	208
4.10.	Evolution des volumes d'exhaure du bassin nord et des précipitations annuelles à Tressange	209
4.11.	Evolution de volumes exhaurés, de la production de minerai de fer et du nombre de sièges miniers de 1971 à 1987	210
4.12.	Les modalités d'écoulement dans le bassin ferrifère avant, pendant et après l'arrêt des exhaures minières.	211

4.13.	Hydrogramme de la Fensch à Knutange	212
4.14.	Profils hydrologiques caractéristiques d'étiage du Woigot (données AERM) durant la période d'exhaure.	212
4.15.	Evolution du niveau piézométrique et de la concentration en SO ₄ au puits de Droitaumont II pendant et après la période d'exhaure	213
4.16.	Modification des conditions d'écoulement dans le bassin ferrifère lorrain avant et après la période d'exhaure – situation de 1999	214
4.17.	Profils hydrologiques du Woigot après l'arrêt des exhaures minières	215
4.18.	Evolution du débit de l'Orne, de la conductivité et de l'ion SO ₄ à Hatrize de 1997 à 2000	216
4.19.	Exemple de crayère ou « catiche » de Champagne : les crayères de Recy	218
4.20.	Impact de la zone saturée sur la profondeur des crayères de Récy	219
4.21.	Quelques exemples de cavités anthropiques en zone vadose	220
4.22.	Schéma d'une marnière	221
4.23.	Topographie des muches de Domqueur	222
4.24.	Organisation spatiale des carrières souterraines entre Soissons et Reims	223
4.25.	Habitats troglodytiques dans les plateaux tertiaires	226
4.26.	Etagement des galeries de mines et contre-mines à Vauquois	228
4.27.	Schéma des voix navigables de l'Est de la France	230
4.28.	Coupe géologique longitudinale du tunnel de Mauvages	233
4.29.	Schéma d'alimentation du canal de la Saône à la Marne et du bief de Balesmes	235
4.30.	Schéma d'alimentation du bief de partage de Mauvages	236
4.31.	Part des prélèvements à Houdelaincourt sur l'Ornain (versant Marne) et à Void-Vacon (versant Meuse)	236
4.32.	Schéma d'alimentation du bief de partage du Mont-de-Billy et du canal de l'Aisne à la Marne.	238
4.33.	Part des prélèvements réalisés à Sept-Saulx (Vesle) et à Condé-sur-Marne (Marne) pour l'alimentation du bief de partage du Mont-de-Billy	238
4.34.	Profils hydrologiques de l'Ornain pour la campagne d'août 1993	240
4.35.	Profils hydrologiques de la Vesle en débits bruts	240
4.36.	Bilan des échanges entre les cours d'eau et les canaux de navigation : exemples de la Vesle et de l'Ornain.	241
4.37.	Comparaison des rendements hydrologiques du canal et de la Vesle	242
4.38.	Moulin à eau associé à un réseau d'irrigation. L'exemple du moulin d'Assaka au Maroc	246
4.39.	Fonctionnement légal et observé des moulins hydrauliques	250
4.40.	Les reconversions des moulins hydrauliques entre 1850 (à gauche) et 1994 (à droite) sur la Saulx et l'Ornain	254
4.41.	Plan du spéléodrome	258

N° Figure	Titre	page
Conclusion et projet		
5.1.	La surface sommitale dans le dispositif de cuesta	266
5.2.	Le rôle de l'ouverture des fenêtres hydrologiques sur la verticalisation des écoulements en zone vadose – Exemple de la fenêtre de la Cousance	267
5.3.	Synthèse des datations sur alluvions, remplissages et spéléothèmes dans l'Est de la France	269
5.4.	Schéma d'écoulement conceptuel à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire dans les plateaux calcaires de l'est de la France	272

TABLE DES TABLEAUX

N° Tableaux	Titre	Page
2.1.	Paramètres des traçages artificiels de 2007	106
2.2.	Valeurs de faux pendages mesurées en carrières souterraines dans le Soissonnais et le Tardenois	111
2.3.	Résultats des datations au C14 sur deux échantillons de rythmites d'Acy (datations Poznan Radiocarbon Laboratory).	129
3.1.	Paramètres hydrodynamiques moyens de la nappe de la craie	136