



## Document externe

ANDRA.002.H - page 1/2

### Identification

C.RP.0GRU.09.0001

Nom du FDR

HAVL- A

FDR Name : HAVL Argile

Arborescence : 3.5.4

Émetteur/ <i>originator</i>	Repère support/secrétaire <i>Support ref./Secretary</i>	Date d'origine <i>Original date :</i>	Page
Sigle de l'unité : DS/MG	Crp0gru090001	10/2009	1/166

## Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure sud du secteur Meuse/Haute-Marne

Documents associés / *Associated documents :*

Document répondant au cahier des charges mais dont le contenu traduit le point de vue du prestataire et n'engage que ce dernier / *This report concerns a study which was conducted for Andra. The conclusions and viewpoints presented in the report are those of the authors and do not necessarily coincide with those of the client*

Observations éventuelles du prescripteur :

Titulaire / *Supplier*

**GEGENAA**  
EA 3795 Géomorphologie  
Université de Reims Champagne Ardenne

N° du marché : Contrat Andra n° 038160  
*Andra contract or order number :*

Référence du titulaire  
*Supplier's identification*

Visa Andra pour diffusion  
*OK Andra for distribution*

Nom / *Name* : **BRULHET J.**  
Visa / *Signature* :

Ind. : <i>Ind :</i>	Date : <i>Date :</i>	Nom/visa du rédacteur : <i>Written by :</i>	Nom/visa vérificateur : <i>Reviewed by <sup>(1)</sup> :</i>	Nom/visa approbateur : <i>Approved by <sup>(1)</sup> :</i>
A	17/10/2009	<b>MARRE A. et al.</b>  (cf. liste page 3)	<b>LEJEUNE O</b> 	<b>MARRE A.</b> 

<sup>(1)</sup>Name

and

Signature



## Document externe

### Identification

C.RP.0GRU.09.0001

Nom du FDR

HAVL-A

FDR Name : HAVL Argile

Arborescence : 3.5.4

Émetteur/ <i>originator</i>	Repère support/secrétaire <i>Support ref./Secretary</i>	Date d'origine <i>Original date :</i>	Page
Sigle de l'unité : DS/MG	Crp0gru090001	10/2009	1/166

# Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure sud du secteur Meuse/Haute-Marne

### Documents associés / *Associated documents :*

Document répondant au cahier des charges mais dont le contenu traduit le point de vue du prestataire et n'engage que ce dernier / *This report concerns a study which was conducted for Andra. The conclusions and viewpoints presented in the report are those of the authors and do not necessarily coincide with those of the client*

### Observations éventuelles du prescripteur :

#### Titulaire / *Supplier*

**GEGENAA**  
EA 3795 Géomorphologie  
Université de Reims Champagne Ardenne

N° du marché : Contrat Andra n° 038160

*Andra contract or order number :*Référence du titulaire  
*Supplier's identification*Visa Andra pour diffusion  
*OK Andra for distribution*Nom / *Name* : BRULHET J.  
Visa / *Signature* :

Ind. :	Date :	Nom/visa du rédacteur :	Nom/visa vérificateur :	Nom/visa approuvateur :
<i>Ind :</i>	<i>Date :</i>	<i>Written by :</i>	<i>Reviewed by<sup>(1)</sup> :</i>	<i>Approved by<sup>(1)</sup> :</i>

A : 17/10/2009

MARRE A. et al.

LEJEUNE O

MARRE A.

(cf. liste page 3)

<sup>(1)</sup>Name

and

Signature



**Identification**  
C.RP.0GRU.09.0001

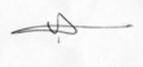
**Page** 2/166  
**Rév.** A

## Révisions

---

Ind.	Date	Modifications
A	17/10/2009	Emission initiale

## Liste des auteurs

NOMS DES AUTEURS.	Laboratoire	Visas des auteurs
Alain MARRE coordinateur de l'étude.	GEGENAA (Reims)	
Alain DEVOS.	GEGENAA (Reims)	
Olivier LEJEUNE	GEGENAA (Reims)	
Dominique PARGNY	GEGENAA (Reims)	
Benoît LOSSON	CEGUM (Metz)	
Sébastien LEBAUT	CEGUM (Metz)	
Emmanuel GILLE	CEGUM (Metz)	
Luc MANCEAU	CEGUM (Metz)	
Didier FRANCOIS	CEGUM (Metz)	
Gilles DROGUE	CEGUM (Metz)	
Stéphane JAILLET	EDYTEM (Chambéry)	
Benjamin SADIER	EDYTEM (Chambéry)	
Claude HERBILLON	EDYTEM (Chambéry)	
Dominique HARMAND	CERPA (Nancy 2)	

Ce rapport doit être cite de la façon suivante :

Marre A., Lejeune O., Devos A., Harmand D., Jaillot 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 n° C.RP.0GRU.09.0001.A, 166 pages.

## RESUME

	Fiche résumé d'un document HAVL	REF :
		Date : 17 / 10 /2009
Document à résumer	<b>Titre :</b> Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure sud du secteur MHM	
	<b>Référence :</b> C.RP.0GRU.09.0001	Indice : A Nb Pages : 166
	<b>Auteur :</b> MARRE A. et <i>al.</i>	Date d'émission : 10/2009
	<b>Prestataire :</b> GEGENAA (Université, Reims)	FDR : HAVL Argile
	<b>Chargé d'affaire :</b> BRULHET Jacques	Arborescence : 3.5.4

## Résumé du document

Rédacteurs : J. BRULHET

Approbateur :

Contexte de l'étude :

Cette étude, réalisée pour l'étape 2009 du programme scientifique HAVL-A 2007-2012, participe des études sur l'évolution géomorphologique et ses conséquences.

Il s'agit d'un travail multidisciplinaire, confié au GEGENAA travaillant en collaboration avec des chercheurs d'autres organismes : CEGUM, EDYTEM, CERPA. Il a été mené en itération avec une étude complémentaire, portant sur la variabilité spatiale du débit des cours d'eau (objet du rapport C.RP.0GRU.09.0002).

Objectifs de l'étude :

Cette étude répond au besoin de disposer de données sur le développement des réseaux karstiques dans les calcaires oxfordien, en compléments des données déjà acquises sur le karst développé dans les calcaires du Barrois.

Elle avait pour objectifs particuliers :

- De pallier le manque de données sur les réseaux actuels dans le massif calcaire affleurant au sud du secteur de MHM, zone d'alimentation de l'aquifère oxfordien porter. Avec l'acquisition de données nouvelles sur le terrain : observations, mesures et traçages.
- A partir de ces données de base établir le modèle conceptuel de mise en place des réseaux actuels en fonction de l'évolution géomorphologique et du contexte géologique locale, vue des extrapolations vers le futur

Connaissances acquises :

A l'issue de cette étude on dispose de données sur :

- i) la disposition complexe des réseaux karstiques sur la zone d'affleurement des calcaires oxfordiens,
- ii) l'existence de réseaux sous couverture du kimméridgien permettant un transfert rapides des infiltrations depuis le secteur de Trampot jusqu'à la vallée du Rongeant en traversant l'extrémité SO du fossé de Gondrecourt,
- iii) la possibilité de karsts noyés profonds dans la zone de fracturation diffuse, avec transfert des eaux depuis le plateau vers la Marne (fenêtres hydrauliques sur failles).

On dispose également de l'exemple d'un réseau fossile exploré in situ, pour estimer l'architecture possible du réseau qui permet le transit des eaux depuis Trampot vers le Rongeant en traversant le fossé de Gondrecourt et pour expliquer la formation des systèmes noyés profond possibles plus au NO dans la zone de fracturation.

L'analyse de ces données a permis d'aboutir à des modèles conceptuels pour traiter : i) de l'évolution et du fonctionnement du karst au cours des cycles climatiques, ii) des conditions de mise en place des réseaux karstiques dans le secteur au cours de l'évolution géomorphologique future.

## SOMMAIRE

<b>1. Le contexte, les objectifs et le déroulement de l'étude</b>	<b>12</b>
<i>1.1 Le cadre de l'étude</i>	<i>12</i>
1.1.1 Le cadre administratif	12
1.1.2 Le cadre géographique	12
<i>1.2 Les objectifs de l'étude</i>	<i>13</i>
<i>1.3 L'organisation générale des travaux.</i>	<i>13</i>
<b>2. La région étudiée et l'état des connaissances</b>	<b>15</b>
<i>2.1 Présentation du plateau des calcaires oxfordiens</i>	<i>15</i>
2.1.1 Les éléments du relief	15
2.1.2 Les formations géologiques	17
2.1.3 Les grands ensembles géomorphologiques	23
<i>2.2 Les recherches antérieures sur le karst du revers de la Côte de Meuse</i>	<i>24</i>
<b>3. Inventaire et cartographie géomorphologique de l'exokarst dans les calcaires l'Oxfordiens</b>	<b>34</b>
<i>3.1 L'inventaire des formes exokarstiques des deux ensembles géomorphologiques de l'Est et de l'Ouest</i>	<i>34</i>
<i>3.2 Inventaire des formes exokarstiques de l'ensemble géomorphologique central.</i>	<i>41</i>
3.2.1 – Le karst du bois de Trampot : la zone la plus karstifiée du secteur central	41
3.2.2 Les formes et les phénomènes observées en dehors du bois de Trampot	45
<i>3.3 Interprétations des phénomènes exokarstiques du plateau des calcaires de l'Oxfordien</i>	<i>54</i>
3.3.1 Relations entre la localisation des phénomènes karstiques et le cadre morphostructural : un karst de contact lithostratigraphique	54
3.3.2 Fonctionnement du karst du plateau du Haut-Pays	54
<i>3.4 Conclusion</i>	<i>58</i>
<b>4. Géomorphologie et formations endokarstiques dans les calcaires oxfordiens : analyse géomorphologique du Bois de Trampot ; réseau HADES</b>	<b>63</b>
<i>4.1 Introduction</i>	<i>63</i>
<i>4.2 Description de la cavité</i>	<i>64</i>
<i>4.3 L'apport des études précédentes</i>	<i>65</i>
<i>4.4 Trois sites investigués en détail le long du paléo-collecteur</i>	<i>67</i>
4.4.1 Le drain principal : le secteur du carrefour	67
4.4.2 La goulotte	68
4.4.3 Le secteur du fond	69
4.4.4 Une reconstitution génétique du réseau	70

4.4.5	Implication en terme de paléo-hydrologie	72
<b>4.5</b>	<b><i>L'apport du 3D dans la compréhension du réseau</i></b>	<b>74</b>
4.5.1	Méthodologie	74
4.5.2	Limites et erreur du modèle 3D	76
4.5.3	Liste des documents 3D	76
4.5.4	Identification de deux structures de drainage	77
<b>4.6</b>	<b><i>Un modèle d'évolution paléogéographique</i></b>	<b>78</b>
4.6.1	Un niveau de base à 380m NGF	79
4.6.2	Verticalisation des écoulements souterrains	79
<b>4.7</b>	<b><i>Conclusion</i></b>	<b>79</b>
<b>5.</b>	<b>Campagne de traçages colorimétriques en période de hautes eaux</b>	<b>87</b>
<b>5.1</b>	<b><i>Les protocoles d'étude des deux campagnes de traçages</i></b>	<b>88</b>
5.1.1	Les travaux préparatoires à la réalisation de traçages hydrogéologiques	88
5.1.2	Le protocole d'injection	90
<b>5.2</b>	<b><i>Les résultats</i></b>	<b>96</b>
5.2.1	La campagne de janvier 2008	96
5.2.2	La campagne de mars 2008	104
<b>5.3</b>	<b><i>Discussion</i></b>	<b>108</b>
5.3.1	La démonstration des écoulements souterrains entre le Bois de Trampot et la source du Rongeant	108
5.3.2	Les vitesses de transfert	111
5.3.3	Les incertitudes restent sur le transfert au départ d'Aillianville	112
	<b><i>Références</i></b>	<b>112</b>
<b>6.</b>	<b>Campagnes de mesures de débits et de mesures physico-chimiques réalisées en basses eaux</b>	<b>119</b>
<b>6.1</b>	<b><i>Les débits perçus à partir des données hydrologiques existantes</i></b>	<b>119</b>
6.1.1	La Meuse	120
6.1.2	La Saône	121
6.1.3	Le ruisseau des Roises	124
6.1.4	Le ruisseau de Montigny (ou la Nicolle)	125
6.1.5	La Méholle	126
6.1.6	Le Rupt de Laneuville	128
6.1.7	Le ruisseau de Saulx	130
6.1.8	Le ruisseau de Girouet	132
6.1.9	LE ruisseau de Menil	133
6.1.10	La carte des rendements hydrologiques	134
<b>6.2</b>	<b><i>Les mesures physico-chimiques issues des captages pour l'AEP</i></b>	<b>136</b>
<b>6.3</b>	<b><i>Conclusion générale</i></b>	<b>149</b>
6.3.1	La circulation lente du fossé de Gondrecourt-le-Château.	149
6.3.2	La circulation dans le plateau karstique de l'Oxfordien.	149

<b>7.</b>	<b>Caractéristiques du karst du plateau de revers de la cuesta oxfordienne</b>	<b>152</b>
7.1	<i>Les différentes zones distinguées</i>	152
7.2	<i>La région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château</i>	154
7.3	<i>La région centrale qui correspond aux affleurements de séquanien</i>	155
7.3.1	Les parties est et ouest	155
7.3.2	La partie centrale	156
7.4	<i>La région méridionale constituée par les affleurements des calcaires de l'Oxfordien</i>	158
7.5	<i>Conclusion</i>	164

## Liste des figures

Figure 2-1 Relief et karst du revers de la Côte de Meuse	16
Figure 2-2 Carte géologique du revers le Côte de Meuse (source Andra)	18
Figure 2-3 : Log lithostratigraphique de l'Oxfordien d'après les cartes géologiques du BRGM au 1/50000	20
Figure 2-4 : Les formations de l'Oxfordien (d'après Carpentier et al, 2004 simplifié)	22
Figure 3-1 : Carte géomorphologique et de localisation des phénomènes karstiques dans la partie ouest de l'interfluve Marne-Meuse	36
Figure 3-2 : Carte géomorphologique et de localisation des phénomènes karstiques dans la partie Est de l'interfluve Marne-Meuse	37
Figure 3-3 : La doline de la Mare de Bonne dans la forêt domaniale de Vau (Photo A. Marre)	38
Figure 3-4 : La doline de la Mare Fouillot dans la forêt domaniale de Vau (Photo A. Marre)	38
Figure 3-5 : Les formations superficielles caillouteuses du sommet des interfluves. Buttes des Ormes sur le plateau de Badonvilliers (Photo A. Marre)	39
Figure 3-6 : Les formations superficielles limono-argileuses des convexités d'interfluve - Rebord du plateau de Badonvilliers (Photo A. Marre)	39
Figure 3-7 : Cartographie des rendements hydrologiques d'étiage dans le bassin de la Marne (Lejeune et Devos, 2004)	40
Figure 3-8 : Source à caractère artésien dans le fond de la vallée de l'Ognon à Laneuville-au-Bois (Photo A. Marre, 22 mars 2008)	41
Figure 3-9 : Carte des phénomènes karstiques de la forêt de Trampot	42
Figure 3-10 : Le karst d'introduction des eaux du bois de Trampot : l'exemple de la Fontaine F1 (d'après Devos, 1996 ; Jacquemin, 1994 ; Jaillet et al, 2005)	43
Figure 3-11 : La fontaine F2 de Trampot le 08/11/2007 (Photo : D. Harmand, 2007)	44
Figure 3-12 : Le puits de la Fontaine des Marcassins (F3) le 08/11/2007 (Photo : D. Harmand))	44
Figure 3-13 : Alternances de bancs calcaires et d'argiles au-dessus de la source de la fontaine F1 de Trampot (08/11/2007) - (Photo : D. Harmand, 2007)	44
Figure 3-14 : Coupe longitudinale de la doline de l'égorgeoir (Chassey-Beaupré)	46
Figure 3-15 : Partie est de la doline de l'égorgeoir (Chassey-Beaupré, 08/11/2007) - (Photo D. Harmand, 2007)	46
Figure 3-16 : Pertes diffuses du Val du Long Pré, vallée située en rive gauche de l'Ognon le 01/04/2006 (vue prise de l'aval - (Photo D. Harmand, 2008)	48
Figure 3-17 : Vallée temporairement drainée du Chénot en rive gauche de l'Ognon le 08/11/2008 (vue prise vers l'amont) - (Photo D. Harmand, 2008)	48
Figure 3-18 : Vallon des Noues (Rongeant supérieur, sud de Brouthières) le 08/11/2008 (Photo D. Harmand, 2008)	49
Figure 3-19 : Chenal asséché de l'Ognon à l'Est de Chassey-Beaupré le 27/06/2008 (Photo D. Harmand, 2008)	50
Figure 3-20 : L'Ognon en crue à Laneuville-aux-Bois le 01/04/2006 (Photo D. Harmand, 2006)	50
Figure 3-21 : L'Ognon en crue à Horville le 01/04/2006 (photo D. Harmand, 2006)	51
Figure 3-22 : Emergence de la station de pompage de Laneuville-aux-Bois le 01/04/2006 (Photo D. Harmand, 2006)	51
Figure 3-23 : La source du Routeil au Nord de Grand (Maldite) en juillet 2006 (Photo D. Harmand, 2006)	52
Figure 3-24 : Tertre en eau à Laneuville-au-Bois le 22 mars 2008 (Photo A. Marre)	53
Figure 3-25 : Schéma fonctionnel du karst du revers de la côte de Meuse (d'après Lejeune et Devos, 2002 modifié)	55
Figure 3-26 : La vallée des Roises, tributaire de la Meuse (Photo D. Harmand, 08/11/2008)	56
Figure 3-27 : La source de Maxey-sur-Vaise, tributaire de la Meuse (Photo A. Marre, 06/11/2007)	57
Figure 3-28 : Deux vues de la source de la Dhuit, dans la vallée du Rognon le 22/03/2008 (à gauche) et l'écoulement dans les prés en aval de la source (à droite) - (Photo A. Marre)	57

Figure 3-29 : Topographies des rivières souterraines alimentant les sources de la Manoise et de la Dhuit	58
Figure 4-1 : Vue 3D du secteur d'étude avec la géologie (D IM ASTE 02-0914 / B) drapée sur le modèle numérique de terrain à pas de 50m (IGN). Le réseau HADES (Flèche jaune) est pointé au sud du bois de Trampot	64
Figure 4-2 : Topographie du réseau HADES avec localisation des photographies (Voir planches photos) et des secteurs levés en détail.	65
Figure 4-3 : <i>Tableau des analyses et datations U / Th réalisées sur deux échantillons du réseau Hadès (Trampot – Vosges). Toutes les datations ont été réalisées par E. Pons au CEREGE (2001, Thèse ANDRA), en un ou deux points de l'échantillon, par la méthode U / Th en TIMS.</i>	66
Figure 4-4 : Coupe détaillée des secteurs ayant été datés (Jaillet, 2000; Pons-Branchu, 2001)	67
Figure 4-5 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur du carrefour	68
Figure 4-6 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur de la goulotte	69
Figure 4-7 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur du fond	70
Figure 4-8 : <i>Evolution du drain principal du réseau Hadès au cours des trois phases identifiées. Notez l'emboîtement des surfaces d'érosion et des dépôts qui permettent de reconstituer cette évolution</i>	73
Figure 4-9 : Construction du modèle 3D à partir de l'assemblage de la topographie de surface (modèle numérique de terrain) de la topographie du réseau spéléologique, de la cartographie des dolines et de la géologie. 1 : vue générale vers le sud, 2 : vue cavalière du réseau karstique et des dolines sdu bois de Trampot ; 3 : Vue en plan du réseau HADES et des dolines.	75
Figure 4-10 : Evaluation de l'erreur de positionnement des différents objets intégrés dans le modèles 3D : ici 1 pixel. La taille du pixel (en mètre) dépend de ces objets	76
Figure 4-11 : Données numériques du modèle 3D	77
Figure 4-12 : Vue en plan du réseau HADES et quelques dolines du bois de Trampot. La vision 2D montre la répartition des objets entre eux. La 3D fait apparaître clairement qu'il s'agit de deux organisations de drainage dissemblages.	78
Figure 5-1 : Carte de synthèse bibliographique des traçages réalisés sur le plateau oxfordien	90
Figure 5-2 : Carte de localisation des points d'observation pour l'opération de traçage du 11 janvier 2008	92
Figure 5-3 : Photographies des injections à la perte F3 (à gauche) et F1 (à droite)	93
Figure 5-4 : Carte de localisation des préleveurs automatiques et des fluocapteurs lors de l'opération de traçage de mars 2008.	94
Figure 5-5 : Préleveur automatique posé en aval du pont de Laneuville-au-Bois	95
Figure 5-6 : Exemple de pose d'un fluocapteur au sourcin n°2 du Rongeant	95
Figure 5-7 : Photographies du Rongeant coloré par la fluorescéine le dimanche 13 janvier 2008 (à gauche, photo P. Bugnot) et fluocapteurs du Rongeant positifs (à droite, photo O. Lejeune)	96
Figure 5-8 : Résultats des analyses des fluocapteurs	98
Figure 5-9 : récapitulatif des traçages du plateau oxfordien selon la bibliographie	100
Figure 5-10 : Courbe de restitution de la fluorescéine à la station de mesure du Rongeant	101
Figure 5-11 : Photographies d'un des tertres de Laneuville-au-Bois sur l'Ognon amont (photos O. Lejeune, 22/01/2008)	102
Figure 5-12 : Enregistrement de la densité optique correspondant à la sulforhodamine du préleveur automatique disposé au Cul du Cerf	102
Figure 5-13 : Enregistrement de la densité optique correspondant à la sulforhodamine du préleveur automatique disposé sur le Rongeant	103
Figure 5-14 : Evolution de la densité optique (en 552µm et 491 µm) par rapport à la quantité de MES aux sources du Rongeant entre le 20 et le 26mars 2008.	105
Figure 5-15 : Evolution des débits du Rongeant à la station hydrométrique de Thonnance-les-Moulins durant l'opération de traçage	106
Figure 5-16 : Courbes des densités optiques enregistrées sur le site de Laneuville-au-Bois entre le 18 mars et le 14 avril 2008	107

Figure 5-17 : Coupe géologique du plateau oxfordien et trajet du traceur (d'après Jaillet, 2000)	108
Figure 5-18 : Carte géologique avec la localisation des sources et des accidents tectoniques	109
Figure 5-19 : Cartographie des conductivités et des températures sur l'Ognon amont	110
Figure 6-1 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Meuse entre Goncourt et Han sur Meuse lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques et en débits bruts sans les affluents principaux (d'après GEREEA, 1991 et 1992)	122
Figure 6-2 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Saône lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques et en débits bruts sans les affluents principaux (d'après GEREEA, 1991 et 1992)	123
Figure 6-3 : Profil en long géologiques et profils hydrologiques du ruisseau des Roises lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)	124
Figure 6-4 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Montigny (ou Nicolle) lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts et spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)	125
Figure 6-5 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Méholle lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts et spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)	127
Figure 6-6 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du Rupt de Laneuville lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (d'après GEREEA, 1991 et 1992)	129
Figure 6-7 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Saulx lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).	131
Figure 6-8 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Girouet lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).	132
Figure 6-9 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Ménil lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).	134
Figure 6-10 : Rendements hydrologiques du bassin de la Meuse et affluents de rive gauche entre Goncourt et Han-sur-Meuse, pour la campagne d'étiage du 5 au 7 août 1991 (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).	135
Figure 6-11 : région nord : Captages AEP et autres points d'analyse des eaux souterraines du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy ; données physico-chimiques principales en valeurs moyennes (D'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES)	137
Figure 6-12 : région sud : Captages AEP et autres points d'analyse des eaux souterraines du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy ; données physico-chimiques principales en valeurs moyennes (D'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES)	138
Figure 6-13 : Localisation des principaux points et groupes de points mentionnés sur les figures 6.14, 6.15 6.16 et 6.17.	141
Figure 6-14 : Corrélations du titre alcalimétrique complet en fonction du calcium pour trente-quatre qualitomètres du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES) / P = plateau sud ; N = plateau nord ; G = fossé de Gondrecourt ; A = autres points	142
Figure 6-15 : Corrélations du titre alcalimétrique complet en fonction du calcium pour les onze qualitomètres au plus grand nombre d'analyses (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES). / Che = Chermisey ; GC = Gondrecourt-le-Château ; MV = Maxey-sur-Vaise ; PL = Prez-sous-Lafauche ; S1 et S2 = Saulvaux ; SA = Saint-Aubin-sur-Aire ; Vac = Vacon ; Vau = Vaucouleurs ; VV1 et VV2 = Void-Vacon.	142
Figure 6-16 : Corrélations du titre hydrotimétrique en fonction de la conductivité à 25°C pour trente-quatre qualitomètres du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux	

données sur les eaux souterraines - ADES). / P = plateau sud ; N = plateau nord ; G = fossé de Gondrecourt ; A = autres points	143
Figure 6-17 : Corrélation du titre hydrotimétrique en fonction de la conductivité à 25°C pour les onze qualitomètres au plus grand nombre d'analyses (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES). / Che = Chermisey ; GC = Gondrecourt-le-Château ; MV = Maxey-sur-Vaise ; PL = Prez-sous-Lafauche ; S1 et S2 = Saulvaux ; SA = Saint-Aubin-sur-Aire ; Vac = Vacon ; Vau = Vaucouleurs ; VV1 et VV2 = Void-Vacon.	143
Figure 6-18 : Classement fréquentiel de la conductivité à 25°C, du titre alcalimétrique complet, du titre hydrotimétrique et du calcium pour cinq sources principales du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES).	145
Figure 6-19 : Localisation des cinq sources principales du plateau oxfordien, dont les analyses hydrochimiques sont développées sur la figure 6.18	146
Figure 7-1 : Carte synthétique du karst du plateau du revers de la cuesta oxfordienne entre les vallées de la Marne et de la Meuse	153
Figure 7-2 : La fontaine n°1 (Photo A. Devos)	156
Figure 7-3 : Scénario de formation d'une fontaine (Devos, 1996)	157
Figure 7-4 : Le réseau karstique de Grand (in Devos, 1996)	158
Figure 7-5 : Source de Maxey sur Vaise (Photo A. Marre, 06/11/2007)	159
Figure 7-6 : Source du "Cul du Cerf" (Photo A. Marre, 18/01/2008)	159
Figure 7-7 : Source de la Dhuit (photo A. Marre, 22/03/2008)	160
Figure 7-8 : Vue par caméra des fractures productrices d'eau dans le forage EST 321 de la plate-forme F2 (Source, Lebon, 2003)	162

## Liste des tableaux

Tableau 2-1 : Liste des éléments hydrokarstiques issus de l'inventaire spéléologique de la Meuse de F. Devaux (X et Y convertis : altitudes parfois révisées, géologie complétée) et compléments (en italique)	27
Tableau 2-2 : Liste complémentaire d'éléments hydrokarstiques pour les départements des Vosges et de la Haute-Marne	28
Tableau 6-1 : Corrélation entre conductivité et situation hydrologique pour les quatre sources principales ; examen des valeurs extrêmes de conductivité (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES, ainsi que la banque HYDRO de la DIREN).	147
Tableau 6-2 : Corrélation entre teneur en calcium et situation hydrologique pour les quatre sources principales ; examen des dix valeurs extrêmes de calcium (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES, ainsi que la banque HYDRO de la DIREN).	148

# 1. Le contexte, les objectifs et le déroulement de l'étude

-----

## 1.1 Le cadre de l'étude

### 1.1.1 Le cadre administratif

L'étude s'inscrit dans le cadre général de la loi du 28 juin 2006 relative à la gestion durable des matières et des déchets radioactifs en vue de l'implantation d'un stockage géologique profond des déchets radioactifs de haute activité et vie longue. Elle est dans la suite des travaux menés autour du site Meuse/Haute-Marne dans le cadre de la loi n° 91-1381 du 30 décembre 1991. Elles ont donné lieu au Dossier Andra 2005 sur la faisabilité d'un stockage géologique en formation argileuse, à 500 m de profondeur, dans le contexte du secteur Meuse/Haute-Marne où a été implanté un Laboratoire souterrain de recherche. Elle répond à la demande du Cahier des Charges Andra n° C CC ASMG 07-0014.

La prestation a été commandée au GEGENAA, EA 3795, de l'université de Reims Champagne-Ardenne. Il a réuni, autour de lui, les laboratoires CERPA de l'université de Nancy 2, CEGUM de l'université de Metz et EDYTEM de l'université de Chambéry. La commande Andra porte le n° 038160

Le plan d'étude approuvé le 17 juillet 2007 par l'Andra précise le contenu prévisionnel de l'étude.

### 1.1.2 Le cadre géographique

Conformément au cahier des charges et au plan d'étude, ce rapport, porte sur les plateaux des calcaires de l'Oxfordien qui affleurent au sud du site du laboratoire souterrain de Bure

## 1.2 Les objectifs de l'étude

L'objectif majeur de ce travail pour l'Andra, tel qu'exprimé dans le cahier des charges (Andra 2007), est de disposer des données permettant d'établir le modèle de mise en place et d'évolution, au cours de l'évolution géomorphologique future, des réseaux karstiques dans les calcaires de l'Oxfordien, sur le secteur de Meuse/Haute-Marne, entre les vallées de la Marne et de la Meuse.

Le cahier des charges demande en particulier de quantifier l'incidence du karst sur la variabilité des débits des cours d'eaux, paramètre d'entrée des modèles numériques d'évolution géomorphologique, compte tenu que : i) les karsts de contact stratigraphique permettent les transferts souterrains entre vallées et bassins fluviaux, ii) les karsts de vallées, pourraient participer à la création des nouveaux exutoires de l'aquifère des calcaires oxfordiens sous couverture, lorsqu'ils seront localement atteints par l'érosion en fond de vallée de l'Ornain et de la Saulx.

Pour cela, le travail demandé (Andra 2007, § 2.1.2), porte sur deux aspects :

1. *Déterminer, dans leurs grandes lignes, à partir de leur impact hydrologique, la disposition, l'extension et le rôle du karst existant actuellement dans les calcaires oxfordiens sur cette bordure sud du secteur Meuse/Haute-Marne ;*
2. *Sur cette base, émettre un pronostic quant au modèle de mise en place dans le contexte géologique et géomorphologique spécifiques de cette zone, et à l'évolution possible dans le futur en fonction de l'évolution géomorphologique.*

Cette étude s'oriente donc sur la caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure sud du secteur Meuse/Marne. Elle consiste à mieux connaître le fonctionnement karstique de ce plateau oxfordien afin d'effectuer des projections sur les écoulements karstiques futurs à l'échelle du prochain million d'années.

## 1.3 L'organisation générale des travaux.

Conformément au plan d'étude, le GEGENAA a pris en charge la coordination générale, le suivi interne des travaux, de leur calendrier et les relations avec les trois sous-traitants : le CERPA de l'université Nancy 2, le CEGUM de l'université de Metz et le laboratoire EDYTEM de l'université de Chambéry.

Conformément aux prévisions de la proposition techniques et financières du 18 mai 2007 et au plan d'étude approuvé par l'Andra le 17 juillet 2007, pendant l'étude, les tâches ont été réparties entre le GEGENAA et les sous-traitants de la façon suivante :

- Les travaux de terrain de rédaction des premiers textes ont été effectués par les membres du GEGENAA et des sous-traitants. Cette répartition du travail a tenu compte des compétences et des équipements de chacun. Quand il y avait des compétences communes on a tenu compte de la proximité des sous-traitants par rapport au terrain,
- Le GEGENAA a assuré : la synthèse des travaux, la gestion technique, l'organisation des réunions, les contacts avec l'Andra et avec les différents sous-traitants et la rédaction du rapport final.

En interne au GEGENAA, la répartition du travail fut la suivante :

- La coordination générale (scientifique et administrative) a été assurée par Alain Marre,
- La gestion financière a été assurée par le service du SAIC de l'université de Reims Champagne-Ardenne. Elle a été suivie par Pierre Galland
- Les travaux de laboratoire, de traçages et de mise en forme des cartes et croquis ont été faits par Olivier Lejeune et Alain Devos.
- La vérification du rapport a été réalisée par Olivier Lejeune.

### **Références :**

Andra (2007) : *Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordiens en bordure sud du secteur Meuse/Haute-Marne, cahier des charges*. Document Andra n° C.CC.ASMG.07.0014, 20 pages.

GEGENAA (2007) : *Caractérisation du karst dans les calcaires oxfordien en bordure sud du secteur Meuse/Haute-Marne. Acquisition de données nouvelles et modèle conceptuel* Commande Andra 068160, Plan d'étude; document GEGENA-Erosion 01B-2007, version 3, 11 pages.

## 2. La région étudiée et l'état des connaissances

-----

### 2.1 Présentation du plateau des calcaires oxfordiens

#### 2.1.1 Les éléments du relief

Le plateau qui constitue l'auréole des calcaires oxfordiens correspond au revers de la Côte de Meuse. Il se termine au sud, par le front de la cuesta qui domine les villes de Neufchâteau, Andelot-Blancheville et Bologne. Topographiquement, le plateau dénommé « Haut Pays » présente les altitudes les plus élevées du revers de la Côte de Meuse, celles-ci atteignent fréquemment 400 à 430 m au sommet du front de la cuesta.(fig. 2.1). Les altitudes des plateaux s'abaissent à 350 m en bordure du fossé de Gondrecourt, tandis qu'elles sont comprises au fond des vallées entre 360 m à Trampot et 300 m environ à la confluence de l'Ormain et de la Maldite. Les altitudes s'étendent dans le fond des vallées du bassin versant du Rongeant d'environ 350 m en amont (au sud de Brouthières) à moins de 200 m à la confluence Rongeant-Marne. Les sommets du plateau du Haut Pays correspondent à une vieille surface d'érosion polygénique qui est le « fantôme » de la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003).

Ce revers s'incline lentement vers le nord-nord-ouest jusqu'à 330 m au pied du talus du front de la Côte du Barrois. Cette côte, à la forme souvent convexo-concave, est moins marquée dans le paysage que celle de Meuse. Elle domine les villages de Mauvage, Houdelaincourt et Bonnet. Elle se prolonge jusque dans la région de Joinville.

Le relief du revers de la Côte de Meuse est marqué par trois directions :

- Une direction nord-est sud-ouest : tracé de la Côte de Meuse au nord-ouest de la Saônelle, buttes témoins de Tithonien du Fossé de Gondrecourt-le-Château, vallée de l'Ognon (fig. 2.1)
- Une direction nord-sud qui se retrouve dans la vallée de la Maldite et le long des sommets surbaissés situés à l'est de celle-ci

- Une direction sud-est nord ouest qui est représentée dans les vallées affluentes de l'Ognon et qui se prolongent parfois entre les buttes témoins du fossé de Gondrecourt-le-Château.

Sur ce plateau passe la ligne de partage des eaux qui sépare les bassins versant de la Marne et de la Meuse. Cette ligne de partage des eaux n'est pas en position centrale. Elle est décalée vers l'est. Dans la partie est, le plateau est drainé, vers la Meuse, par des ruisseaux encaissés, long de 4 à 5 Km et de direction nord-ouest sud-est. Toute la partie ouest du plateau est drainée par trois cours d'eau importants. D'ouest en est, ce sont le Rognon, l'Ognon et la Maldite. Ces deux derniers cours d'eau confluent au sud de Gondrecourt-le-Château pour former l'Ornain.

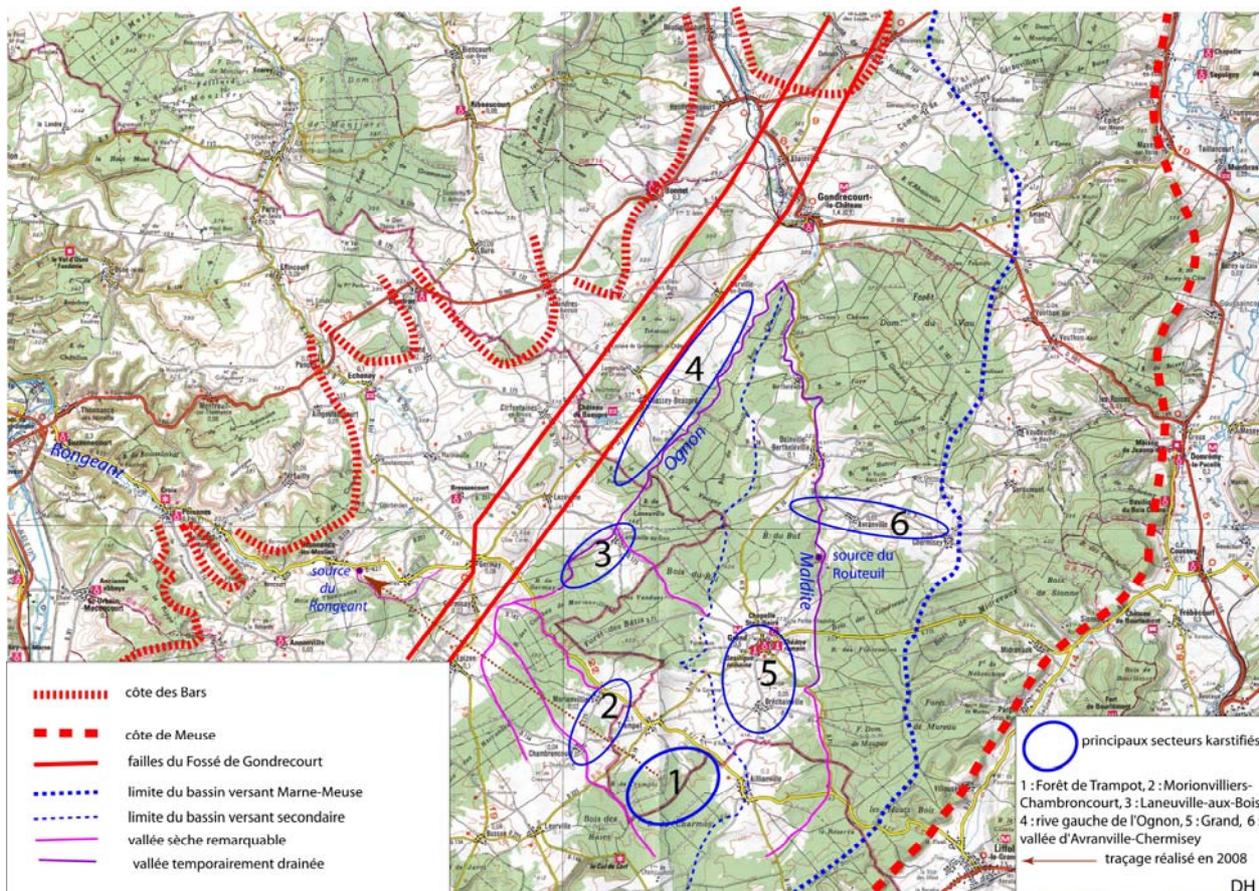


Figure 2-1 Relief et karst du revers de la Côte de Meuse

Le Rognon, prend sa source plus au sud dans le Bassigny. Il est donc, dans le plateau du Haut Pays, une rivière allochtone. Sa vallée est alors nettement encaissée de 80 à 100 m dans le plateau des calcaires oxfordiens. Cette vallée présente des versants réglés qui viennent rejoindre la plaine alluviale très plate.

L'Ognon et la Maldite prennent leur source sur le Haut Pays, revers de la Côte de Meuse constitué par les calcaires oxfordiens. Leurs vallées sont encaissées de 30 à 40 m seulement et présentent des versants convexo-concaves.

Le drainage du plateau des calcaires oxfordiens s'effectue en fonction de tous ces cours d'eau. On distingue ainsi, quatre types de vallons :

- A l'ouest, celles qui sont orientées vers le nord-ouest. Elles sont affluentes de la vallée de la Marne ou du Rognon. Elles sont, en général, bien incisées dans le plateau.
- A l'est, celles qui sont orientées vers le nord-est. Elles sont drainées par des affluents de la Meuse.
- Au centre, celles qui sont orientés vers le nord. Elles font partie du bassin versant de l'Ornain. Comme celles de l'Ognon et de la Maldite, elles sont peu incisées dans le plateau des calcaires oxfordiens.
- Au sud, celles qui entaillent le front de la Côte de Meuse. Leur drain rejoint soit le bassin versant du Rognon comme la Manoise, soit le bassin versant de la Saônelle et de la Meuse.

### 2.1.2 Les formations géologiques

Comme le montre la carte géologique (Fig.2.2) le plateau du Haut Pays, revers de la Côte de Meuse, se situe sur les formations géologiques de :

- L'Oxfordien moyen (ex Argovien et Rauracien) de la Côte de Meuse aux limites ouest du bassin versant de la Maldite,
- L'Oxfordien supérieur (ex Séquanien) et du Kimméridgien inférieur plus à l'ouest jusqu'à la faille occidentale du fossé de Gondrecourt-le-Château. Il est à noter que les calcaires rocaillieux à ptérocères du Kimméridgien qui affleurent à l'ouest de l'Ognon, forment un même ensemble lithologique avec les calcaires à astartes de l'Oxfordien supérieur sur lesquels ils reposent.

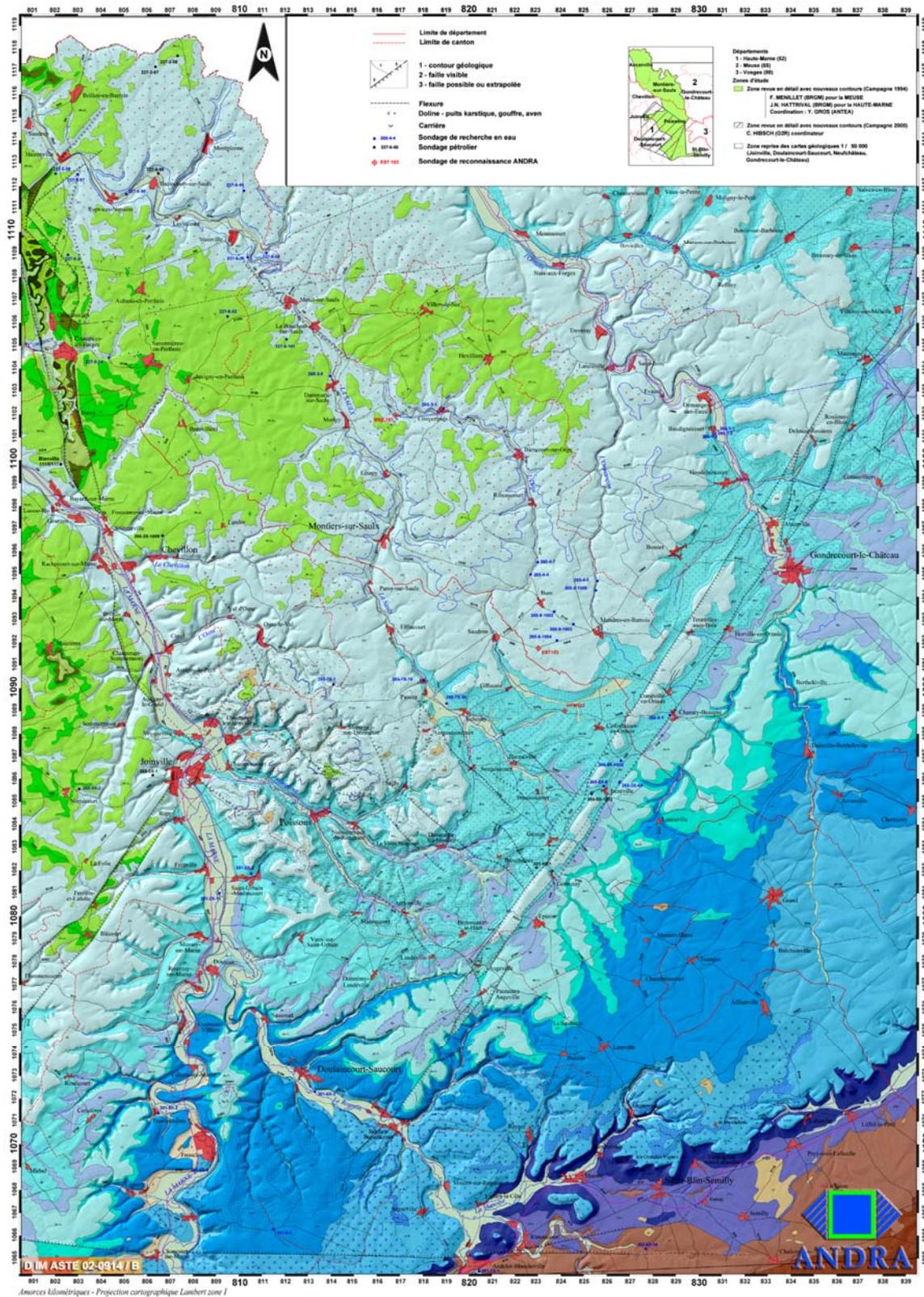


Figure 2-2 Carte géologique du revers le Côte de Meuse (source Andra)

Au nord d'un axe qui passe par les sources du Routeuil et du Rongeant, les affleurements du sommet de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien s'étendent à l'est de la Maldite sans que des différences d'altitudes notables soient significatives. Les plateaux boisés modelés dans l'Oxfordien moyen dépassent 430 m d'altitude, tandis qu'au nord de Chermisey, les plateaux dépassent 440 m (fig. 2.3).

D'ailleurs il serait plus rigoureux de dénommer le plateau étudié « le plateau de l'Oxfordien-Kimméridgien », puisque les travaux récents (Ferry *et al.*, 2007) placent dans le Kimméridgien les formations des Calcaires de Gudmont et les Calcaires à astartes autrefois rattachés à l'Oxfordien supérieur.

En outre, les calcaires de l'Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur réapparaissent à l'Ouest du Fossé de Gondrecourt-le-Château, dans les vallées des affluents de rive droite de la Marne, notamment dans celle du Rongeant. Il faut donc inclure ces vallées à cet inventaire des phénomènes karstiques.

La figure n°2.3 présente les formations géologiques de ce plateau d'après les cartes géologiques. On y voit une superposition de roches meubles et imperméables et de roches cohérentes et perméables.

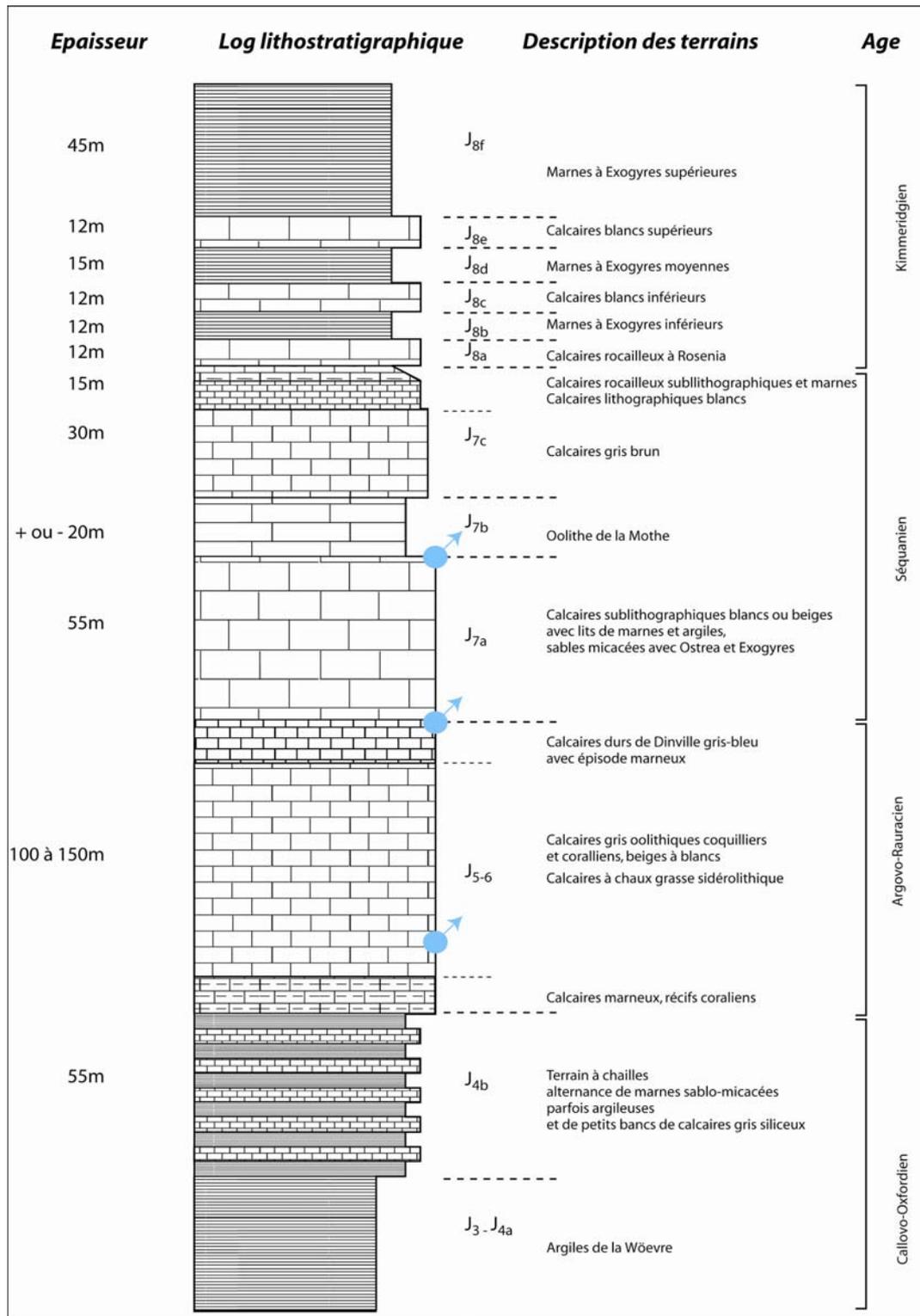


Figure 2-3 : Log lithostratigraphique de l'Oxfordien d'après les cartes géologiques du BRGM au 1/50000

On peut distinguer trois ensembles :

- A la base, on observe une forte épaisseur de roches argileuses et imperméables qui sont constituées par les argiles de Wœvre et les terrains à chailles du Callovo-Oxfordien. Avec les calcaires argovo-rauraciens qui les dominent, elles constituent un binôme roche résistante sur roche argileuses, responsable de la Côte de Meuse.
- Au-dessus, les calcaires agovo-rauraciens et séquaniens constituent la corniche du sommet du front de la cuesta et le revers. On peut y distinguer trois binômes de résistance et de perméabilités différentes. Ce sont, de bas en haut, le binôme des calcaires gris oolithiques sur les calcaires marneux, le binôme des calcaires sublithographiques blancs sur les calcaires durs de Dainville et le binôme des calcaires gris brun sur l'Oolithe de la Mothe.
- Au sommet, on retrouve une formation où dominent les roches argileuses et imperméables avec les formations kimméridgiennes.

Il est à noter que la stratigraphie de l'Oxfordien se complique dans la zone étudiée par des variations de faciès. Les formations géologiques étaient encore largement mal connues avant le début des années 2000. Cette étude se base sur les descriptifs de Carpentier (2004) qui propose un nouveau découpage des étages oxfordiens (inférieur, moyen et supérieur) en distinguant une vingtaine de formations, doublant ainsi le nombre proposé par Humbert (1971) (fig. 2.4). Dans ce nouveau cadre lithostratigraphique, il faut noter l'existence de 5 intercalaires argileux dans les assises de l'Oxfordien supérieur situées sous les calcaires à Astartes, et même la présence d'unités argileuses au sommet de l'Oxfordien moyen. Le Sud-ouest de la région (bassins versant du Rognon et de la Marne) est davantage carbonaté. Il faut noter l'existence, à la base de l'Oxfordien supérieur, d'une « couche argileuse généralisée et assez mince » (Ferry *et al.*, 2007).

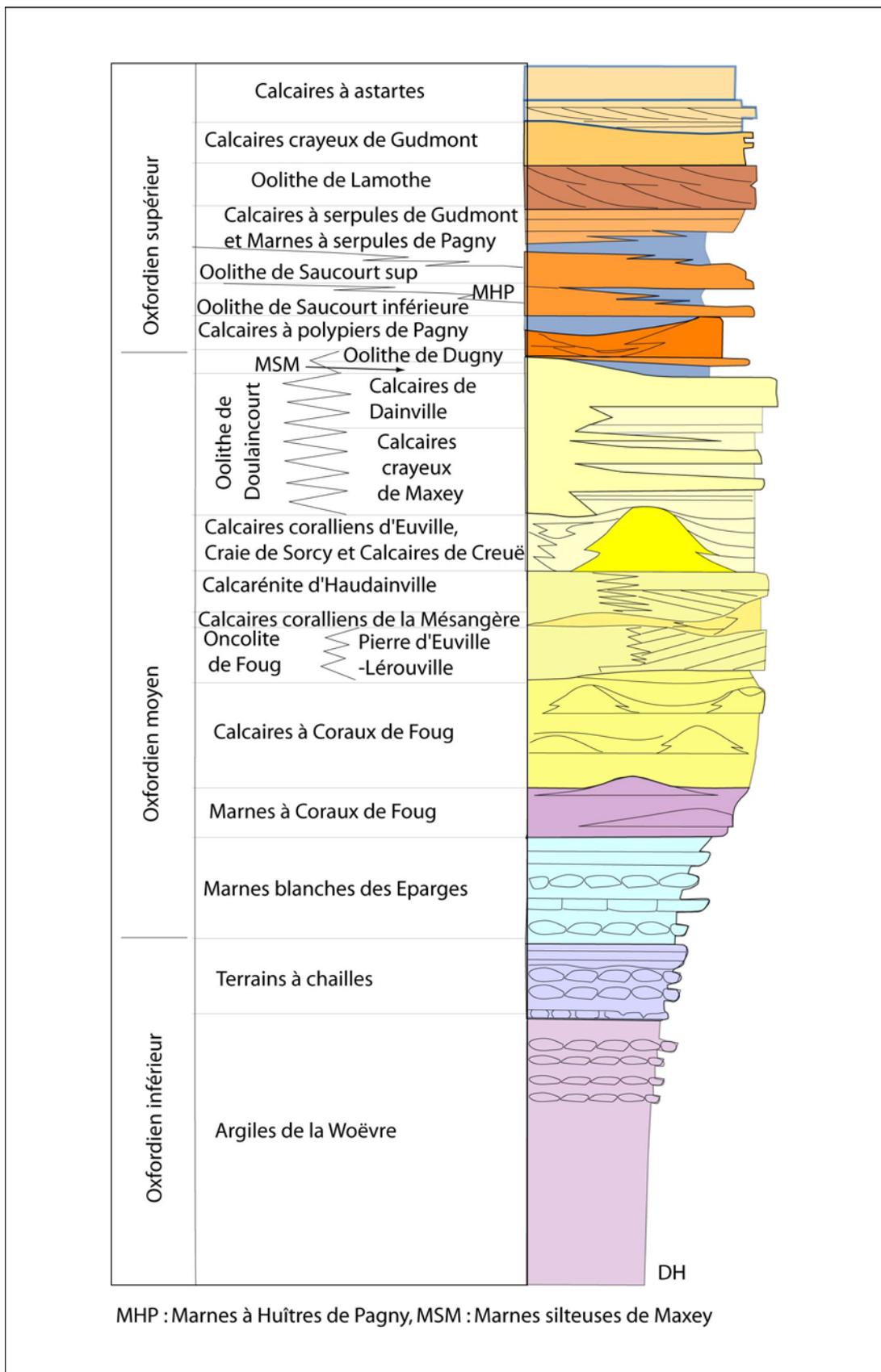


Figure 2-4 : Les formations de l'Oxfordien (d'après Carpentier et al, 2004 simplifié)

La fracturation joue un rôle fondamental sur la karstification. Il apparaît que les fractures en grand et les micro-fractures des calcaires oxfordiens offrent des conditions favorables à la dissolution des carbonates, notamment dans une région soumise à des gradients hydrauliques notables, de l'ordre de 200 m. De façon schématique, on retiendra qu'il existe 2 grandes familles de fracturations :

- 1 - Les fractures de direction nord-ouest sud-est du système de failles de la Marne qui sont ancrées dans le socle ;
- 2 – Les fractures de direction nord-est sud-ouest, de la famille des fossés de Gondrecourt-le-Château et de Joinville qui ne sont pas ancrées dans le socle (Bergerat *et al.*, 2007). Un certain nombre des premières d'entre elles, sont antérieures à la mise en place du fossé de Gondrecourt-le-Château, et le traversent.

### 2.1.3 Les grands ensembles géomorphologiques

Sur la zone d'étude, il est possible de délimiter trois ensembles géomorphologiques :

- A l'est d'une ligne de partage des eaux de surface décrite plus haut et située à l'est de la Maldite (430 à 451 m), le plateau est entaillé par des vallées qui s'écoulent vers l'est pour rejoindre la Meuse (Fig. 2.1 et 2.2). En bordure extérieure de ce premier ensemble, le plateau qui s'étend au sommet de la Côte de Meuse (large d'environ 4 Km à l'est et au sud-est de Chermisey) constitue un gradin situé vers 400-410 m d'altitude, à quelques dizaines de mètres en contrebas des plus hauts sommets du plateau de l'Oxfordien ;
- La partie centrale du plateau est drainée par la Maldite et l'Ognon (Fig. 2.1 et 2.2) A l'est, la vallée de la Maldite a une position subméridienne sur 15 Km de longueur. Depuis Grand, elle constitue la limite entre les plateaux habités à l'ouest et les plateaux boisés à l'est. L'encaissement de la Maldite est d'environ 80 m par rapport aux plus hautes buttes. Ses vallons affluents n'excèdent pas 2 à 3 Km de longueur. Ils sont constitués par des segments souvent orientés N40° en rive gauche de la Maldite (Combes St-Suaire, des Roises...). A l'ouest, la vallée de l'Ognon a une longueur de 12 Km et une orientation sud-ouest nord-est, parallèle au fossé de Gondrecourt-le-Château. Ses vallées affluentes de rive gauche sont orientées N140 à N180°. Son encaissement est moindre que celui de la Maldite., 60 m seulement.
- A l'ouest, le plateau est drainé par les bassins du Rognon et du Rongeant et leurs affluents. Le Rognon, né dans le Bassigny est allochtone au plateau des calcaires oxfordiens dans lequel il pénètre par un bel entonnoir de percée cataclinale à Andelot-Blancheville. Il traverse un plateau boisé formé par les calcaires de l'oxfordien avant de rejoindre la Marne. A Doulaincourt-Saucourt, il est encaissé d'une centaine de mètres.(Fig.2.2) Le Rongeant apparaît en amont de Thonnance-les-Moulins (Fig. 2.1 et 2.2). Il rejoint la Marne à Joinville. A Poisson il présente un encaissement d'une centaine de mètres.
- La carte géomorphologique (Fig. 3.1 et 3.2) montre que le revers de la cuesta présente une succession de replats structuraux dus aux trois binômes existants dans les formations argovo-rauraciennes et séquaniennes décrites au-dessus. Ces replats structuraux sont accompagnés par des lignes de sources. On en distingue trois (Fig. 2.3) :

- Au contact entre l'Oolithe de la Mothe et les calcaires sublithographiques avec des lits marneux on peut relever, par exemple, les sources de Sainte Anne de Broyes, d'Amanty, et du Bois de la Corvée.
- Au contact entre les calcaires sublithographiques blancs ou beiges et les calcaires durs de Dainville, on peut citer les sources du Fond de Villier, du Haut Vallon de Neuville, de Burey en Vaux, des Vachots, de l'Epiez sur Meuse, de Vouthon Bas, de Seraumont.
- Dans les calcaires purs oolithiques coquilliers de l'Oxfordien, on peut citer les sources de Maxey-sur-Vaise, du Bouillon, de la Dhuit, de la Manoise, etc.
- Seules les sources situées dans les calcaires purs oolithiques de l'Oxfordien présentent de grosses variations saisonnières des débits, signant ainsi leur caractère karstique. Les deux premières lignes de sources ne présentent que des filets d'eau en saison humide et correspondent à des affleurements de niveaux aquifères perchés. Elles sont alimentées par la seule infiltration des eaux à travers les calcaires fissurés sus jacents.

## 2.2 Les recherches antérieures sur le karst du revers de la Côte de Meuse

La connaissance du karst oxfordien est le résultat de travaux essentiellement universitaires réalisés depuis une trentaine d'année. Les travaux les plus anciens présentent le plateau oxfordien sans faire référence au karst. C'est la monotonie du plateau et l'indigence de ses écoulements qui retient l'attention des géographes (Auerbach, 1893, Vidal de la Blache, 1903, 1908) avec des versants fuyants sans grande vallées qui descendent à la Meuse. Les géologues travaillent plus particulièrement sur les faciès oxfordiens (Joly, 1912, Maubeuge, 1974) ou sur le contexte tectonique (Albouy, Delétie, Haguenaer, 1993, Clermonté, 1965, 1966).

A la fin des années soixante-dix, l'Oxfordien est présenté comme un aquifère non karstique avec des écoulements conformes au pendage. Le rôle du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château semble important puisqu'il redistribue les eaux captives de l'Oxfordien vers la vallée de la Méholle et plus particulièrement vers les émergences de Vacon (Clermonté., 1965). A ce titre, la tectonique cassante guide les écoulements souterrains.

Les années suivantes soulignent un paradoxe : il y a absence de karst mais on remarque aussi l'indigence des écoulements, avec de nombreuses vallées sèches. P. Gamez écrit en 1985 : « Pourtant, des grands massifs calcaires lorrains, cet étage fait figure de parent pauvre de la karstologie, à l'exception de la région de Neufchâteau ». Les bilans hydrologiques réalisés sur le bassin mosan (Gille, 1985) confortent l'indigence des écoulements car ils mettent en évidence des déficits d'écoulement importants sur l'auréole oxfordienne entre Meuse et Marne avec des transferts de bassins connexes probables.

Il faut attendre l'apport des travaux en archéologie (Albouy et al, 1983, 1995) réalisés dans le cadre des études du site de Grand, pour mieux comprendre l'organisation spatiale du karst de l'Oxfordien supérieur et son fonctionnement hydrodynamique. Ces travaux ont le mérite de croiser les observations faites en milieu urbain à Grand avec celles de Trampot en milieu forestier.

Grand fut un important lieu de culte gallo-romain au I<sup>er</sup> siècle après Jésus Christ. Les Romains ont aménagé un des deux réseaux karstiques souterrains naturels et créé trois réseaux artificiels, convergeant vers la doline-perte située actuellement sous l'église du village (Albouy et al., 1995).

La source située au débouché des réseaux souterrains a été redécouverte en 1857 à 3 m de profondeur, tandis que les galeries ont été explorées de 1963 à 1988. Une opération de mécénat technologique et scientifique a été menée par l'EDF (P. Deletie) et l'université Henri Poincaré (Haguenaer et *al.*, 1991) entre 1989 et 1992. Elle a permis de préciser les caractéristiques des galeries, leur orientation (N40 à nord-sud), ainsi que la répartition saisonnière des débits et leurs relations avec les précipitations. Les hauteurs d'eau maximales de la galerie naturelle mesurées entre le 15 février 1990 et le 14 février 1991 ont montré que la principale période d'écoulement s'était produite en saison froide, entre la fin octobre et la fin janvier. Les débits souterrains sont nettement dépendants des maxima pluviométriques. Le réseau karstique a un temps de réaction relativement court et se met en charge en une demi-heure environ. Toutefois, le sens des écoulements souterrains en aval de la doline-perte n'a pu être mis en évidence. Le point de sortie des eaux présumé se situerait à l'emplacement de la source du Routeuil. Localisée dans la vallée de la Maldite, elle est à environ 3,5 Km au nord-est de l'église de Grand.

Les spéléologues avec leurs inventaires karstiques ont permis de construire une banque de données, certes incomplète, mais fiable et géoréférencée, de l'exokarst et des topographies des principales cavités endokarstiques connues du massif oxfordien. Plusieurs inventaires spéléologiques sont lancés. Devaux (1974-78) explore le département de la Meuse concernant ici uniquement la partie orientale de la zone d'étude (vallée de la Meuse). À Trampot (Fig. 2.1) les recherches spéléologiques débutent dès 1848, mais c'est entre 1976 et 1979, que les spéléologues du CLRS (Club Lorrain de recherches spéléologiques) réalisent une avancée significative dans la connaissance du karst. Ils sondent 85 dolines, 17 nouveaux gouffres (sur les 70 connus), révèlent l'existence du gouffre-grotte « Hadès », cavité horizontale de près de 1400 m de longueur et font un levé topographique du réseau Hadès et du Cul du Cerf dont l'accès est aujourd'hui condamné (Jacquemin D., 1994). Parallèlement des traçages colorimétriques sont réalisés sur les marges orientales du plateau vers Amanty, à l'est de Gondrecourt-le-Château, et à Leurville, au sud de Trampot (Le Roux et Salado, 1980).

Dans la décennie 1990-2000 des modèles conceptuels et fonctionnels des karsts oxfordiens sont proposés avec les travaux de thèse en géographie physique de Devos (1996) et de Jaillet (2000). S'appuyant sur les travaux de synthèse de la géologie du bassin de Paris (Mégny, coord., 1980) et notamment sur le découpage de l'Oxfordien supérieur en deux grandes unités : une « masse argileuse » à la base et une « masse calcaire » au sommet, toutes deux constituées par une alternance de bancs calcaires et argilo-marneux, Devos assimile les systèmes de Trampot et de Grand à un karst de contact lithostratigraphique avec l'existence d'un aquifère multicouche dans les calcaires du Séquanien. Les Fontaines de Trampot correspondraient à des émergences situées au contact des calcaires et des argiles de la base du Séquanien et à des pertes localisées dans les calcaires du Rauracien. Ainsi, les ressources en eau des villages perchés sur le plateau : Grand, Trampot, Chermisey et Aillianville (Fig. 2.1) sont considérées comme étant situées à la base de l'Oxfordien supérieur, tandis que les grosses émergences (du type Cul du Cerf) situées sur le front de la Côte de Meuse (Fig. 2.1 et 2.2) seraient des exurgences de la nappe de l'Oxfordien moyen (Devos 1996). L'inventaire des traçages réalisés dans le secteur met en évidence des écoulements cloisonnés verticalement. (Devos, Jaillet, 1996) En effet, un traçage considéré comme douteux à l'époque (fontaine n°3), témoigne d'écoulements souterrains du Bois de Trampot à la vallée du Rongeant au nord du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château. Le rôle de la tectonique cassante est alors reconsidéré. A la différence de Clermonté J. (1965, 1966), les auteurs considèrent que les failles ne guident pas les écoulements. Au contraire, elles déterminent des grands blocs structuraux qui compartimentent les aquifères et déterminent des niveaux de base étagés. Manifestement, l'Oxfordien supérieur semble dorénavant devoir être considéré comme déconnecté de l'Oxfordien moyen.

Après le travail de Porte (1997) qui précise la genèse de la reculée du Cul du Cerf, des avancées significatives s'effectuent au début des années 2000 grâce à une meilleure connaissance des calcaires oxfordiens traversés par de multiples forages, notamment dans la zone du Laboratoire souterrain de l'Andra. (Croise et al., 2003, Lebon, 2003, De la Vaissière, 2008).

En 2005, une nouvelle étude est effectuée dans la Forêt de Trampot (Denys, 2005). Ce travail a pour objectif de cartographier très précisément le liseré du karst de contact lithostratigraphique pour tenter de mettre en relation les phénomènes karstiques et les formations géologiques définies par Carpentier (2004) et d'évaluer les secteurs à risques dans la forêt communale (Denys-Thomas et Harmand, 2006). Un modèle de circulation subaérienne et souterraine des eaux établi par Harmand et Le Roux (2005) est présenté au colloque de l'A.F.K en septembre 2005.

Les tableaux 2.1 et 2.2 rassemblent les phénomènes hydrokarstiques du secteur considéré.

N°	Commune	Élément	X (LII étendu)	Y (LII étendu)	Z	Lithostratigraphie	Observation	SpéléoL
1	Burey-en-Vaux	Source	846,160	2401,750	260	Calcaire corallien j5-6	Alimentée par n°13 et 29 (LRS80)	
2	Chassey-Beaupré	Doline-perte de l'Engorgeoir	827,910	2387,370	355	Calcaires à astartes j7c	Temporaire ; sur la carte IGN	
3	Cousances-aux-Bois	Exsurgence de la Doeuille	827,274	2424,690	275	Calcaires à astartes j7	Alimentée par les pertes de l'Aire (LR69)	8
4	Dagonville	Perte de l'Aire	?	?		Calcaires à astartes j7		8
5	Ernecourt	Perte de l'Aire	826,486	2420,039	310	Calcaire rocailleux j8a		8
6	---	Puits de la Gare	825,768	2421,391	304	Calcaire rocailleux j8a	Traçage vers n°3 (1920)	8
7	Koeur-la-Grande	Source 225	830,602	2433,810	225	Calcaire corallien j5-6	Alimentée par n°10 ?	9
8	Koeur-la-Petite	Source du village	831,741	2433,158	230	Calcaire corallien j5-6	Captée ; alimentée par n°9 ?	9
9	---	Perte du ruisseau de la Vau-Doux	829,236	2430,881	265	Calcaire corallien j5-6	Vers n°8 ?	9
10	---	Perte de l'Etang de la forêt des Koeurs	827,091	2434,246	267	Calcaire corallien j5-6	Vers n°7 ?	9
11	Lignéres-sur-Aire	Perte de l'Aire	825,329	2428,176	284	Calcaires à astartes j7		9
12	Maxey-sur-Vaise	Source de la Vaise	845,826	2398,357	270	Calcaire corallien j5-6	Sur la carte IGN ; alimentée par n°13 et 29 (LRS80)	10
13	---	Perte du ruisseau d'Amanty	843,984	2397,480	287	Calcaire corallien j5-6	Temporaire ; traçage vers n°1 et 12 (LRS80)	10
14	Ménil-la-Horgne	Perte du ruisseau du Moulin	835,363	2415,672	305	Calcaire rocailleux j8a	Temporaire ; vers n°15 ?	10
15	---	Source de Rieval	837,332	2414,718	270	Calcaires à astartes j7	Alimentée par n°14 ?	10
16	Montbras	Source des Ansanges	848,134	2396,872	263	Calcaire corallien j5-6	Temporaire ; alimentée par n°29 ?	10
17	Nicey-sur-Aire	Fontaine de Chatillon n°2	820,358	2435,338	255	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	10
18	---	Source 1 de la Cour	820,439	2435,698	252	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	10
19	---	Source 2 de la Cour	820,059	2435,699	254	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	10
20	Taillancourt	Ruisseau souterrain	?	?		Calcaire corallien j5-6	Plus de 680 m de réseau ; accès privé ; vers n°21 ?	11
21	---	<i>Source du Lavoir</i>	<i>847,975</i>	<i>2397,650</i>	<i>257</i>	<i>Calcaire corallien j5-6</i>	Emergence du ruisseau ?	11
22	Triconville	Perte de l'Aire	825,421	2423,043	292	Calcaires à astartes j7		16
23	Vacon	Captage de Vacon	840,160	2412,652	255	Calcaires à astartes j7	Sur la carte IGN	16
24	---	Puits artificiel	839,989	2412,513	258	Calcaires à astartes j7	Profondeur : -6,5 m	16
25	Vadonville	Source du Bon Père	834,803	2427,079	230	Calcaire corallien j5-6		16
26	Ville-devant-Belrain	Fontaine de Giron	820,317	2434,658	260	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	16
27	---	Fontaine de Barbesson	820,287	2434,838	255	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	16
28	---	Fontaine de Châtillon n°1	820,358	2435,298	255	Calcaires à astartes j7c	Sur la carte IGN	16
29	Vouthon-Bas	Perte du ruisseau de Fragne	843,174	2392,330	322	Calcaire corallien j5-6	Temporaire ; vers n°16, 20 et 21 ? Traçage vers n°1 et 12 (LRS80)	16

LR69 = Le Roux (1969) ; LRS80 = Le Roux et Salado (1980).

Tableau 2-1 : Liste des éléments hydrokarstiques issus de l'inventaire spéléologique de la Meuse de F. Devaux (X et Y convertis : altitudes parfois révisées, géologie complétée) et compléments (en italique)

N°	Commune	Elément	X (LII étendu)	Y (LII étendu)	Z	Lithostratigraphie	Observation	Réf.
1	Aillianville	Perte des égouts	832,560	2376,560	410	Calcaire corallien j5-6	Traçages à destination inconnue (Ceg97 ; Jai00)	
2	Avranville	Source de Routeuil	835,270	2383,942	330	Calcaire corallien j5-6	Sur la carte IGN	
3	Bréchainville	Source du Sauveuil	833,050	2378,620	380	Calcaire corallien j5-6	Sur la carte IGN	
4	Grand	Fontaine de l'église	833,320	2380,850	375	Calcaire corallien j5-6	Source d'un réseau karstique aménagé	Dev96
5	Liffol-le-Petit	Perte de la Saône	837,880	2371,755	313	Dalle nacrée j3a	Traçage vers les sources de Neufchâteau	LRS80
6	Pargny-sous-Mureau	Réseau de l'abbaye	839,950 ?	2379,240 ?	335 ?	Terrains à chailles j4b ?	Aqueduc semi-artificiel	CLRS
7	Trampot	Fontaine n°1	828,615	2376,085	392	Calcaire corallien j5-6	Traçage à destination inconnue (Ceg97 ; Jai00)	JG94 ; Den05
8	---	Fontaine n°2	828,980	2376,445	389	Calcaire corallien j5-6		JG94 ; Den05
9	---	Fontaine n°3	829,200	2376,410	392	Calcaire corallien j5-6	Alimenterait la source du Rongeant à Thonnance-les-Moulins (Ceg97 ; Jai00)	JG94 ; Den05
10	---	Fontaine n°4	829,390	2376,320	393	Calcaire corallien j5-6		JG94 ; Den05
11	---	Fontaine n°5	831,220	2376,875	400	Calcaire corallien j5-6		JG94 ; Den05
12	---	Fontaine n°6	828,740	2376,290	390	Calcaire corallien j5-6		JG94 ; Den05

CLRS = CLRS (inédit ; communication orale) ; Den05 = Denys (2005) ; Dev96 = Devos (1996) ; Ceg97 = CEGUM *et al.* (1997) ; Jai00 = Jaillet(2000) ; JG94 = Jacquemin et Gamez (1994) ; LRS80 = Le Roux et Salado (1980).

*Tableau 2-2 : Liste complémentaire d'éléments hydrokarstiques pour les départements des Vosges et de la Haute-Marne*

## Références :

**Albouy M., Bertaux J.-P., Deletie P.** (1995) - L'intervention du mécénat technologique et scientifique d'Électricité de France sur le site antique de Grand (1989-1993), *Annales d'Émulation du département des Vosges*, 7-14.

**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*, Editions du conseil général des Vosges, 132 pages 132 p.

**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*. Editions du conseil général des Vosges, 132 pages.

**Auerbach B.** (1893) - *Le plateau lorrain, Essai de géographie régionale*, Paris-Nancy 1893.

**Bergerat F., Elionn P., Frizon de Lamotte D., Proudhon B., Combe P., André G., Wileveau Y., Laurent-Charvet S., Kourdian R., Lerouge G., Ott d'Estevou P.** (2007) - 3D multiscale structural analysis of eastern Paris basin : the Andra contribution, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n°178, pp.15-36.

**Carpentier C.** (2004) - *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris*, thèse de l'université de Nancy I, 470 pages.

**Clermonté J.** (1965) - 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 pages.

**Clermonté J.** (1966) - *Etude géologique et hydrogéologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse)*, mémoire de diplôme d'études supérieures de l'université de Nancy, 98 pages.

**Croise J., Hontaa V., Ravigne L.** (2003) : *Tests hydrogéologiques, pompages et diagraphie. Rapport préliminaire plate-forme F2 : EST 321 et EST 322*, rapport Andra n° D.PR.0GAU 03-034/A, 115 pages.

**De la Vaissière R.** (2008) : *Campagne de reconnaissance de la zone de transposition (FZT). Charges hydrauliques dans les encaissants, Note technique*, Rapport Andra n° D.NT.ALS.08 1258, 26 pages.

**Denys É.** (2005) - *Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays : exemple dans la région de Trampot (Vosges)*. Mémoire de Maîtrise de Géographie physique de l'université de Nancy 2, 111 p + 31 p d'annexes + 3 cartes h. t.

**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, de l'université de Nancy 2, 108 p + annexes.

**Denys-Thoms 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° 17, 5-13.

- Devaux F.** (1974-1979 et 2007) - Inventaire spéléologique du département de la Meuse. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n°5 à 11 et 16, 407 p.
- Devos A.** (1996). *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. thèse de doctorat de Géographie de l'université de Metz, 443 p.
- Devos A., Jaillet S.** (1996) - Synthèse bibliographique des traçages dans le Barrois et son pourtour immédiat, *L'Echo des Cavernes Meusiennes (ECM)*, N°4, pp 10-32.
- Devos A., Sary M.** (1995) - Hydrologie et captures actives sur l'interfluve Marne-Meuse, *Revue Géographique de l'Est*, n°34.
- 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., Lejeune O., Chopin E.** (2007) : Structural control on surface flow in karstic environment, *Geodynamica Acta* 20/6, pp.393-402.
- Dewolf Y., Bourrié G. coordinateurs** (2007) - *Les formations superficielles. Genèse, Typologie, Classification, Paysages et environnements, Ressources et risques.*, Ellipses, 799 pages.
- Ferry S., Pellenard P., Collin P.-Y. et al.** (2007) - Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris basin. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. s., n° 178, 37-57.
- Gamez P.**, (1985a) - Karstologie lorraine : aperçu sur les karsts lorrains, *Spéléo L*, 15, pp. 35-43.
- Gamez P.**, (1985b) - Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse (Lorraine septentrionale), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t.108, pp. 213-219.
- Gamez P.** (1995) - *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine)*. Mosella, PUM, Metz (1991 (parution 1995)), t. XXI, thèse de l'université de Metz (janv. 1992), 453 pages.
- Gamez P.**, (1995) - Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale – Lorraine), *Mosella*, tome XXI, numéro spécial annuel, 453p.
- 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 3<sup>ème</sup> cycle, Ecole Nationale Supérieure des Mines et université Pierre et Marie Curie, 213 p.
- CEGUM, LISPEL, Los Fouyants, USBL, CLRS et Géokarst** (1997) - Opération de traçage sur le bois de Trampot (Haut-Pays - Vosges), organisée du 21 au 27 mars 1997. Rapport inédit, 17 p
- Haguenaer 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.

**Haguenaer 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*, no6, pp 105-115.

**Harmand D.** (1992) - *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine*, Presses universitaires de Nancy, 146 pages.

**Harmand D., Le Roux J.** (2005) - Modèle de circulations souterraines des eaux dans le Haut-Pays. Journées 2005 de l'Association Française de Karstologie (Lorraine, Champagne), 17-19 septembre 2005). Poster.

**Humbert L.** (1971) - *Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin. L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du Bassin de Paris*. Thèse d'état de sciences, université de Nancy, 364 p., 44 fig., 165 pl.

**Jacquemin D.** (1994) - Les cahiers spéléologiques de Lorraine, *HADES*,° 8, 137 p.

**Jacquemin D., Gamez P.** (1994) - Inventaire souterrain du bois de Trampot. *Hadès, les cahiers spéléologiques de Lorraine*, n°8, pp. 7-49.

**Jacquemin D.** (1996) - Inventaire des émergences karstiques de la Meuse et de son pourtour immédiat, *Echo des Cavernes Meusiennes*, n°4, pp. 33-43.

**Jaillet S.** (2000) - *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Évolution*. Thèse de géographie physique de l'université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, 710 p.

**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 Reims Champagne-Ardenne, 590 pages.

**Joly H.** (1912) : *Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes*, éditions Albert Barbin, Nancy, 340 pages.

**Lebon P.** (2003) : *Programme « forages scientifiques profonds ». Données disponibles au 1 juillet 2003 pour la modélisation géologique et hydrogéologique*, Rapport Andra n° D.NT.ADSD 03-050, 15 pages.

**Lejeune O., Devos A.** (2004) - Apports des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en pays calcaire : l'exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France), *Karstologia*, n°44, pp. 15-24.

**Lejeune O., Devos A** (2002) - Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims – comparaison avec les autres karsts de contacts lithostratigraphiques de l'Est du Bassin-Parisien, *Revue Géographique de l'Est*, tome XLI, n°4, pp. 165-175.

**Le Roux J.** (1969) - La nappe des calcaires du Séquanien dans la région de Cousances-aux-Bois (Meuse). Ses relations avec la source de la Deüe. *Bull. BRGM*, s. 2, sect. III, n° 3, pp. 25-38.

**Le Roux J., Salado J.** (1980) - *Fonctionnement des aquifères calcaires déduits des expériences de traçages colorimétriques*. Juin 1980, S.R.A.E.L.

**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.

**Louis M.** (2007) - Travaux de Michel LOUIS sur la commune de Troussey. *Spéleo L*, LISPEL, Nancy, n°16, p. 49.

**Magagnosc J.S., Marre A.**,(1976) - Aplanissement et cônes rocheux sur les calcaires du massif du Djebel Oum Settas (Constantinois, Algérie) Communication au colloque sur les cônes rocheux, Paris, décembre 1976, *Bull. Ass. Fr. Géog.*, n° 438.

**Magagnosc J.S., Marre A.**, (1985) - Aplanissements et cônes rocheux sur calcaire du massif de l'Oum Settas (Algérie), in *Cônes Rocheux, Mémoires et Documents de géographie*, C.N.R.S., Paris, pp 209-223.

**Maubeuges P.L.** (1974) - Carte géologique de Neufchâteau au 1/50 000 et sa notice, BRGM.

**Nicod J.** (1992) - Les karsts sous couverture (sableuses, argileuse et/ou détritiques) en France d'après des travaux récents, *Historia* 20, pp. 165-185.

**Nicod J** (2009) : *Sources et sites des eaux karstiques, tome 1, Sources et lacs karstiques*, Publication à compte d'auteur, 151 pages.

**Mégnien Cl. coord.**, (1980) - *Synthèse stratigraphique du Bassin de Paris*. Vol. I: *Stratigraphie et paléogéographie*. Mémoire du B.R.G.M., n°101, 469 p., 182 fig. Vol. II: atlas Mém. B.R.G.M., n°102, 55 pl.

**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.

**Porte P.** (1997) - *Le Cul du Cerf : étude morphologique d'une reculée*. Mémoire de maîtrise de géographie physique de l'université de Nancy 2, 183 p + 1 p h.t.

**Precigoux-François M.** (1996) - *Etude hydrologique et hydrogéologique du bassin de la Vaise*. Mémoire de maîtrise de géographie physique de l'université de Nancy 2, 121 p

**Salomon JN, Pulina M.**(2005) : *Les karsts des régions climatiques extrêmes* Mémoires de la revue *Karstologia* N°14, Presses universitaires de Bordeaux, 220 p.

**Stchepinsky V.** (1962) - *Histoire géologique de la Haute-Marne et de ses régions voisines*, Thèse ès Sciences Naturelles, Université de Paris, 223 p.

**Tailliez C.** (1998) - Hydro-géologie du bassin-versant de l'Aire amont (Meuse). *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 1-2, pp. 131-148.

**Thomas C.** (1979) - *Etude hydrogéologique de l'aquifère karstique du bassin de la Haute Meuse. Etude géochimique des émergences de Neufchâteau (Vosges)*. Ministère Agric., SRAE Lorraine, INPL, ENSG, Serv. Hydrogéol. Rég. ; Rapport SRAEL (et thèse INPL), 246 p.

**Tricart J.** (1952) - *La partie orientale du Bassin de Paris – Etude morphologique*, deux tomes, éditions Sedes Paris, 467 p.

**Vidal De La Blache C.** (1903) - *Tableau de la géographie de la France*, éditions de la Petite Vermillon, éditions de la Table Ronde réédition 1994, 559 pages.

**Vidal De La Blache C.** (1908) - *Etude sur la vallée lorraine de la Meuse*, éditions A. Colin, Paris, 187 pages.

**Wadier R.** (1987) - *Un terroir inspiré - Le pays de Jeanne d'Arc*, éditions Pierron, Coll. Histoires et images, 125 p.

### 3. Inventaire et cartographie géomorphologique de l'exokarst dans les calcaires l'Oxfordiens



Conformément au plan d'étude, nous avons inventorié les formes exokarstiques se situant sur l'interfluve Marne-Meuse et concernant l'auréole des formations géologiques oxfordiennes. Le travail a consisté à identifier par des campagnes de terrains les formes exokarstiques existant sur le secteur d'étude. Ces formes ont été ensuite inventoriées lorsqu'elles comportaient un intérêt majeur pour la réalisation future de traçages hydrogéologiques. En effet, l'objectif est de connaître les points où l'injection de traceurs colorés est réalisable mais aussi de connaître le plus exhaustivement possible les points où ces traceurs peuvent éventuellement ressortir afin de définir par la suite un protocole de surveillance. Ces formes exokarstiques ont été cartographiées sur un fond de carte au 1/50.000 selon une légende inspirée à la fois de celle établie par la commission des phénomènes karstiques du comité national de géographie et de celle créée à l'université de Reims Le découpage du terrain reprend celui qui a été défini dans le chapitre précédent.

#### 3.1 L'inventaire des formes exokarstiques des deux ensembles géomorphologiques de l'Est et de l'Ouest

Ces deux ensembles géomorphologiques définis dans le chapitre 2 sont caractérisés par une succession de replats structuraux liés à la succession de roches meubles et imperméables et de roches cohérentes et perméables décrites plus haut dans la série de l'Oxfordien. Les cartes géomorphologiques des figures 3.1 et 3.2 montrent le faible nombre de formes karstiques. Dans la forêt domaniale de Vau, on peut signaler seulement quelques petites dolines. Ce sont notamment la mare de la Bonne (Fig. 3.3) et la mare Fouillot (Fig. 3.4) qui sont des dolines en forme de cuvette avec des bords en pente douce. Toutes sont inscrites dans les calcaires du Kimméridgien.

Sur les surfaces sommitales des plateaux, on trouve une formation superficielle autochtone (Dewolf et Bourrié 2007) constituée par des fragments calcaires et d'une matrice fine (Fig. 3.5). Les fragments sont anguleux avec un léger émoussé karstique sur leurs angles. Ils sont souvent remontés vers la surface par les labours. La matrice argileuse est brune. Elle est le résultat des

processus de dissolution. L'épaisseur de cette formation superficielle qui repose sur les calcaires a été observée au profit de coupes de bord de chemins. Elle n'est que de 30 à 40 cm.

Sur les convexités qui forment les bordures des plateaux, on trouve une formation superficielle subautochtone (Fig. 3.6). Elle est constituée par une matrice limono-argileuse qui contient quelques fragments calcaires à émoussé karstique. Cette formation, épaisse d'un mètre et plus, a migré par ruissellement depuis le sommet du plateau ce qui explique sa granulométrie fine, son épaisseur et son caractère subautochtone.

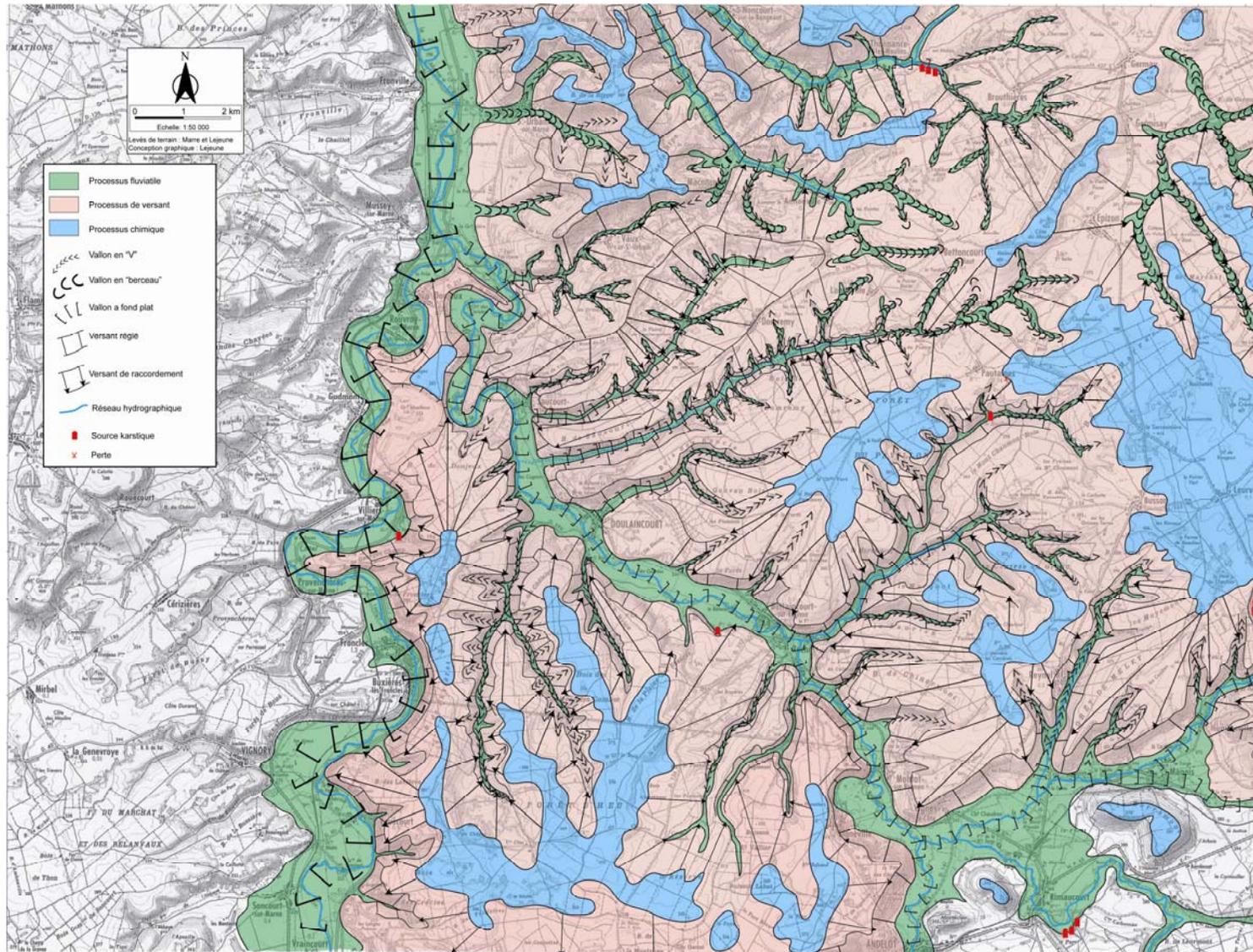


Figure 3-1 : Carte géomorphologique et de localisation des phénomènes karstiques dans la partie ouest de l'interfluve Marne-Meuse

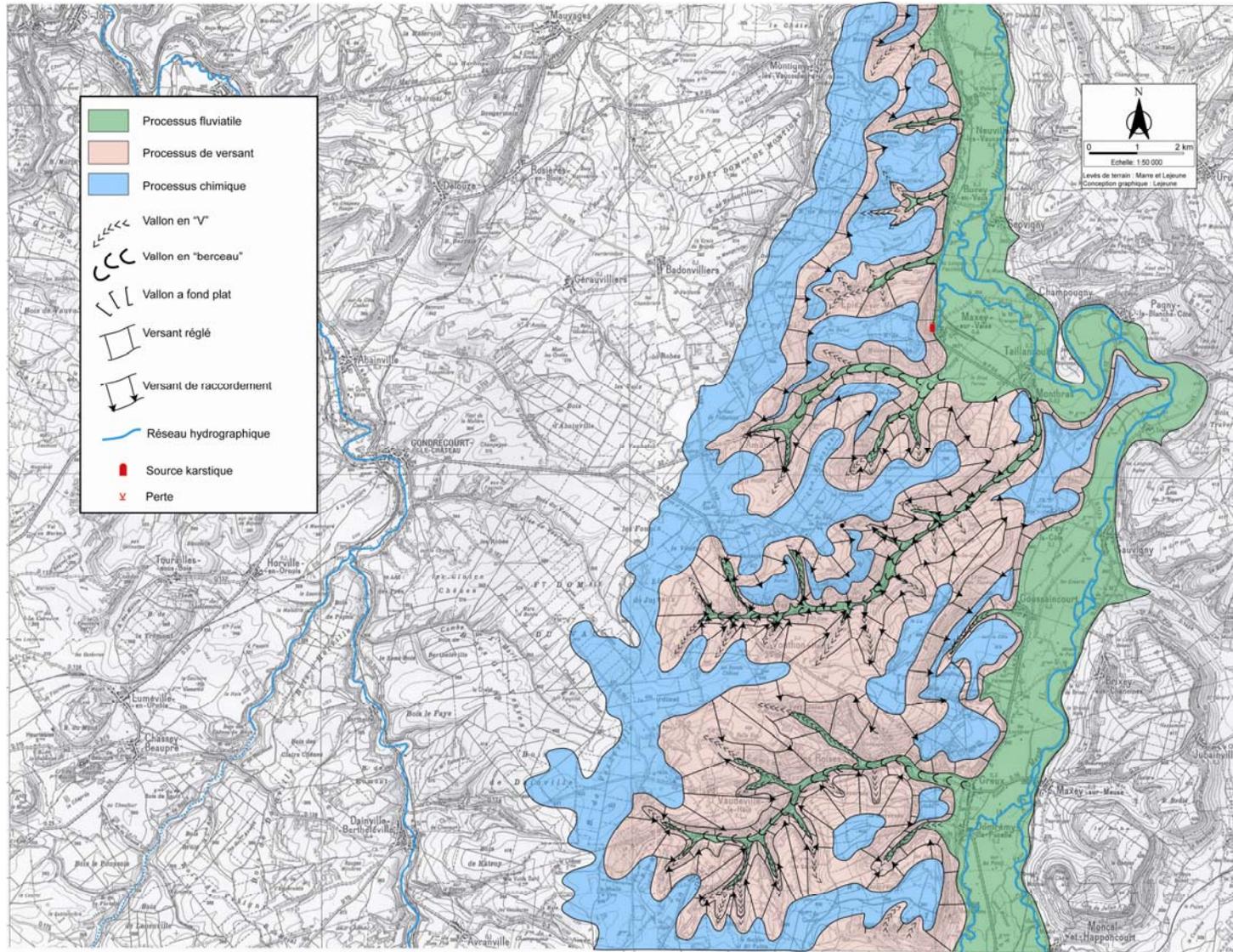


Figure 3-2 : Carte géomorphologique et de localisation des phénomènes karstiques dans la partie Est de l'interfluve Marne-Meuse



*Figure 3-3 : La doline de la Mare de Bonne dans la forêt domaniale de Vau (Photo A. Marre)*



*Figure 3-4 : La doline de la Mare Fouillot dans la forêt domaniale de Vau (Photo A. Marre)*



*Figure 3-5 : Les formations superficielles caillouteuses du sommet des interfluves. Buttes des Ormes sur le plateau de Badonvilliers (Photo A. Marre)*



*Figure 3-6 : Les formations superficielles limono-argileuses des convexités d'interfluve - Rebord du plateau de Badonvilliers (Photo A. Marre)*

La rareté des formes karstiques, le type de formations superficielles et la localisation des sources sont des arguments pour dire que l'infiltration généralisée est de règle sur ce revers de la Côte de Meuse. L'observation de l'écoulement des eaux montre qu'en été, les vallées et les vallons nés sur les calcaires oxfordiens sont généralement à sec. Seuls les cours d'eau allochtones (Meuse, Marne, Rognon) sont en eau avec des rendements hydrologiques extrêmement faibles (inférieur à 2 l/s/km<sup>2</sup> pour des QMNA de fréquence 1/2) (Lejeune et Devos, 2004 ; Devos et al, 2007). On observe des rendements hydrologiques supérieurs à 10l/s/Km<sup>2</sup> seulement sur quelques points comme la tête de la vallée de la Manoise au Cul du Cerf ou le Rongeant en aval d'Andelot (Fig. 3.7). En revanche, en hiver, les sources du plateau coulent et celles des fonds des vallées prennent un caractère artésien. (Fig. 3.8).

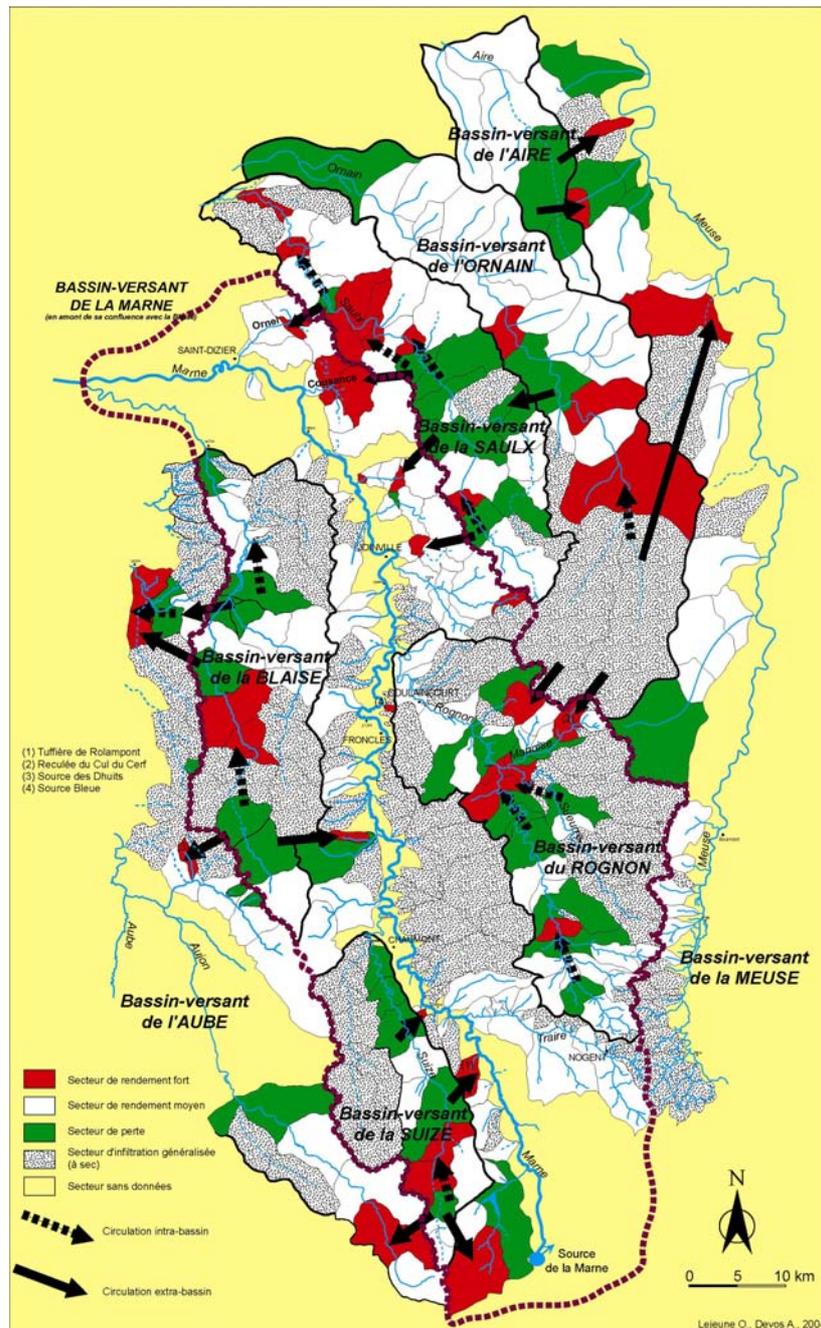


Figure 3-7 : Cartographie des rendements hydrologiques d'étiage dans le bassin de la Marne (Lejeune et Devos, 2004)



Figure 3-8 : Source à caractère artésien dans le fond de la vallée de l'Ognon à Laneuville-au-Bois  
(Photo A. Marre, 22 mars 2008)

### 3.2 Inventaire des formes exokarstiques de l'ensemble géomorphologique central.

La carte de Denys-Thomas (2006) dessinée à partir des observations de Denys-Thomas et de Harmand, et complétée par Harmand en 2007 et 2008, montre que dans le secteur central, il existe deux types de secteurs karstifiés (Fig. 3.9) :

- Le secteur le plus karstifié se localise dans la Forêt de Trampot,
- En dehors de cette zone, il n'existe que des phénomènes karstiques isolés. Dans ce second type de secteurs on observe soit des formes isolées de type dolines ou de pertes, soit des pertes diffuses le long des cours d'eau et qui ne peuvent être révélées que lorsqu'il y a un écoulement dans ces vallées.

#### 3.2.1 - Le karst du bois de Trampot : la zone la plus karstifiée du secteur central

Dans la Forêt de Trampot (*sensu lato*), la carte de Denys (2005) fait apparaître un alignement de formes karstiques correspondant à deux liserés pratiquement continus et à des formes isolées au sud et à l'est du liseré principal. Ces deux liserés entourent des interfluvés culminant respectivement à 407 m (devant Audeuil) et à 406 m au nord-ouest du Bois de Trampot. Les formes se situent entre 390 m et 406 m d'altitude le long du premier liseré, et entre 387 et 406 m le long du second.

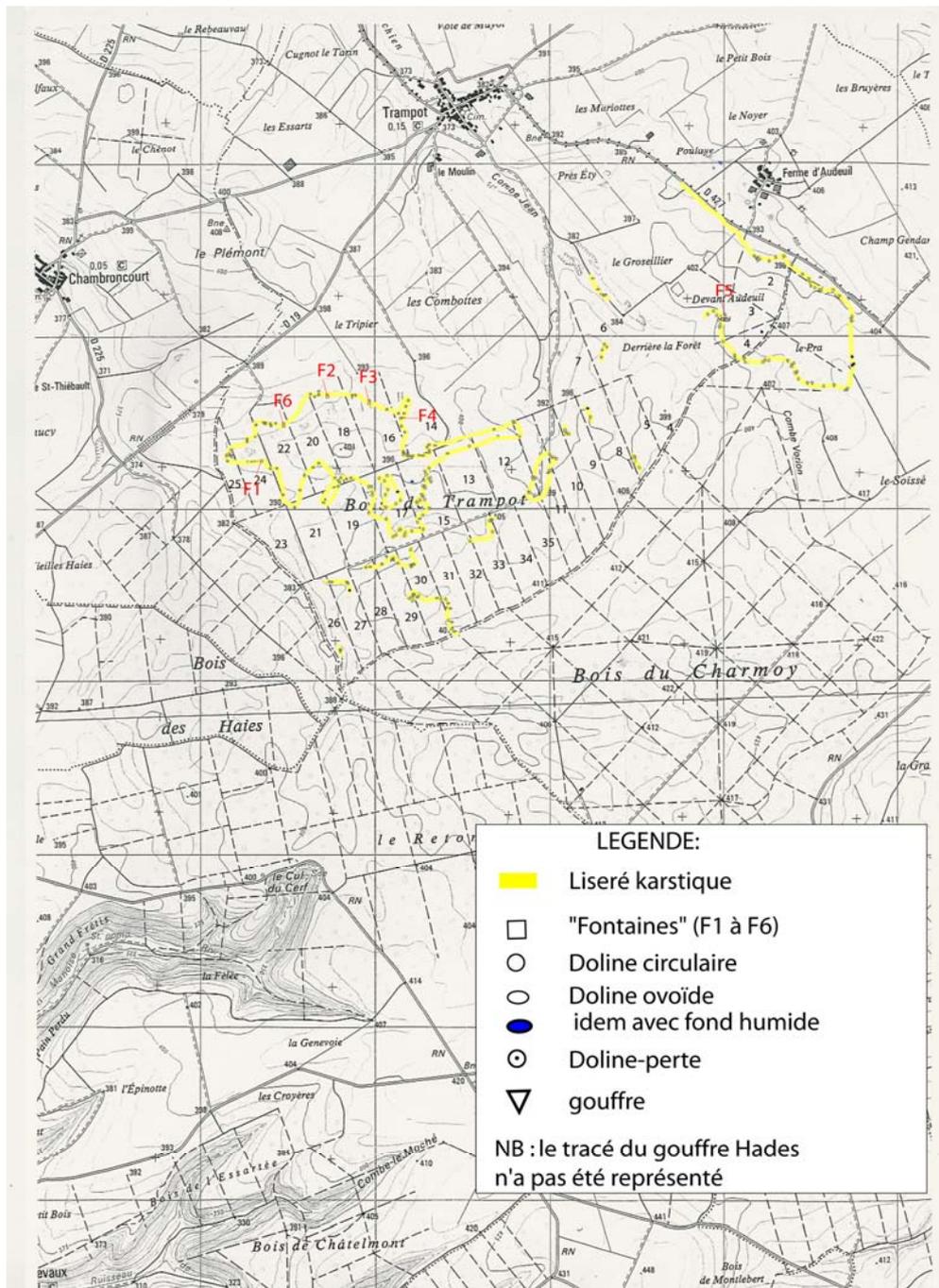


Figure 3-9 : Carte des phénomènes karstiques de la forêt de Trampot

Le premier type de formes karstiques observées est constitué par des **dolines**. Les 150 dolines répertoriées ont été classées en trois types en fonction de leur forme : en cuvette, en baquet et en entonnoir. La dernière catégorie est constituée par des dolines-pertes.

Le deuxième type de formes est représenté par les **gouffres** : 60 d'entre eux (sur les 70 répertoriés par le groupe spéléologique Hadès) ont pu être cartographiés. Les dimensions en surface sont très variables et vont de 30 cm à plus de 1 m. Les gouffres peuvent se rencontrer au fond de dolines ou s'ouvrir au ras du sol. Leur profondeur, connues grâce aux explorations des années 1970 atteignent des valeurs notables : – 20 m pour le P17 (dans la Fontaine F1), – 33 m dans le P 33 dans la parcelle 12 ou – 35 m pour le Gouffre du Veau (parcelle 24, Fig. 3.9).

Dans la même catégorie, se placent les **mini-pertes** de 10 ou de 20 cm de diamètre qui correspondent à de très petits orifices absorbant les écoulements temporaires de surface (par exemples dans les parcelles 2 et 16, fig. 3.9).

Le troisième type de formes est représenté par les « **fontaines** ». Cette expression locale désigne la forme la plus caractéristique de la région. Il s'agit de **dolines-émergences-pertes**. Six fontaines sont connues dans la Forêt de Trampot. Cinq se situent au nord-ouest du Bois de Trampot et une dans la zone « devant Audeuil ». Elles ont une forme en ellipses parfois très allongées dans lesquelles existent : des émergences temporaires en amont, un écoulement subaérien dans la partie médiane et une perte dans sa partie inférieure (Fig. 3.10 à 3.13).

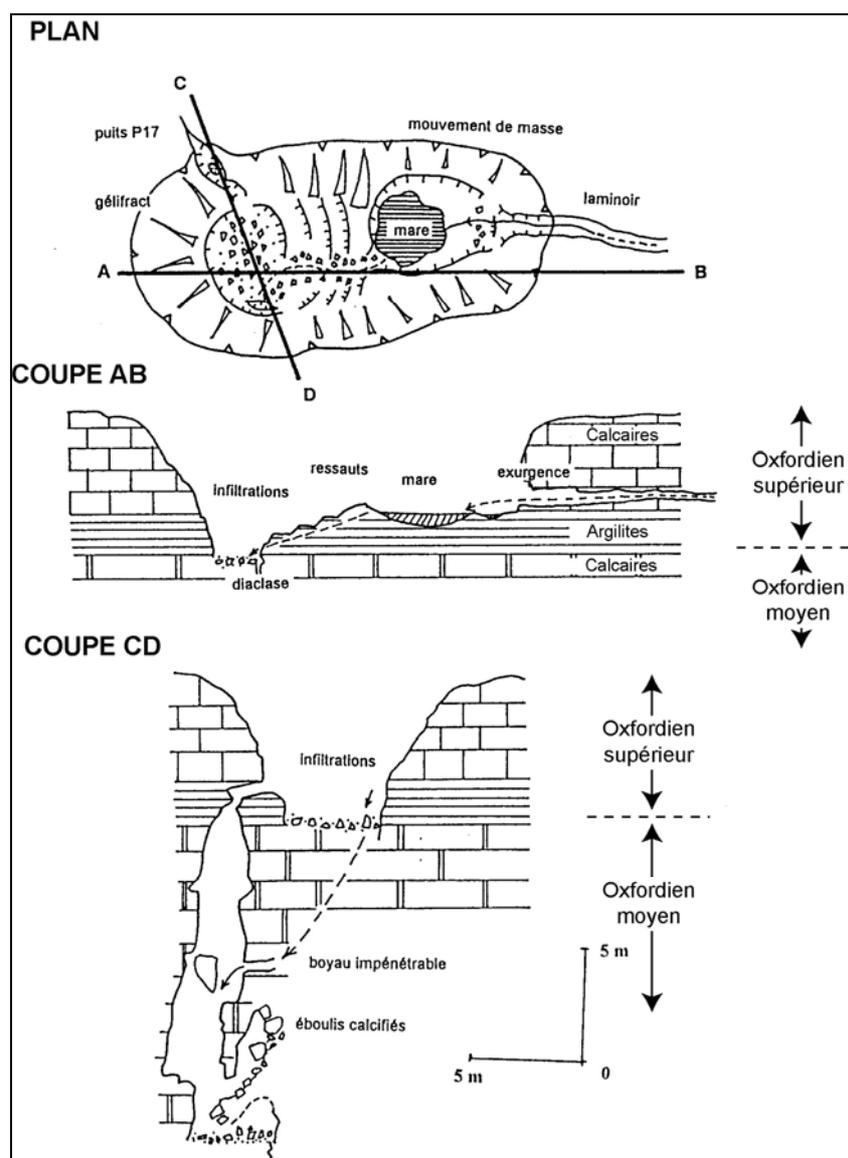


Figure 3-10 : Le karst d'introduction des eaux du bois de Trampot : l'exemple de la Fontaine F1 (d'après Devos, 1996 ; Jacquemin, 1994 ; Jaillot et al, 2005)



Figure 3-11 : La fontaine F2 de Trampot le 08/11/2007 (Photo : D. Harmand, 2007)



Figure 3-12 : Le puits de la Fontaine des Marcassins (F3) le 08/11/2007 (Photo : D. Harmand))



Figure 3-13 : Alternances de bancs calcaires et d'argiles au-dessus de la source de la fontaine F1 de Trampot (08/11/2007) - (Photo : D. Harmand, 2007)

Les fontaines sont relativement distinctes les unes des autres :

- Les dimensions sont variables. Leur grand axe varie d'une quinzaine de mètres à 40 m (fontaine F5). Leur profondeur qui est généralement de quelques mètres, varie de l'amont vers l'aval où se trouve souvent un puits plus ou moins profond (Il atteint 6 m dans les fontaines F4 et F6). Quelquefois, la fontaine est adjacente à un gouffre (P17 sur le bord de la fontaine F1, gouffre au fond de la fontaine F4), si bien que les fontaines présentent souvent des formes emboîtées.
- La forme des fontaines est très variable. Elle est parfois simple (ellipse à la fontaine F6). Elle est souvent plus complexe (en « T » à la fontaine F4, en « trèfle » à la fontaine F3 ou en baïonnette à la fontaine F5).
- Les versants sont raides et localement abrupts, notamment à l'aplomb des puits. Fréquemment les parties médianes sont constituées par des gradins façonnés dans le calcaire *in situ*. Cependant, le plus souvent, des éléments calcaires subanguleux tapissent les fonds plats des fontaines (fontaine F3). Les versants sont le plus souvent recouverts de colluvions de nature parfois argilo-silteuse (fontaine F4).

### 3.2.2 Les formes et les phénomènes observées en dehors du bois de Trampot

Le nombre élevé de phénomènes karstiques cartographiés dans la Forêt de Trampot (Denys-Thomas & Harmand, 2006) permettait d'envisager pour le secteur central du plateau du Haut-Pays la présence d'autres secteurs similaires, riches en manifestations karstiques, d'autant plus que les alternances calcaires/argiles ou marnes sont nombreuses dans l'Oxfordien supérieur (Carpentier, 2004). Après une investigation poussée, il apparaît qu'il n'y a, en dehors du secteur de Trampot, que des phénomènes karstiques isolés. Ces derniers ont été observés dans plusieurs secteurs :

- Sur les plateaux calcaires du Kimméridgien entre l'Ognon et le fossé de Gondrecourt-le-Château,
- Dans le bassin supérieur de l'Ognon, au sud-ouest et au nord-ouest du secteur de Trampot
- Dans le bassin de la Maldite.
- On distinguera les *formes des phénomènes karstiques* (Gamez *et al.*, 2000).

#### 3.2.2.1 Les formes karstiques

Les formes sont rares. Elles sont constituées par :

- **Des dolines** : On a relevé :
  - La doline-perte d'Aillianville dans laquelle se perdent les égouts du village (Devos, 1996)
  - Deux dolines situées dans le Bois des Battis (nord de Trampot, ouest de Grand) à 382 m (doline 1 : 6 m x 15 m, 1,5 m de profondeur ; doline 2 : diamètre de 5 m).
  - Deux autres dolines dans le Bois de Lézeville localisé au nord-ouest : (doline 1 à 372 m : 10m x 5 m, 1 m de profondeur ; doline 2 à 370 m : 3m de diamètre et 50 cm de profondeur).

- Le puits Joly situé dans le Bois de Germay, en rive droite de la vallée de l'Ognon, à 2 Km au sud-ouest de Laneuville-au-Bois. Cette doline de 4 m de diamètre a 1,5 m de profondeur est active en période de hautes eaux.
- La Fontaine de Vésigny, située à 2 Km au nord-est de Laneuville-au-Bois, dans une vallée sèche tributaire de l'Ognon. Il s'agit d'une doline de 2 m de diamètre et de 1,50 m de profondeur.
- La doline de l'Engorgeoir située à 2 Km au sud-ouest de Chassey-Beaupré, en bordure du fossé de Gondrecourt-le-Château, sur le Kimméridgien. Il s'agit d'une doline en forme d'ellipse de 10 m de grand axe et de 2,5 m de profondeur (fig. 3.14 et 3.15).

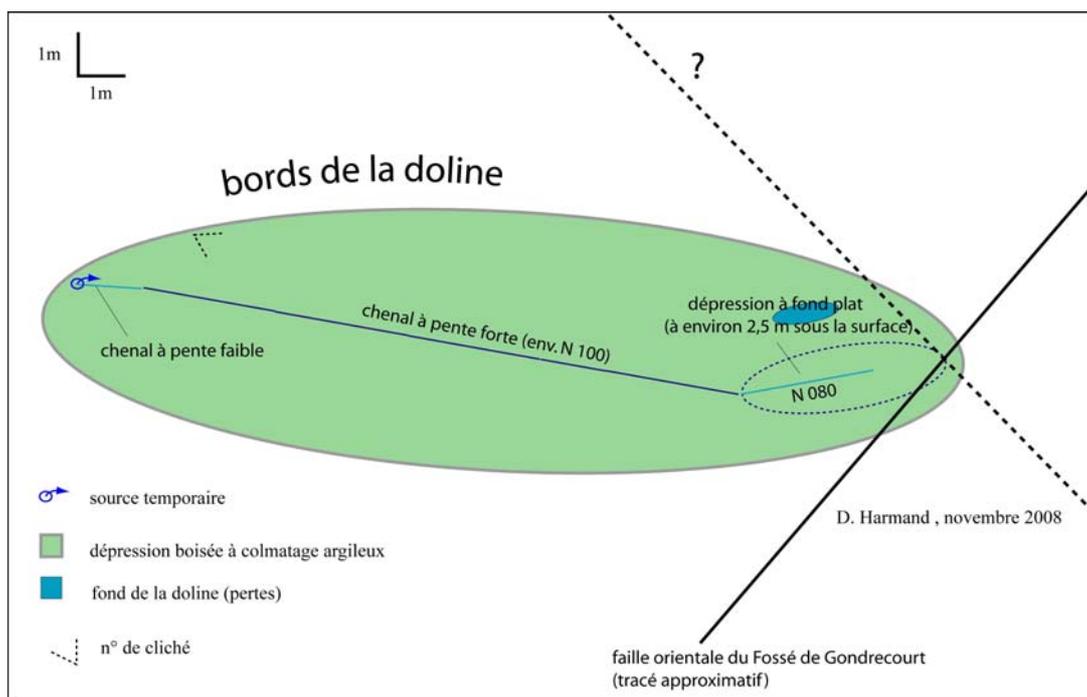


Figure 3-14 : Coupe longitudinale de la doline de l'égorgeoir (Chassey-Beaupré)



Figure 3-15 : Partie est de la doline de l'égorgeoir (Chassey-Beaupré, 08/11/2007) - (Photo D. Harmand, 2007)

- **Des tertres émissifs** : Ils sont situés près de Laneuville-au-Bois dans la vallée de l'Ognon en amont du village et dans celle d'un de ses affluents empruntée par la D 175 m, à 1 Km au sud-est de la localité (Devos, 1996). Il s'agit de monticules constitués de limons et de quelques cailloux de calcaire subémoussés d'environ 60 cm de hauteur. Ces tertres possèdent une dépression à leur sommet qui en période de crue devient une émergence.

### 3.2.2.2 Les phénomènes karstiques

La prise en compte de l'écoulement superficiel est fondamentale, car elle permet d'observer :

- Le fonctionnement des phénomènes matérialisés en surface par des formes.
- Les points d'infiltration des eaux surtout en cas de pertes diffuses.
- Les points de restitution des eaux infiltrées dans le karst en situation de hautes eaux et d'observer le comportement hydrologique des vallées qui sont sèches une grande partie de l'année. La plupart des phénomènes karstiques ont été mis en évidence en présence d'eau dans les trois secteurs définis ci-dessus.

Les phénomènes karstiques sont de plusieurs types :

- Des pertes diffuses situées au fond des vallées drainées temporairement comme le sont l'Ognon et la Maldite.
- Les fontaines qui associent une source, un écoulement et une perte.
- Les phénomènes karstiques liés à des formes caractéristiques évoquées ci-dessus.

#### 3.2.2.2...1 Les pertes diffuses au fond du Talweg

Deux cas de figure se présentent : les affluents de l'Ognon et de la Maldite et les vallées de ces deux cours d'eau.

- *Les pertes diffuses au fond des talwegs des affluents de l'Ognon et de la Maldite.*

Le cas le plus représentatif est celui des affluents de rive gauche de l'Ognon. Plusieurs vallées sont encaissées de 20 à 30 m. Elles sont à fond plat et longues de 2 à 4 Km. Tandis que certains de ces cours d'eau sont bien alimentés, comme le ruisseau de Naillemont à Horville ou le ruisseau de l'Etang à Luméville-en-Ornois qui s'écoulaient jusqu'à l'Ognon le 1 avril 2006, d'autres atteignent l'Ognon que de façon exceptionnelle. Il s'agit :

- Du ruisseau de la vallée de Tiermée qui constitue la limite des communes de Horville et de Luméville.
- Des ruisseaux situés à Luméville, au nord de Chassey-Beaupré.
- Du ruisseau du Val de Long Pré, au sud-est du village de Chassey-Beaupré (Fig. 3.16)
- Du ruisseau du Chenot, situé sur la limite communale de Cirfontaines-en-Barrois et de Lézeville (Fig. 3.17).



Figure 3-16 : Pertes diffuses du Val du Long Pré, vallée située en rive gauche de l'Ognon le 01/04/2006 (vue prise de l'aval - (Photo D. Harmand, 2008)



Figure 3-17 : Vallée temporairement drainée du Chénot en rive gauche de l'Ognon le 08/11/2008 (vue prise vers l'amont) - (Photo D. Harmand, 2008)

Ces ruisseaux, bien alimentés, s'assèchent totalement en quelques mètres. Il existe donc des pertes diffuses, dont la localisation varie en fonction du débit. Ainsi, le ruisseau du Chenot, se perdait totalement le 8 novembre 2008, 500 m plus en amont qu'au début d'avril 2006, période où son débit était plus important.

Dans le bassin de la Maldite, une vallée affluente de rive droite à Chermisey-Avranville est drainée en aval de Chermisey par un ruisseau qui, le 1 avril 2006, se perdait à la hauteur de la source de Champagne.

Dans le bassin du Rongeant, le vallon des Noues, situé au sud-est de Brouthières, était drainée sur environ 200 m le 8 novembre 2008 (Fig. 3.18).



Figure 3-18 : Vallon des Noues (Rongeant supérieur, sud de Brouthières) le 08/11/2008 (Photo D. Harmand, 2008)

Tous ces ruisseaux temporaires sont issus de sources situées dans les aquifères du Tithonien. Ils se perdent dans les calcaires du sommet de l'Oxfordien supérieur et peut-être même dans les calcaires de l'Oxfordien moyen entre Chermisey et Avranville en rive droite de la Maldite.

- Les pertes diffuses au fond des talwegs de l'Ognon et de la Maldite

Le bassin versant de l'Ognon est plus riche en phénomènes karstiques que celui de la Maldite.

**L'Ognon** possède un fond de vallée asséché pratiquement 10 mois sur 12. Cependant on y observe un chenal bien calibré en aval et une nappe alluviale grossière qui évoquent des écoulements turbulents pendant une partie de l'année.

En périodes de basses eaux, seule une émergence située à Laneuville-au-Bois est visible dans le fond de vallée. Celle-ci donne naissance à un écoulement très modeste qui, après quelques mètres, disparaît dans une perte diffuse située le long du talweg. C'était par exemple le cas le 2 novembre 2005 et le 6 mai 2006. Parfois quelques mouilles en eau subsistent dans le lit de l'Ognon comme le 27 juin 2008 au nord du pont de la D138 entre Dainville et Chassey-Beaupré (Fig. 3.19). Il s'agit peut-être d'une émergence temporaire comme celles qui nous ont été signalées au sud du pont de la D138 (renseignement oral A. Schoindre).



*Figure 3-19 : Chenal asséché de l'Ognon à l'Est de Chassey-Beaupré le 27/06/2008 (Photo D. Harmand, 2008)*

En périodes de hautes eaux, la vallée de l'Ognon est drainée à partir de la vallée de Juzelmont située à 2 Km en amont de Laneuville-au-Bois. C'était le cas le 1 avril 2006, mais le 20 avril 2006, l'écoulement ne commençait plus qu'à Laneuville-au-Bois. Le 1 avril 2006, l'Ognon écoulait des eaux claires et peu profondes (environ 30 cm) en amont de Laneuville-au-Bois (Fig. 3.20). En revanche, à Horville, il présentait un fort débit et des eaux turbides (Fig. 3.21) qui étaient la conséquence du fonctionnement de plusieurs émergences de fond de vallée. Parmi elles on doit citer celles de Horville et de la station de pompage de Laneuville-au-Bois. Située à la sortie du village et au débouché d'une vallée affluente de direction N140, elle est la plus importante (Fig. 3.22).



*Figure 3-20 : L'Ognon en crue à Laneuville-aux-Bois le 01/04/2006 (Photo D. Harmand, 2006)*



Figure 3-21 : L'Ognon en crue à Horville le 01/04/2006 (photo D. Harmand, 2006)



Figure 3-22 : Emergence de la station de pompage de Laneuville-aux-Bois le 01/04/2006 (Photo D. Harmand, 2006)

La **Maldite** est un cours d'eau intermittent au débit moins soutenu que celui de l'Ognon. Ces écoulements peuvent présenter trois cas de figures :

- En période de hautes eaux, les écoulements commencent à Grand. C'était le cas le 28 mars 2006 où une émergence importante apparaissait à 400 m au sud-ouest de l'ancienne gare.
- Pendant les saisons intermédiaires, la Maldite est alimentée par la source du Routeuil,
- Au cœur de l'été, comme par exemple pendant l'été 2006, l'émergence du Routeuil était une vasque remplie d'eau, mais il n'y avait pas d'écoulement plus en aval (Fig. 3.23).

Ces diverses situations montrent que la Maldite est alimentée par une nappe qui connaît un net rabattement en été. Le fond de la vallée se retrouve ainsi perché au-dessus d'elle et les eaux de la rivière se perdent dans des pertes diffuses le long du talweg.

L'Ognon, la Maldite et leurs affluents connaissent ainsi un net assèchement en période estivale qui témoigne que leurs talwegs sont des lieux d'infiltration et de karstification.



Figure 3-23 : La source du Routeil au Nord de Grand (Maldite) en juillet 2006 (Photo D. Harmand, 2006)

#### 3.2.2.2...2 Les phénomènes de type Fontaine

Des formes de type doline-émergence-perte appelées localement « fontaine » ont été observés en maints endroits sur des versants ou au fond des vallées tributaires de l'Ognon et de la Maldite. Ces phénomènes ont été localisés dans les endroits suivants :

##### - **Dans le bassin de l'Ognon :**

- Dans la Forêt des Bâtis, au lieu-dit Goussot : le 9 avril 2006, deux sources se localisant au pied d'un abrupt entaillant des calcaires finement oolithiques (374 m) donnaient naissance à un ruisseau de 200 m de longueur qui se perdait vers 371 m. Des traces d'écoulement furent observées en aval de la zone de pertes diffuses.
- Au sud du village de Trampot : pertes diffuses en aval de l'émergence du vallon des Combottes.
- En fond de vallée, entre Trampot et Morionvilliers : l'émergence située à 368 m engendre un écoulement superficiel en tête de bassin versant de l'Ognon sur environ 250 m, les pertes diffuses se situant à 357 m.
- A Chambroncourt : l'émergence située à 380 m donne naissance à un ruisseau qui se perd en fond de vallon) 377 m, 35 m plus loin.

##### - **Dans le bassin de la Maldite :**

- En rive droite de la Maldite, dans la vallée de Chermisey-Avrانville, une source a été observée au sud de la Fontaine de Bonpré à Avranville, à 365 m d'altitude. Elle donne naissance à un ruisseau qui coule en cascade sur le versant avant de se perdre entre 355 m et 340 m dans le talus de l'ancienne voie ferrée.
- Sur le versant sud de la même vallée, entre Avranville et Chermisey, la source de Champagne (380 m d'altitude) donne naissance à un écoulement d'une vingtaine de mètres de longueur avant une zone de pertes diffuses.

- En rive gauche de la Maldite, au sud-ouest de Bréchainville, la source du Sauveuil est située en fond de vallon à 375 m d'altitude. Elle engendre un ruisseau qui se perd une vingtaine de mètres plus à l'est.
- A l'ouest de Bréchainville et de Grand, des fontaines aménagées révèlent le même type de phénomènes karstiques. Ainsi, à proximité de la fontaine des Roises, une source donne naissance à un ruisseau qui se perd 20 mètres plus en aval.
- Le cas d'anthropisation des fontaines le plus intéressant est celui de Grand qui possède 367 puits recensés d'une profondeur moyenne de 7 à 8 m (maximum 12 m) et 3 galeries souterraines aménagées par les Romains (Albouy et al., 1995). Ces galeries convergent à l'église où se serait située une fontaine. L'écoulement souterrain se dirigerait vers la source du Routeuil située à 3,6 Km au nord-est.

### 3.2.2.2...3 Les phénomènes karstiques liés à des formes caractéristiques

#### *Les phénomènes associés à des émergences à fort débit.*

Dans le bassin versant de l'Ognon, on peut signaler quelques exemples d'émergences de ce type qui fonctionnent en périodes de hautes eaux :

- Le puits Joly est situé dans la forêt de Germai, à 2 Km en amont de Laneuville-au-Bois. Il s'agit d'une doline dont le fond et les bords sont dépourvus de végétation, ce qui atteste d'une activité régulière.
- La fontaine de Vésigny est une doline qui est située dans le bois de Beaupré. Elle fonctionne de façon similaire.

#### *Les tertres émissifs*

Ces formes localisées dans la région de Laneuville-au-Bois signalent une émergence sous pression lorsqu'il existe des épisodes pluvieux très intenses (Devos, 1996). L'activité des tertres peut être observée en période de hautes eaux. (Fig. 3.24)



Figure 3-24 : Tertre en eau à Laneuville-au-Bois le 22 mars 2008 (Photo A. Marre)

### 3.3 Interprétations des phénomènes exokarstiques du plateau des calcaires de l'Oxfordien

#### 3.3.1 Relations entre la localisation des phénomènes karstiques et le cadre morphostructural : un karst de contact lithostratigraphique

Dans le Bois de Trampot, des alternances de lithofaciès calcaires et argilo-marneux ont été observées. Ainsi, dans les fontaines F1 et F3, des bancs argilo-marneux alternent avec des bancs de calcaires sublithographiques ou fins au niveau des sources. En revanche dans trois autres fontaines, des calcaires oolithiques existent au niveau des pertes (fontaines F1, F2 et F4). Des lithofaciès associés à des formations oolithiques avaient également été observés par Denys (2005) dans les fontaines F3 et F5.

De nouvelles observations de terrain effectuées par Carpentier, montrent que l'Oxfordien supérieur est marqué par l'existence de trois épisodes oolithiques (Ferry et *al.*, 2007). Il semblerait que les fontaines se situent au contact des calcaires à polypiers de Pagny dans lesquels existent des intercalations argileuses qui contiennent la nappe, et l'oolithe de Dugny dans lesquels se perdraient les eaux drainant les fontaines. Dans ce cas, les circulations karstiques s'effectueraient au sein de l'oolithe de Dugny, au-dessus de l'écran argileux qui sépare l'Oxfordien moyen de l'Oxfordien supérieur. Il est donc très peu probable que les eaux qui se perdent dans les gouffres de Trampot se retrouvent plus à l'est sur le front de la Côte de Meuse. En fait les fontaines de Trampot s'inscrivent le long d'un liseré karstique constitué environ de 250 formes. Ces dernières signalent l'existence d'un karst de contact lithostratigraphique à la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur.

En l'absence d'une carte géologique très détaillée du Haut-Pays, il est délicat d'attribuer les sources et les pertes à une formation précise. Cependant, il semble que la plupart des sources se situent dans les formations de l'Oxfordien supérieur, sous l'oolithe de La Mothe (Fig. 2.3) soit dans les formations situées immédiatement sous celle-ci (calcaires à serpules de Gudmont, marnes de Pagny et oolithe de Saucourt) comme les émergences-pertes de Laneuville-au-Bois, de Chambroncourt, et de la Forêt des Battis, soit dans les formations situées à la base de l'Oxfordien supérieur, ou au sommet de l'Oxfordien moyen, comme les émergences-pertes de la vallée de Chermisey-Avrantville. Dans tous ces cas, les sources semblent être issues d'aquifères situés dans l'Oxfordien supérieur et les pertes dans les calcaires de l'Oxfordien moyen. Dans le paysage et sur les cartes géologiques (Fig. 2.2) on peut suivre sans difficulté, ce contact stratigraphique qui constitue une petite cuesta jalonnée par une ligne de sources (source du Sauveuil à Bréchainville) Cette petite cuesta domine un replat situé à environ 390 m à Grand qui correspond au sommet de l'Oxfordien moyen. À Grand, l'aquifère semble être situé au-dessus des intercalaires argileux présents dans les calcaires de Dainville (Oxfordien moyen). La perte de l'église serait, alors située au sein de ces mêmes calcaires, sous les intercalaires argileux. Dans tous les cas, il s'agit bien d'un karst de contact lithostratigraphique.

#### 3.3.2 Fonctionnement du karst du plateau du Haut-Pays

Dès 1992, Nicod signalait que les karsts lorrains étaient essentiellement localisés sur des contacts lithostratigraphiques, sous couverture argileuse. Ils sont tributaires d'une couverture semi-perméable peu épaisse et sont situés en limite des affleurements de cette couverture. Le karst du Haut-Pays ne fait pas exception. Ici c'est la formation argileuse de l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien) qui joue le rôle de couverture semi-perméable. (Fig. 3.25). Cela est

particulièrement clair dans le haut bassin de l'Ornain (Forêt de Trampot, Grand) où les formes exokarstiques ne sont plus visibles dès que l'épaisseur de l'Oxfordien supérieur (ex Séquanien) dépasse 5 m

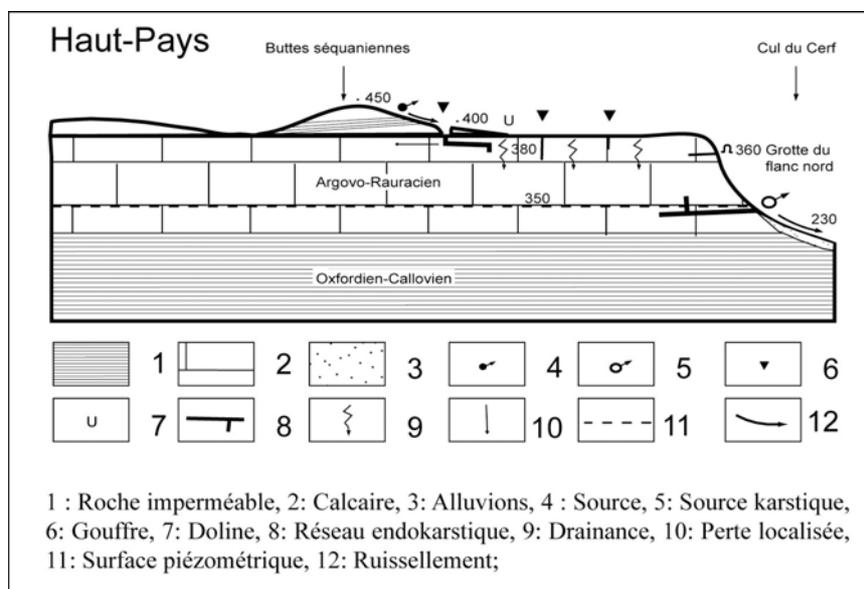


Figure 3-25 : Schéma fonctionnel du karst du revers de la côte de Meuse (d'après Lejeune et Devos, 2002 modifié)

Le karst du Haut-Pays est donc un karst couvert et étagé, développé dans l'Oxfordien supérieur et qui alimente une zone d'infiltration dans l'Oxfordien moyen (ex Argovo-Rauracien). L'alternance de bancs calcaires et marneux dans l'Oxfordien supérieur détermine l'étagement des formes karstiques. La couverture semi-perméable favorise les infiltrations concentrées et rapides vers le karst sous-jacent de l'Oxfordien moyen. Celui-ci alimente la zone saturée en permanence et qui peut déborder par les émergences existantes aux marges de l'interfluve Marne-Meuse.

C'est dans cette partie médiane du plateau qu'on rencontre la plus forte concentration de phénomènes exokarstiques. Ces derniers répondent à une organisation où le rôle de la couverture semi perméable est fondamental. Les eaux météoriques s'infiltrent dans les calcaires à Astartes supérieurs et dans l'Oolithe de la Mothe pour constituer un aquifère karstique dont le mur est constitué par les calcaires à serpules de Gudmont, les marnes de Pagny et l'oolithe de Saucourt. Cet aquifère s'égoutte par drainance dans les couches sous-jacentes. (C'est la compresse humide citée par Magagnosc et Marre, 1976 et 1985 et Gamez, 1995). L'autre rôle de cette couverture semi-perméable est de concentrer les circulations souterraines vers le karst sous-jacent. La concentration des écoulements en surface se traduit par de petites exurgences impénétrables sur des joints de stratification qui forment de petits écoulements circulant sur des bancs argileux. Ces derniers étant peu épais (moins de 1 m), les écoulements se perdent vers la couche de l'Oxfordien moyen par l'intermédiaire de pertes localisées que sont les fontaines (désignées F1 à F6), gouffres, et mardelles que nous rencontrons quasi exclusivement dans le bois de Trampot (Fig. 3.11) et dans les alentours proches.

Lorsque l'Oxfordien supérieur n'existe plus en raison du recul de la couverture, nous pouvons trouver encore des pertes inscrites directement sur l'Oxfordien moyen. Celles-ci se présentent sous forme de gouffres étroits mais sans doline puisque les sédiments meubles et argileux ont

disparu. C'est le cas des pertes des égouts d'Aillianville. Aujourd'hui, ces formes sont hydrologiquement inactives. La perte d'Aillianville doit encore son activité qu'au déversement des eaux usées de la commune. De ce fait, la gélifraction intense observée sur le plateau qui délite les calcaires en plaquette a pu sans doute combler rapidement les quelques formes encore existantes les masquant à toute observation de surface. Ainsi, sur le plateau, seuls quelques dolines et gouffres ont pu être identifiés. Ces formes apparaissent d'une manière éparses sans qu'une logique organisationnelle soit décelable.

A l'inverse de la partie centrale du plateau, sur les parties est et ouest, le plateau est constitué par les formations de l'Oxfordien supérieur. On constate que les formes karstiques sont très peu présentes.

Dans la partie est, mis à part deux dolines installées dans le Kimméridgien, on n'a pu observer qu'une infiltration diffuse sur les surfaces sommitales (Fig. 3.2) dans lesquelles s'incisent des ruisseaux tributaires de la Meuse. Ces petits cours d'eau, sont alimentés par des sources de débordement de l'aquifère de l'Oxfordien supérieur en amont et par l'aquifère de l'Oxfordien moyen plus en aval. Lorsque les sources sont actives, un écoulement se fait jusqu'à la Meuse (Fig. 3.26). Seule la source de Maxey-sur-Vaise est importante. Elle draine le karst de l'Oxfordien moyen (ex Argovo-Rauracien) (Fig. 3.27)



Figure 3-26 : La vallée des Roises, tributaire de la Meuse (Photo D.Harmand, 08/11/2008)



Figure 3-27 : La source de Maxey-sur-Vaise, tributaire de la Meuse (Photo A. Marre, 06/11/2007)

Dans la partie ouest, on retrouve un dispositif géomorphologique équivalent. C'est dans le fond des vallées que nous avons observé le plus grand nombre de manifestations karstiques. Leur régime hydrologique karstique ne fait aucun doute. En période de hautes eaux, elles connaissent des débits importants (Fig 3.28). Ces sources karstiques sont issues de l'Oxfordien moyen (ex Argovo-Rauracien) et sont plus nombreuses que dans la partie est car les vallées sont profondément encaissées du fait de la proximité de la Marne. Ils en ont dressé des topographies assez précises. Dans la partie ouest, il s'agit de la source bleue, la source de la Dhuit, la source de la Manoise, la source du Bouillon... Pour certaines d'entre elles, des plongeurs spéléologues ont pu réaliser des relevés topographiques qui montrent leur ampleur (Fig. 3.29) (Jacquemin, 1996)



Figure 3-28 : Deux vues de la source de la Dhuit, dans la vallée du Rognon le 22/03/2008 (à gauche) et l'écoulement dans les prés en aval de la source (à droite) - (Photo A. Marre)

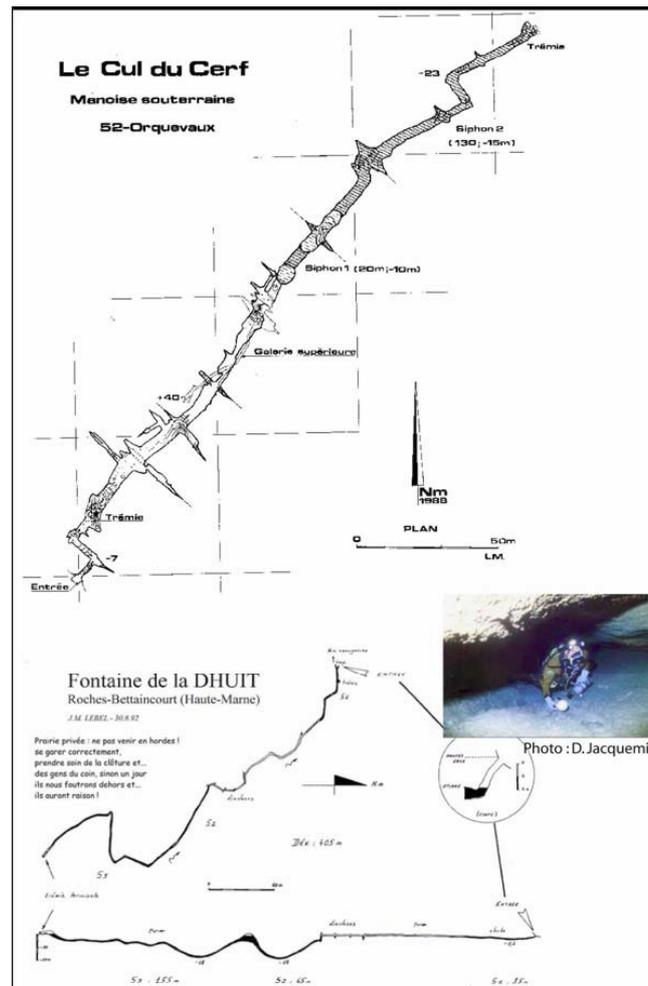


Figure 3-29 : Topographies des rivières souterraines alimentant les sources de la Manoise et de la Dhuit

### 3.4 Conclusion

Le karst du Haut-Pays est localisé dans la série carbonatée la plus puissante de l'Est du bassin de Paris qui comprend l'Oxfordien moyen, l'Oxfordien supérieur et les calcaires de la base du Kimméridgien.

L'inventaire et la cartographie des phénomènes karstiques permettent de mettre en évidence deux ensembles géomorphologiques :

- Les ensembles est et ouest où les formes exokarstiques sont très peu nombreuses. On observe seulement une infiltration généralisée à travers des formations superficielles rejoint les formations oxfordiennes supérieures.
- L'ensemble central présente des formes exokarstiques sont, à la fois, plus nombreuses et de taille plus importante.

Cette répartition des formes exokarstiques permet de constater qu'elles se développent soit dans les formations calcaires de l'Oxfordien moyen soit dans celles du Kimméridgien inférieur. L'essentiel des formes exokarstiques se trouve dans la Forêt de Trampot, à la base de l'Oxfordien supérieur. Il s'agit bien d'un karst de contact lithostratigraphique.

En dehors des facteurs climatiques, on constate que trois grands facteurs jouent un rôle déterminant dans la karstification de ces plateaux : le cadre géomorphologique, la lithologie avec ses alternances de bancs calcaires et de bancs plus marneux et la tectonique avec plus particulièrement la fracturation.

Le cadre géomorphologique est marqué par :

- Une belle incision des vallées qui provoque des dénivellations importantes et par conséquent un gradient hydraulique fort.
- Une position en interfluve avec, en surface, une ligne de partage des eaux entre les bassins de la Marne et de la Meuse. Une divergence de drainage souterrain existe aussi sur ce plateau. Des traçages anciens l'ont déjà montré et une nouvelle campagne a été mise en route dans cette étude.

La lithologie montre la présence de niveaux argileux intercalés entre les bancs calcaires. :

- Ils expliquent l'existence d'un karst de contact lithostratigraphique dont le plus représentatif se trouve dans la Forêt de Trampot. Ils expliquent également le fonctionnement des fontaines de Trampot où les bancs argileux drainent les aquifères perchés, tandis que les écoulements issus de ces aquifères se perdent dans la formation calcaire située en contrebas.
- Ils favorisent aussi la mise en charge des nappes aquifères lors des périodes de forte pluviosité dans les vallées recoupant un ou plusieurs intercalaires argileux et situées en aval pendage.

La fracturation héritée de l'histoire géologique de cette région et souvent orientée du sud-ouest au nord-est. Elle est marquée par des accidents tectoniques importants comme le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château. De plus, une fracturation, souvent perpendiculaire à la précédente, guide la localisation des certaines formes exokarstiques comme certains écoulement des eaux. Elle peut aussi guider des formes endokarstiques, étudiées dans le chapitre suivant.

## Références :

**Albouy M., Bertaux J.-P., Deletie P.** (1995) - L'intervention du mécénat technologique et scientifique d'Électricité de France sur le site antique de Grand (1989-1993), *Annales d'Émulation du département des Vosges*, 7-14.

**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.

**Bergerat F., Elionn P., Frizon de Lamotte D., Proudhon B., Combe P., André G., Wileveau Y., Laurent-Charvet S., Kourdian R., Lerouge G., Ott d'Estevou P.** (2007) - 3D multiscale structural analysis of eastern Paris basin : the Andra contribution, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n°178, pp.15-36.

**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.

**Clermonté J.** (1966) - Etude géologique et hydrogéologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse), Diplôme d'Etudes Supérieures de Nancy, 98 p.

**Denys É.** (2005) - *Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays : exemple dans la région de Trampot (Vosges)*. Mémoire de Maitrise de Géographie physique, université de Nancy 2, 111 p + 31 p d'annexes + 3 cartes h. t.

**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-Thoms 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.

**Devos A.** (1996). *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. Thèse de Doctorat de Géographie. Université de Metz, 443 p.

**Devos A., Jaillet S.** (1996) - Synthèse bibliographique des traçages dans le Barrois et son pourtour immédiat, *L'Echo des Cavernes Meusiennes* (ECM), N°4, pp 10-32.

**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., Lejeune O., Chopin E.** (2007) : Structural control on surface flow in karstic environment, *Geodynamica Acta* 20/6, pp.393-402.

**Dewolf Y., Bourrié G. coordinateurs** (2007) - *Les formations superficielles. Genèse, Typologie, Classification, Paysages et environnements, Ressources et risques.*, Ellipses, 799 pages.

**Ferry S., Pellenard P., Collin P.-Y. et al.** (2007) - Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris basin. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. s., n° 178, 37-57.

**Gamez P.,** (1985a) - Karstologie lorraine : aperçu sur les karsts lorrains, *Spéléo L*, 15, pp. 35-43.

**Gamez P.,** (1985b) - Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse (Lorraine septentrionale, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t.108, pp. 213-219.

**Gamez P.** (1995) - *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine)*. Mosella, PUM, Metz (1991 (parution 1995)), t. XXI, Thèse de l'université de Metz (janv. 1992), 453 p.

**Gamez P.,** (1995) - Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale – Lorraine), *Mosella*, tome XXI, numéro spécial annuel, 453p.

**CEGUM, LISPEL, Los Fouyants, USBL, CLRS et Géokarst** (1997) - Opération de traçage sur le bois de Trampot (Haut-Pays - Vosges), organisée du 21 au 27 mars 1997. Rapport inédit, 17 p

**Harmand D., Le Roux J.** (2005) - Modèle de circulations souterraines des eaux dans le Haut-Pays. Journées 2005 de l'Association Française de Karstologie (Lorraine, Champagne, 17-19 septembre 2005). Poster.

**Humbert L.** (1971) - *Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin. L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du Bassin de Paris.* Thèse science Nancy, 364 p., 44 fig., 165 pl.

**Jacquemin D.** (1994) - Les cahiers spéléologiques de Lorraine, HADES, n° 8, 137 p.

**Jacquemin D., Gamez P.** (1994) - Inventaire souterrain du bois de Trampot. *Hadès, les cahiers spéléologiques de Lorraine*, n°8, pp. 7-49.

**Jacquemin D.** (1996) - Inventaire des émergences karstiques de la Meuse et de son pourtour immédiat, *Echo des Cavernes Meusiennes*, n°4, pp. 33-43.

**Jaillet S.** (2000) - *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Évolution.* Thèse de Géographie physique. Université Michel de Bordeaux 3, 710 p.

**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 Reims Champagne-Ardenne, 590 pages.

**Joly H.** (1912 : *Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes* Nancy, Albert Barbin Ed., 340 pages.

**Lebon P.** (2003) : *Programme « forages scientifiques profonds ». Données disponibles au 1 juillet 2003 pour la modélisation géologique et hydrogéologique,* Rapport Andra n° D.NT.ADSD 03-050, 15 pages.

**Lejeune O., Devos A.** (2004) - Apports des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en pays calcaire : l'exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France), *Karstologia*, n°44, pp. 15-24.

**Lejeune O., Devos A** (2002) - Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims – comparaison avec les autres karsts de contacts lithostratigraphiques de l'Est du Bassin-Parisien, *Revue Géographique de l'Est*, tome XLI, n°4, pp. 165-175.

**Le Roux 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. BRGM*, s. 2, sect. III, n° 3, pp. 25-38.

**Le Roux J., Salado J.** (1980) - *Fonctionnement des aquifères calcaires déduits des expériences de traçages colorimétriques.* Juin 1980, S.R.A.E.L.

**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.

**Louis M.** (2007) - Travaux de Michel Louis sur la commune de Troussey. *SpéleoL*, LISPEL, Nancy, n°16, p. 49.

**Magagnosc J.S., Marre A.**, (1976) - Aplaniement et cônes rocheux sur les calcaires du massif du Djebel Oum Settas (Constantinois, Algérie) Communication au colloque sur les cônes rocheux, Paris, décembre 1976, *Bull. Ass. Fr. Géog.*, n° 438.

**Magagnosc J.S., Marre A.**, (1985) - Aplaniements et cônes rocheux sur calcaire du massif de l'Oum Settas (Algérie), in *Cônes Rocheux, Mémoires et Documents de géographie*, C.N.R.S., Paris, pp 209-223.

**Maubeuges P.L.** (1974) - Carte géologique de Neufchâteau au 1/50 000, BRGM.

**Nicod J.** (1992) - Les karsts sous couverture (sableuses, argileuse et/ou détritique) en France d'après des travaux récents, *Historia* 20, pp. 165-185.

**Mégnien Cl. coord.**, (1980) - *Synthèse stratigraphique du Bassin de Paris*. Vol. I: Stratigraphie et paléogéographie. Mém. B.R.G.M., n°101, 469 p., 182 fig. Vol. II: atlas Mém. B.R.G.M., n°102, 55 pl.

**Porte P.** (1997) - *Le Cul du Cerf : étude morphologique d'une reculée*. Maîtrise de Géographie Physique. Université de Nancy 2, 183 p + 1 p h.t.

**Precigoux-François M.** (1996) - *Etude hydrologique et hydrogéologique du bassin de la Vaise*. Mémoire de maîtrise, Univ. Nancy II, 121 p

**Stchepinsky V.** (1962) - *Histoire géologique de la Haute-Marne et de ses régions voisines*, Thèse ès Sciences Naturelles, Université de Paris, 223 p.

**Tailliez C.** (1998) - Hydro-géologie du bassin-versant de l'Aire amont (Meuse). *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 1-2, pp. 131-148.

**Tricart J.** (1952) - *La partie orientale du Bassin de Paris – Etude morphologique*, 2 tomes, Ed. Sedes Paris, 467 p

## 4. Géomorphologie et formations endokarstiques dans les calcaires oxfordiens : analyse géomorphologique du Bois de Trampot ; réseau HADES

---

### 4.1 Introduction

Parmi les méthodes d'étude des karsts (hydrologie, géomorphologie, modélisation...) l'investigation et l'analyse des réseaux souterrains par observation *in situ* reste une des plus directes. Elle offre l'intérêt de pouvoir investiguer directement les drains et paléo-drains du karst étudié et d'apporter des éléments tangibles (altitude des paléo-niveaux de base, sens des paléo-écoulements, réorganisation du drainage, contexte environnemental, etc.) pour les reconstitutions paléogéographiques. L'immunité karstique dont bénéficient ces paléo-drains, offre un intérêt d'autant plus marqué. En effet, protégés des agents météoriques, les formes et les dépôts endokarstiques constituent des témoins préservés dont le décryptage offre une lecture parfois unique des évolutions paléogéographiques.

Cependant les objets sont rares et dans le cas du karst des plateaux du Haut Pays, seul le Bois de Trampot et la vallée de la Manoise présentent des réseaux endokarstiques. Parmi ceux-ci, le réseau Hadès, avec un développement de 1 380 m, fait presque exception. En effet, le Bois de Trampot présente une succession de dolines et de fontaines. Les cavités qu'on y rencontre sont des puits, généralement de dimension modeste qui n'offrent qu'un intérêt limité. En revanche, le réseau Hadès est un conduit horizontal dont l'étude des formes et des dépôts constitue une piste unique pour la compréhension des paléo-écoulements karstiques dans le plateau du Haut Pays.

C'est pourquoi ce réseau karstique est l'objet d'une étude particulière consacrée entièrement à la géomorphologie endokarstique. Après une description du réseau Hadès, on présentera l'apport des travaux précédents. Dans l'analyse de terrain, trois sites ont été particulièrement investigués. La réalisation d'un modèle 3D du réseau dans le contexte environnemental local permettra *in fine* de proposer un modèle d'évolution paléogéographique tant à l'échelle du réseau qu'à l'échelle régionale.

## 4.2 Description de la cavité

Le réseau Hadès a été découvert le 5 juin 1977 par le groupe spéléo Hadès Bicqueley. Avec 1380 m de développement, c'est un des réseaux majeurs du département des Vosges (Jacquemin, 1994). On y accède par un puits, assez étroit, d'une vingtaine de mètres. On progresse ensuite, dans une galerie peu commode qui, à l'époque, a nécessité de nombreuses séances de désobstruction. On débouche alors dans le conduit principal : la galerie du Petit Métro.

D'une manière générale, le réseau est un conduit subhorizontal comportant deux « affluents » non actifs, l'affluent 77 et l'affluent des Trémies, par lequel on arrive. L'ensemble constitue un réseau en baïonnette de direction N40° et N340°, conforme aux orientations tectoniques locales. Il se situe à environ 20 m sous la surface du plateau, aux environs de la cote 380 m. La progression dans le conduit principal est relativement aisée sauf quand des effondrements de la galerie obstruent le drain sur toute sa hauteur. Des désobstructions menées par le groupe spéléo Hadès Bicqueley ont permis de franchir certains de ces obstacles, mais finalement il n'a pas été possible de poursuivre plus loin l'exploration du conduit principal. En l'état, ce drain constitue un jalon unique, le plus haut perché connu actuellement en Lorraine méridionale et surtout le plus éloquent qui soit quant à la connaissance du karst des calcaires de l'Oxfordien. Il convenait donc qu'une analyse géomorphologique, y soit menée. Avant tout, rappelons les travaux dont il fait l'objet depuis sa découverte en 1977.

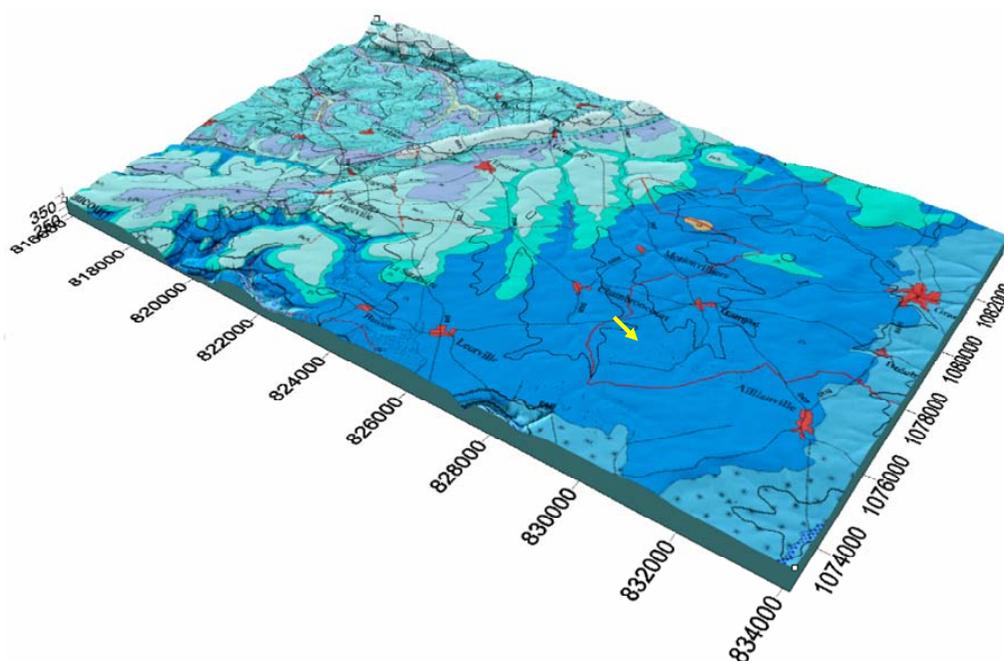


Figure 4-1 : Vue 3D du secteur d'étude avec la géologie (D IM ASTE 02-0914 / B) drapée sur le modèle numérique de terrain à pas de 50m (IGN). Le réseau HADES (Flèche jaune) est pointé au sud du bois de Trampot

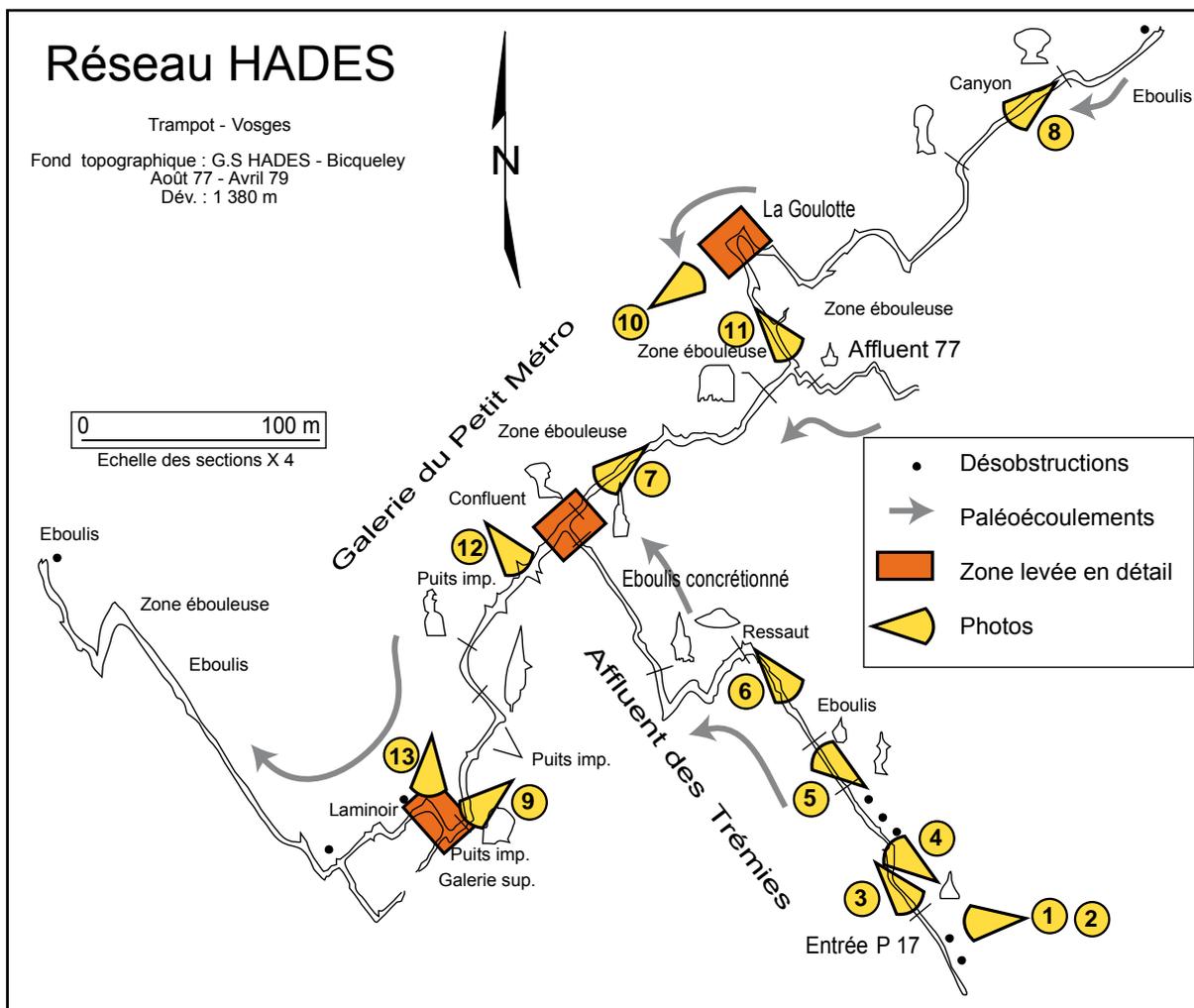


Figure 4-2 : Topographie du réseau HADES avec localisation des photographies (Voir planches photos) et des secteurs levés en détail.

### 4.3 L'apport des études précédentes

Depuis les explorations spéléologiques de la fin des années 1970, le réseau était quelques peu tombé dans l'oubli au point qu'aujourd'hui, il est très peu visité par les groupes spéléologiques. C'est autour de Jacquemin (1994) que le secteur retrouve une certaine notoriété spéléologique avec la publication du numéro 8 de la revue Hadès. Dans ce numéro, les dolines du Bois de Trampot sont cartographiées en détail, les cavités et les fontaines sont topographiées et le réseau Hadès est publié dans son intégralité.

Au milieu des années 1990, autour du CLRS et de l'association GEOKARST, des campagnes de traçages sont envisagées sur le karst du Bois de Trampot. En 1995, puis en 1997, deux opérations successives ont permis de réaliser des injections dans différentes fontaines du Bois de Trampot et sur la perte des égouts d'Aillianville. Ces opérations furent un échec et seule la vallée du Rongeant semble être colorée selon un témoignage de pêcheur (Jacquemin, communication orale ; Jaillet, 2000, 2005).

Lors de ces premières tentatives, quelques observations préliminaires sur le réseau Hadès avaient été réalisées et publiées (Devos, 1996). Avec la thèse de Jaillet (2000, 2005), les observations sont complétées et un premier schéma d'évolution géomorphologique locale est proposée. Dans le cadre d'une série de prélèvement de spéléothèmes (Carbon, 1999 ; Jaillet et Hibsich, 1999), E. Pons-Branchu (2001) réalise une série de datations U/Th (TIMS) sur deux secteurs de la cavité.

Deux secteurs de l'affluent des Trémies avaient été retenus, le secteur du plancher suspendu et celui de l'éboulis concrétionné (Fig. 4.4).

Le plancher suspendu est une vieille structure stalagmitique de 1m de hauteur, totalement inactive reposant sur deux banquettes de la galerie syngénétique originelle. Une phase de surcreusement et surtout une phase de décompression généralisée provoquent l'affaissement de l'ensemble de l'édifice. C'est dans la partie basale en rive gauche qu'a été prélevé l'échantillon. Il montre une séquence de calcite colonnaire en épis et faisceaux où l'intérieur des épis montre une structure laminée. Cette séquence, très vacuolaire, peut présenter des formes de corrosion interne. Vers le sommet de l'échantillon, la structure est plus finement laminée. La couleur des lamines alterne d'un blanc laiteux à un blanc jaunâtre translucide (Carbon, 1999). Cet échantillon (HAD 02) est recoupé par une fracture oblique transverse consécutive à l'affaissement généralisé de l'édifice. Il a été daté entre 47.500 et 49.000 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001).

Code échantillon	Code GEO-TER / ANDRA	Lieu de prélèvement	Âge (ans B.P.)	+ ou - (ans)
HAD 01	EST 03272 - 1	Réseau Hadès (88) Éb. concrétionné	1.590	8
HAD 02	EST 03274 - 1	Réseau Hadès (88) Plancher suspendu	47.510	440
HAD 02	EST 03274 - 3	Réseau Hadès (88) Plancher suspendu	48.920	460

Figure 4-3 : Tableau des analyses et datations U / Th réalisées sur deux échantillons du réseau Hadès (Trampot - Vosges). Toutes les datations ont été réalisées par E. Pons au CEREGE (2001, Thèse ANDRA), en un ou deux points de l'échantillon, par la méthode U / Th en TIMS.

L'éboulis concrétionné est un amas de blocs de 10 m de long sur 2 m de haut occupant toute la largeur de la galerie. Il est scellé par une dizaine de petites stalagmites. L'une, de 13 cm de haut a fait l'objet d'un prélèvement. Elle est constituée de calcite laminée avec des alternances de lamines translucides jaunâtres et de lamines laiteuses. Certaines présentent une structure fibroradiée, vers la base. Cet échantillon (HAD 01) a été daté 1.590 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001).

A ce moment là, le choix de ces deux échantillons répondait à une problématique de décompression généralisée du réseau Hadès. L'échantillon HAD 02 est manifestement affecté par cette décompression. Il lui est donc antérieur. L'échantillon HAD 01, plus récent, scelle un éboulis lié à cette détente. Il avait été proposé de raccorder cette phase de décompression généralisée au décapage en surface d'une tranche superficielle de terrain. Il s'agirait, en l'occurrence, du démantèlement par recul du front d'une partie de la couverture de ce karst constituée ici par les calcaires à Arstates inférieurs.

Depuis cette recherche, aucun travail n'avait été réalisé sur le réseau souterrain et il convenait de conduire, à nouveau, une série d'observations en particulier géomorphologiques. En outre les travaux récents d'investigation sur la série sédimentaire de l'Oxfordien (Carpentier, 2004.) permettaient de revoir le contexte géologique du réseau. Carpentier (Fig. 2.4) a dressé finement la série du Cul du Cerf et c'est dans l'ensemble des calcaires de Dainville que le drain principal du réseau Hadès se développe. On note parfois à la base du drain un ensemble marneux qui a

constitué localement un mur aquifère. Ce niveau est percé en maints endroits ce qui montre qu'aujourd'hui il ne le constitue plus.

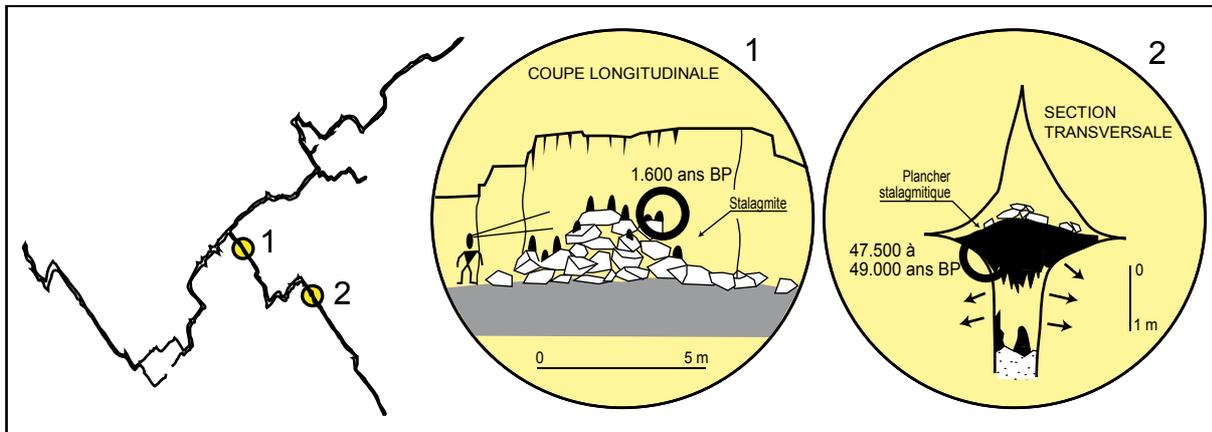


Figure 4-4 : Coupe détaillée des secteurs ayant été datés (Jaillet, 2000; Pons-Branchu, 2001)

Afin de relever l'essentiel des informations contenues dans le drain principal du réseau, nous avons cherché à relever finement trois sites.

#### 4.4 Trois sites investigués en détail le long du paléo-collecteur

Pour chacun des trois sites investigués, nous proposons un plan, une ou deux coupes et une section schématique. Un court commentaire fait état des caractères essentiels du site.

##### 4.4.1 Le drain principal : le secteur du carrefour

Il s'agit du secteur qui est au débouché de l'affluent des Trémies et du drain principal. C'est un secteur clef sur lequel on identifie clairement les morphologies originelles liées à la mise en place du conduit. On note ainsi la morphologie tubulaire caractéristique de la partie supérieure du drain. Elle est calée sur l'intersection d'une fracture et d'un joint de stratification.

Les coupes AA' et BB' (Fig. 4.5) sont faites dans le drain principal. Elles montrent au-dessus de la partie tubulaire, un petit chenal de voûte. Il est possible de rattacher ce type de morphologie à une genèse paragénétique du drain. Le chenal de voûte traduit la fin du fonctionnement noyé de ce drain. Les photos 7, 8 et 9 (voir planches photographiques en fin de chapitre) illustrent cette genèse noyée du drain principal.

La coupe CC' est réalisée dans l'affluent des Trémies. On note ici que la fracturation a été plus largement exploitée par les écoulements souterrains ce qui génère une morphologie très effilée.

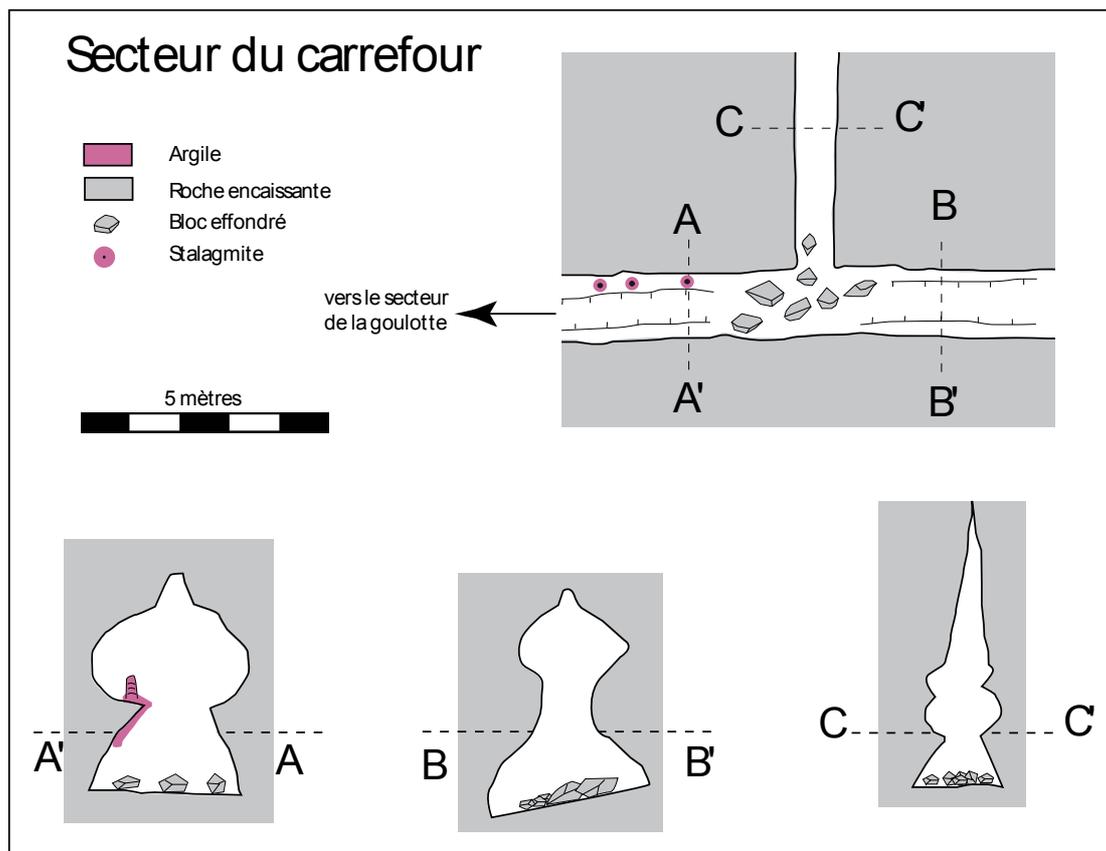


Figure 4-5 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur du carrefour

#### 4.4.2 La goulotte

C'est le secteur le plus septentrional de ceux qui ont été étudiés. Il présente l'intérêt de montrer, de manière claire, la dynamique de surcreusement qui s'est opérée à la suite de la première phase noyée. On identifie ainsi une série de morphologies pariétales qui évoquent une dynamique d'érosion de type torrentiel et vadose (Fig. 4.6). Au droit de la coupe AA', le surcreusement a laissé une forme en pont. Ce pont est le bed-rock de la galerie karstique durant la phase de surcreusement. Son extension est limitée à quelques mètres. Cependant son analyse et celle des parois qui le surmontent, permet de reconnaître le sens de l'écoulement de l'eau lors de cette phase de surcreusement. Il se faisait de B vers B'. Ce sens avait déjà été identifié, à l'échelle du réseau par Vallet (1994). Un peu plus vers le sud dans le réseau, un autre secteur montre aussi un petit canyon surcreusé dans la galerie. Son observation confirme ce sens de l'écoulement des eaux. La photo 10 (voir planches photographiques en fin du chapitre) illustre ce site et montre le pont qui subsiste comme témoin de cette phase de surcreusement.

Il est bon de noter que sur le pont de la goulotte, on identifie un dépôt argileux et une stalagmite. Ces dépôts se sont mis en place après l'abandon complet du secteur et une datation de ces dépôts permettrait de caler à minima cette phase d'abandon. Cependant, il est fort probable que la pousse de cette concrétion soit très tardive par rapport à l'abandon de cette galerie par les écoulements. Les datations entreprises dans l'affluent des Trémies apparaissent comme assez récentes. Elles sont à mettre en relation avec le recul de la couverture sus-jacente.

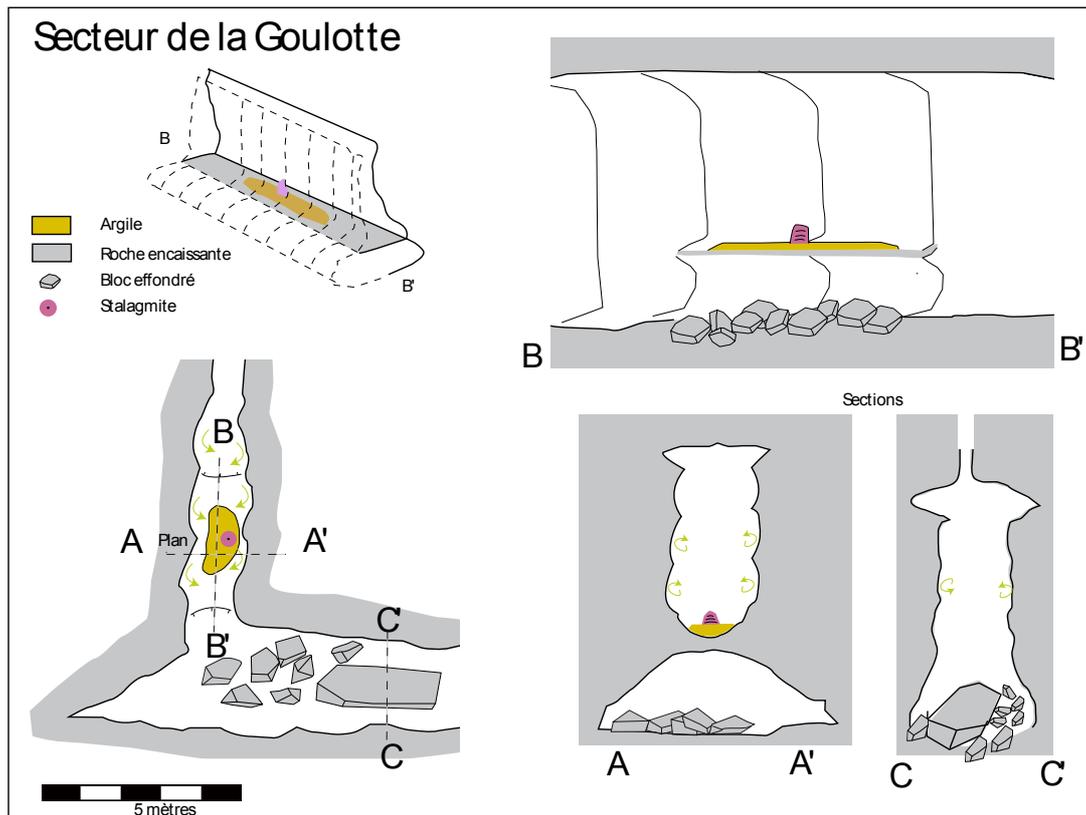


Figure 4-6 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur de la goulotte

#### 4.4.3 Le secteur du fond

C'est le secteur sud-ouest de la cavité. Un levé de détail a été effectué dans la galerie principale, peu avant la désobstruction spéléologique qui recoupe les dépôts laminés (photo 13). Là, un dépôt argileux laminé occupe tout le fond du conduit. On reconnaît, comme dans les secteurs précédents, la morphologie tubulaire de la partie supérieure du conduit, qui démontre la première phase noyée de genèse de la cavité. La photo 9 correspond, plus ou moins, à la coupe BB' de ce secteur.

Dans ce secteur, on doit noter l'existence de puits de trépanation qui affectent le conduit principal. On observe, au droit du virage, deux puits, subverticaux, impénétrables qui se développent sur le bord du conduit. Ils sont à relier à des cheminées ou des arrivées d'eau situées au niveau du plafond et se développent sur des accidents structuraux qui commandent la géométrie générale du réseau karstique. La vue de face (Fig. 4.7) montre que ces puits recoupent le drain. Ils lui sont donc postérieurs. Il s'agit ici de témoins éloquentes d'une phase de trépanation qui suit la phase de surcreusement précédemment évoquée. Ces structures de trépanation ont été identifiées en plusieurs points du réseau, le long du drain principal. La photo 12 illustre ce phénomène. Il illustre une phase de verticalisation des écoulements qui correspond à une incision du niveau des réseaux hydrographiques.

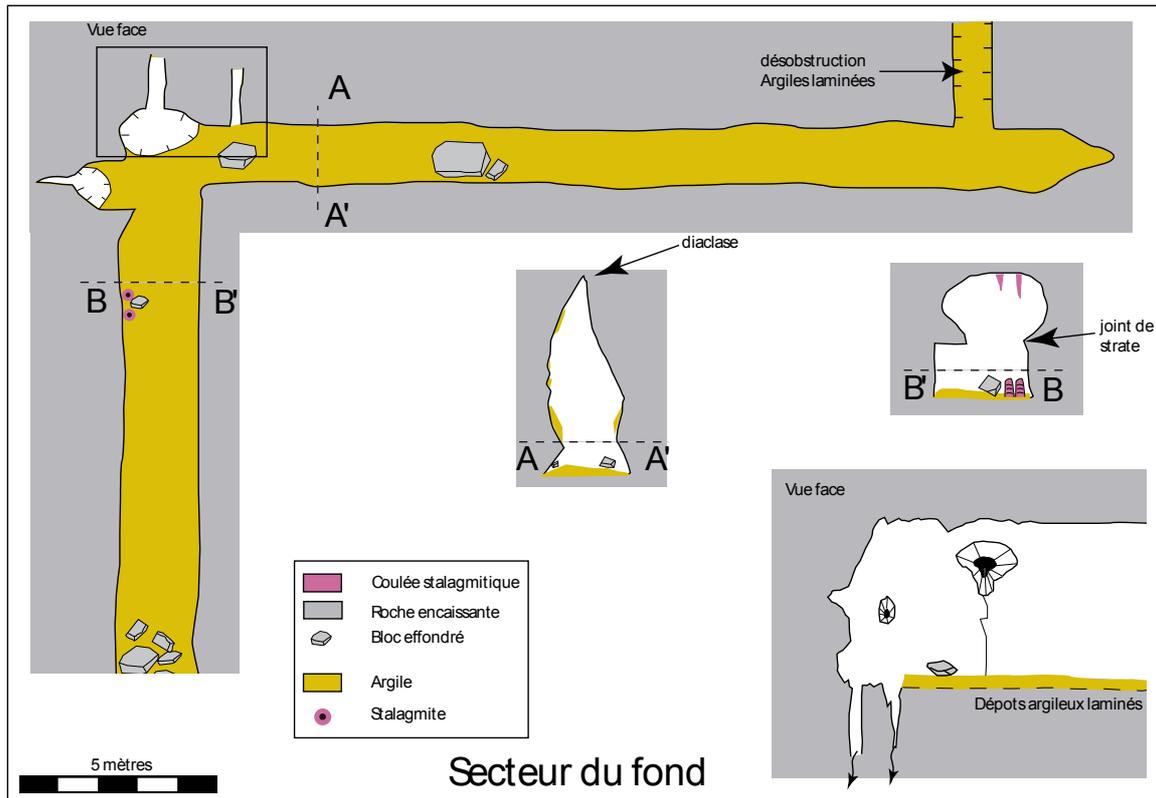


Figure 4-7 : Cartographie détaillée, coupe, plan et sections du secteur du fond

Fort de ces observations, il est possible de proposer un schéma d'évolution simple du réseau. Ce schéma est découpé en 3 phases génétiques simples.

#### 4.4.4 Une reconstitution génétique du réseau

##### PHASE 1 :

Le conduit originel du réseau Hadès est un tube plus ou moins aplati de 2 à 5 m de diamètre. Il se développe à l'intersection d'une diaclase et d'un joint de stratification. C'est en première approximation probablement un tube syngénétique simple. Cependant, des observations de détail sur les parois du conduit montrent l'existence de banquettes pariétales qui pourraient être assimilées à des banquettes-limites<sup>1</sup>. Ainsi, on peut considérer que le conduit a évolué, durant une période, en régime paragénétique, c'est-à-dire avec un creusement associant un dépôt fin au sol et une corrosion limitée à la voûte du conduit. Dans cette occurrence, le régime d'écoulement reste noyé, mais les vitesses d'écoulement sont faibles. Elles autorisent ainsi, le dépôt de la séquence sédimentaire de base. Il n'a pas été possible d'identifier clairement le sens d'écoulement de cette phase.

Dans la partie sud-ouest du réseau, une désobstruction entreprise par les spéléologues permet de reconnaître une séquence sédimentaire sur un mètre (elle doit en faire au moins le double). Il

<sup>1</sup> Les banquettes-limites de remplissage sont des formes pariétales qui témoignent de la limite supérieure du remplissage au moment de sa mise en place. Le concept formalisé par Renault (1967) implique une genèse par ascencum du conduit associant de manière synchrone un dépôt au sol et une corrosion de la voûte. Le système évolue au cours du temps sur des hauteurs parfois considérable. L'incision du remplissage ou sa trépanation permet de dégager le conduit et de reconnaître postérieurement ces formes.

s'agit d'une alternance de niveaux argileux et de niveaux limoneux. Dans un premier temps, nous avons interprété cette séquence comme la sédimentation originelle de la primo-phase noyée. Seulement, comment expliquer son maintien avec la phase suivante de surcreusement ? Nous pensons qu'il est possible que cette série sédimentaire soit à rattacher à des mises en charge plus récente associées à un autre fonctionnement du karst (cf. phase 3).

## **PHASE 2 :**

Une première phase de surcreusement transforme ce conduit en galerie en «trou de serrure». On note ainsi un abaissement du niveau des écoulements. Le régime des écoulements devient de type vadose. Cela se traduit par une augmentation des vitesses de circulation, une dynamique d'érosion régressive (cascadant), et un marmitage laissant des morphologies pariétales caractéristiques (marmites pariétales tronquées). Il est possible alors de définir un sens des écoulements. Le site de «la goulotte» au nord-est du réseau, montre cette orientation des écoulements du nord-est vers le sud-ouest conforme à ce qui avait été proposé par Vallet en 1994.

Recevant l'affluent 77 et celui des Trémies, le drain obliquait alors vers le nord-ouest, à l'opposé du Cul du Cerf. Une obstruction du conduit ne permet pas de reconnaître, au-delà, la direction et le sens des écoulements de ce paléo drain.

## **PHASE 3 :**

Le karst a été par la suite sous l'emprise d'une phase de verticalisation majeure très marquée. Elle se traduit par l'existence des puits trépanant les galeries à l'emporte-pièce. Ce sont des cheminées actives en période d'intumescence hydrique qui se perdent dans le plancher de la galerie, à la faveur de fissures toujours impénétrables.

Ce nouveau karst est sans rapport avec le drainage précédemment décrit dans les phases 1 et 2. Ces nouvelles formes verticales recoupent le drain principal à l'emporte-pièce et au hasard. Le puits d'accès au réseau fait partie de ces formes. C'est une chance qu'il ait débouché sur le drain principal.

Cependant si ce nouveau karst vertical dont on ne perçoit ici que la zone de transit est désormais bien organisé (les puits de trépanation restent cependant de petit gabarit et rarement pénétrable au-delà de quelques mètres), il a connu au début de sa genèse une phase de mise en place au fonctionnement temporairement inefficace. Durant cette phase, des mises en charge ont pu envoyer le drain temporairement et déposer un ensemble argileux brun caractéristique de ces mises en charges. On retrouve cette accumulation argileuse dans la partie sud-est de l'affluent des Trémies avec des figures de dessiccation éloquentes. Dans le drain principal, ce dépôt est moins souvent identifié sauf au droit de la séquence de désobstruction. A cet endroit, une désobstruction spéléologique (photo 13) permet de reconnaître la nature et pour partie l'épaisseur du remplissage. Il s'agit d'un dépôt rythmé présentant une alternance de niveaux argileux et de niveaux limoneux. Il est possible de proposer, comme hypothèse de travail, de rattacher ce dépôt aux prémices de la phase de verticalisation des écoulements lorsque la mise en place du karst actif est encore trop inefficace pour assurer le drainage de la totalité des écoulements de crue notamment. Un ennoisement temporaire du paléo drain (les puits de trépanation n'assurant pas encore leur rôle de soutirage) génère le dépôt rythmé identifié ici. Si cette hypothèse peut être confirmée (cartographie du dépôt en fonction des puits de trépanation, raccordement géométrique), il y a dans l'étude de cette séquence, la possibilité de mieux percevoir les prémices de cette phase de verticalisation des écoulements souterrains.

## **PHASE 3 bis :**

On note l'existence de nombreuses trémies et éboulis qui obstruent fréquemment la galerie. Elles gênent et parfois arrêtent la progression spéléologique. La photo 11 montre ces accumulations de blocs autochtones associés à la détente et donc à la déstructuration du conduit sur lui-même. Cette détente générale du réseau provoque finalement l'ouverture des conduits, le basculement des banquettes pariétales et l'écartement de certaines parois. Ces éléments sont la marque de l'abandon progressif de l'ancienne organisation du drainage endokarstique du massif de Trampot. L'érosion d'une tranche topographique superficielle semble être responsable de cette détente généralisée et de l'infiltration anarchique des eaux.

Cette dernière phase a pu être en partie datée par l'analyse des concrétions. En effet, le plancher suspendu, daté entre 47.500 et 49.000 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001) est affecté par cette dynamique de détente. S'il reste possible que cette détente se soit mise en place avant cette date, il est cependant certains qu'après cette date, celle-ci était toujours active. En complément, un éboulis de l'affluent des Trémies est scellé par une série de stalagmite dont l'une a pu être datée 1.600 ans B.P. (Pons-Branchu, 2001). Cet éboulis était en place à cette date, mais cela n'empêche pas que la dynamique de détente et d'affaissement des parois de la cavité se poursuit encore de nos jours. (Fig.4.8)

#### **4.4.5 Implication en terme de paléo-hydrologie**

Au-delà de ces éléments récents de la vie et de l'évolution de ce réseau karstique, on montre que ce paléo-drain constitue un témoin unique et éloquent d'une genèse noyée du karst de l'Oxfordien. Perché à 380 m d'altitude, ce drain constitue un des premiers jalons de l'enfoncement des réseaux hydrographiques à partir de la surface sommitale. Il témoigne d'une côte très ancienne de la surface piézométrique et permet de reconstituer pour partie une paléo-hydrologie synchrone de la genèse du drain.

On a vu qu'au cours de son évolution, le drain connaît une série de réajustements (surcreusement puis trépanation). La phase de surcreusement est à rattacher à une incision probablement limitée du niveau du réseau hydrographique. La phase de trépanation peut être discutée notamment en terme de retouches locales liées à des ennoiements temporaires ou à l'influence du pergélisol au cours du Quaternaire.

Afin de mesurer au mieux l'implication de cette genèse dans le cadre géomorphologique local et régional, on se propose de constituer un modèle 3D du réseau.

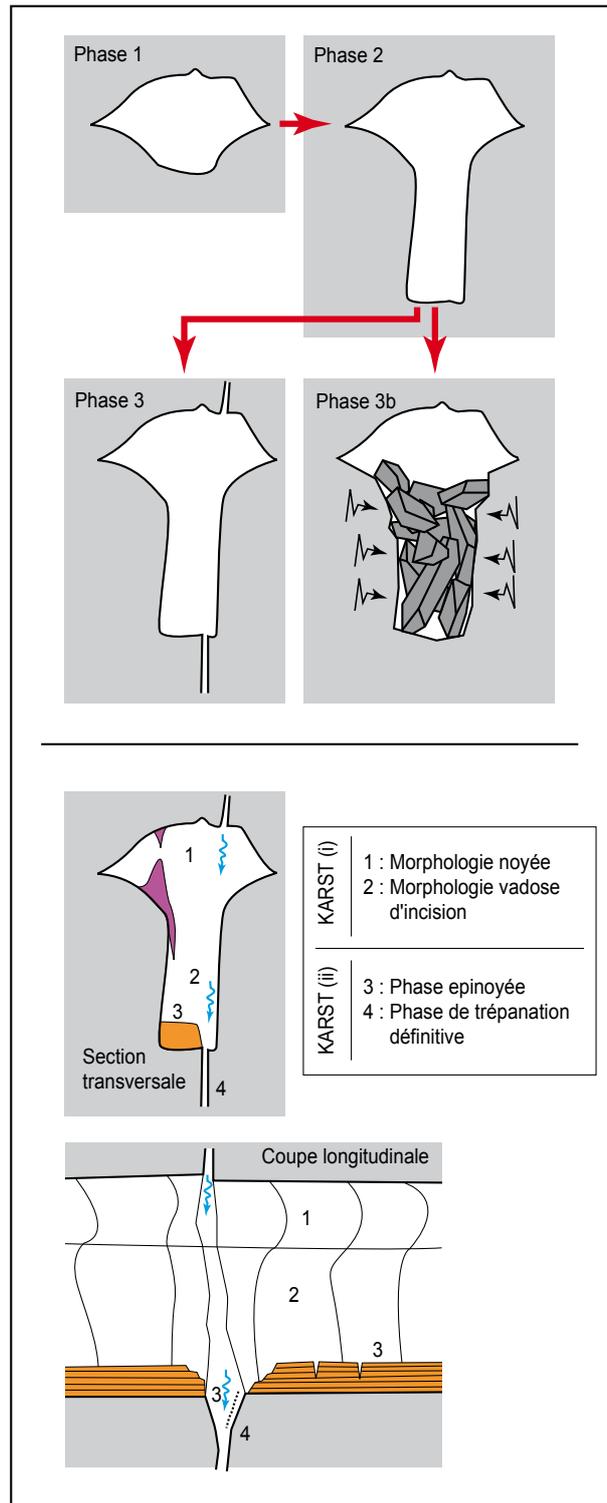


Figure 4-8 : Evolution du drain principal du réseau Hadès au cours des trois phases identifiées. Notez l'emboîtement des surfaces d'érosion et des dépôts qui permettent de reconstituer cette évolution

## 4.5 L'apport du 3D dans la compréhension du réseau

L'objectif est de rassembler dans un modèle numérique unique, une représentation en 3D de la totalité des objets concernant le site d'étude. Il ne s'agit donc pas d'une modélisation au sens mathématique du terme, mais d'une visualisation 3D.

### 4.5.1 Méthodologie

La visualisation 3D est utilisée pour représenter par voie infographique les différentes composantes du karst. La carte, les plans, les coupes n'offrent que des représentations 2D. L'usage des MNT (Modèle Numérique de Terrain) permet de passer à la 2,5 D, mais le karst, par ces objets souterrains impose le recours à la 3D. En effet, sur une même position géographique (X, Y) peut se superposer plusieurs valeurs de Z, pour un même objet (cas du sommet et de la base d'une galerie). Les logiciels classiques de cartographies (Modeleur type Surfer ou SIG type Arc GIS) sont rapidement limités pour ce type de travail et nous utilisons une suite logicielle dédiée (3D Reshaper, Polyworks, 3D S max).

Les données d'entrée dans le modèle sont les suivantes :

- **Surface topographique.** Il s'agit du modèle numérique de terrain de l'IGN au pas de 50 m. L'extrait utilisé nous a été fourni par l'Andra dans le système de coordonnées Lambert 2 étendue. Il a été transformé en Lambert 1 sous logiciel Convers. Les limites et la taille du modèle sont les suivantes :

	Min	Max	Pas	Nb. valeur
Axe des X	815857.7477	834134.2166	50 m	361
Axe des Y	1072909.856	1083913.625	50 m	261

- **Carte géologique.** Il s'agit du document géologique ombré (D IM ASTE 02-0914 / B) fourni par l'Andra en format JPG avec les amorces du quadrillage Lambert 1. Il a été drapé sur le modèle précédent et référencé dans le même système de coordonnées.
- **Fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château.** Il a été généré en 3D à partir du document précédent par digitalisation des contours géologiques. Les failles étant normales on a admis qu'elles étaient verticales.
- **Carte des dolines du Bois de Trampot.** C'est à partir de la cartographie réalisée par Jacquemin (1994), complétée par Denys (2005) que nous avons digitalisé chaque doline. Elles sont représentées dans le modèle par un cercle plat percé d'un cylindre vertical qui permet de visualiser le cercle que l'on voit sur ou sous la surface topographique lors de la navigation dans le modèle 3D.
- **Réseau karstique d'Hadès.** La topographie en plan a été numérisée puis référencée (position de l'entrée et orientation par rapport au nord). Les contours des galeries ont été digitalisés ainsi que les sections. Le croisement des deux permet de donner une représentation assez fidèle de la réalité en tout cas à l'échelle d'investigation.
- **Traçage.** Il est représenté sous la forme d'une flèche linéaire partant du Bois de Trampot jusqu'aux sources du Rongeant.

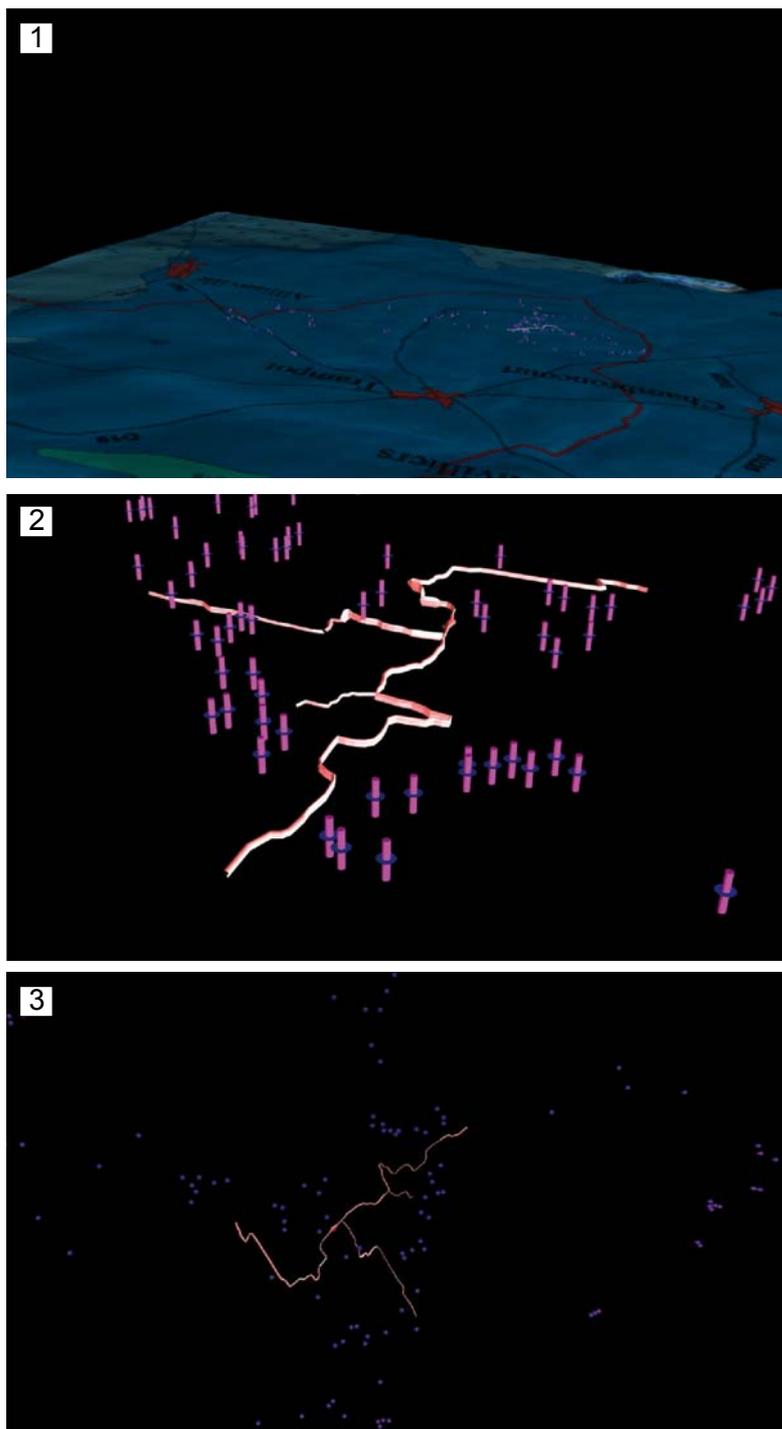


Figure 4-9 : Construction du modèle 3D à partir de l'assemblage de la topographie de surface (modèle numérique de terrain) de la topographie du réseau spéléologique, de la cartographie des dolines et de la géologie. 1 : vue générale vers le sud, 2 : vue cavalière du réseau karstique et des dolines sdu bois de Trampot ; 3 : Vue en plan du réseau HADES et des dolines.

#### 4.5.2 Limites et erreur du modèle 3D

La construction d'un modèle en trois dimensions intégrant des informations topographiques, géologiques et spéléologiques suppose une intégration dans un même système de coordonnées. Nous avons donc choisi de travailler dans le système de coordonnées Lambert 1 car, dans ce secteur de la France, c'est celui qui déforme le moins les objets à représenter. Nous avons utilisé un logiciel SIG pour recaler tous les documents répertoriés. L'erreur de positionnement (x ; y) dépend donc directement de la qualité de l'image à recaler. Pour calculer l'erreur de chaque type d'information, il faut connaître la valeur d'un pixel pour chaque document. Ici, nous avons :

- Un pixel de la carte topographique = 1mètre. L'erreur de calage est de 2 pixels pour ce document donc la justesse de positionnement en x et y des informations qui en sont issues est de 2 mètres.
- Un pixel de la carte géologique = 20 mètres. L'erreur de calage est de 1 pixel pour ce document donc la justesse de positionnement en x et y des informations qui en sont issues est de 20 mètres.
- Un pixel de la topo spéléologique = 1 mètre. L'erreur de calage est de 2 pixels pour ce document donc la justesse de positionnement en x et y des informations qui en sont issues est de 1 mètre.

Sur la figure 4.10, on peut visualiser la valeur de l'erreur des informations pouvant être extraites de la carte géologique. Il est important de souligner que cette erreur peut être diminuée en augmentant la qualité du fichier raster.

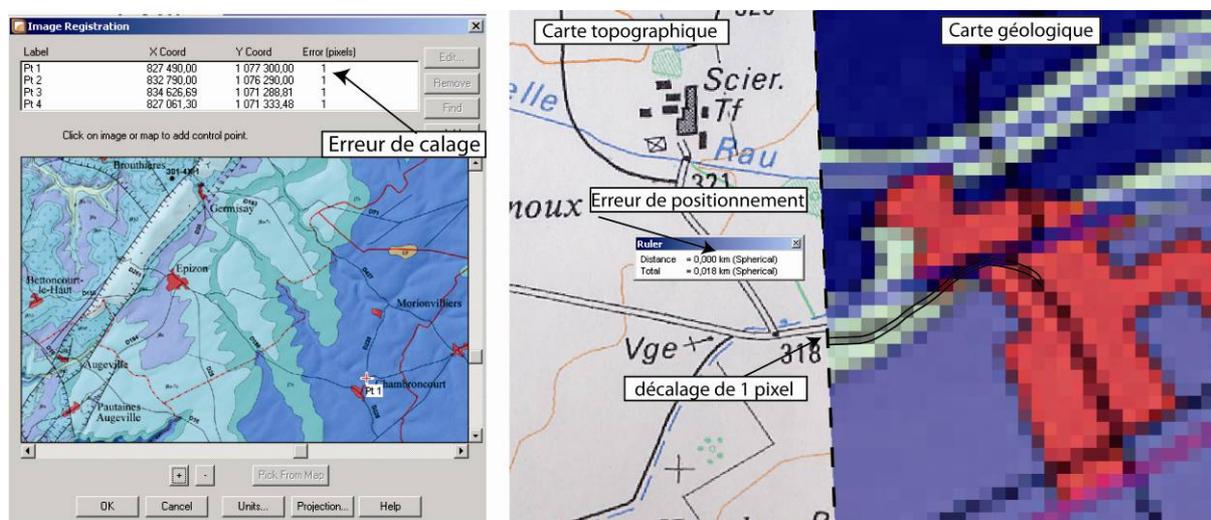


Figure 4-10 : Evaluation de l'erreur de positionnement des différents objets intégrés dans les modèles 3D : ici 1 pixel. La taille du pixel (en mètre) dépend de ces objets

Toutes les données extraites de cette base d'information sont ensuite couplées aux valeurs altitudinales du MNT fourni par l'Andra. Ce modèle numérique de terrain est fourni par l'IGN qui annonce une erreur métrique en Z pour leurs données. Nous retrouvons donc logiquement la même marge d'erreur dans notre modèle 3D.

#### 4.5.3 Liste des documents 3D

On liste ci-dessous les documents informatiques fournis en annexe sous forme de fichiers numériques dans le système de projection Lambert 1.

<b>Document</b>	<b>Nom</b>	<b>Taille</b>	<b>Format</b>
Modèle Numérique de Terrain	Mnt total	8.3 Mo	OBJ
Carte des dolines	doline	1.2 Mo	OBJ
Réseau Hadès	reseau hades	6.6 Mo	OBJ
MNT Bois de Trampot	surface trampot	1.9 Mo	OBJ
Fossé de Gondrecourt	Failles	30.9 Mo	OBJ
Traçage	Traçage		OBJ

Figure 4-11 : Données numériques du modèle 3D

#### 4.5.4 Identification de deux structures de drainage

A partir de ce travail, il est possible d'inspecter le modèle 3D, c'est-à-dire de naviguer à la demande dans le modèle, de le visualiser sous différents angles de vue. Ce qui jusqu'à présent n'était que représenté qu'en 2D, à plat ou au mieux en coupe, peut, à présent, être appréhendé dans les trois directions de l'espace.

Il apparaît de manière éloquent que le réseau karstique d'Hadès constitue un drain perché sous la surface topographique et que les nombreuses dolines du Bois de Trampot ne s'y raccorde en rien. Il s'agit de deux structures de drainage totalement différentes, dissemblables et surtout diachrones :

- La première est un drain associé à un haut niveau de base : le réseau d'Hadès ;
- La seconde est une série de dolines et de puits associés à la zone non saturée d'un karst actuellement actif dont l'exutoire se trouve aujourd'hui dans la vallée du Rongeant à plus de dix kilomètres de là.

Dans cette occurrence, il faut donc rattacher les cheminées et les puits de trépanation identifiés en phase 3 de la mise en place du réseau Hadès, à cette seconde famille karstique donc à cette seconde organisation de drainage

Si le karst de seconde génération semble aujourd'hui en passe d'être mieux connus (cf. les parties concernant le traçage et l'analyse des chroniques de débits sur le Rongeant), il semble, à présent, fécond de chercher à mieux rattacher la première structure de drainage à un contexte géodynamique aujourd'hui disparu.

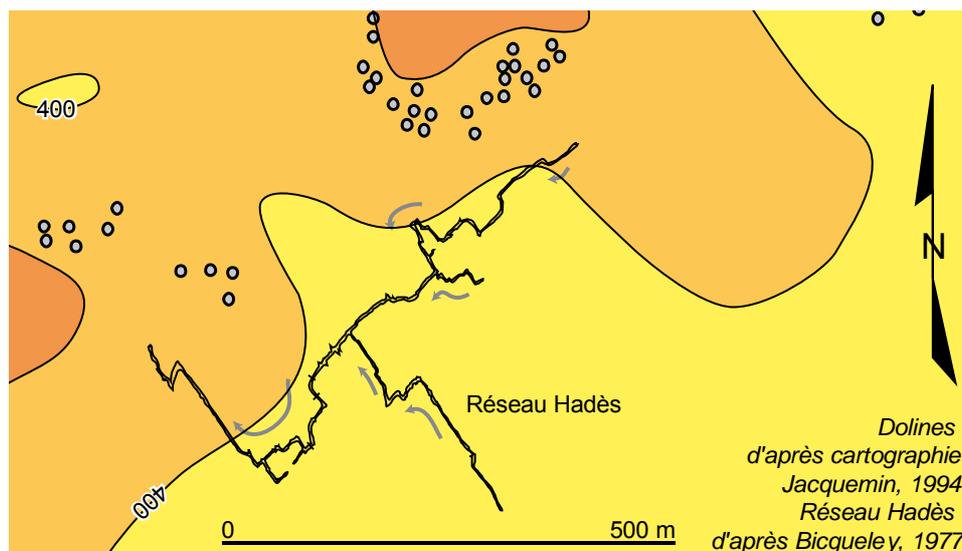


Figure 4-12 : Vue en plan du réseau HADES et quelques dolines du bois de Trampot. La vision 2D montre la répartition des objets entre eux. La 3D fait apparaître clairement qu'il s'agit de deux organisations de drainage dissemblables.

#### 4.6 Un modèle d'évolution paléogéographique

L'étude des morphologies du réseau endokarstique Hadès et la réalisation d'un modèle 3D a permis d'identifier deux grandes organisations de drainage différentes, diachrones et se rattachant à deux contextes géodynamiques distincts.

- Un premier karst où se développe un drain vers 380 m NGF dans un contexte noyé avec possibilité d'évolution paragénétique. Ce drain est ensuite surcreusé avec une direction des écoulements allant du nord-est vers le sud-ouest. Cette évolution montre que durant ces phases 1 et 2 de la karstification, la surface piézométrique reste proche de cette cote de 380 m. Dans un premier temps, elle est plutôt au-dessus et dans un second temps, plutôt au-dessous de cette cote.
- Un second karst, toujours actif aujourd'hui et rattaché à la phase 3 (et phase 3bis) de l'évolution du drain karstique d'Hadès. Dans cette phase, des puits trépanent le paléo drain désormais totalement inactif ; des dolines se mettent en place, la couverture recule, les parois se déstructurent et le massif est affecté par une détente lithostatique généralisée. C'est là la marque d'une verticalisation des écoulements qu'il faut rattacher à un abaissement important du niveau de base.

Dès lors il convient de voir dans cette évolution, le passage d'une première organisation à une seconde et les conditions d'un changement paléogéographique important. Auparavant, il semble intéressant de s'interroger sur l'organisation hydrologique du premier karst avant sa déconnexion.

#### 4.6.1 Un niveau de base à 380m NGF

Il paraît intéressant de rechercher d'autres cavités à cette altitude qui pourraient être mises en relation avec le drain du réseau Hadès. Il existe dans le cirque du Cul du Cerf la petite grotte horizontale du Flanc nord qui est à la même altitude de 380 m. Il est tentant de raccorder le niveau de cette cavité à celui du réseau Hadès. Cette grotte n'est pourtant pas le témoin d'un niveau génétique. La grotte du Flanc nord est un conduit sur diaclase orientée N330°, comme les diaclases qui recoupent le réseau de la Manoise souterraine. Elle se situe à peu près dans l'axe du premier coude fait par la galerie de la Manoise souterraine. En fait, « *la grotte du Flanc nord, pourrait être une fracture indépendante (...), l'entrée étant une extrémité tronquée par l'érosion de l'entonnoir du Cul du Cerf* » (Louis, 1994).

Dans un premier temps, il avait été proposé de rechercher un exutoire possible à ce karst dans le bassin de l'Ognon (Jaillet, 2000). Les révisions de la carte géologique faites par l'Andra montrent que cela n'est pas possible en raison d'un recouvrement trop important de la couverture des calcaires à Astrates. Aussi il faut admettre aujourd'hui qu'il est très délicat de proposer un exutoire possible à l'aquifère karstique qui se développait à cette cote.

#### 4.6.2 Verticalisation des écoulements souterrains

C'est la mise en place du deuxième karst qui se traduit par une verticalisation des écoulements. Une telle évolution est à rattacher à une incision du réseau hydrographique. Cependant, il est possible aujourd'hui d'affiner quelques peu les modalités de ce réajustement. En effet, si le karst de première génération ne trouvait pas son exutoire vers le nord-ouest, il devait peut être le trouver vers le sud. Or, aujourd'hui, c'est bien vers le bassin du Rongeant, affluent de la Marne que les écoulements karstiques s'opèrent. Plutôt que d'une incision du réseau hydrographique qui aurait provoqué la verticalisation des écoulements, nous proposons à présent comme interprétation une capture. Cette capture aurait modifié radicalement et brutalement, les directions du drainage endokarstique.

Le caractère brutal d'une telle capture est renforcé par la « fraîcheur » des paléo morphologies endokarstiques qui ne semblent pas avoir subi de retouches postérieures à cette phase d'incision.

### 4.7 Conclusion

De cette reconstitution de la mise en place des réseaux du bois de Trampot, retenons les éléments suivants :

- La coexistence de deux karsts dissemblables et diachrones qui marquent une évolution du relief.
- L'intérêt de l'analyse morphologique endokarstique et de la modélisation 3D comme outil de visualisation.
- L'ouverture de «fenêtres hydrogéologiques» qui libèrent des aquifères captifs, déstructurant alors totalement les paléo organisations de drainage endokarstiques pour en générer d'autres ;
- Le rôle des seuils géométriques, déterminés par des côtes altitudinales et des localisations spatiales présidant à cette évolution ;

Le karst de Trampot et du réseau Hadès en particulier constitue un jalon fondamental de l'évolution géomorphologique de la région. Il marque, par des enregistrements souterrains précis, des phases d'enfoncement du réseau hydrographique de surface et des phases de recul de la couverture non carbonatée. Jalon pertinent, le karst est ici sensible à la compétition entre les différents cours d'eau de surface et permet de reconnaître les basculements hydrogéologiques et leurs implications morphologiques.

## Références

**Carbon D.** (1999) *Échantillonnage de spéléothèmes dans les cavités karstiques du Barrois*. Rapport ANDRA DRP 0GTR 99-001/A, 27 p + annexes.

**Carpentier C.** (2004) *Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris* Thèse de l'université H. Poincaré Nancy 1, 470 pp. soutenue le 7 mai 2004 à Nancy (direction B. Lathuilière et S. Ferry)

**Devos A.** (1996) *Hydrologie et aménagements hydraulique de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)* Thèse de l'université de Metz, mention Géographie. C.E.G.U.M, 443 p. + 1 vol d'annexes.

**Denys E.** (2005) *Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays : exemple dans la forêt de Trampot (Vosges)*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Nancy II (sept. 2005).

**Jacquemin D. et Gamez P.** (1994) Inventaire souterrain du Bois de Trampot. Hadès n°8. *Les cahiers spéléologiques de Lorraine*. Metz. pp. 7 à 67.

**Jaillet S. & Hibsich Ch.** (1999) *Campagne de prélèvements de spéléothèmes en Lorraine pour datations isotopiques*. ANDRA, CEGUM, G2R, 7 p.

**Jaillet S.** (2000) *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois, Structure, Fonctionnement, Evolution*. Thèse de l'université de Bordeaux 3, Ed. Septentrion, 710 p.

**Jaillet S.** (2005) : *Le Barrois et son karst couvert, Structure, Fonctionnement, Evolution*, Karstologia-Mémoires, 12, Thèse de l'université de Bordeaux 3, 2000, 238 fig., 48 tabl. 228 photos, 336 p + 16 p.couleur.

**Le Roux J.** (2000) *Reconstitution de la carte topographique et géologique de la surface sommitale*, in «Analyse de l'évolution morphologique des confins Meuse-Haute-Marne. Acquisition de données de terrain pour quantifier la dynamique de l'érosion. Première phase de Travaux », rapport ANDRA G2R n°012962SGG, pp. 8 à 32.

**Louis M.** (1994) Grotte du Flanc Nord, grotte du Cul du Cerf, Orquevaux, Hadès n°8, *Les Cahiers spéléologiques lorrains*, pp. 94 à 98.

**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 de l'université d'Aix-Marseille, ANDRA, 190 p + annexes.

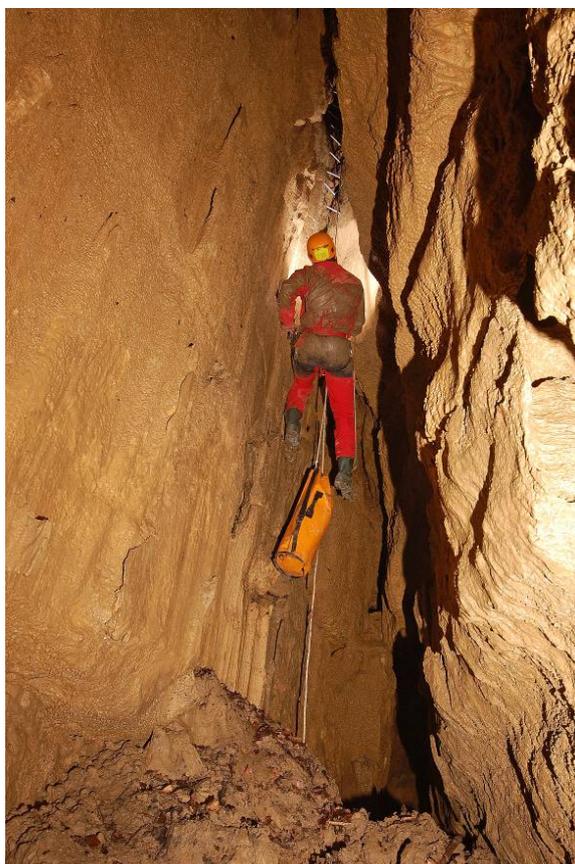
**Renault Ph.** (1967) *Contribution à l'étude des actions mécaniques dans la spéléogenèse*. Thèse d'Etat. Annales de Spéléologie, Paris, 700p.

**Vallet P.** (1994) Le Cul du Cerf. Hadès n°8, *Les Cahiers spéléologiques lorrains*, pp. 50 à 56.

### Planches photographiques :

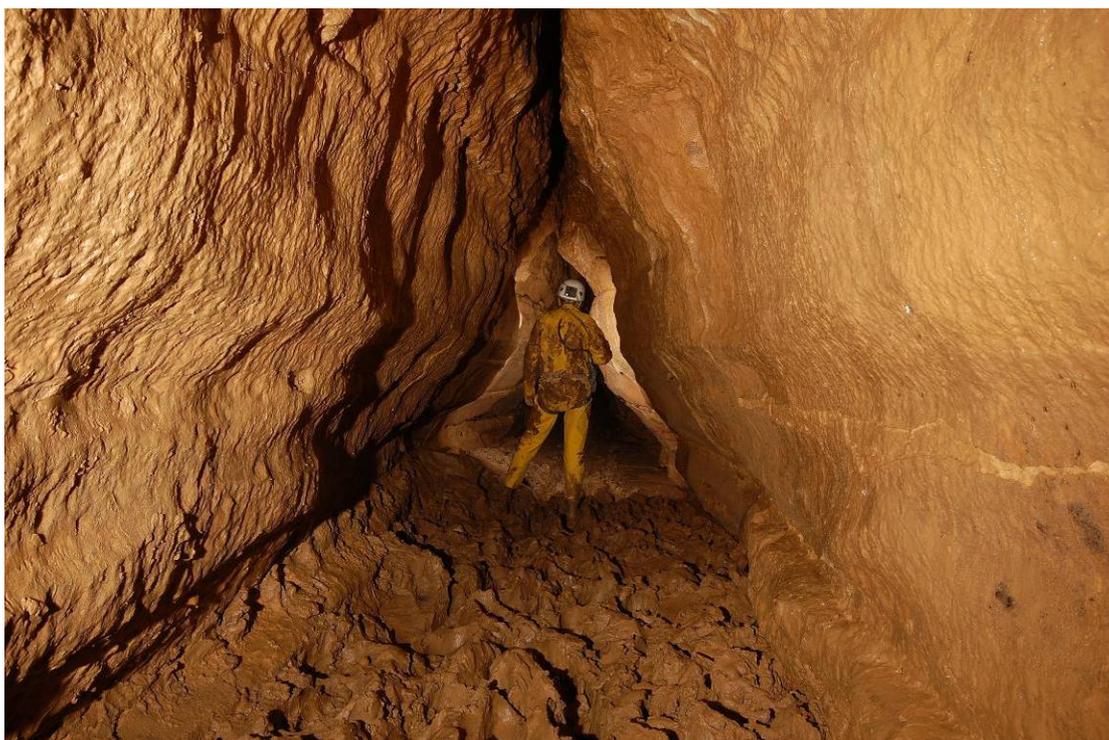


**Photos 1 et 2 :** L'entrée du réseau Hadès dans le Bois de Trampot est une ouverture modeste dégagée au fond d'une petite doline. Elle est découverte par les spéléologues dans les années 70. Un petit aménagement permet de limiter la chute des débris dans le puits. Une plaque cache l'entrée de cette cavité finalement très peu visitée par les spéléologues lorrains.



### Photo 3 :

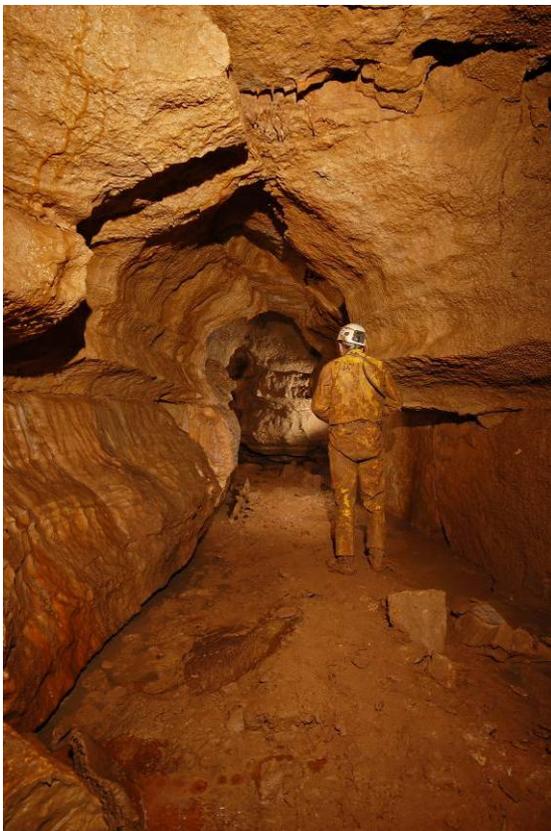
Le puits d'entrée, d'une vingtaine de mètres de hauteur est une diaclyse longiforme présentant des marques de dissolution pariétale. Ce type de puits est caractéristique de la zone de transit vertical active du karst de Trampot et chaque point d'infiltration (doline et « fontaines ») alimentent ce type de structure endokarstique. Ces structures verticalisées sont sans relation génétique avec le drain du réseau Hadès et le recourent à l'emporte-pièce.



**Photo 4** : L'affluent des Trémies est un conduit génétiquement noyé calé sur une fracture NW/SE. On note des morphologies pariétales caractéristiques de cette genèse dans la zone noyée du karst. Au sol, un important dépôt argileux présente des fentes de dessiccation (non visible sur cette photo). On rattache ce dépôt à la déficience temporaire du drainage karstique dans la phase passée de verticalisation des écoulements. Il témoignerait donc d'ennoiement temporaire du drain après son abandon complet par les eaux de la phase noyée.

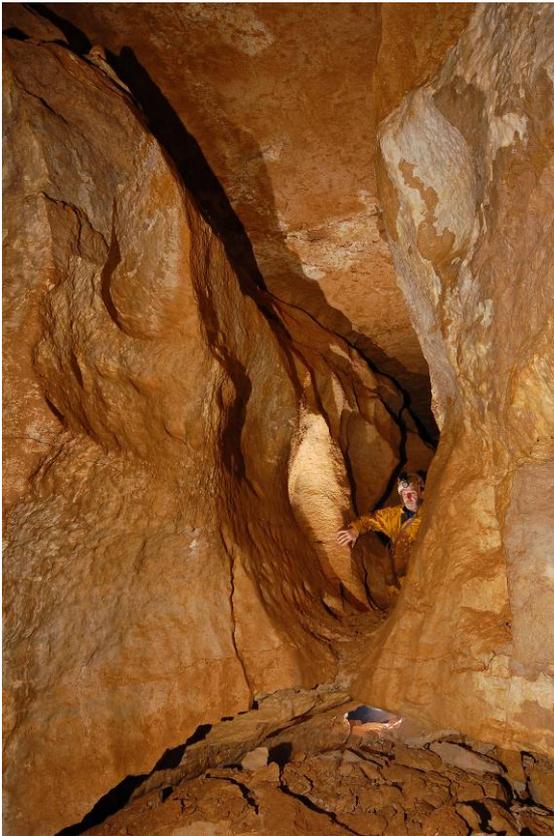


**Photos 5 et 6** : Sur l'ensemble de son parcours, l'affluent des Trémies est un conduit calé sur fracture (NW/SE). On note tantôt un plafond plat évasé (à gauche), tantôt un profil plus effilé (à droite), mais toujours des morphologies pariétales indiquant une genèse en régime noyé. A droite (à la hauteur du coude du personnage), on note deux banquettes pariétales qui pourraient correspondre à des banquettes-limites de remplissage. Au sol, le profil bombé du remplissage à cet endroit milite en ce sens. Il s'agirait en l'occurrence d'une genèse paragenétique contemporaine de la phase noyée originelle.

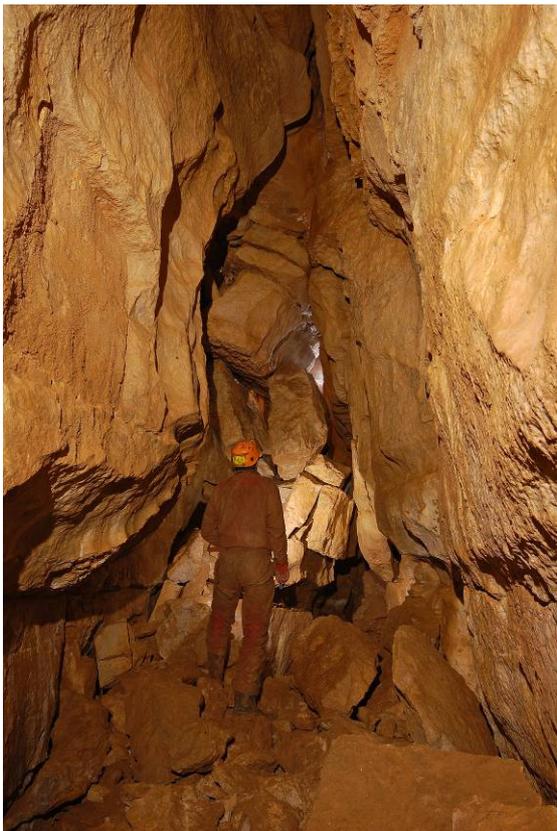


#### Photos 7, 8 et 9 :

La galerie du Petit Métro est le drain principal du réseau Hadès. C'est un tube à genèse noyée dont la largeur varie de moins d'un mètre à trois mètres et dont la hauteur peut atteindre quatre mètres. Le drain est toujours calé à l'intersection d'une fracture (généralement NE/SW, mais parfois NW/SE) et d'un joint de stratification nettement identifiable sur la photo 7 (en haut à gauche). Des banquettes discrètes (photo 8, en haut à droite) et un dépôt parfois bombé (photo 9, ci contre) militent en faveur d'une possible genèse paragenétique durant la phase noyée. Des blocs et des édifices stalagmitiques (photo 7) témoignent des phases ultérieures d'évolution du conduit après son abandon par les eaux de la phase noyée.

**Photo 10 :**

Le site de la « goulotte » dans le paléodrain principal témoigne d'une phase d'incision du niveau des écoulements. Après la phase noyée, un changement de condition externe (abaissement de niveau de base) impose une réorganisation du drainage se traduisant par un surcreusement du tube supérieur. Un régime vadose (à surface libre), probablement cascading laisse des morphologies pariétales caractéristiques (marmites tronquées) et un profil en « trou de serrure ». Plus bas, on note la suite de la phase d'incision laissant un « pont » témoin du bedrock lors de la première phase d'incision.

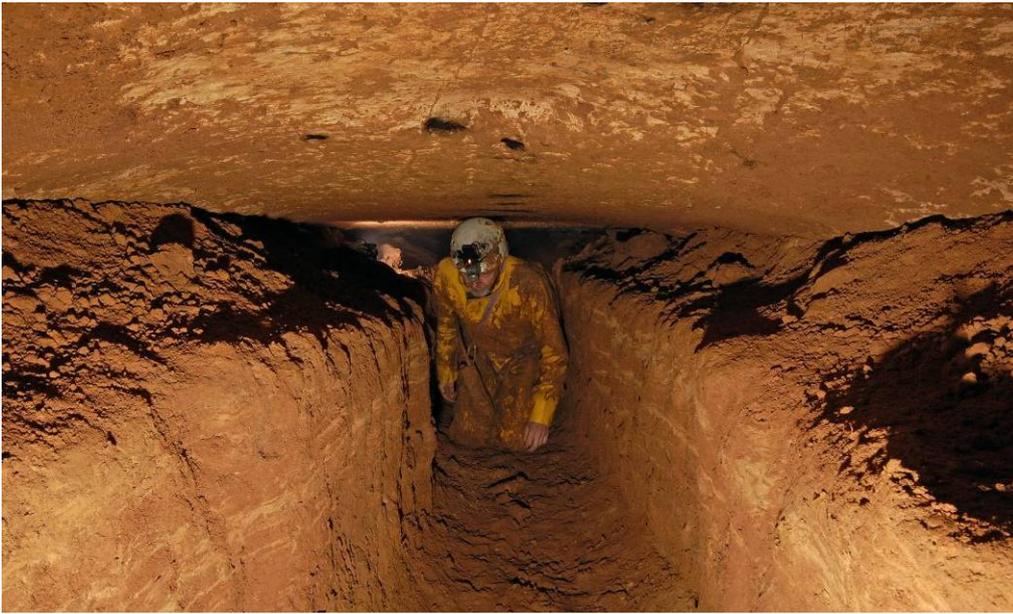


**Photo 11 :**

Dans la galerie principale, la morphologie générale est parfois altérée par des effondrements de la voûte et des parois. L'accumulation des blocs occupent parfois le paléo-drain sur toute sa hauteur. Ce type de phénomène est rattaché à une phase tardive de l'évolution du réseau associé à une détente litho-statique généralisée du massif carbonaté.



**Photo 12 :** Le plancher du drain principal est perforé en plusieurs points par des puits, toujours de dimension modeste et rarement pénétrable. Ces puits, semi-actifs sont l'expression morphologique de la phase de verticalisation des écoulements se traduisant par une série de trépanation « à l'emporte-pièce » du drain. On associe ces puits à l'évolution de la couverture en surface et à la structuration croissante de l'infiltration rapide dans la zone de transit vertical du karst. Cette ultime phase de fonctionnement du karst est toujours active.



**Photo 13 :** Le conduit est parfois totalement comblé de dépôts ici argilo-limoneux. Une désobstruction spéléologique permet de reconnaître ici la nature et pour partie l'épaisseur du remplissage. Il s'agit d'un dépôt rythmé présentant une alternance de niveaux argileux et de niveaux limoneux. On rattache ce dépôt aux prémices de la phase de verticalisation des écoulements lorsque la mise en place du karst actif est encore trop inefficace pour assurer le drainage de la totalité des écoulements de crue notamment. Un ennoisement temporaire du paléo-drain génère le dépôt rythmé identifié ici.

## 5. Campagne de traçages colorimétriques en période de hautes eaux



L'inventaire et la cartographie des phénomènes karstiques ont permis d'opposer deux ensembles géomorphologiques. Les ensembles est et ouest où les formes exokarstiques sont très peu nombreuses et l'ensemble central où les formes exokarstiques sont nombreuses et de taille importante. L'essentiel des formes exokarstiques se trouve dans la Forêt de Trampot, à la base de l'Oxfordien supérieur. En dehors des facteurs climatiques, trois grands facteurs jouent un rôle déterminant dans la karstification de ces plateaux : le cadre géomorphologique, la lithologie avec ses alternances de bancs calcaires et de bancs plus marneux et la tectonique avec plus particulièrement la fracturation.

L'examen spéléologique du réseau Hadès du bois de Trampot, a permis de montrer la coexistence de deux karsts dissemblables et diachrones, l'ouverture de «fenêtres hydrogéologiques» qui libèrent des aquifères captifs et le rôle des seuils altitudinaux et des localisations spatiales qui président à l'évolution des réseaux.

Le karst de Trampot et le réseau Hadès constituent ainsi des jalons fondamentaux de l'évolution géomorphologique de la région. Ils marquent, par des enregistrements souterrains précis, des phases d'enfoncement du réseau hydrographique de surface et des phases de recul de la couverture non carbonatée. Ce karst est donc sensible à la compétition entre les différents cours d'eau de surface et permet de reconnaître les basculements hydrogéologiques. C'est pour mieux appréhender cette évolution que des traçages colorimétriques ont été faits.

Deux campagnes de traçages ont eu lieu, une en janvier 2008 avec une période de hautes eaux stabilisées et une en mars 2008 alors que les cours d'eau connaissaient des micro crues.

## 5.1 Les protocoles d'étude des deux campagnes de traçages

### 5.1.1 Les travaux préparatoires à la réalisation de traçages hydrogéologiques

#### 5.1.1.1 L'inventaire des traçages effectués sur le plateau des calcaires de l'Oxfordien

Avant la réalisation des campagnes de traçages hydrogéologiques, nous avons procédé à un inventaire des différents traçages qui ont déjà été réalisés dans les calcaires oxfordiens.

Contrairement au Barrois, tout proche, où les traçages sont très nombreux (Devos, 1996 ; Jaillot, 2000 ; Lejeune, 2005), le plateau des calcaires de l'Oxfordien est pauvre en ce qui concerne ce type d'opération (Le Roux et Salado, 1980 ; Devos et Jaillot, 1996).

L'inventaire a permis de dégager quatre zones distinctes sur l'auréole oxfordienne (Figure 4.1). Les trois premières se localisent à la périphérie de l'Oxfordien ; la dernière est au cœur de celui-ci :

-à l'est, un premier système qui concerne l'alimentation des sources de Maxey-sur-Vaise et de Beurey-en-Vaux. Ces sources semblent être indifféremment alimentées par des pertes qui pourraient se localiser dans le fond des vallons d'Amanty et de Vouthon-Bas. On aurait ici une zone d'alimentation qui est très locale et qui reste circonscrite à un périmètre très proche des sources. Les bassins d'alimentation sont de l'ordre de quelques km<sup>2</sup>)

-au sud-est, un second système concerne la Saône. Cette dernière est inscrite dans le Bathonien. Un certain nombre de phénomènes de pertes dans le lit de la Saône mais aussi des sources et des pertes sur des affluents de rive gauche, descendant de la cuesta oxfordienne témoignent du régime karstique de cette rivière. Les traçages réalisés dans les années 1970-80 nous montrent que les traceurs injectés en amont de la Saône semblent systématiquement ressortir dans la vallée de la Meuse autour de Neufchâteau (Le Roux et Salado, 1980).

-au sud-ouest, le troisième système est celui du Cul du Cerf qui est une reculée profonde de 80 m entamant le front de la cuesta et dans le fond de laquelle, on trouve quelques belles sources karstiques donnant naissance à la rivière Manoise. Le traçage qui est ressorti sur des sources en rive droite de la Manoise provient d'une injection dans une diaclase ouverte sur la commune de Leurville. La source de la Manoise, naissant au fond de la reculée n'a jamais été colorée. Les eaux qui l'alimentent sont d'origine inconnue

-Au centre de l'auréole oxfordienne, un certain nombre d'injections ont été réalisées au bois de Trampot-Aillianville, notamment lors des opérations de traçages de 1995 et 1997 réalisés par l'association GEOKARST. Les traceurs n'ont pu être détectés dans aucune des sources surveillées. Pourtant à la suite de l'opération de 1997, une semaine après l'injection de la fluorescéine dans la fontaine F3 de Trampot, des pêcheurs ont aperçu une coloration verte sur le Rongeant.

En plus des traçages évoqués dans la bibliographie, il existe un certain nombre de traçages dont l'existence n'a pas été démontrée et qui n'ont fait l'objet d'aucune publication. Ainsi, l'archéologue Bertaux évoque (communication orale) la réalisation d'un traçage entre Grand et la source du Routeuil (vallée de la Maldite). Les discussions avec plusieurs habitants de la commune de Laneuville-au-Bois ont fait état de plusieurs

colorations étant apparues sur l'Ognon, sans que les points d'injection soient connus (peut-être sur la commune de Germay). Enfin, il semble exister un traçage entre Epizon et les sources de la Thonnance. L'absence d'informations sur ces opérations (point d'injection précis, contexte hydrologique, type de colorants...) nous amènent à prendre ces informations avec une très grande prudence. C'est pour cela que ces traçages n'ont pas été reportés sur la figure 5.1.

#### 5.1.1.2 L'information des services administratifs

En fonction des connaissances bibliographiques ainsi que de la carte de l'exokarst (Fig. 3.1 et 3.2), des protocoles d'injection et de surveillance d'éventuels points de sortie ont été réalisés.

Dès le 3 octobre 2007, des courriers ont été envoyés aux D.D.A.S.S. (Direction Départementale des Affaires Sanitaires et Sociales / Division Santé-Environnement) de Haute-Marne et des Vosges afin d'obtenir l'autorisation d'injecter les produits traçants sur les territoires les concernant. Les deux services ont répondu positivement, respectivement le 18 octobre 2007 et le 7 janvier 2008. Un courrier informatif a été envoyé à la D.D.A.S.S. de la Meuse car elle n'est pas concernée par les injections mais peut-être par la restitution des traceurs. A la demande des D.D.A.S.S., des courriers ont aussi été envoyés à l'ensemble des brigades de gendarmerie de la zone ainsi qu'aux communes susceptibles d'être concernées par l'injection et la restitution des traceurs.

Deux campagnes de deux traçages chacune ont été réalisées. La première s'est déroulée au cours du mois de janvier 2008 et la seconde, au mois de mars de cette même année. Nous présentons ici les résultats pour chaque traçage effectué.

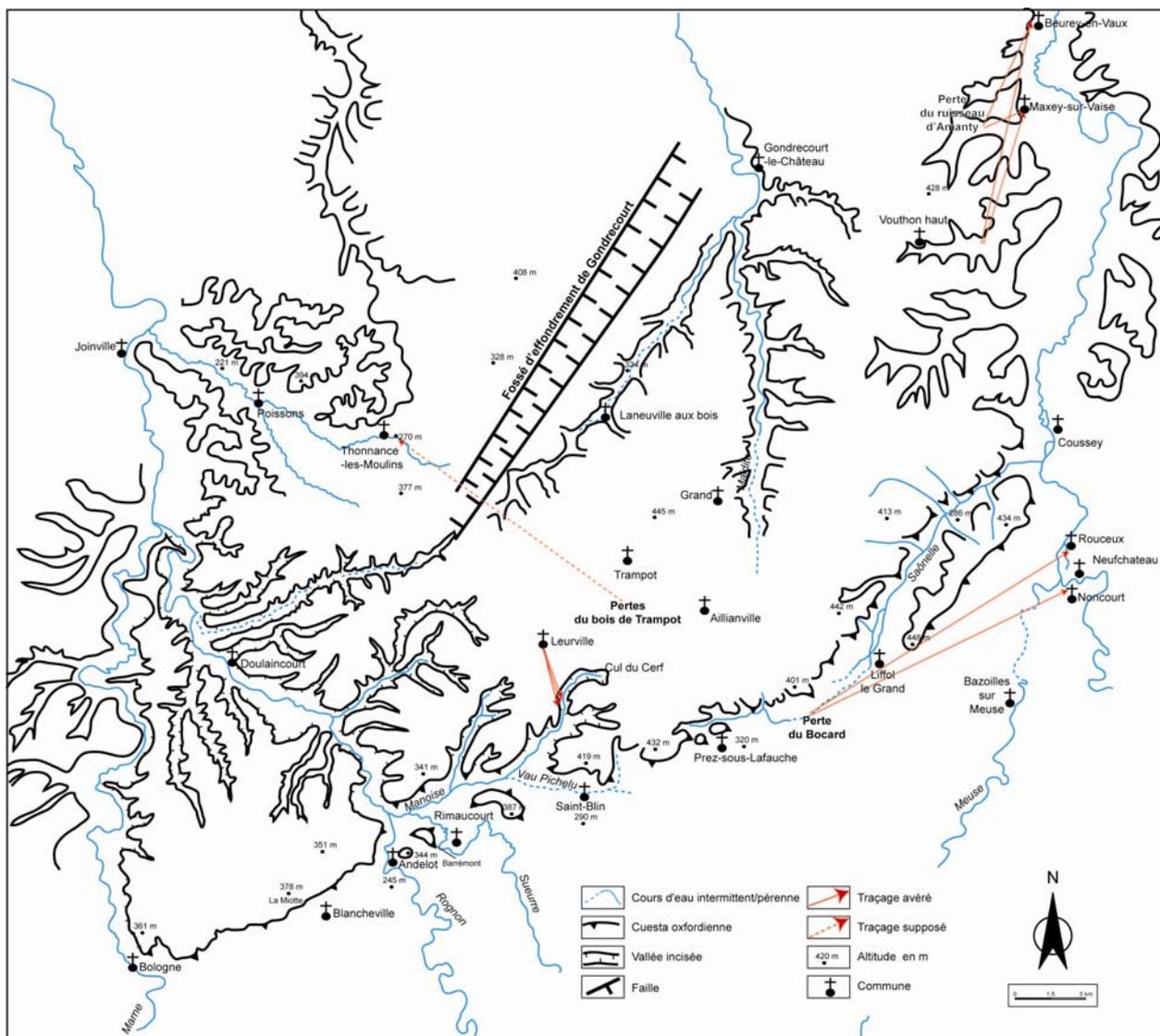


Figure 5-1 : Carte de synthèse bibliographique des traçages réalisés sur le plateau oxfordien

## 5.1.2 Le protocole d'injection

### 5.1.2.1 La campagne de janvier 2008

Afin de réaliser une première vague de traçages, deux injections ont été décidées.

- La période d'injection. Le début de l'année 2008 a été optimal pour la réalisation des premiers traçages. Il y avait des hautes eaux stabilisées, sans précipitations notables sur l'ensemble du secteur à étudier. La fenêtre météorologique du janvier 2008 s'est avérée propice à l'injection des traceurs. De plus, un front pluvieux a permis de « pousser les traceurs » quelques heures après l'injection. Ces conditions sont nécessaires à la bonne réalisation de l'opération. Un niveau d'eau stabilisé permet une meilleure réalisation des courbes de restitution des traceurs.

- Détermination des quantités de traceur. Afin de ne pas dénaturer l'environnement, l'utilisation de trop fortes quantités de traceur n'est pas recommandée. On détermine donc la quantité de produit traçant utilisé en fonction de la distance séparant le point d'injection de l'hypothétique point de restitution et du débit de ce même point au moment de la restitution. La difficulté est qu'ici, les points de restitution supposés sont multiples et distants des points d'injection de 3 à 40 Km. Il faut donc trouver un compromis pour que les produits ne soient pas trop concentrés s'ils sortent au point le plus proche ; mais, ils doivent être encore détectables, s'ils sortent aux points les plus éloignés.

Plusieurs formules existent pour la détermination des quantités à injecter. Parriau et al, (1988) utilise  $M(\text{kg}) = 0,25.Q. L$ . Jaillot et al, (1998) utilise la formule  $M(\text{kg}) = 0,5.Q. L$  ou Q est le débit à la restitution (en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) et L la distance entre les points d'injection et de restitution (en Km). Les gosses sources que nous devons surveiller ont des débits estimés variants de 0,4 à 0,7 $\text{m}^3/\text{s}$ . Elles sont distantes de 3 à 40 Km des points d'injection. Néanmoins, la forte turbidité possible des eaux de la région pourrait masquer la présence des traceurs lors des analyses si ceux-ci sont dosés avec une trop grande parcimonie. L'expérience acquise lors de traçages antérieurs dans la région, nous a fait opter pour un doublement des doses par rapport aux formules précédemment citées, comme le préconise Andra (2001). Ainsi, nous avons préparé 4 kg de fluorescéine et 4,5 kg de sulforhodamine.

#### 5.1.2.1...1 L'injection sur le terrain

La première injection a été faite le vendredi 11 janvier 2008 à 11h20 dans la perte des égouts d'Aillianville avec 4,5 kg de sulforhodamine mélangés à 15 litres de vinaigre blanc. Le débit à l'injection est de 2 à 3 l/s.

La seconde injection a été réalisée dans le bois de Trampot à 12h00. En raison de l'état hydrologique favorable, il a été décidé, sur le terrain, d'injecter dans la perte F1 car c'est celle qui est la plus éloignée de la perte des égouts d'Aillianville. Nous avons injecté 4 kg de fluorescéine mélangée à 15 litres d'alcool et 1 litre d'ammoniaque. Le débit à l'injection est de 2 à 3 l/s.

#### 5.1.2.1...2 Le protocole de surveillance

Cette première série de traçages avait pour objectif de confirmer ou d'infirmer un certain nombre d'hypothèses concernant les directions des écoulements souterrains provenant du secteur de Trampot-Grand-Aillianville. Ce secteur possède le plus grand nombre de formes exokarstiques.

Le jour même des injections, une vingtaine de points de restitution supposés ont été équipés de fluocapteurs (charbons actifs) (Fig. 5.2). Dès le lundi matin, les deux principaux points de restitution (Cul du Cerf et sources du Rongeant) ont été équipés de préleveurs automatiques à 24 flacons. Ces derniers ont été relevés toutes les 48 heures. Le rythme de prélèvement fut variable selon les sites d'échantillonnages et les conditions météorologiques. De même, les fluocapteurs ont été changés régulièrement afin de connaître le plus précisément possible le moment de l'éventuelle sortie des colorants. Au fur et à mesure de la surveillance, un certain nombre de points ont cessé d'être surveillé en raison de l'absence d'écoulement constaté sur ces points.



température en équilibre avec celle de l'atmosphère. Une eau de nappe se caractérise par une température stable (homothermie) proche de la température moyenne annuelle atmosphérique (Schoeller, 1962 ; Petit et Erpicum, 1986-1987).

#### 5.1.2.2 La campagne de mars 2008

En mars 2008 En raison des résultats lors de la campagne de janvier 2008, nous avons réitéré l'opération au bois de Trampot en mars 2008. Après discussion, le choix de l'Andra s'est porté sur un double traçage aux Fontaines n°1 et n°3 afin d'obtenir des données de vitesses de transferts des eaux entre ces deux pertes et le Rongeant lors d'une même période. Pour la réalisation de cette opération, nous avons adressé une lettre personnalisée à chacune des mairies et des brigades de gendarmerie pouvant être concernées par la sortie des traceurs. Un courrier a aussi été envoyé aux D.D.A.S.S. ainsi qu'au président de l'association « la truite du Rongeant ».

##### 5.1.2.2...1 5.1.2.2.1 Le protocole d'injection

Lors de cette opération, nous avons procédé à deux injections (Figure 5.3.) :

1. la Fontaine F3 : injection de 3 kg de fluorescéine le 18 mars 2008 entre 13h53 et 14h05. Le débit à l'injection est d'environ 1 à 2 l/s. La conductivité est de 516  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et la température de 6.7°C.
2. la Fontaine F1 : injection de 3 kg de sulforhodamine le 18 mars 2008 entre 14h42 et 14h49. Le débit à l'injection est d'environ 1 à 2 l/s. La conductivité est de 545  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et la température de 7.3°C.



Figure 5-3 : Photographies des injections à la perte F3 (à gauche) et F1 (à droite)

##### 5.1.2.2...2 5.1.2.2.2 Le protocole de surveillance

Afin de connaître le plus précisément possible les lieux de sortie des traceurs, plusieurs secteurs ont été surveillés (Figure 5.4) :

3. Les sources et ruisseaux du front de la cuesta oxfordienne (Manoise, Reynel)
4. Les affluents de rive droite du Rognon naissant dans l'Oxfordien
5. Les sources du Rongean et ses affluents
6. L'amont de l'Ognon (autour de Laneuville-au-Bois)
7. Les parties amont de la Saulx et de l'Orge

Deux préleveurs automatiques ont été installés le 18 mars 2008 :

1. au niveau du Rongean (à proximité de la station hydrométrique, annexe 4.3)
2. au niveau du pont en aval de Laneuville-au-Bois (Figure 5.6., annexe 4.2)

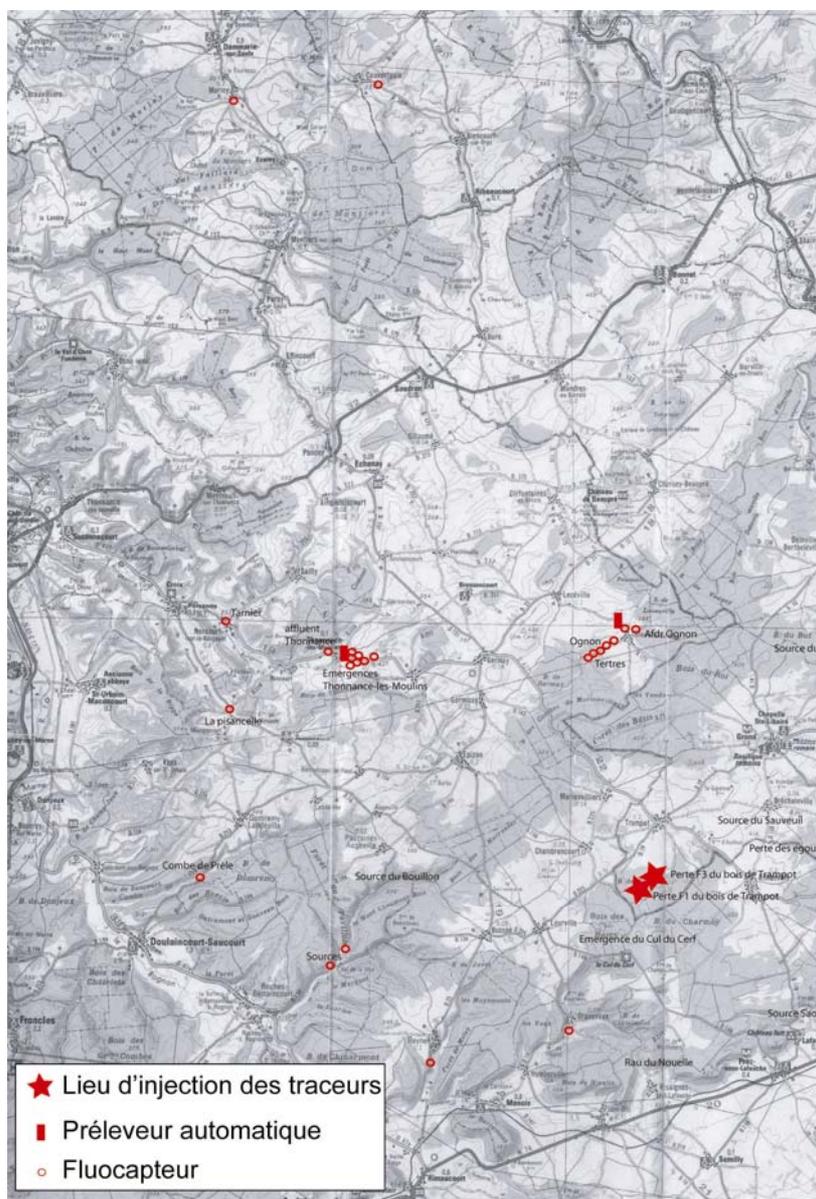


Figure 5-4 : Carte de localisation des préleveurs automatiques et des fluocapteurs lors de l'opération de traçage de mars 2008.



Figure 5-5 : Préleveur automatique posé en aval du pont de Laneuville-au-Bois

L'ensemble des points de surveillances ont été équipés par des fluocapteurs, soit 24 points d'observation (Figure 5.6).



Figure 5-6 : Exemple de pose d'un fluocapteur au sourcin n°2 du Rongeant

Le jour des injections (le 18 mars 2008), nous avons pris des « blancs » (échantillon d'eau) sur l'ensemble des points de surveillance afin de connaître le bruit de fond des cours d'eau et des

sources. Par la suite, les préleveurs ainsi que les fluocapteurs ont été relevés tous les deux jours (le 20/03, 22/03) puis avec un pas de temps plus long (le 25/03, 27/03, 31/03 et 04/04).

Ainsi, au cours de cette opération de traçage, 144 fluocapteurs ont été analysés. De même, nous avons procédé, à l'aide d'un spectrocolorimètre, à l'analyse de 140 flacons pris à la main et 288 flacons prélevés par les préleveurs automatiques. Ces analyses ont été faites pour les deux longueurs d'onde correspondant à la Sulforhodamine et à la Fluorescéine afin de détecter la présence éventuelle de ces deux traceurs.

## 5.2 Les résultats

### 5.2.1 La campagne de janvier 2008

#### 5.2.1.1 Le traçage de la fontaine F1 de Trampot à la fluorescéine

Les conditions hydrogéologiques du traçage ont été parfaites car la situation hydrométrique était stable (hautes eaux stabilisées). Aucune perturbation hydrogéologiques (crues souterraines...) n'a été enregistrée aux stations hydrométriques du Rongéant et de la Manoise.

Le **premier enseignement** à tirer de ce traçage est la réalité de la liaison hydrogéologique entre la perte F1 du bois de Trampot (400 m d'altitude) et les sources du Rongéant (280 m d'altitude). Les fluocapteurs de Thonnance-les-Moulins récupérés le 14 (éprouvette 3) et le 16 janvier (éprouvette 2) sont très nettement positifs (Fig. 5.7 et 5.8).



Figure 5-7 : Photographies du Rongéant coloré par la fluorescéine le dimanche 13 janvier 2008 (à gauche, photo P. Bugnot) et fluocapteurs du Rongéant positifs (à droite, photo O. Lejeune)

Point équipé	Date récupération	Résultat	Commentaire
Source carrefour joux	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
Affluent de la joux (source du Bouillon)	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
La Pisancelle (rivière)	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
Combe de Prêle	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
Source du Routeuil	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
Source amont pont C334	14.01.2008	Négatif	Pas d'eau
	16.01.2008	Négatif	Pas d'eau
Source Saône	14.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
Le Bocard	14.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
Saône pont D71	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
Rau de Vau	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
Manoise station pompage	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
Emergence Cul du Cerf	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
Ognon	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Douteux	Fluorescéine ?
	18.01.2008	Négatif	
	22.01.2008	Négatif	
Tertres	14.01.2008	Négatif	pas d'eau

Point équipé	Date récupération	Résultat	Commentaire
Station pompage Adrf Ognon	14.01.2008	Négatif	
	16.01.2008	Négatif	
Thonnance les moulins	14.01.2008	Positif +++	Fluoreisceine
	16.01.2008	Positif ++	Fluoreisceine
	18.01.2008	?	Fluocapteur volé
	22.01.2008	Négatif	
Maxey sur Vaise	22.01.2008	négatif	

Figure 5-8 : Résultats des analyses des fluocapteurs

La **seconde observation** est la vitesse avec laquelle le traceur a parcouru les 12 Km séparant les points d'injection et de restitution. En effet, c'est le dimanche matin vers 7h00 que les gendarmes ont été prévenus par le garde pêche ainsi que par le président de l'association de pêche « La truite du Rongeant ». Le Rongeant avait pris une couleur verte très prononcée visible à Poissons. Ces personnes ont remonté le cours d'eau jusqu'aux sources pour y constater la sortie du traceur. Compte tenu de la vitesse du courant, estimée à 0,5 m/s, et de la distance qui sépare la source de Poissons (4 Km), le pic de coloration aperçu à 7h00 correspond à une sortie d'eau réalisée vers 5h00. Le début du nuage est donc sorti dans la nuit de samedi à dimanche, soit 36 à 40 h après l'injection. La vitesse du traceur peut être estimée au minimum à 300-333 m/h.

Une telle vitesse est surprenante car, lors du traçage de 1997, le colorant injecté à la fontaine F3 de Trampot, distante seulement de 300m de la F1, avait, mis plus de 6 jours pour faire le même parcours. La vitesse était alors de 83m/h. En 2008, la vitesse, a été 3,5 fois supérieure à celle de 1997. Il est à noter qu'en 1997, les conditions hydrologiques étaient plus difficiles puisque l'opération s'était réalisée lors de fortes crues.

Cette vitesse est exceptionnelle pour l'aquifère oxfordien. En effet, la synthèse des traçages exécutés précédemment dans cette région indique une valeur moyenne de 48 m/h (Fig. 5.9).

N° traçage	Point d'injection	Date et heure	Commune	Coordonnées Lambert	Carte IGN 1/25 000	Traceur	quantité	Mode d'injection	Exécutant(s)	Point de sortie	Date et heure	Commune	Coordonnées Lambert	Carte IGN 1/25 000	Distance (km)	Dénivelée (m)	temps de transit (h)	Vitesse de transit (m/h)
1	Perte du ruisseau d'Amanty	26/08/1973 16h30	Amanty (88)	x : 844,13 ; y : 2397,51 ; z : 285	Domrémy 3216 est	fluorescéine	5 kg	+ 3,5 m3 d'eau	Maubeuge (SRAEL et DDA 55)	Source de la Vaise	8 jours plus tard	Maxey sur Vaise (88)	x : 845,78 ; y : 2398,32 ; z : 270	Domrémy 3216 est	2,25	15	- de 190	?
2	Déviation du ruisseau d'Amanty	06/12/1973 17h00	Amanty (88)	x : 844,11 ; y : 2397,48 ; z : 285	Domrémy 3216 est	fluorescéine	7 kg	/	Maubeuge (SRAEL et DDA 55)	Source de la Vaise	08 et 09/12/1973	Maxey sur Vaise (88)	x : 845,78 ; y : 2398,32 ; z : 270	Domrémy 3216 est	1,25	15	50 à 68	18 à 25
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de Burey en Vaux	?	Burey en Vaux (55)	x : 846,14 ; y : 2404,16 ; z : 252	Domrémy 3216 est	5,25	33	?	?
3	Fond de la vallée du Cauroy	03/06/1975 17h00	Vouthon bas (88)	x : 844,42 ; y : 2392,53 ; z : 305	Domrémy 3216 est	fluorescéine	plusieurs kg	?	?	Source de la Vaise	?	Maxey sur Vaise (88)	x : 845,78 ; y : 2398,32 ; z : 270	Domrémy 3216 est	6	35	?	?
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de Burey en Vaux	du 04/06/1975 à 13h00 jusqu'au 06/06/1975 à 13h00	Burey en Vaux (55)	x : 846,14 ; y : 2404,16 ; z : 252	Domrémy 3216 est	9,75	53	20 à 68	65 à 275
4	Perte du bocard	25/06/1976 10h30	Liffol le Grand (88)	? , z : 318	Saint Blin 3217 ouest	fluorescéine	4 kg	5 l/s pendant 40 mn	SRAEL	Source Saint Léger	18/07/1976	Rouceux Rebeval (88)	x : 847,92 ; y : 2378,42 ; z : 280	Neufchâteau au 3217 est	12	38	552	21,7
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de la SNCF	18/07/1976	Rouceux Rebeval (88)		Neufchâteau au 3217 est	12	38	552	21,7
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de l'Abreuvoir	16/07/1976	Rouceux Rebeval (88)		Neufchâteau au 3217 est	12,3	37	504	24,4
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source du ruisseau de l'abreuvoir	18/07/1976	Rouceux Rebeval (88)		Neufchâteau au 3217 est	12,45	38	504	24,7
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de la Laiterie	15/07/1976	Noncourt (88)		Neufchâteau au 3217 est	11,5	36	480	24
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de Noncourt	15/07/1976	Noncourt (88)		Neufchâteau au 3217 est	11,5	36	480	24
5	Fontaine n°3	21/03/1997	Trampot	x : 828,6 ; y : 2376,06 ; z : 395	Saint Blin 3217 ouest	fluorescéine	3 kg	/	GEOKARST	Emergences de Thonnance les Moulins	28/03/1997	Thonnance les Moulins (52)	x : ? ; y : ? ; z : 290		11,5	105	168 ?	83
6	Perte des égouts d'Aillainville	21/03/1997	Aillainville	x : 832,47 ; y : 2376,56 ; z : 403	Saint Blin 3217 ouest	Dichromate de sodium	20 kg	/	GEOKARST	?								
7	Réseau Hades	21/03/1997	Trampot	?	Saint Blin 3217 ouest	Rhodamine B	4 kg	/	GEOKARST	?								

N° traçage	Point d'injection	Date et heure	Commune	Coordonnées Lambert	Carte IGN 1/25 000	Traceur	quantité	Mode d'injection	Exécutant(s)	Point de sortie	Date et heure	Commune	Coordonnées Lambert	Carte IGN 1/25 000	Distance (km)	Dénivelée (m)	temps de transit (h)	Vitesse de transit (m/h)
8	Fontaine n°1	03/02/1995	Trapot	x : 828,61 ; y : 2376,04 ; z : 393	Saint Blin 3217 ouest	Rhodamine B	?	/	GEOKARST	?					11			
9	Perte des égouts d'Aillainville	03/02/1995	Aillainville	x : 832,47 ; y : 2376,56 ; z : 403	Saint Blin 3217 ouest	fluorescéine	?	/	GEOKARST	?								
10	Perte des égouts de Leurville	19/11/1979	Leurville		Andelot 3117 est	fluorescéine	3 kg	Alout de 10m3 d'eau	SRAE Champagne-Ardenne	Source de la Manoise	23/11/1979	Orquevaux		Saint Blin 3217 Ouest	1,9		92	22
11	Perte des égouts de Leurville	19/11/1979	Leurville		Andelot 3117 est	fluorescéine	2 kg	Alout de 10m3 d'eau	SRAE Champagne-Ardenne	Captage de la Manoise	23/11/1979	Orquevaux		Saint Blin 3217 Ouest	1,9		92	22
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source de Lassalle	23/11/1979	Orquevaux		Saint Blin 3217 Ouest	2		47	43
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	Source basse de la Manoise	23/11/1979	Orquevaux		Saint Blin 3217 Ouest	2		92	22

Figure 5-9 : récapitulatif des traçages du plateau oxfordien selon la bibliographie

La **troisième observation** est la forme de la courbe de restitution (Fig. 5.10). Bien que nous n'ayons pas le début du nuage de colorant, les données acquises montrent clairement que la fluorescéine est passée sous la forme d'un nuage très concentré puisqu'on estime que l'ensemble du traceur est passé en moins de 72 h. Les appareils ont enregistré, en fin de passage, deux petits pics secondaires qui peuvent être liés soit à une micro crue dans le réseau, soit à une restitution différée du traceur en raison de la morphologie du réseau souterrain. La forme de la courbe de restitution témoigne d'écoulements rapides et concentrés sans effet tampon.

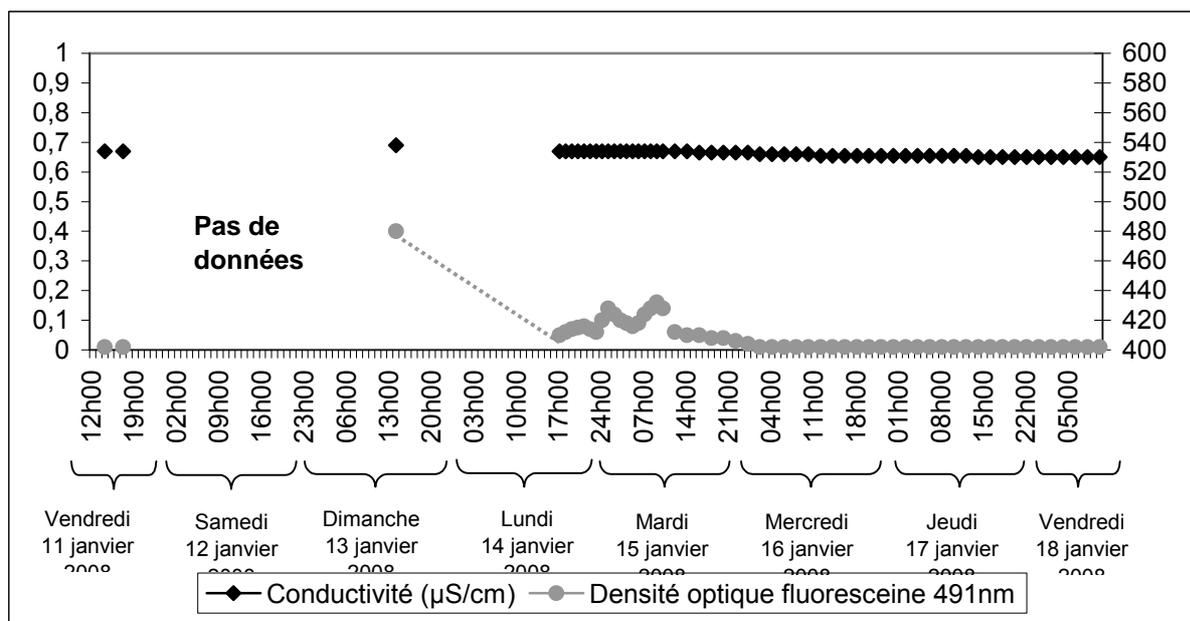


Figure 5-10 : Courbe de restitution de la fluorescéine à la station de mesure du Rongéant

La **quatrième observation** fait apparaître que les écoulements ont traversé le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château. Cela confirme le témoignage des pêcheurs qui, en 1997, avaient déclaré avoir vu des eaux colorées dans la source du Rongéant. Ce témoignage avait été considéré avec circonspection car il allait à l'encontre des travaux de Clermonté (1966) qui considérait le fossé tectonique comme un obstacle infranchissable pour les eaux souterraines. Il est maintenant établi, avec cette opération de traçage du 11 janvier 2008, que les écoulements karstiques traversent perpendiculairement le fossé tectonique.

Par ailleurs, le fluocapteur installé sur la rivière Ognon à Laneuville-au-Bois a donné un résultat très douteux lors de cette campagne d'analyses. Ce fluocapteur avait été posé à la sortie du village, sur l'Ognon, alors que des terres émissifs fonctionnent dans cette vallée sur environ 1 Km en amont du point de mesure (Fig. 5.11). Cette partie de la vallée est installée à l'est du fossé tectonique, dans le prolongement du vallon sec où a été injecté le traceur.



Figure 5-11 : Photographies d'un des tertres de Laneuville-au-Bois sur l'Ognon amont (photos O. Lejeune, 22/01/2008)

#### 5.2.1.2 Le traçage de la perte des égouts d'Aillianville à la sulforhodamine

Les conditions d'injection sont les mêmes que pour le traçage précédent. Le traceur à été injecté dans la perte des égouts d'Aillianville, située dans l'Argovo-Rauracien, à la limite avec le Séquanien inférieur.

La proximité du Cul du Cerf et des émergences situées sur les affluents de rive gauche de la Saône pouvaient faire penser que le traceur pouvait ressortir à ces points de surveillance. L'ensemble des prélèvements d'eaux manuels, des fluocapteurs ainsi que les prélèvements d'eau réalisés de manière automatique au Cul du Cerf (Figure 5.12) et sur le Rongeant (Figure 5.13) se sont révélés totalement négatifs pour la sulforhodamine.

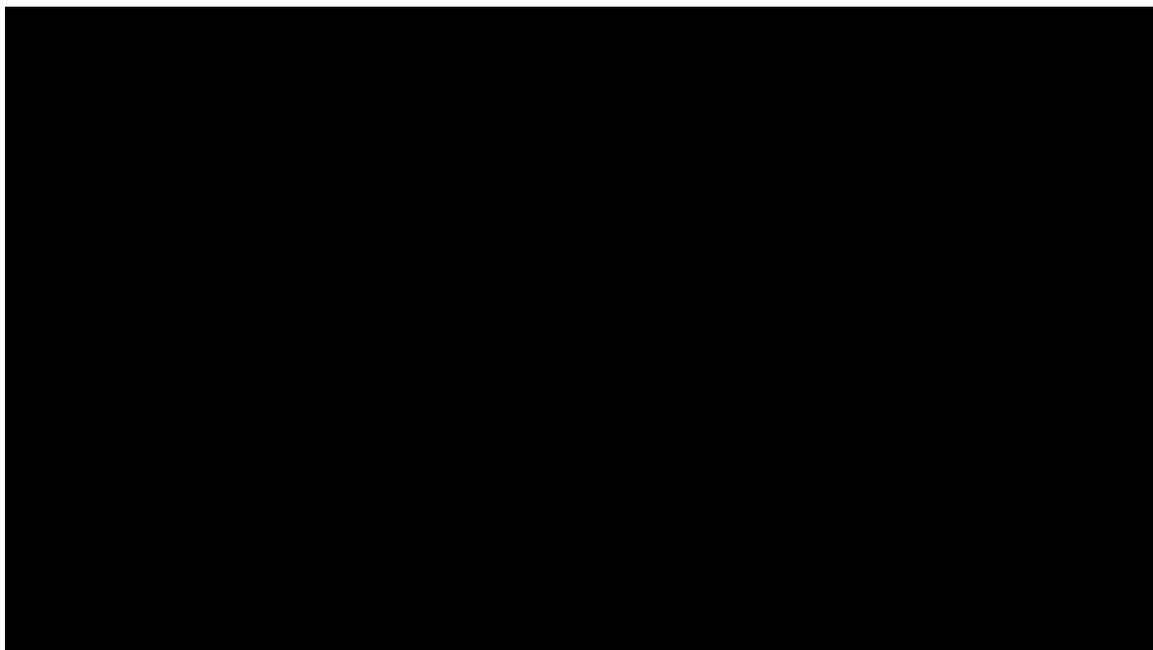


Figure 5-12 : Enregistrement de la densité optique correspondant à la sulforhodamine du préleveur automatique disposé au Cul du Cerf

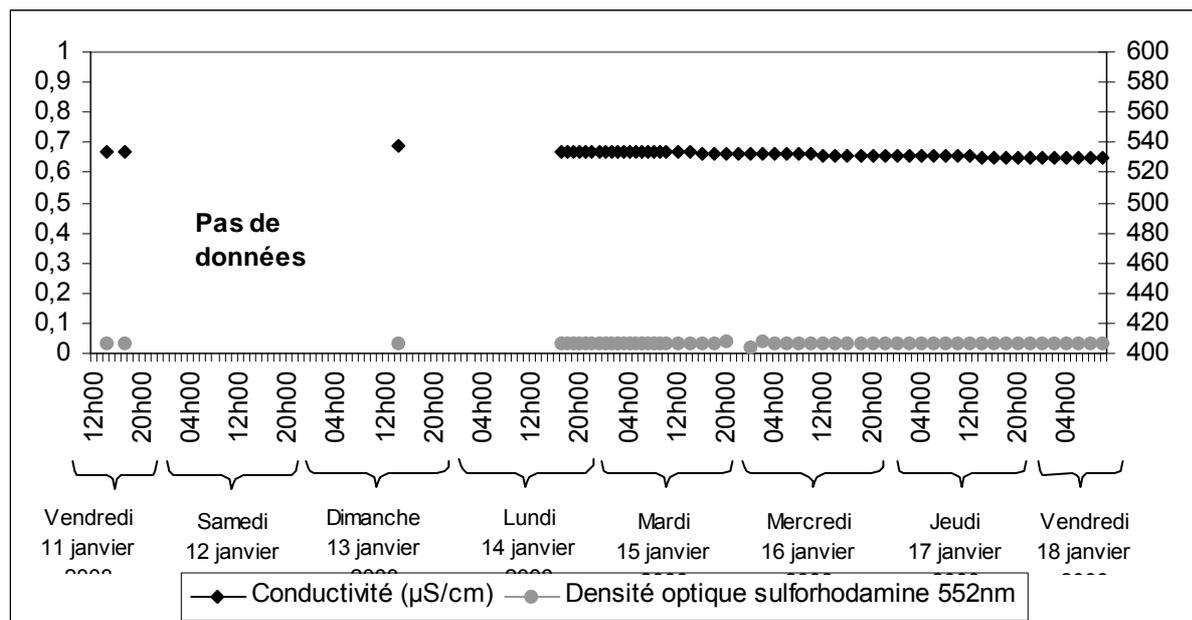


Figure 5-13 : Enregistrement de la densité optique correspondant à la sulforhodamine du préleveur automatique disposé sur le Rongeant

Force est de constater que cette opération de traçage s'est révélée négative comme les précédentes. En effet, les opérations du 03/02/1995 et du 21/03/1997 ont été réalisées dans des conditions hydrodynamiques contrastées, avec des traceurs différents (fluorescéine, et dichromate de sodium et avec des doses importantes de traceurs. Le protocole de surveillance ayant été, à chaque fois, de plus en plus étendu afin de surveiller le plus d'émergences possibles, il nous semble fort improbable que les traceurs soient sortis sans être détectés par les appareils de mesure et/ou observés par des riverains. L'hypothèse la plus probable semble donc être, en l'état des connaissances, que les modalités d'infiltration sont bien de type karstique mais le traceur va ensuite rejoindre directement une nappe qui le dilue fortement, le rendant ainsi indétectable visuellement et par les appareils de mesure.

### 5.2.1.3 Conclusion de cette première campagne de traçages

Les premiers résultats des traçages apportent plusieurs enseignements importants. En premier lieu, une liaison karstique est établie, d'une manière certaine, entre les pertes du bois de Trampot et la fenêtre hydrogéologique du Rongeant.

Le second enseignement est la vitesse extrêmement rapide du transfert dans cette partie de l'Oxfordien (300-350 m/h) alors que la moyenne était alors inférieure à 50 m/h avec une majorité de traçages en dessous de 25 m/h. Il semble que le rôle de la fracturation soit majeur en ce qui concerne l'orientation de cette circulation rapide de type karstique. Le réseau de failles d'orientation N°140 ainsi que le fossé de Gondrecourt-le-Château semblent être déterminants, en plus des facteurs de karstification classiques (gradient hydraulique, pendage.).

## 5.2.2 La campagne de mars 2008

### 5.2.2.1 Les résultats des mesures sur le Rongeant

#### 5.2.2.1...1 Analyse des échantillons d'eau

Les analyses réalisées au spectrophotomètre sur l'ensemble des échantillons d'eau récupérés lors de cette opération ont permis de confirmer la liaison hydrogéologique entre la perte F1 du bois de Trampot et les sources du Rongeant (Figure 5.14). Le traceur est cependant sorti en non visible.

Les analyses ont révélé un pic de colorant (sulforhodamine) 55 h après l'injection (soit vers 22h00, le 20 mars 2008). Ceci nous donne une vitesse maximale du traceur de 210 m/h (11500 m parcouru en 55 h). Le temps modal, c'est à dire le temps séparant l'injection du maximum d'arrivée du traceur peut être estimé à 60 h. La vitesse modale est donc de 192 m/h.

Le calcul de ces paramètres nous a permis de calculer le rapport  $V_{max}/V_{mod}$  qui permet d'estimer la nature des conduits parcourus par le traceur. D'après Audra (2001), ce rapport caractérise la vitesse de la montée des concentrations. Cette montée est d'autant plus rapide que le temps entre le début et le maximum de la restitution est bref. Un rapport faible (entre 1 et 2) correspond à des chenaux karstiques bien hiérarchisés, un rapport entre 2 et 6 correspond à de la fissure noyée et enfin un rapport supérieur à 6 correspond à un aquifère non karstique. Dans le cas présent, le rapport est de 1,1. Nous pouvons donc en conclure que nous sommes en présence d'un réseau karstique.

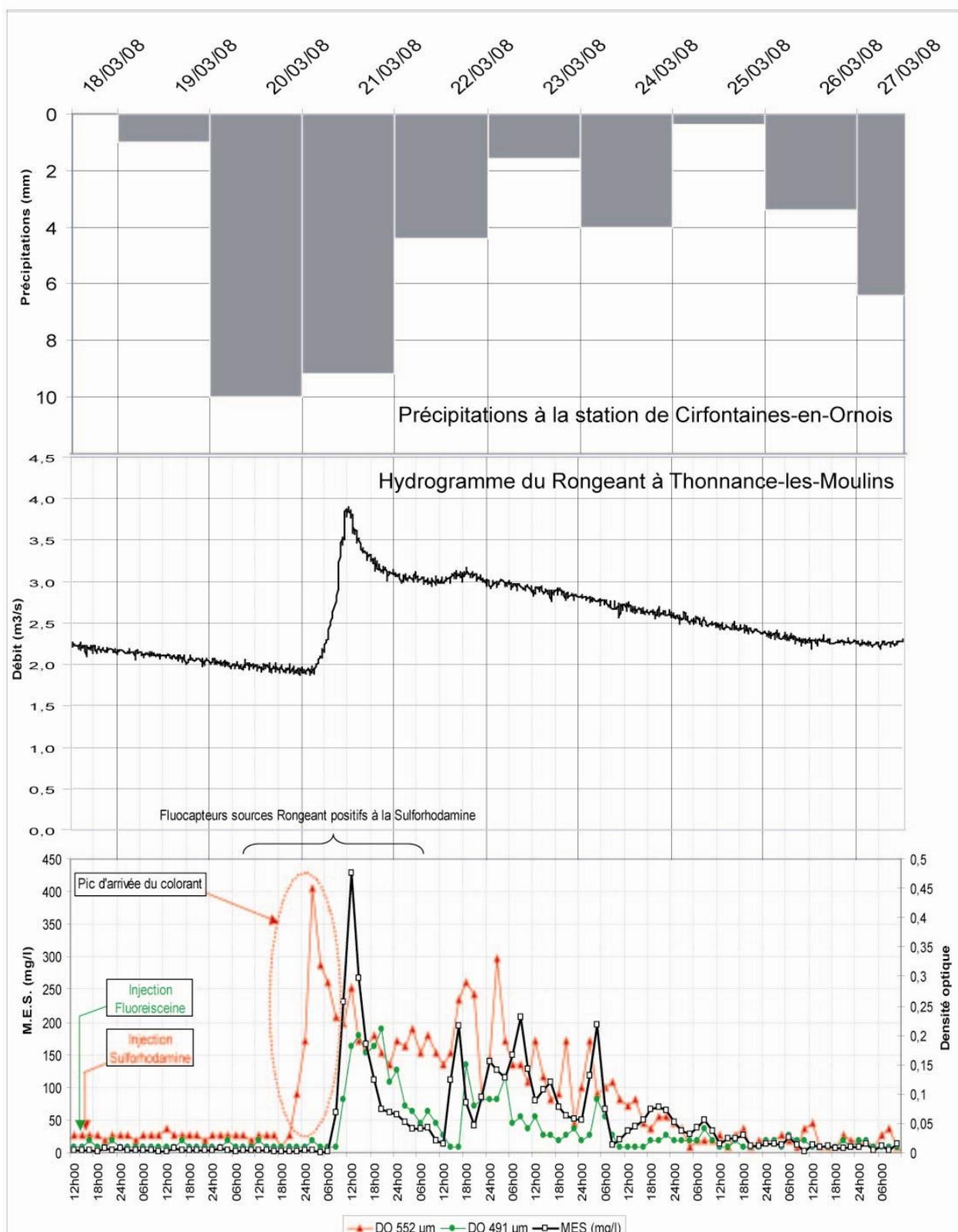


Figure 5-14 : Evolution de la densité optique (en 552 $\mu$ m et 491  $\mu$ m) par rapport à la quantité de MES aux sources du Rongean entre le 20 et le 26mars 2008.

Cette opération s'est déroulée juste avant l'arrivée d'un front dépressionnaire venu de l'ouest qui a amené de fortes précipitations dans la nuit du 20 au 21 mars. Les fortes précipitations ont induit l'arrivée de plusieurs crues (figures 5.15). Ceci a eu pour conséquence de générer une forte turbidité à la source du Rongeant et de rendre les mesures de densité optique plus difficile à partir du 21 en début de matinée (Fig. 5.16). Cette turbidité provoque une élévation de la densité optique. Il est alors difficile de faire la différence entre la densité optique due aux matières en suspension et celle due à la présence d'un traceur, même s'il a été possible de constater (Fig. 5.14) un léger décalage entre les pics de densité optique (en rouge et vert) et les pics de M.E.S. (en noir) entre le 20 mars, 18 heures et le 21 mars 6h00.

Ceci a eu pour conséquences :

- La fluorescéine injectée dans la perte F3 n'a pas pu être détectée avec certitude. Un doute persiste.
- La courbe de restitution de la sulforhodamine ne peut pas être établie avec précision.

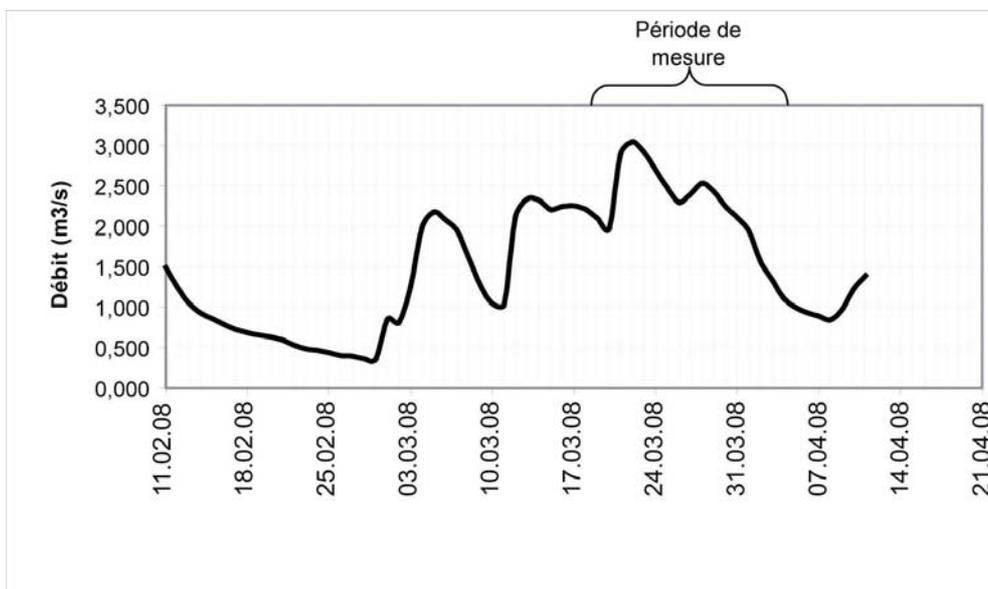


Figure 5-15 : Evolution des débits du Rongeant à la station hydrométrique de Thonnance-les-Moulins durant l'opération de traçage

#### 5.2.2.1...2 L'analyse des fluocapteurs

L'analyse des fluocapteurs a permis de confirmer la présence de la sulforhodamine dans les eaux de la source du Rongeant. Les analyses des fluocapteurs récupérés le 22 mars 2008 étaient très nettement positives sur les 5 principaux griffons du Rongeant et pour ceux prélevés plus en aval près du préleveur automatique. Les autres analyses réalisées sur les autres fluocapteurs récupérés à d'autres dates et positionnées sur les autres points de mesures se sont toutes révélées négatives.

### 5.2.2.2 Les résultats des mesures sur le site de Laneuville-au-Bois

Le site de Laneuville-aux-Bois a été soumis à un examen attentif lors de cette campagne de traçages en raison de l'écho légèrement positif qu'avait enregistré un fluocapteur lors des traçages réalisés en janvier 2008. C'est pour cette raison qu'un préleveur automatique ainsi qu'une batterie de fluocapteurs ont été disposés sur ce site (Annexe 4.2).

Les analyses effectuées sur les prélèvements d'eau n'ont pas révélé le passage des colorants injectés dans les pertes F1 et F3 du bois de Trampot. La figure 5.16 nous montre l'évolution temporelle des densités optiques correspondant à la longueur d'onde de la fluorescéine et de la sulforhodamine au site de Laneuville-au-Bois. On note un bruit de fond du milieu assez régulier mais qui est perturbé, d'une manière concomitante, pour les deux longueurs d'onde. Cette fluctuation semble correspondre au passage d'un front dépressionnaire ayant amené des précipitations importantes qui ont engendré des crues sur le secteur d'étude.

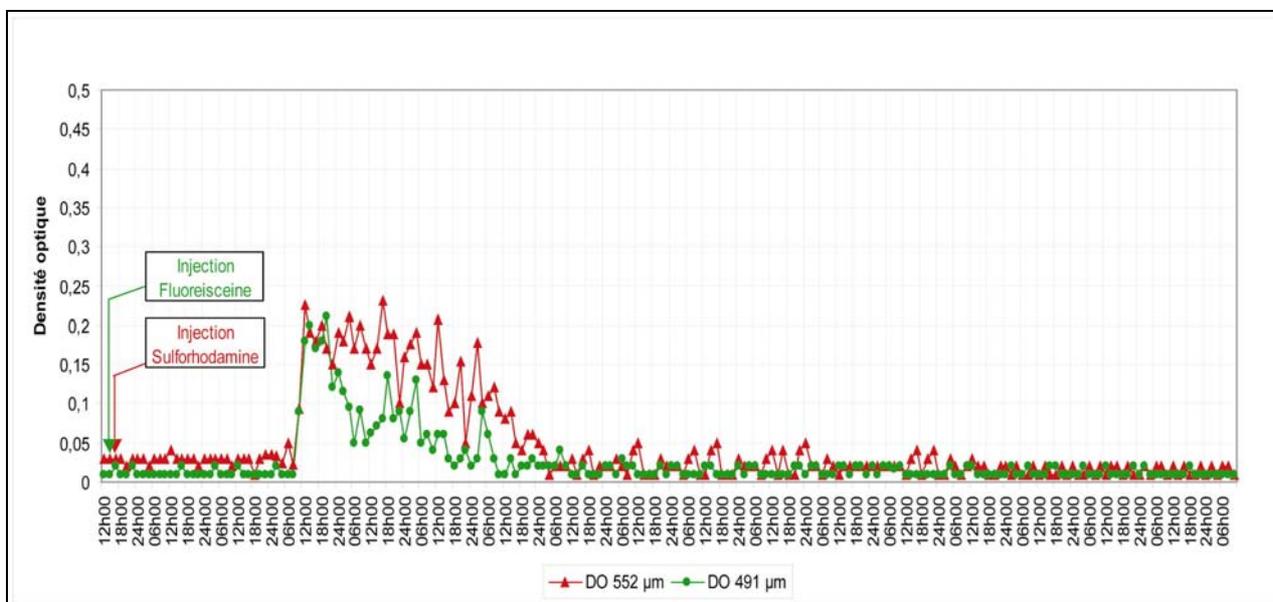


Figure 5-16 : Courbes des densités optiques enregistrées sur le site de Laneuville-au-Bois entre le 18 mars et le 14 avril 2008

## 5.3 Discussion

### 5.3.1 La démonstration des écoulements souterrains entre le Bois de Trampot et la source du Rongeat

Ces opérations de traçage mettent fin à des années d'incertitude. Les trois injections de colorants réalisées dans les fontaines F1 et F3 du Bois de Trampot à 400 m d'altitude, sont toutes ressorties dans la source du Rongeat à 280 m d'altitude.

Bien qu'il n'ait pas toujours été possible d'établir une courbe de restitution complète du traceur, on dispose désormais de trois observations fiables qui fournissent des indications sérieuses sur la présence d'une circulation karstique importante qui draine une grande partie des eaux entre le Bois de Trampot et la source du Rongeat. On a observé.

- Une coloration verte très soutenue du Rongeat lors de la restitution de janvier 2008 ;
- Une réaction extrêmement positive des fluocapteurs, en mars 2008 ;
- Une rapidité de transit des traceurs ;

La figure 5.17 représente, de façon schématique, ce transfert d'eau qui se fait au travers des calcaires de l'Oxfordien. En suivant logiquement le sens du pendage des couches, la circulation karstique traverse le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château et, au profit d'une faille, resurgit au niveau d'une fenêtre hydrogéologique à la source du Rongeat (Fig. 5.18). Ainsi et comme l'avait déjà souligné Jaillet (2000), le fossé tectonique met en relation deux aquifères puisque le traceur injecté dans le Séquanien inférieur ressort dans le Séquanien supérieur sur le Rongeat

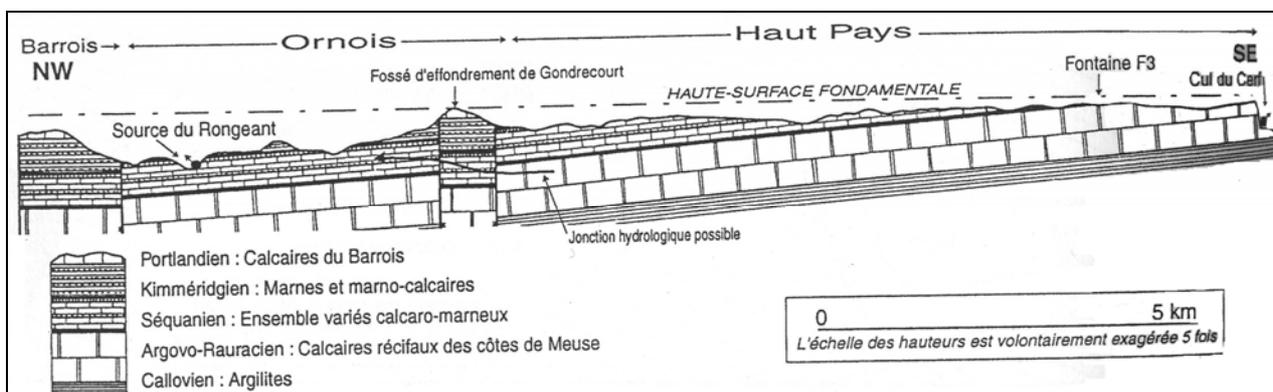


Figure 5-17 : Coupe géologique du plateau oxfordien et trajet du traceur (d'après Jaillet, 2000)

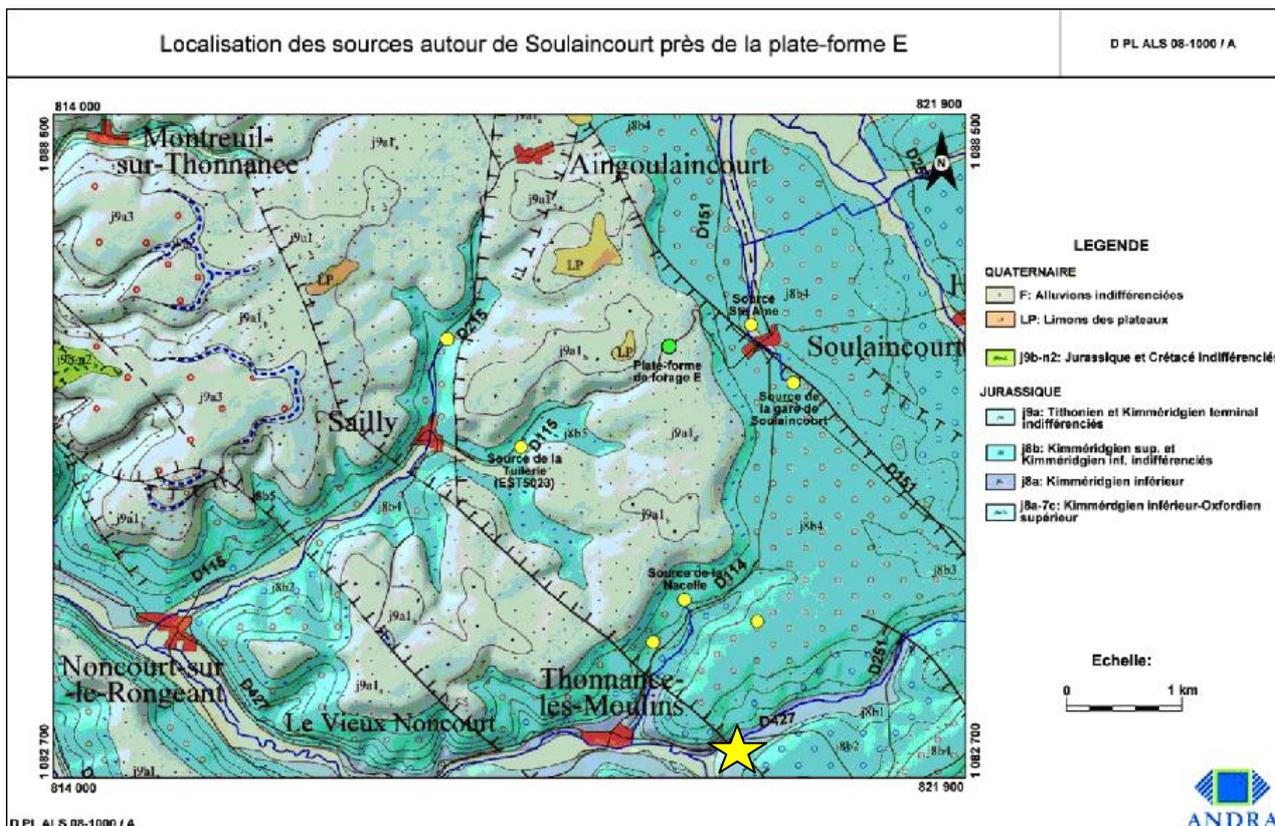


Figure 5-18 : Carte géologique avec la localisation des sources et des accidents tectoniques

Par ailleurs l'hypothèse d'une circulation karstique qui se ferait vers la partie amont de la vallée de l'Ognon a dû être abandonnée. Tous les fluocapteurs installés aux environs du village de Laneuville-au-Bois ont donné des résultats négatifs. (Annexe 5.3.)

Plusieurs mesures de conductivités et de températures ont été réalisées sur l'eau des terres émissifs et de l'Ognon en amont et en aval de cette zone sourceuse (Figure 5.19). Les résultats montrent que les mesures faites sur les terres présentent une légère augmentation de la conductivité d'amont en aval (de 502 à 523  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une homothermie (9,7°C) des eaux.

Ceci peut être interprété comme le résultant d'un temps de résidence plus long des eaux d'une même nappe avant qu'elles ne ressortent plus en aval. Les eaux, ayant transité plus longtemps dans la masse calcaire, sont plus chargées en minéraux car elles sont ici en limite de nappe captive sous la formation séquano-kimméridgienne. En amont, l'écoulement de la nappe est libre, donc potentiellement assez rapide. Cependant, plus on se dirige vers l'aval de la zone de terres, plus la nappe devient captive sous la formation séquano-kimméridgienne. L'eau circule donc plus lentement et se charge en minéraux. et la conductivité augmente. Cependant, le traçage montre que ces eaux ont une origine locale

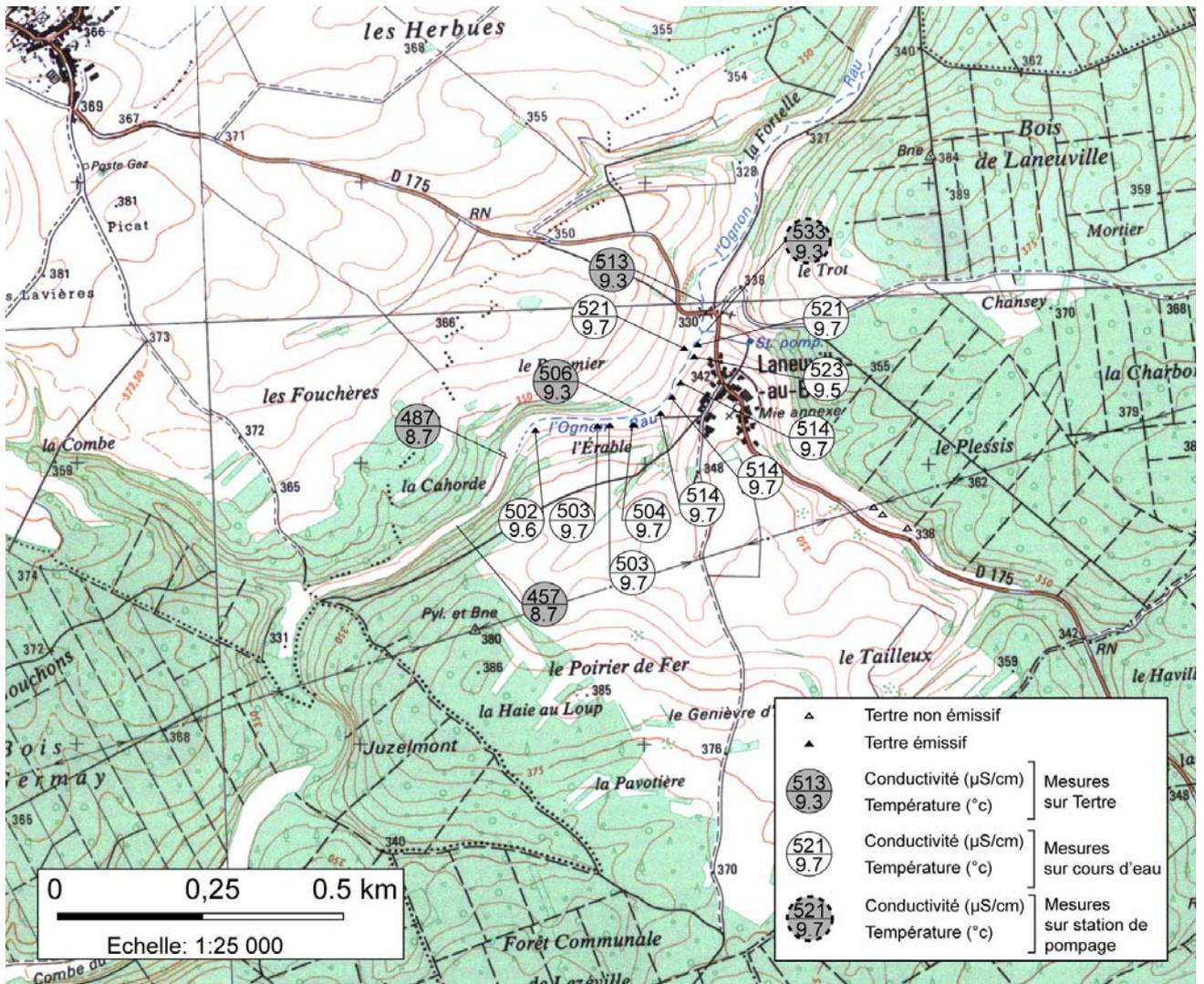


Figure 5-19 : Cartographie des conductivités et des températures sur l'Ognon amont

### 5.3.2 Les vitesses de transfert

Lors de ces deux opérations de traçage, on a constaté une vitesse de transfert très rapide. En janvier 2008 cette vitesse a été de 300 à 333 m/h et en mars 2008 de 210 m/h entre la fontaine F1 et le Rongeant. Il s'agit là, des vitesses les plus rapides enregistrées, à ce jour, sur cette partie oxfordienne de l'interfluve Marne-Meuse. L'étude de la bibliographie donnait jusqu'alors des vitesses moindres. Elles étaient inférieures à 40 m/h (Devos, 1996; Devos et Jaillet, 1996; Jaillet, 2000; Lejeune, 2005; Leroux et Salado, 1980). Seul, le traçage réalisé par l'association GEOKARST à la perte F3 du bois de Trampot avait donné des résultats comparables. La vitesse observée a été de 183 m/h.

Cette importante variabilité des vitesses de propagation des traceurs entre les pertes du Bois de Trampot et la source du Rongeant pose une interrogation. Comment expliquer de telles différences ? Ceci est sans doute lié à l'état hydrologique lors des traçages et au type de drains de ce karst.

Lors de l'opération du 11 janvier 2008, le débit enregistré sur le Rongeant était de 1,565 m<sup>3</sup>/s. Il s'agissait d'une phase de tarissement qui s'est prolongée pendant une semaine. Les drains karstiques fonctionnaient alors en régime dénoyé. La vitesse de circulation des eaux était importante en raison des faibles forces de frottement exercées sur les parois des conduits.

A l'inverse, lors du second traçage, le 18 mars 2008, la station du Rongeant enregistre un débit de 2,208 m<sup>3</sup>/s (soit 30 % d'eau en plus). Ce débit a été enregistré lors d'une période de tarissement qui est très vite interrompue par une première crue le 21 mars avec un pic à 3,9 m<sup>3</sup>/s à 12h00. Dans cette situation, les drains étaient engorgés, toutes les fissures internes à la roche étaient saturées. L'eau était ralentie. Sa vitesse de propagation, et donc, celle du traceur était plus lente.

Les diverses investigations souterraines n'ont permis de connaître que le réseau Hadès, seul karst pénétrable de ce plateau connu à ce jour. Il montre que la mise en place des galeries s'est fait sur joint stratigraphique, en utilisant les 2 directions de fractures qui le recoupent (cf. § 4.2).

De façon complémentaire, les observations faites sur les forages profonds réalisés plus au nord dans les calcaires de l'Oxfordien sus couverture (Lebon, 2003, de La Vaissière, 2008) ont permis de montrer la présence de plusieurs niveaux productifs au sein de la formation oxfordienne. Les niveaux à forte productivité en eau et importante transmissivité se localisent sur des fractures. Un examen par caméra (Lebon, 2003) a permis d'observer l'existence de dissolution au niveau de diaclases productives (cf. § 7). C'est donc dans un réseau fissural que d'une manière générale, les eaux circulent de façon préférentielle et que s'installent les karsts dans les calcaires oxfordiens.

Les différences de vitesse observées entre les diverses opérations de traçage peuvent donc s'expliquer par la conjonction du régime hydrologique et par le type de drainage qui est de type fissural. Il apparaît donc que la circulation de l'eau dans le karst de ce plateau oxfordien se fait essentiellement dans des niveaux préférentiels des calcaires oxfordiens, conformément au pendage et dans un réseau de type fissural.

Les interprétations sur la mise en place de ce karst sont précisées en conclusion de l'étude, chapitre 7.

### 5.3.3 Les incertitudes restent sur le transfert au départ d'Aillianville

Toutes les opérations de traçage effectuées à partir de la perte des égouts d'Aillianville se sont soldées par des « échecs ». Les traceurs n'ont jamais été détectés.

Cette information est en soi une donnée à prendre en compte pour estimer la configuration possible du karst sur cette partie du massif calcaire (cf. Chapitre 7)

La perte d'Aillianville se situe à l'amont d'un long vallon sec passant par les villages de Trampot et Morionvillers avant de confluer avec l'amont de l'Ognon. Cette partie de la vallée de l'Ognon est inscrite dans les formations oxfordiennes mais sous couverture séquano-kimméridgien.

En l'absence de sortie du traceur vers le sud, c'est-à-dire dans les vallons anaclinaux découpant le front de la cuesta oxfordienne, l'hypothèse la plus probable semble être que les traceurs injectés à Aillianville aient suivi le cours de ce vallon. Cependant, la nappe devenant rapidement semi-captive puis captive, les écoulements se font en régime noyé dans les calcaires oxfordiens, dans un grand volume d'eau. Le traceur devient alors indétectable.

## Références

**Audra P.** (2001) - *Mesures de débit et traçages – manuel à l'usage des spéléologues*, Université de Nice, 44p.

**Bergerat F., Elionn P., Frizon de Lamotte D., Proudhon B., Combe P., André G., Wileveau Y., Laurent-Charvet S., Kourdian R., Lerouge G., Ott d'Estevou P.** (2007) - 3D multiscale structural analysis of eastern Paris basin : the Andra contribution, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n°178, pp.15-36.

**Clermonté J.** (1966) - *Etude géologique et hydrogéologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse)*, DES, Nancy, 98p.

**De La Vaissière** (2008) : *Campagne de reconnaissance de la zone de transposition (FZT) - Charges hydrauliques dans les encaissants – Note technique - Laboratoire de recherche souterrain de Meuse/Haute-Marne*, rapport Andra n° D.NT.ALS.08.1258, 25 pages.

**Devos A.** (1996) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*, Thèse de doctorat de l'Université de Metz, Ed. Septentrion, Lille, 443 p.

**Devos A., Jaillet S.** (1996) - Synthèse bibliographique des traçages dans le Barrois et son pourtour immédiat, *Echo des Cavernes Meusiennes*, n°4, pp. 10-32.

**Jaillet S., Hobléa F., Duhammel M.** (1998) - *1<sup>er</sup> stage national « équipier scientifique », grotte du Château de la Roche, Doubs, 18-25 juillet 1998*, pp. 6-12, Commission scientifique, Fédération française de spéléologie, Paris

**Jaillet S.** (2000) - *Un karst de bas plateau : le Barrois, structure –fonctionnement – Evolution*, Thèse de géographie de l'Université de Bordeaux 3, 513 p.

**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 Reims Champagne-Ardenne, 590 p.

**Lejeune O., Devos A.** (2004) - Apports des méthodes hydrologiques dans la compréhension des écoulements en pays calcaire : l'exemple des bas plateaux jurassiques du haut bassin de la Marne (France), *Karstologia*, n°44, pp. 15-24.

**Lebon P.** (2003) - *Programme « forages scientifiques profonds », Données disponibles au 1<sup>er</sup> juillet 2003 pour la modélisation géologique et hydrogéologique*, rapport Andra n° D NT ADSD 03-050, 14 pages.

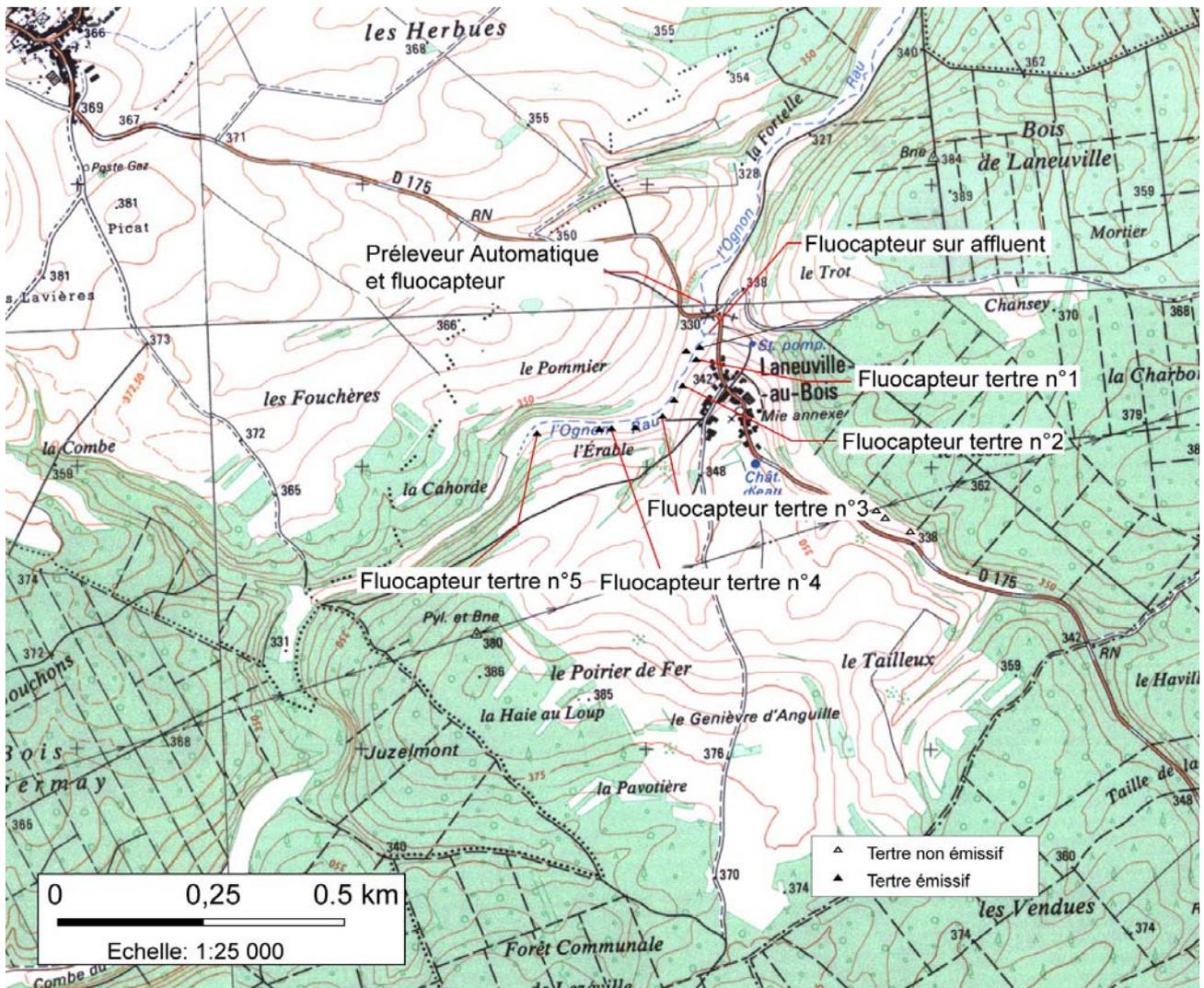
**Le Roux J., Salado J.** (1980) - *Fonctionnement des aquifères calcaires lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques*, SRAEL, SRAEL-ES-1980-141, 177p.

**Petit F., Erpicum M.** (1986-1987) - Variations de la température des eaux de sources et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation, *Bull. Soc. Géog. Liège*, n°22-23, pp. 161-172.

**Schoeller H.** (1962) – *Les eaux souterraines*, Masson, 642p.

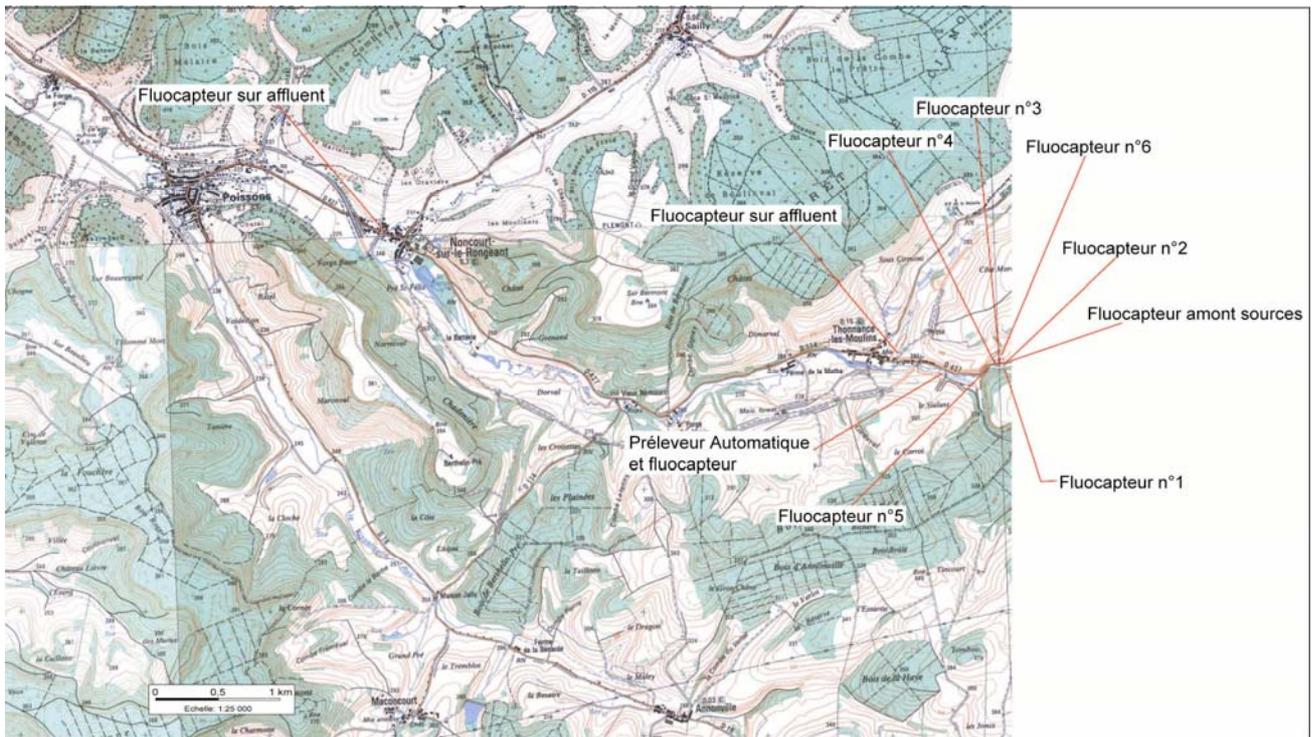
## Annexe 5.1 :

Localisation précise des points de mesures sur le site de Laneuville-au-Bois



Annexe 5.2 :

Localisation précise des points de mesures dans la vallée du Rongean



**Annexe 5.3 :**

**Résultats des analyses des fluocapteurs durant la campagne de traçages de mars 2008**

Site de mesure	Date	Fluocapteur
Manoise orquevaux	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Reynel	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins pont	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif ++
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins S1	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif ++
	25.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins S2	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif +
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins S3	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif ++
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif

Site de mesure	Date	Fluocapteur
Thonnance les moulins S4	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif ++
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins S5	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Positif ++
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Thonnance les moulins S6 au dessus route	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Chenal amont pont	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
affluent rongeant Tarnier	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
affluent rongeant thonnance	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Laneuville aux bois pont	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif

Site de mesure	Date	Fluocapteur
Laneuville aux bois tertre 1	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Laneuville aux bois tertre 3	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Laneuville aux bois tertre 5	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Laneuville aux bois tertre 8	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Laneuville aux bois tertre 9	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif

Site de mesure	Date	Fluocapteur
Pissancelle	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Combe de prêle	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Source Bouillon	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Sources latérales	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Saulx	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif
Orge aval	18.03.2008	Négatif
	20.03.2008	Négatif
	22.03.2008	Négatif
	25.03.2008	Négatif
	27.03.2008	Négatif
	31.03.2008	Négatif
	04.04.2008	Négatif

**Nota :** Les fluocapteurs indiqués comme positifs, sont suivis d'un ou plusieurs signes + en fonction du dégagement de colorants provoqué lors de l'analyse. 3 + signifient une très forte réaction, 1 + signifie une réaction faible.

## 6. Campagnes de mesures de débits et de mesures physico-chimiques réalisées en basses eaux

-----

Les opérations de traçage, n'ont pas permis de connaître la totalité des écoulements souterrains des eaux. C'est ainsi que les injections faites dans la perte des égouts d'Aillianville sont restées sans résultats. Les campagnes de mesures de débits et de mesures physico-chimiques en basses sont donc nécessaires. Elles permettent de démontrer qu'en période de basses eaux, alors que les ruissellements de surfaces sont arrêtés, certains cours d'eau sont fortement alimentés par des venues d'eaux souterraines. Ces alimentations sont dues soit à des sources visibles soit à une alimentation diffuse, et donc invisible, dans le fond du lit de la rivière. Un bilan hydrologique permet alors de donner des informations et de proposer un schéma de la circulation générale des eaux dans le plateau des calcaires oxfordiens.

### 6.1 Les débits perçus à partir des données hydrologiques existantes

Plusieurs campagnes de mesure de débits en étiage ont été réalisées dans les années 1970-1990 par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, le bureau d'études GEREEA et le CEGUM. (Laborde, 1978, Zumstein et Auer, 1978, GEREEA 1988, GEREEA, 1990, GEREEA, 1991, GEREEA, 1992, CEGUM, 1993, CEGUM, inédit).

A partir des campagnes des mesures les plus complètes (étés 1991 et 1992), des **profils hydrologiques** ont été établis pour la Meuse et ses principaux affluents de rive gauche entre Goncourt et Han-sur-Meuse. Ces profils permettent d'obtenir une vision des secteurs clés des variations de débits le long de ces cours d'eau, ce qui permet de cibler certains points de mesures prioritaires dans les campagnes d'étiage et de hautes eaux

Les profils sont présentés en débits bruts et en débits spécifiques par rapport à la superficie du bassin versant. Pour la Meuse et la Saônelle, des profils hydrologiques excluant les principaux affluents ont également été réalisés (Fig. 6.1 à 6.5). Les points de mesure figurés sur les profils font référence à la base de données fournie en annexe. Parallèlement, les profils en long géologiques de la Meuse et de ses affluents sont indiqués, avec la localisation des points de mesure (Fig. 6.1 à 6.5).

Les variations de débits révélées par les profils hydrologiques permettent d'identifier, sur chaque cours d'eau, des tronçons de fonctionnement différencié, à mettre en relation avec le contexte hydrogéologique et/ou des considérations anthropiques.

### 6.1.1 La Meuse

Pour la Meuse, on détermine cinq secteurs (Fig. 6.1):

- A l'amont de Neufchâteau (M46), les débits augmentent peu, quelle que soit la campagne de jaugeage ;
- De Neufchâteau à Domrémy (M46 à M49), les débits augmentent brutalement, sur les trois profils ;
- De Domrémy à Pagny-sur-Meuse (M49 à M60), les débits bruts ont tendance à augmenter régulièrement, tandis que les débits spécifiques sont plus stables, voire irréguliers avec des secteurs en baisse dans la partie médiane ou aval du tronçon. Au contraire, la Meuse seule présente une stagnation suivie d'une augmentation nette à l'aval ;
- De Pagny-sur-Meuse à Han-sur-Meuse (M60 à M71), les débits sont marqués par des irrégularités entre les différentes campagnes et entre les différents profils. Une augmentation des débits se dessine néanmoins dans la zone médiane du tronçon.

Les fluctuations de l'écoulement trouvent essentiellement leur explication dans les conditions hydrogéologiques à l'amont de Pagny-sur-Meuse et les pratiques anthropiques à l'aval. Mais quelques interprétations restent hypothétiques ou insuffisantes.

L'agglomération de Neufchâteau est connue pour ses sources, alimentées par le plateau situé au sud-ouest et au sud de la ville. Une partie des eaux provient des pertes de la Saône, une autre de la Meuse amont et du Mouzon (Thomas, 1979 ; Le Roux et Salado, 1980) et probablement aussi des écoulements de la nappe phréatique alluviale. D'après les jaugeages effectués par le GEREEA lors de trois campagnes en été/automne 1990 (GEREEA, 1990), les sources de l'Abreuvoir et du ruisseau de l'Abreuvoir, à Rouceux, sont les plus importantes, suivies de près par les sources du Quartier Rebeval et, loin derrière, par les sources de Noncourt. Le point de jaugeage M46 prend en compte les sources de Noncourt et du Quartier Rebeval ainsi que l'apport du Mouzon. En revanche, l'apport du ruisseau de l'Abreuvoir n'est pris en considération qu'au point M49 à Domrémy. Cette organisation géographique ne fournit qu'une explication partielle aux profils hydrologiques : l'augmentation faible des débits jusqu'au point M46 rend compte de l'indigence des apports hydrogéologiques en étiage. L'augmentation importante des débits entre Neufchâteau et Domrémy tient aux sources de Rouceux, mais pour moitié de sa valeur seulement. L'apport de la Saône avant Domrémy apparaît négligeable. Une bonne part des débits mesurés à Domrémy reste donc inexplicée par les écoulements de surface. On doit donc envisager des apports directs dans le lit de la Meuse. Ils sont à mettre en liaison avec le contexte géologique de couverture lithostratigraphique de l'aquifère du Dogger par les formations imperméables du Callovien, dans le secteur de la confluence de la Saône.

En aval de Domrémy et jusqu'à Pagny-sur-Meuse, les variations de débits s'expliquent aisément à la lumière du profil en long géologique. Le fleuve s'écoule sur des formations imperméables puis sur les calcaires oxfordiens<sup>2</sup> à partir de Montbras (entre les points M52 et M57). A l'arrivée sur les calcaires, il présente une tendance à la perte de débit ou au moins à une alimentation déficiente lors des étiages les plus marqués. Ces débits sont récupérés vers l'aval. Les périodes d'étiage moins sévères montrent un fonctionnement inverse. Ceci traduit la complexité des

<sup>2</sup> Sauf précision spécifique, dans ce texte, on emploie le terme de calcaires oxfordiens pour les calcaires argovorauciens, les formations du Séquanien étant franchement distinguées.

échanges hydrologiques qui existent entre les alluvions de la Meuse et l'aquifère des calcaires oxfordiens (Harmand, 1989).

Une part des fluctuations de débits à l'amont de Pagny-sur-Meuse est probablement liée aux aménagements anthropiques. Mais ceux-ci se font surtout sentir à l'aval de Pagny-sur-Meuse, où la Meuse est longée par des canaux Freycinet, qui fonctionnent en interaction avec le cours d'eau. Les prises et les rejets d'eau doivent être à l'origine des irrégularités, mentionnées précédemment, entre les différentes campagnes et entre les différents profils. Les facteurs naturels tels que la remontée du substratum marno-calcaire de l'Oxfordien inférieur aux alentours de Commercy, à la faveur d'une ondulation anticlinale, peuvent interférer dans les variations des débits, sans que l'on puisse déterminer les diverses influences en l'état des connaissances.

### 6.1.2 La Saône

Pour la Saône (Fig. 6.2), on distingue trois secteurs :

- En amont de Lafauche (SAO2), un écoulement apparaît parfois ;
- De Lafauche à Liffol-le-Petit (SAO2 à SAO4) se produit un assèchement ;
- A l'aval de Liffol-le-Grand (SAO5), les débits augmentent à peu près régulièrement, avec quelques inconstances à l'extrême aval.

En étiage, la Saône ne coule pas toujours en amont de Liffol-le-Grand. Lorsque c'est le cas, les débits, faibles en valeur brute mais importants en valeur spécifique, sont issus de l'aquifère des calcaires oxfordiens. Mais le cours d'eau qui circule sur les argiles calloviennes se perd rapidement, dès l'arrivée sur les marno-calcaires de base du Callovien. Il renaît ensuite à Liffol-le-Grand à la faveur de sources alimentées par ces mêmes marno-calcaires qui passent sous les argiles calloviennes. Les débits augmentent alors régulièrement grâce à l'apport fourni par les affluents, alimentés par l'aquifère des calcaires oxfordiens, notamment en rive gauche. L'influence de ces affluents sur le profil hydrologique de la Saône est surtout visible entre Pargny-sous-Mureau et Midrevaux, pour certaines périodes (profil sans les affluents). A l'aval de Midrevaux, l'augmentation plus forte des débits entre SAO12 et SAO14 puis la baisse entre SAO14 et SAO16 lors de certaines périodes hydrologiques, pourraient s'expliquer par des échanges entre le cours d'eau et sa nappe phréatique alluviale, mais surtout par une influence des aménagements anthropiques (pisciculture, anciennes dérivations, station de pompage).

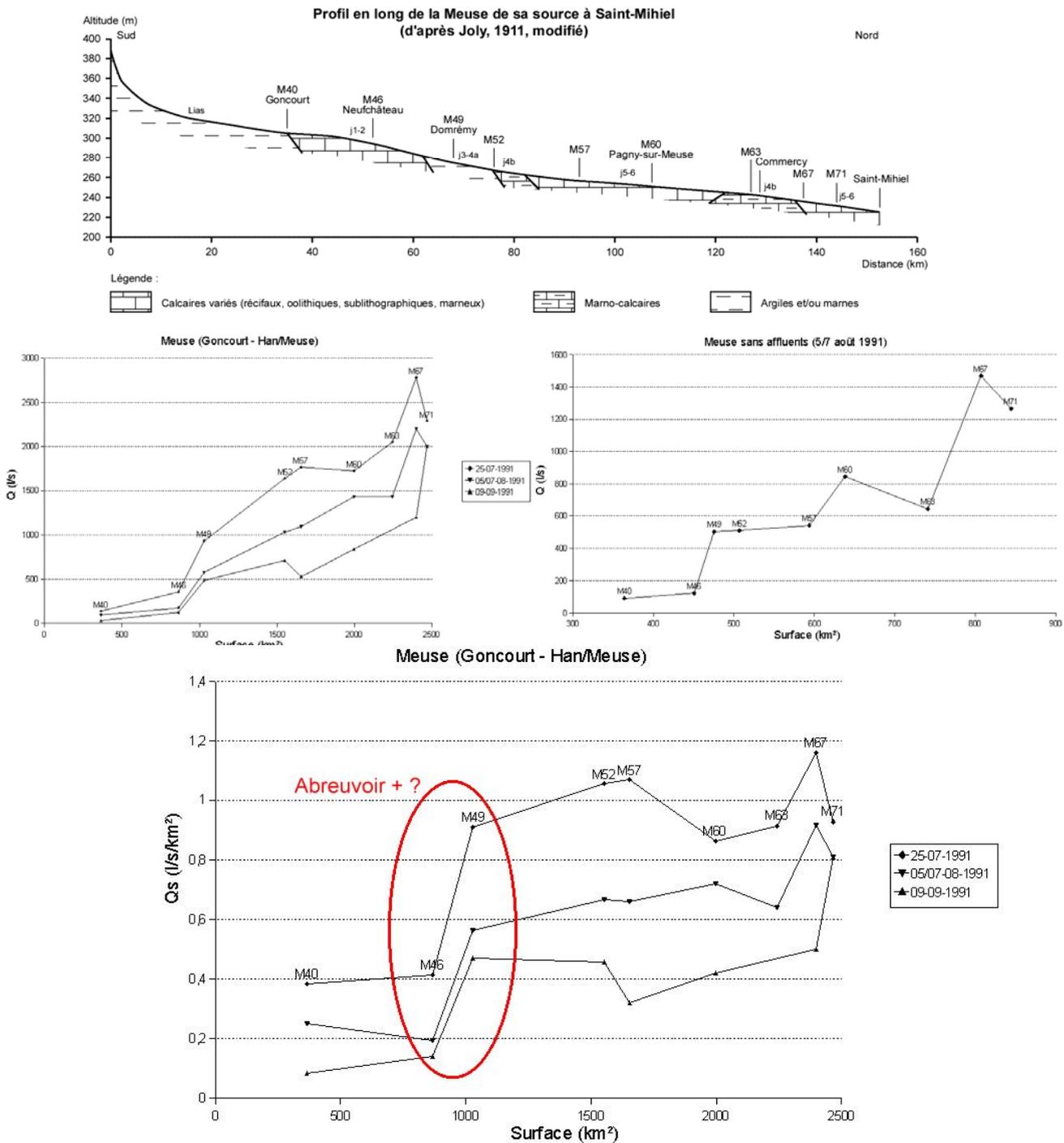


Figure 6-1 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Meuse entre Goncourt et Han sur Meuse lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques et en débits bruts sans les affluents principaux (d'après GEREEA, 1991 et 1992)

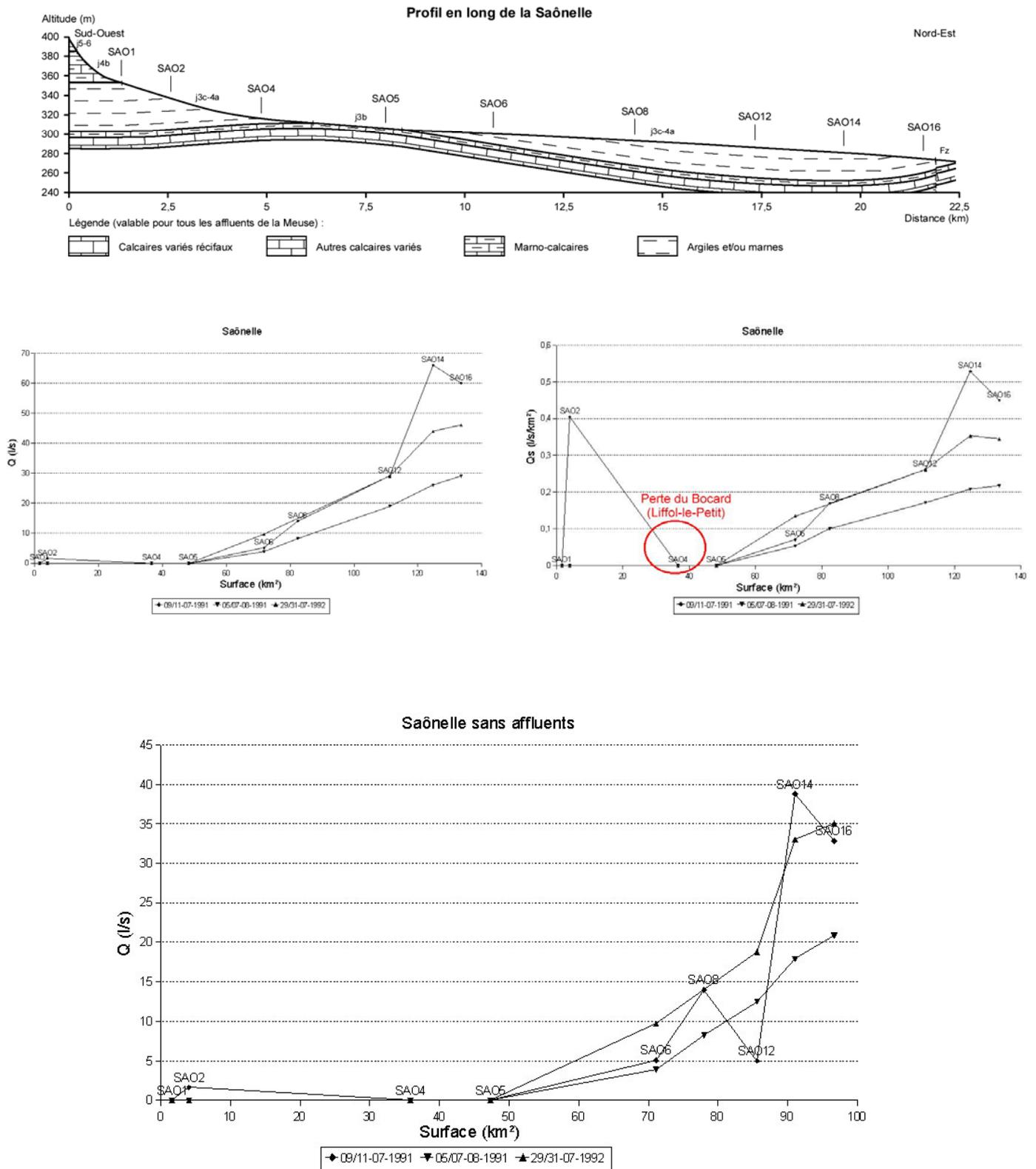


Figure 6-2 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Saône lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques et en débits bruts sans les affluents principaux (d'après GEREEA, 1991 et 1992)

### 6.1.3 Le ruisseau des Roises

Les profils hydrologiques du ruisseau des Roises (Fig. 6.3), sont caractérisés par une augmentation marquée des débits dans la partie médiane du cours d'eau. Ils sont révélateurs d'un fonctionnement purement hydrogéologique. En étiage, la zone amont est à sec avec un écoulement qui apparaît tantôt à l'amont du village des Roises, tantôt à l'aval, selon la situation hydrologique et l'état de la nappe d'eau souterraine des calcaires oxfordiens, qui alimente le cours d'eau. Ainsi, les sources pérennes se situent à l'aval du point M50g2, à proximité du mur de l'aquifère constitué par les Terrains à chailles. Lors des étiages moins sévères, le niveau piézométrique recoupe la surface orographique un peu en amont des Roises. A l'aval, près de Greux, la baisse de débit constatée lors d'une campagne de mesures s'explique mal. En l'absence d'erreurs de mesures, on peut simplement évoquer des pertes dans les alluvions peu épaisses du ruisseau.

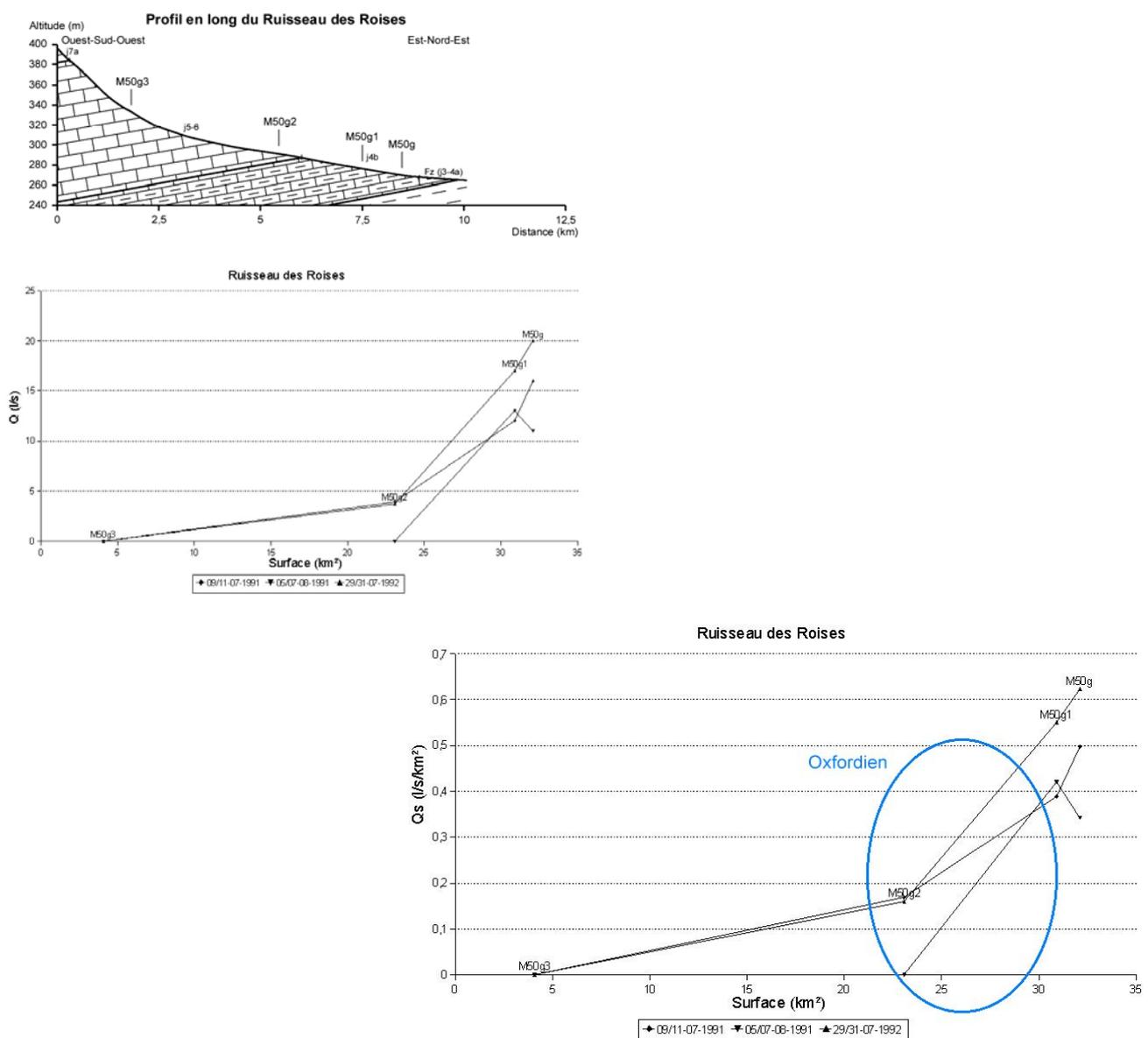


Figure 6-3 : Profil en long géologiques et profils hydrologiques du ruisseau des Roises lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts, débits spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)

### 6.1.4 Le ruisseau de Montigny (ou la Nicolle)

Dans un autre contexte hydrogéologique, le ruisseau de Montigny (ou Nicole) (Fig. 6.4) présente des profils hydrologiques légèrement différents de ceux du ruisseau des Roises. La partie amont du bassin est soit à sec en étiage, soit avec un faible écoulement issu des sourcins dictés par l'hétérogénéité des faciès carbonatés du Séquanien (émergences à la base de l'Oolithe de la Mothe et des Calcaires sublithographiques). Mais ce faible écoulement se perd en aval de Montigny-lès-Vaucouleurs (NIC2). Une suralimentation hydrologique apparaît à l'aval. En l'absence de mesures de débit sur l'affluent de rive gauche de Septfond, également alimenté par les calcaires du Séquanien, on ne peut déterminer l'origine précise de cette abondance de débit du ruisseau de Montigny. En effet, une partie des flux peut provenir du recoupement de la nappe d'eau souterraine des calcaires oxfordiens, qui est en relation avec la vallée de la Meuse toute proche.

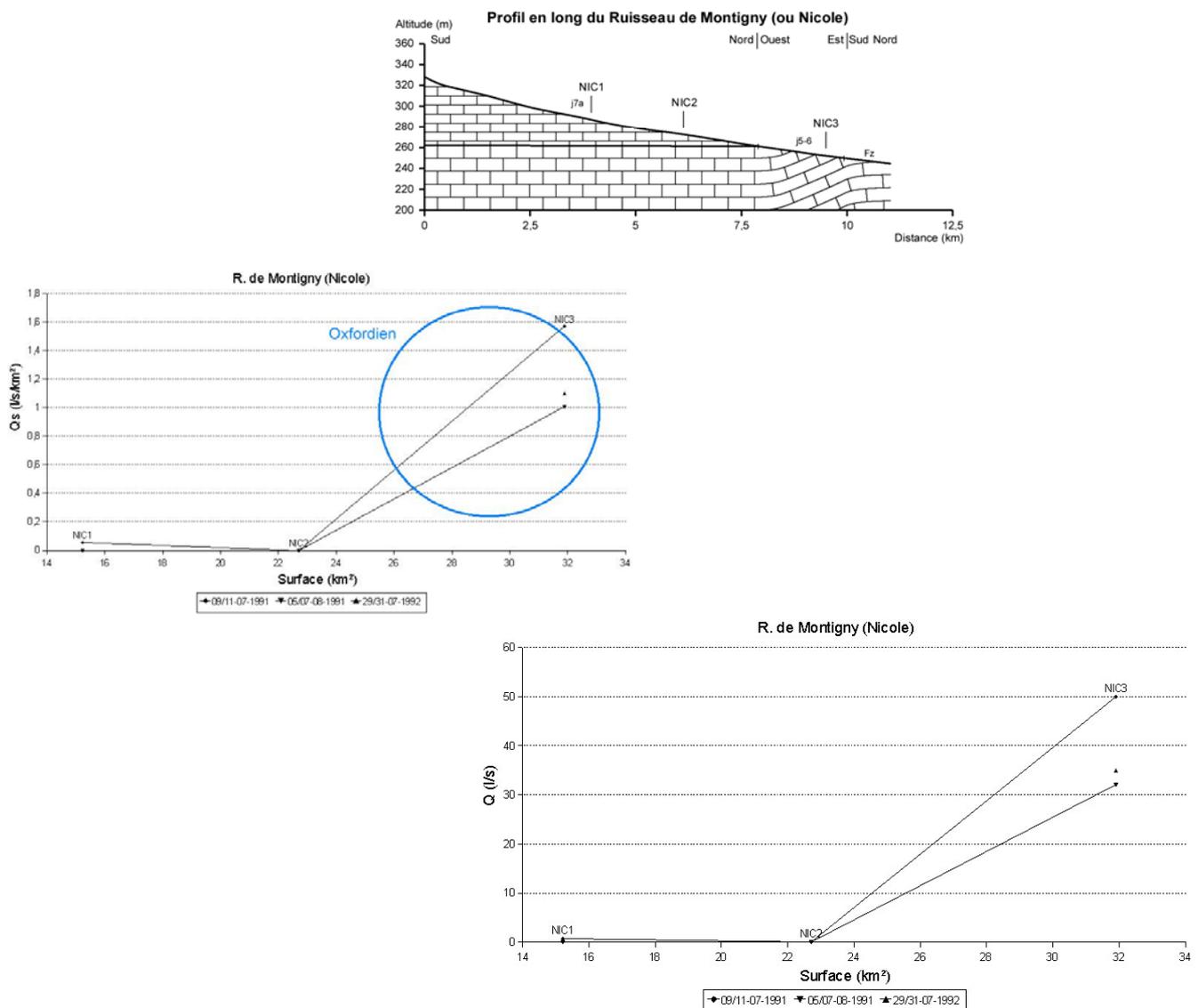


Figure 6-4 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Montigny (ou Nicolle) lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts et spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)

### 6.1.5 La Méholle

Pour la Méholle (Fig. 6.5), on distingue quatre secteurs :

- En amont de Mauvages (MEH3), les débits croissent légèrement ;
- De Mauvages à Villeroy-sur-Méholle (MEH3 à MEH6), les débits ont tendance à diminuer, jusqu'à l'assèchement, plus ou moins rapidement selon la campagne de mesure ;
- De Sauvoy à Void (MEH7 à MEH16), les débits augmentent de façon exponentielle ;
- A l'aval de Void (MEH16), des pertes de débit s'observent sur tous les profils.

Cette évolution hydrologique, le long du cours d'eau, est largement sous la dépendance d'aménagements anthropiques (canal de la Marne au Rhin) et d'un fonctionnement karstique ponctuel, qui prend le pas sur le contexte hydrogéologique général.

Ce dernier s'exprime clairement dans le premier tronçon, avec les apports de petites sources qui vidangent les aquifères des calcaires du Kimméridgien. Les sourcins issus des calcaires du Tithonien inférieur, à l'extrême amont du bassin, sont à sec en étiage. A l'aval de la zone faillée de Mauvages, la Méholle est longée par le canal. Les pertes constatées vers Villeroy-sur-Méholle tiennent plus aux prises d'eau dans la rivière qu'aux calcaires à astartes séquanais du substratum qui peuvent localiser des infiltrations dans la partie sommitale de la formation.

La croissance d'abord lente des débits de Sauvoy à Void peut s'expliquer à la fois par des rejets du canal et par des afflux d'eau en provenance des calcaires à astartes, dont la partie inférieure de la formation, productrice d'eau souterraine, est recoupée par la surface orographique. On ne peut toutefois démêler les influences respectives sans davantage de précision sur les relations hydrauliques qui existent entre la rivière et le canal. L'augmentation brutale des débits à Vacon est liée aux sources connues qui alimentent la Méholle avant le point MEH14. Ces sources karstiques seraient alimentées par l'aquifère du Haut-Pays, le long du fossé tectonique de Gondrecourt-le-château (Devos, 1996). Leurs eaux sont en majeure partie, utilisées pour l'alimentation du canal et notamment du bief de partage de Mauvages. La poursuite de la hausse des débits jusqu'à Void (MEH16) résulte essentiellement d'un apport par rejets du canal.

A l'aval de Void, des prises d'eau pour ce canal expliquent la diminution des débits, même si des pertes naturelles peuvent également être évoquées, à la faveur de l'écoulement de la Méholle sur les calcaires oxfordiens et les alluvions de la Meuse.

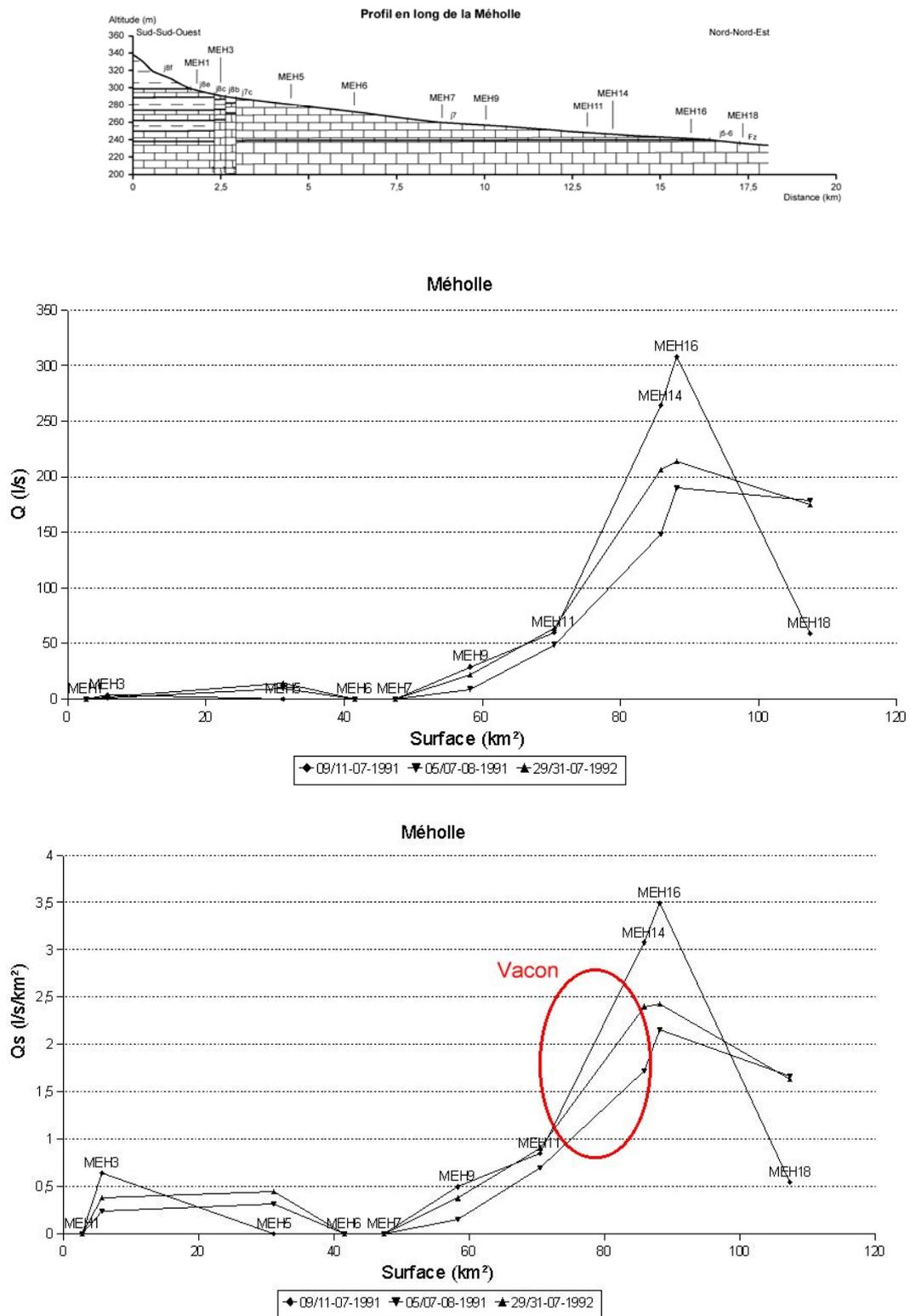


Figure 6-5 : Profil en long géologique et profils hydrologiques de la Méholle lors de trois campagnes de mesure en étiage (débits bruts et spécifiques d'après GEREEA, 1991 et 1992)

### 6.1.6 Le Rupt de Laneuville

Le Rupt de Laneuville (Fig. 6.6) présente des profils hydrologiques semblables à ceux du ruisseau de Montigny, à ceci près que la partie amont est mieux alimentée. En effet, si le contexte hydrogéologique fort comparable entre les deux cours d'eau explique les similitudes de fonctionnement hydrologique, dans le secteur de Laneuville, les calcaires sublithographiques jouent leur rôle de soutien d'étiage. Une deuxième différence de détail tient à la décroissance des débits vers l'aval qui ne se vérifie pas pour les trois campagnes de jaugeage et qui peut être mise en relation avec l'arrivée des écoulements dans les calcaires oxfordiens (M61g1). En revanche, plus à l'aval, on retrouve la suralimentation hydrologique constatée pour le ruisseau de Montigny. Cela permet de confirmer le rôle prépondérant du recoupement de la nappe d'eau souterraine des calcaires oxfordiens.

Enfin, un élément hydromorphologique intéressant apparaît sur le profil en long géologique de ce petit cours d'eau. La partie sommitale des formations argovo-rauraciennes donne lieu à une rupture de pente, que l'on retrouvera au même niveau stratigraphique dans les profils des deux autres affluents mosans (ruisseaux de Girouet et de Ménil). Cette constatation, qui concerne uniquement les plus petits cours d'eau, ne peut être expliquée par une incision trop rapide de leur niveau de base, dans la mesure où la Meuse n'a fait que remblayer sa vallée depuis la réalisation de la capture de la Moselle. La seconde explication possible serait l'existence de sources importantes au droit de la concavité du profil ; mais aucun document cartographique ne permet de l'affirmer, ni surtout les profils hydrologiques des ruisseaux de Girouet et de Ménil (Fig. 6.8 et 6.9). On pourrait donc plutôt évoquer une bonne résistance à l'érosion des faciès situés au sommet des calcaires argovo-rauraciens.

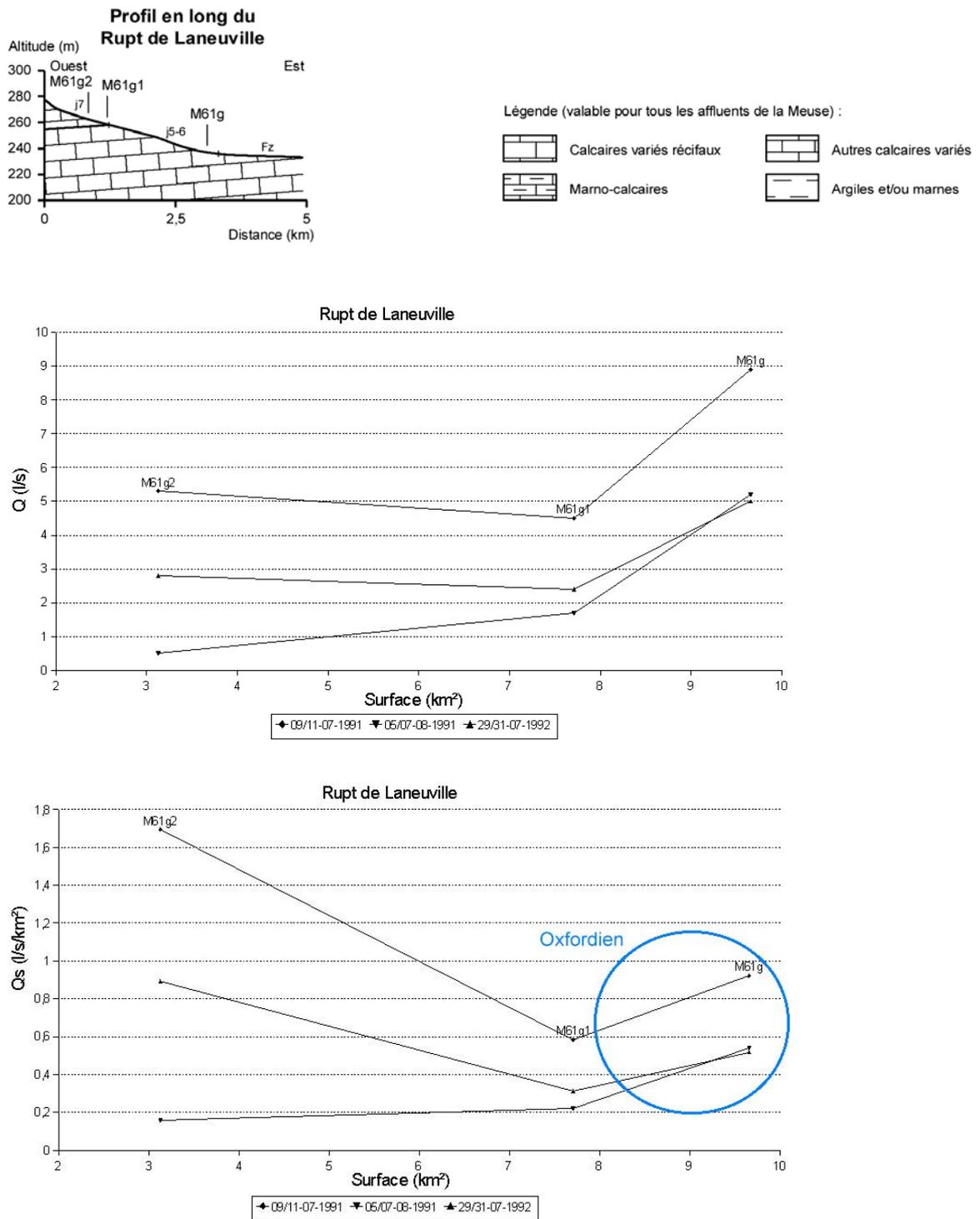


Figure 6-6 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du Rupt de Laneuville lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (d'après GEREEA, 1991 et 1992)

### 6.1.7 Le ruisseau de Saulx

Pour le ruisseau de Saulx (Fig. 6.7), on distingue deux tronçons :

- En amont de Chonville (SAU3), les différentes campagnes de jaugeage présentent des résultats contradictoires en fonction de la situation hydrologique d'étiage plus ou moins marquée ;
- A l'aval de Chonville se produisent des pertes de débit jusqu'à l'assèchement complet.

Dans la partie amont et lors des étiages très marqués, les débits du ruisseau augmentent à la faveur de la traversée des petits aquifères multicouches du Kimméridgien (et du sommet du Séquanien ?). Plus en aval, ils décroissent dans les calcaires de base du Séquanien ; ceux-ci ont vraisemblablement eu le temps de se vidanger en début d'été, avant de pouvoir absorber de faibles quantités d'eau à la date des jaugeages. En dehors des situations franches d'étiage, le cours d'eau reste alimenté par le Kimméridgien, mais insuffisamment par rapport aux pertes qui l'affectent en arrivant dans les terrains du Séquanien. Le contexte hydrogéologique ne peut fournir une explication satisfaisante à ce paradoxe entre campagnes de jaugeage et seule la connaissance des caractéristiques hydrologiques de surface (ruissellements, écoulements hypodermiques) au moment des mesures de débit serait susceptible de résoudre le problème. Plus à l'aval, l'aquifère séquanien joue son rôle de soutien d'étiage en restituant des flux hydrologiques au ruisseau.

Quelle que soit la situation hydrologique, le débit baisse dans les calcaires oxfordiens, jusqu'à la disparition des écoulements de surface. Mais cette perte totale est plus ou moins rapide (variabilité spatio-temporelle entre les points de mesure SAU3 et SAU5). Pourtant recoupés sur une grande épaisseur, presque jusqu'à leur base constituée des Terrains à chailles semi-imperméables, les calcaires oxfordiens n'apportent plus de ressources en eau aux affluents de la Meuse, comme à l'amont de Commercy. Faut-il voir dans ce contexte complètement filtrant une plus forte perméabilité de fissure des formations calcaires ? Une reconnaissance du fonctionnement hydrogéologique au nord de Commercy, au-delà du secteur d'étude, serait sans doute nécessaire pour identifier les raisons du caractère plus transmissif de l'aquifère oxfordien et la localisation de sa vidange préférentielle.

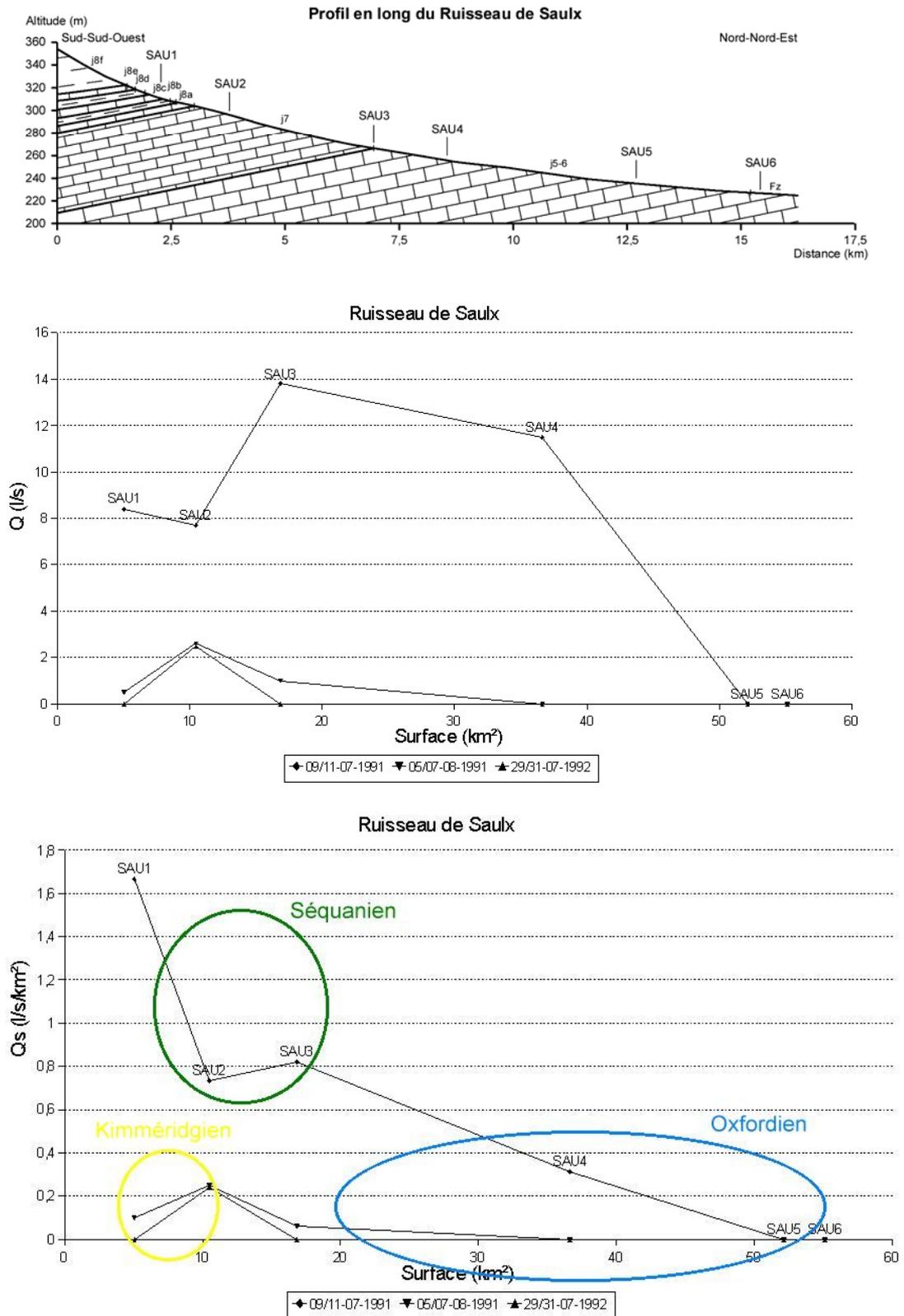


Figure 6-7 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Saulx lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).

### 6.1.8 Le ruisseau de Girouet

Les profils hydrologiques du ruisseau de Girouet (figure 6.8) sont caractérisés par une diminution générale des débits jusqu'à l'assèchement du cours d'eau (au moins en débit spécifique). Le ruisseau présente de forts débits dès sa naissance à la Doeuille de Cousances-aux-Bois, dans la mesure où cette résurgence karstique, située dans les calcaires sublithographiques de la base du Séquanien, est alimentée par les pertes de l'Aire amont. Le cours d'eau traverse ensuite les formations oxfordiennes et réagit de la même façon que le ruisseau de Saulx.

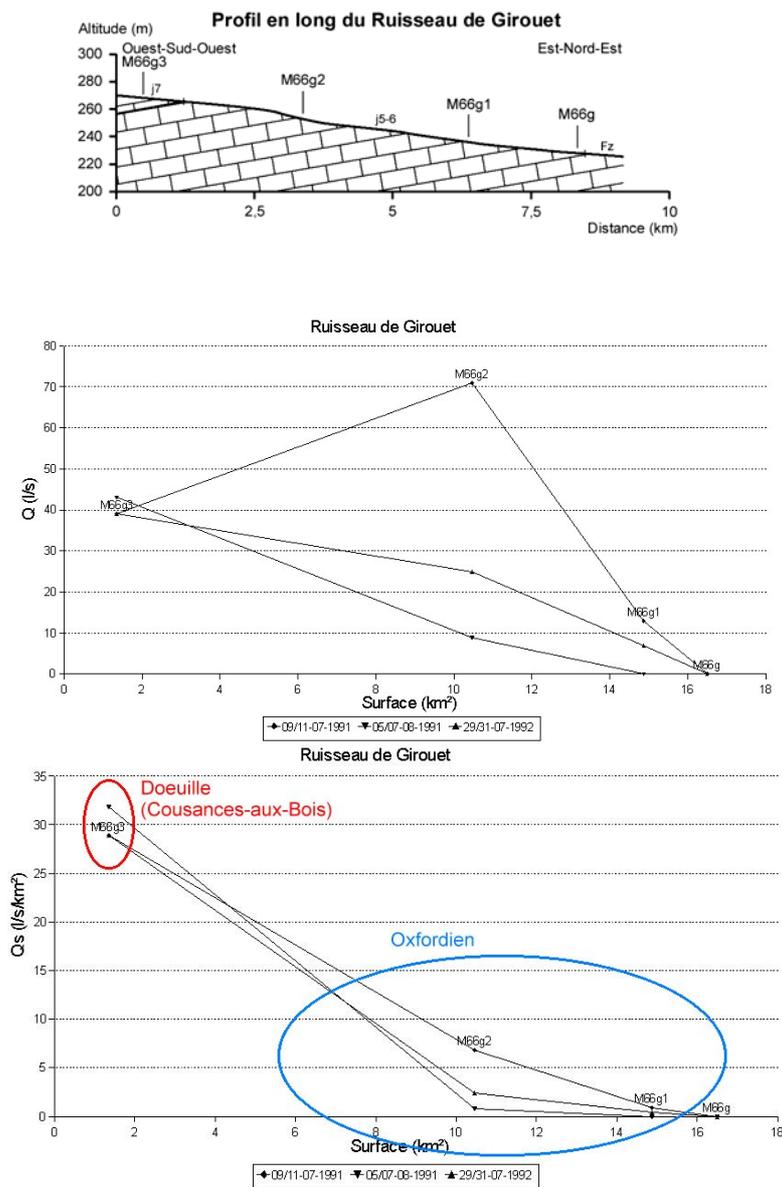


Figure 6-8 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Girouet lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).

### 6.1.9 LE ruisseau de Menil

Le ruisseau de Ménil (Fig. 6.9) fournit des profils hydrologiques encore différents des cas précédents, dans un contexte hydrogéologique pourtant très semblable. A la croissance amont des débits du ruisseau succède une diminution, sans connaître pour autant d'assèchement complet dans aucune des trois campagnes de jaugeage. L'augmentation des débits s'opère à la faveur du recoupement des calcaires sublithographiques de la base du Séquanien, tandis que la décroissance hydrologique se produit dans les calcaires oxfordiens.

Encore une fois, on soulignera le comportement hydrologique très dissemblable de ce ruisseau avec le Rupt de Laneuville, qui présente pourtant un profil en long géologique quasiment identique. Leur position géographique en fonction du contexte géologique régional pourrait fournir une explication. L'examen de la carte de spatialisation des rendements hydrologiques, ci-après, permettra de mieux apprécier ce contexte géologique régional.

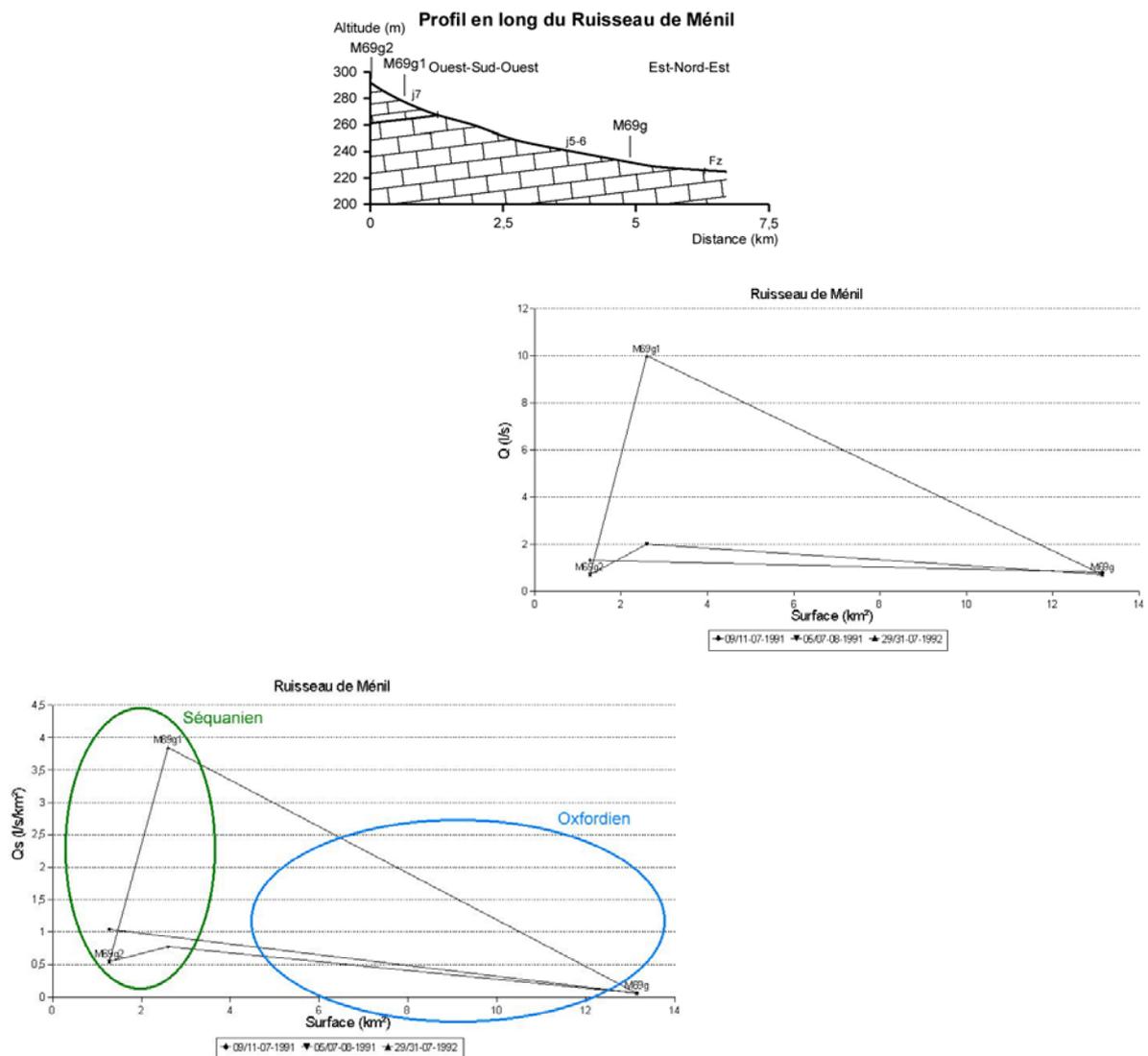


Figure 6-9 : Profil en long géologique et profils hydrologiques du ruisseau de Ménil lors de trois campagnes de mesure en étiage : en débits bruts et en débits spécifiques (D'après des données du GREEA, 1991, 1992).

### 6.1.10 La carte des rendements hydrologiques

La campagne d'étiage du 5-7 août 1991 a également servi de références pour établir une carte des rendements hydrologiques sur la région d'étude (Fig. 6.10).

La majeure partie des interprétations livrées par l'étude des profils hydrologiques s'applique à cette carte. Les profils des cours d'eau sans affluents procèdent notamment de la même démarche analytique. La carte des rendements fournit des informations plus globales, sur la totalité de l'espace considéré, et aussi plus précises quant aux débits spécifiques de chaque sous-bassin versant déterminé. Elle fait apparaître les zones d'abondance, de rendement moyen ou faible, à infiltration généralisée ou de perte (Devos, 1996). On remarquera que la carte traduit des fonctionnements hydrologiques à une date précise, correspondant à la campagne de mesures des débits d'étiage, sélectionnée. Il est ainsi possible d'obtenir quelques événements exceptionnels, que l'on ne retrouverait pas sur une carte relative à une autre campagne de jaugeage de débits.

Pour l'interprétation de cette carte, il convient de distinguer la Meuse (pour laquelle on renvoie à ce qui a été dit précédemment) des autres sous-bassins versants. La spatialisation hydrologique permet de visualiser trois fonctionnements principaux :

- Les sources karstiques sont soulignées par les plus forts rendements ( $>10$  l/s/km<sup>2</sup>) : source de la Vaise (M55g), sources de Vacon (MEH12 et 13), Doeuille de Cousances-aux-Bois (M66g3), source de Koeur (M72g). La disjonction entre bassin orographique et bassin hydrogéologique explique ces forts rendements. La seule exception concerne le point de mesure MEH15d, dont le fort rendement est rapporté à un rejet du canal de la Marne au Rhin dans la Méholle ;
- Au sud de Void, le plateau en rive gauche de la Meuse montre des têtes de bassins versants soumises globalement à des infiltrations généralisées, et des rendements faibles à moyens qui apparaissent vers l'aval. Cette organisation hydrologique ne correspond pas à un unique contexte géologique puisque l'amont des bassins se situe en front de cuesta pas ou peu producteur en eau souterraine (Saônelle), dans les calcaires oxfordiens filtrants (M48g à M56g) ou dans les calcaires séquanien pas ou peu producteurs en eau souterraine (Nicole, bassin de la Méholle). Si l'on exclut la Méholle, dont l'hétérogénéité spatiale a été expliquée précédemment, les rendements moyens à l'aval des bassins versants semblent pourvus par les calcaires oxfordiens (cas du ruisseau de Laneuville M61g également) ;
- Au nord de Void, le plateau en rive gauche de la Meuse montre des têtes de bassins versants à faibles rendements, auxquels font suite des pertes vers l'aval (et une absence d'écoulement plus à l'aval encore). Le contexte géologique est pourtant semblable à certains bassins évoqués au sud de Void, avec un écoulement amont sur les calcaires séquanien qui alimentent le cours d'eau, avant d'atteindre les calcaires oxfordiens dans lesquels se produisent les pertes. La base de ces formations oxfordiennes, très proche sur le flanc nord de l'ondulation anticlinale, ne correspond étrangement pas à des apports en eau souterraine (sauf pour le ruisseau de Laneuville évoqué ci-dessus, mais situé sur le flanc sud de l'ondulation anticlinale).

L'organisation spatiale distincte des rendements hydrologiques au sud et au nord de Void, sans adéquation avec le contexte géologique est déroutante. Elle traduit bien l'hétérogénéité des formations oxfordiennes *s.l.* (calcaires variés de l'Argovo-Rauracien et du Séquanien,

entrecoupés de minces bancs marneux) qu'il faudrait connaître avec davantage de précision, dans toute cette région entre le Haut-Pays et Saint-Mihiel.

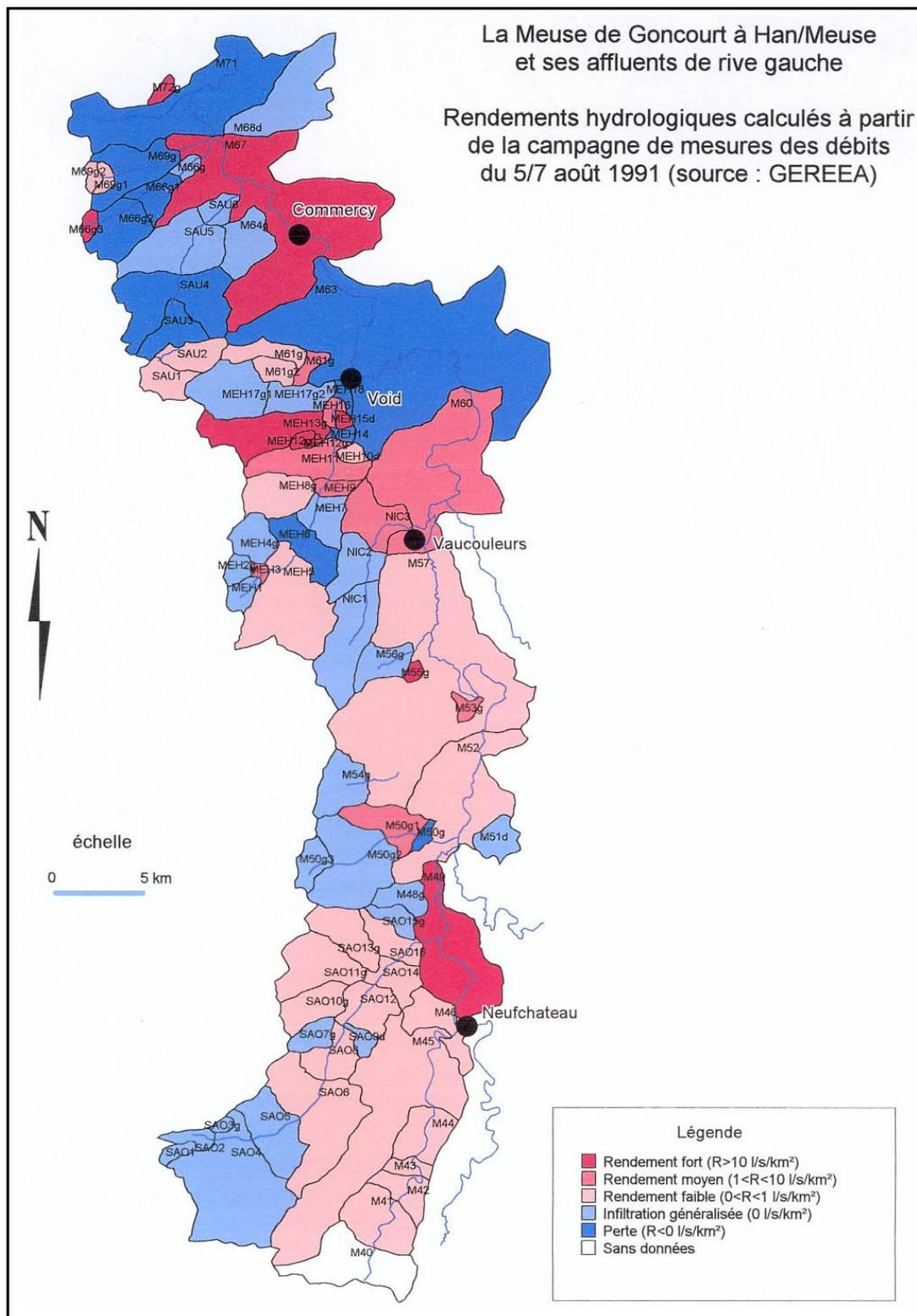


Figure 6-10 : Rendements hydrologiques du bassin de la Meuse et affluents de rive gauche entre Goncourt et Han-sur-Meuse, pour la campagne d'étiage du 5 au 7 août 1991 (D'après des données du GEREEA, 1991, 1992).

## 6.2 Les mesures physico-chimiques issues des captages pour l'AEP

Des mesures physico-chimiques sont réalisées par des organismes publics (DDASS) sur tous les captages ou sources d'alimentation en eau potable. Les résultats de ces mesures sont en accès libre sur le site internet ADES du BRGM et seule la situation exacte des qualitomètres n'est pas mentionnée. La localisation par commune et par altitude permet ainsi de déterminer approximativement l'endroit des analyses effectuées.

Les qualitomètres examinés se situent en rive gauche de la Meuse, entre Prez-sous-Lafauche et Commercy, et correspondent en grande majorité à des captages alimentés par l'aquifère oxfordien *s.l.* Quelques-uns se rapportent aux terrains du Kimméridgien et du Tithonien (Fig. 6.11).

La banque de données ADES a été consultée aux dates suivantes :

- Le 25 novembre 2007, pour la première collecte des principaux paramètres physico-chimiques susceptibles de déterminer l'origine des eaux souterraines (base de données en fichier annexe).
- Le 19 février 2008, afin de compléter la base de données fournie en annexe (ajout de quelques nouvelles analyses, identification lithologique et hydrogéologique des qualitomètres). Cette deuxième collecte a donné lieu à une cartographie renouvelée et réinterprétée, ainsi qu'à des graphiques de corrélation entre les paramètres physico-chimiques les plus significatifs du fonctionnement hydrokarstique.
- Le 19 juin 2008, pour affiner les interprétations hydrochimiques (relevé de quatre mesures physico-chimiques pour cinq sources choisies parmi les qualitomètres fournissant un maximum d'analyses). Cette phase a nécessité également la consultation de la banque HYDRO de la DIREN Lorraine pour l'obtention de mesures hydrologiques.

La première étape de l'analyse des données consiste en une représentation graphique générale, à partir de la moyenne de quelques mesures physico-chimiques remarquables, couplée à une spatialisation des points de prélèvements. Le choix s'est porté sur des diagrammes polaires sur fond cartographique. Il fallait cependant déterminer les mesures physico-chimiques les plus pertinentes pour la caractérisation des nappes d'eau souterraines.

Trois références bibliographiques nous ont fourni des exemples de diagramme polaire : Gamez et al., 2001, Leclercq, 1996, et Lejeune, 2005.

Dans sa thèse, Lejeune (2005) présente les spectres physico-chimiques des eaux des nappes souterraines du bassin de la Marne, sur la base des paramètres suivants : calcium, magnésium, sodium, potassium, chlorures et sulfates. Leclercq (1996) a pour sa part choisi les éléments calcium, magnésium, sulfates, carbonates (TAC, titre alcalimétrique complet), chlorures et sodium-potassium. Pour notre cartographie, nous avons opté pour une représentation mariant ces deux spectres, avec le calcium (valeurs divisées par deux pour ne pas écraser les autres mesures sur le diagramme), le magnésium, le sodium-potassium, les carbonates (TAC), les chlorures et les sulfates (Fig. 6.11 et 6.12).

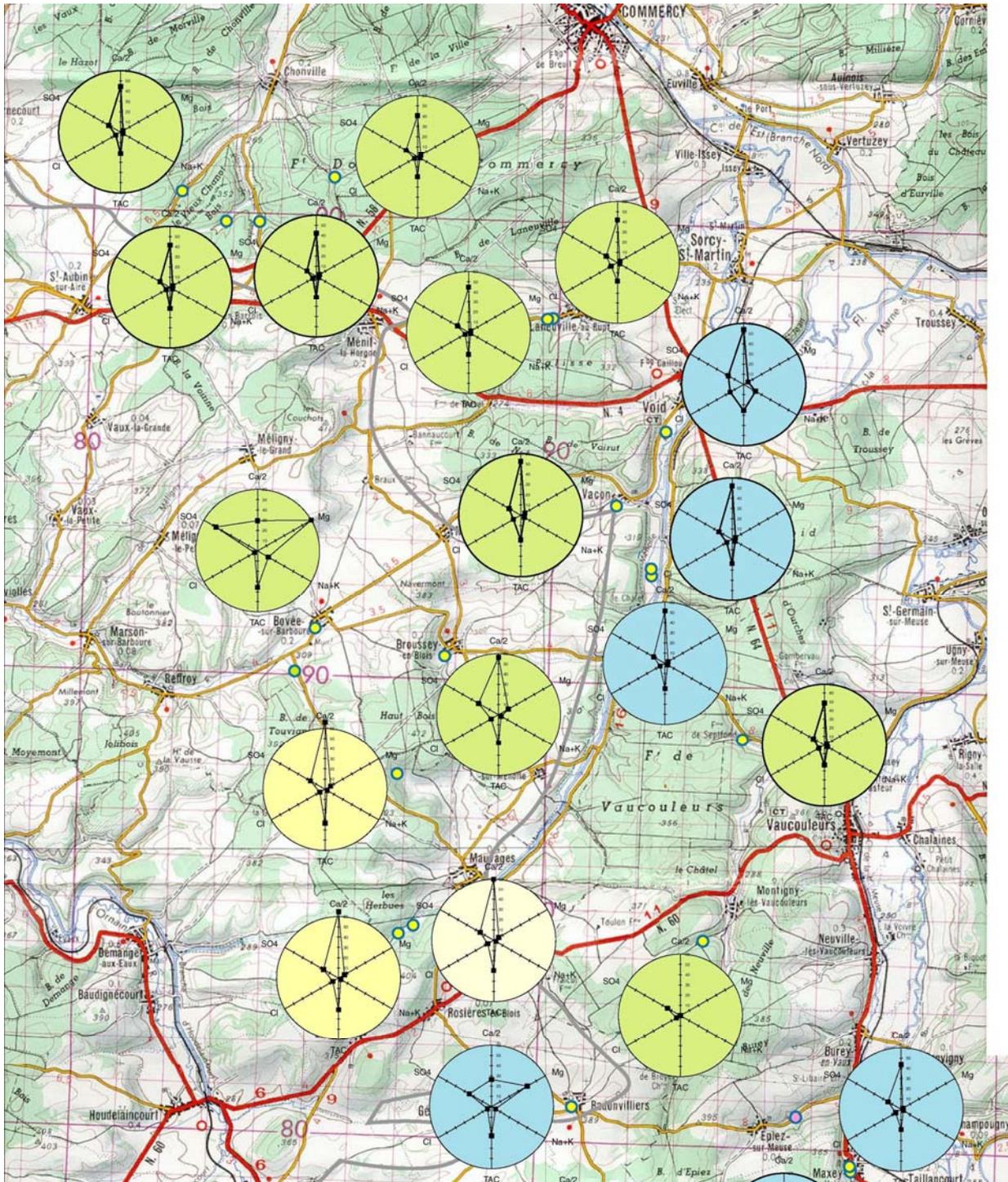


Figure 6-11 : région nord : Captages AEP et autres points d'analyse des eaux souterraines du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy ; données physico-chimiques principales en valeurs moyennes (D'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES)

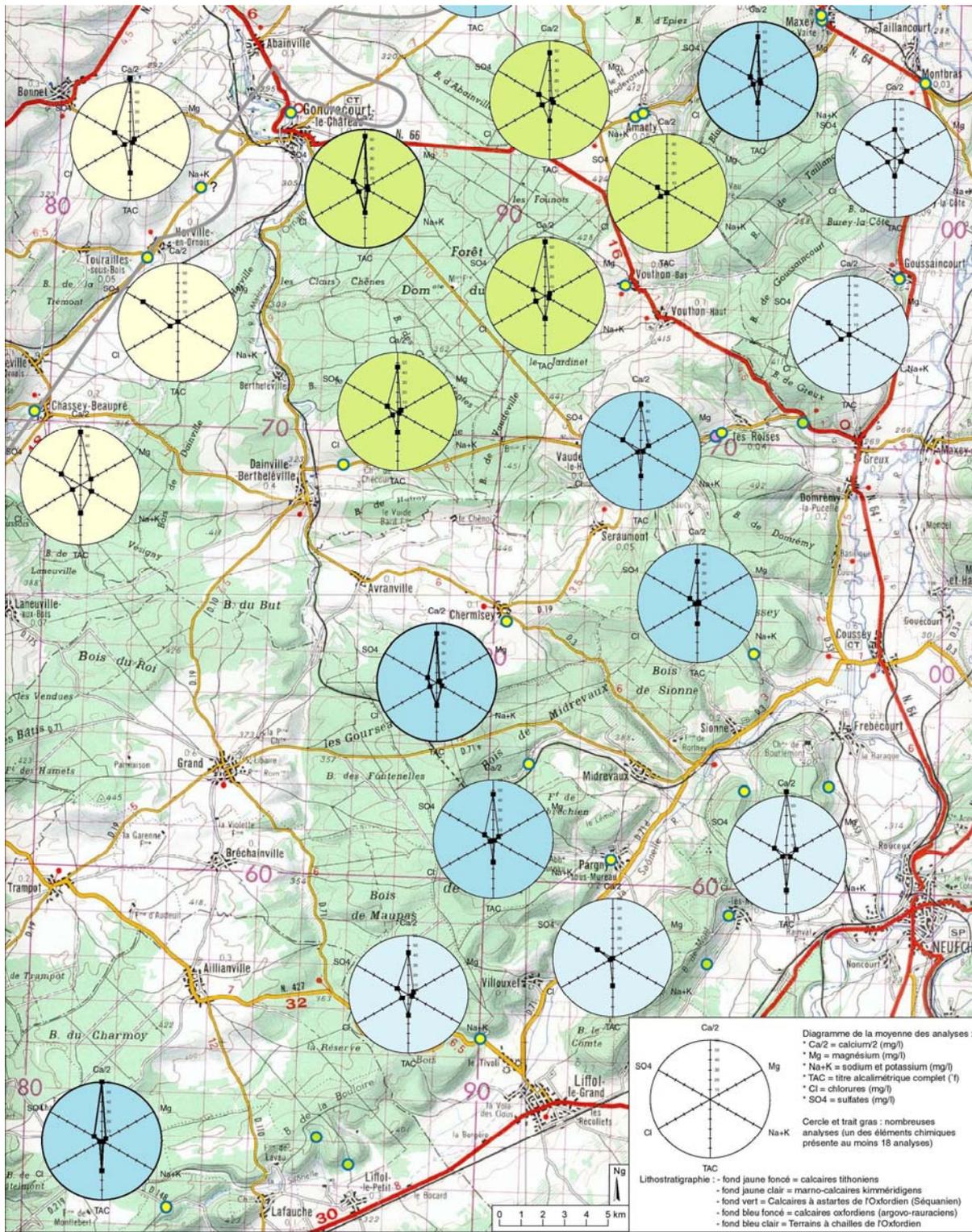


Figure 6-12 : région sud : Captages AEP et autres points d'analyse des eaux souterraines du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy ; données physico-chimiques principales en valeurs moyennes (D'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES)

Lejeune (2005) avait montré que les eaux issues de l'Oxfordien (Rauracien et Séquanien inférieur), du Kimméridgien supérieur et du Tithonien sont toutes marquées par une dominante de calcium. Des distinctions peuvent toutefois être effectuées avec les sulfates bien représentées dans les eaux issues du Kimméridgien, tandis que le Tithonien fournit des eaux un peu plus chargées en magnésium que les autres aquifères.

En ce qui concerne cette lithostratigraphie, parmi les 38 points d'analyses disponibles sur notre secteur d'étude, sources et forages confondus, on en identifie :

- Cinq dans les Terrains à chailles (Oxfordien inférieur) ;
- Onze dans les calcaires argovo-rauraciens (Oxfordien moyen), dont cinq présentent de nombreuses mesures ;
- Seize dans les Calcaires à astartes séquaniens (Oxfordien supérieur), dont six présentent de nombreuses mesures ;
- Quatre dans les marno-calcaires du Kimméridgien ;
- Deux dans les calcaires du Tithonien.

Les spectres physico-chimiques, en valeurs moyennes, de tous ces qualitomètres soulèvent les remarques suivantes :

- En premier lieu, quatre forages apparaissent très spécifiques : Bovée-sur-Barboure, Badonvilliers, Montbras et Horville-en-Ornois. Les eaux sont pauvres en calcium mais riches en sulfates et parfois en magnésium. Ces quatre forages sont situés dans quatre formations lithostratigraphiques différentes et ne présentent pas d'explications logiques à première vue.
- Mis à part ces cas particuliers, on constate une différenciation entre les analyses issues des formations du Kimméridgien-Tithonien et celles issues des formations oxfordiennes, avec globalement des taux de calcium et de carbonates forts et de sulfates assez forts dans le Kimméridgien-Tithonien, moindres dans l'Oxfordien. Des exceptions existent comme aux sources de Sionne et de Prez-sous-Lafauche (Oxfordien) riches en calcium et en carbonates, mais pour lesquelles sulfates et chlorures sont effectivement plus faibles que dans le Kimméridgien-Tithonien. Seul le forage de Broussey-en-Blois fournit des eaux dont les caractéristiques physico-chimiques sont semblables aux eaux issues du Kimméridgien-Tithonien. Un apport hydrogéologique depuis les terrains surincombants au Séquanien peut être évoqué pour expliquer ce cas particulier.

Ces remarques rejoignent donc globalement les observations formulées par Lejeune (2005). Il semble ainsi possible de distinguer l'origine des eaux souterraines entre Oxfordien et Kimméridgien-Tithonien, sur la base du taux de sulfates, à condition d'effectuer un nombre d'analyses suffisant d'un point de vue statistique.

En revanche, la distinction entre les eaux issues des calcaires argovo-rauraciens et celles issues des calcaires séquaniens n'apparaît guère envisageable. La comparaison des spectres des onze qualitomètres à analyses nombreuses indique des similitudes physico-chimiques, sauf deux cas particuliers : Prez-sous-Lafauche, déjà mentionné, et surtout Void, riche en sodium-potassium et chlorures.

Un travail de corrélations entre quelques paramètres physico-chimiques jugés significatifs a été mené, en excluant d'emblée les quatre cas particuliers de Bovée-sur-Barboure, Badonvilliers, Montbras et Horville-en-Ornois. La conductivité a notamment été corrélée avec le TAC, le calcium et le TH (titre hydrotimétrique, révélateur de la teneur en calcium et magnésium). Les coefficients de détermination sont respectivement de 0,77, 0,76 et 0,74. Pour  $TAC=f(Ca)$ , le coefficient de détermination atteint 0,86. On a donc opté pour une représentation graphique de

TAC= $f$ (Ca) et de TH= $f$ (C), pour les trente quatre qualitomètres et pour les onze aux nombreuses analyses (figures 6.13 à 6.17). On rappellera que ces corrélations réalisées sur des valeurs moyennes ne peuvent fournir que des tendances, en terme d'interprétation.

La détermination de l'origine géographique des points d'analyse le long des droites de corrélation laisse entrevoir un élément intéressant (se référer à la figure 6.15 pour la localisation des points) : pour un taux de calcium supérieur à 100 mg/l et un TAC supérieur à 23,5°f, on trouve tous les qualitomètres situés le long du fossé de Gondrecourt, c'est-à-dire le long d'un axe Chassey-Beaupré - Void (G sur la figure 6.13), plus Sionne et Prez-sous-Lafauche, dont on avait déjà mentionné le particularisme. La même répartition géographique se retrouve sur le graphique TH= $f$ (C), avec quelques exceptions supplémentaires (figure 5.15).

Le fort taux de calcium et de carbonates mesuré (on pourrait dire exporté dans le cas des sources) le long du fossé de Gondrecourt semble indiquer une dissolution préférentielle sur cet axe de cheminement des eaux souterraines. Peut-on pour autant parler de karstification ? La question se pose vis-à-vis de deux constats qui paraissent paradoxal : les marno-calcaires du Kimméridgien qui sont concernés dans la partie amont de l'axe et la conductivité élevée des mêmes points d'analyse qui traduirait plutôt des circulations lentes, à l'opposé des circulations de type karstique.

En fait, la charge dissoute est élevée lorsque l'eau a été longtemps en contact avec la roche car elle a eu le temps de se minéraliser, et elle est plus faible dans le cas de circulations rapides en milieu karstique (Corbonnois, 1998). Les taux de calcium, de carbonates et la conductivité sont donc concordants pour exprimer plutôt des terrains peu transmissifs et peu karstifiés dans l'axe du fossé de Gondrecourt, par opposition aux plateaux calcaires oxfordiens. Les écoulements souterrains le long des discontinuités géologiques du fossé ne sont pas pour autant négligeables. Les données hydrologiques quantitatives constituent des éléments intangibles pour l'explication du fonctionnement hydrogéologique dans ce secteur.

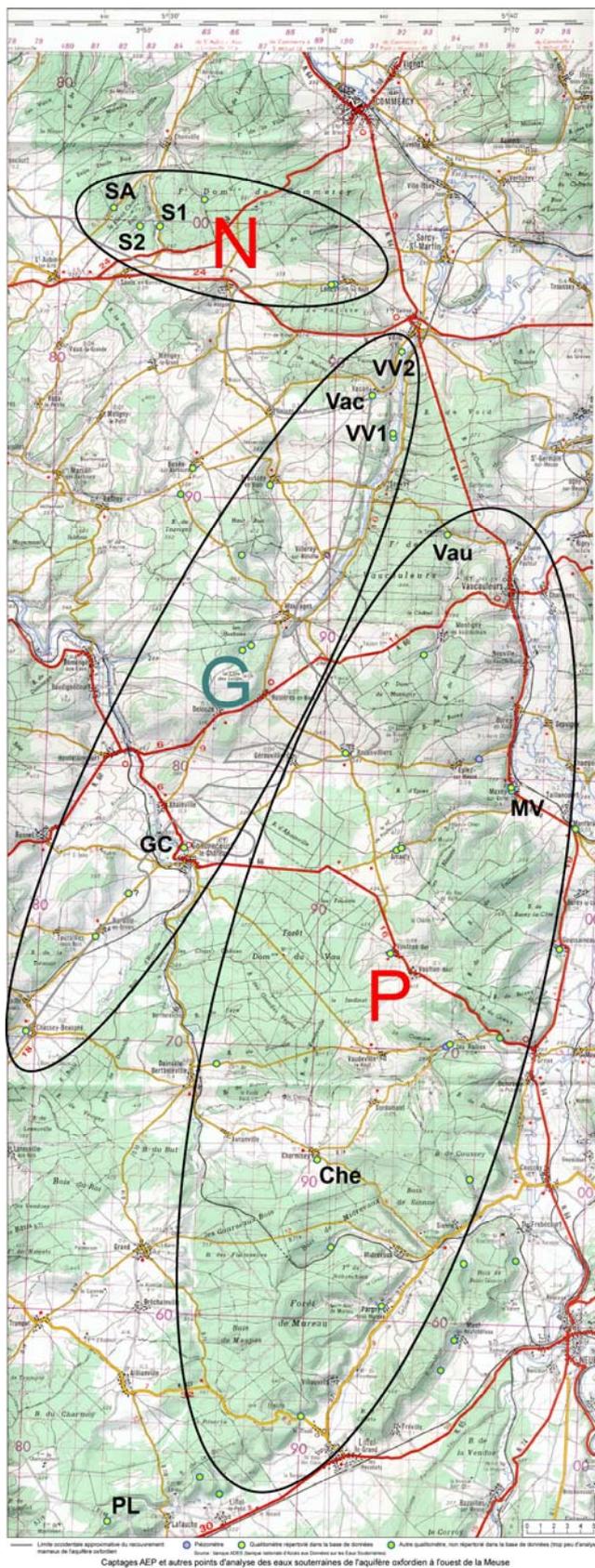


Figure 6-13 : Localisation des principaux points et groupes de points mentionnés sur les figures 6.14, 6.15, 6.16 et 6.17.

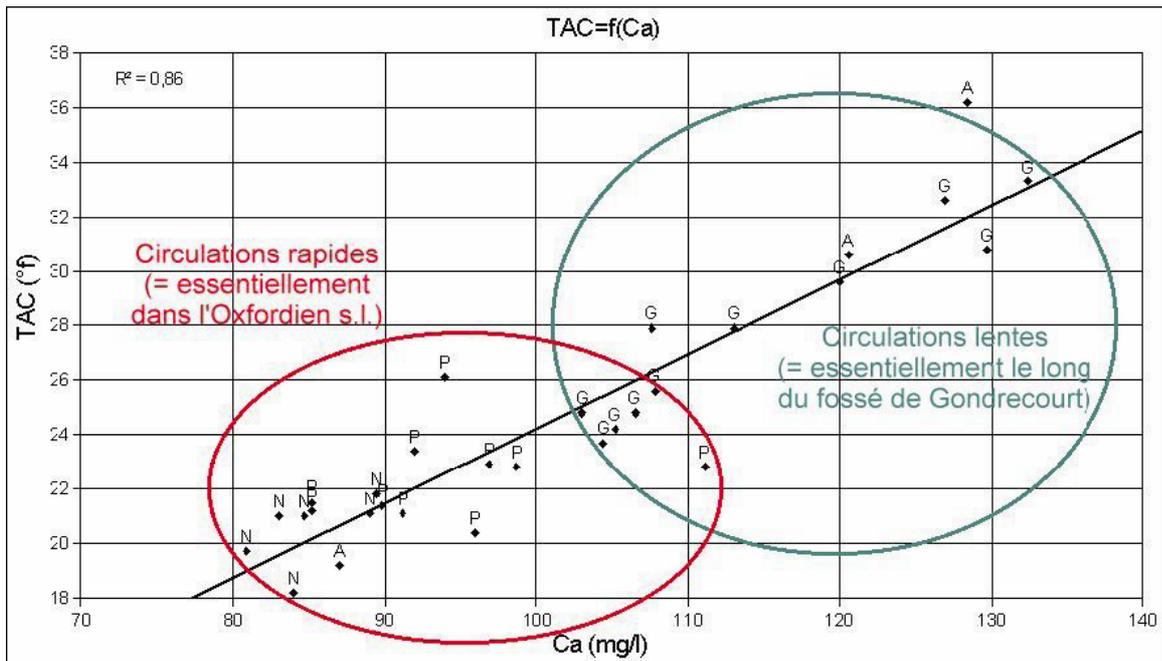


Figure 6-14 : Corrélation du titre alcalimétrique complet en fonction du calcium pour trente-quatre qualitomètres du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES) / P = plateau sud ; N = plateau nord ; G = fossé de Gondrecourt ; A = autres points

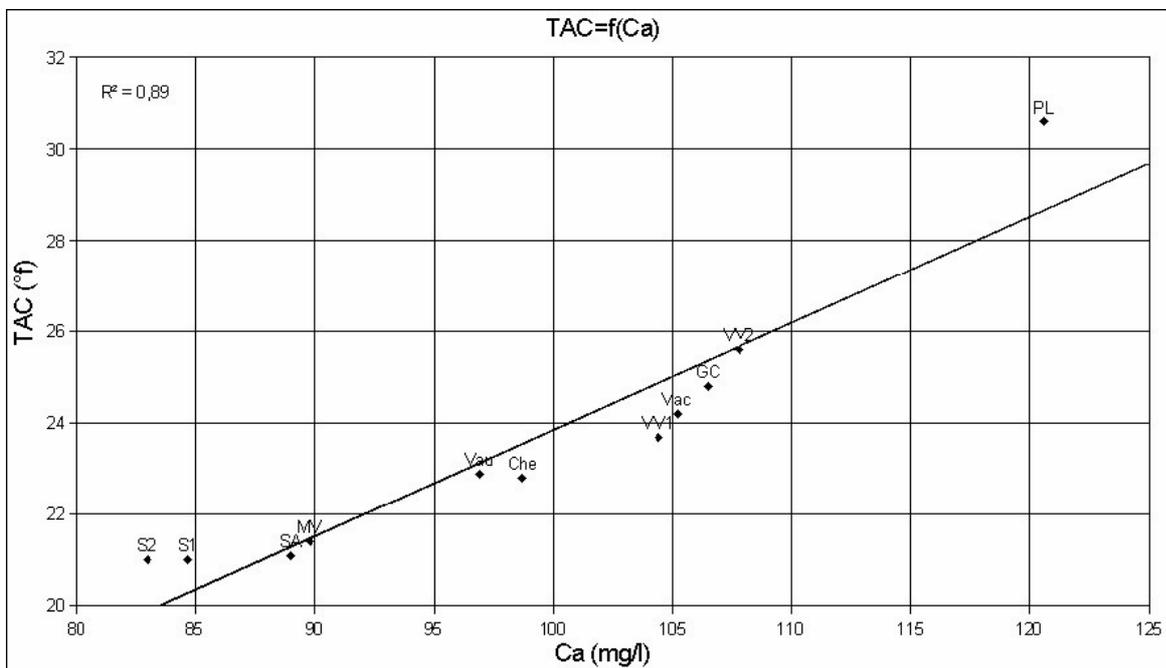


Figure 6-15 : Corrélation du titre alcalimétrique complet en fonction du calcium pour les onze qualitomètres au plus grand nombre d'analyses (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES). / Che = Chermisey ; GC = Gondrecourt-le-Château ; MV = Maxey-sur-Vaise ; PL = Prez-sous-Lafauche ; S1 et S2 = Saulvaux ; SA = Saint-Aubin-sur-Aire ; Vac = Vacon ; Vau = Vaucouleurs ; VV1 et VV2 = Void-Vacon.

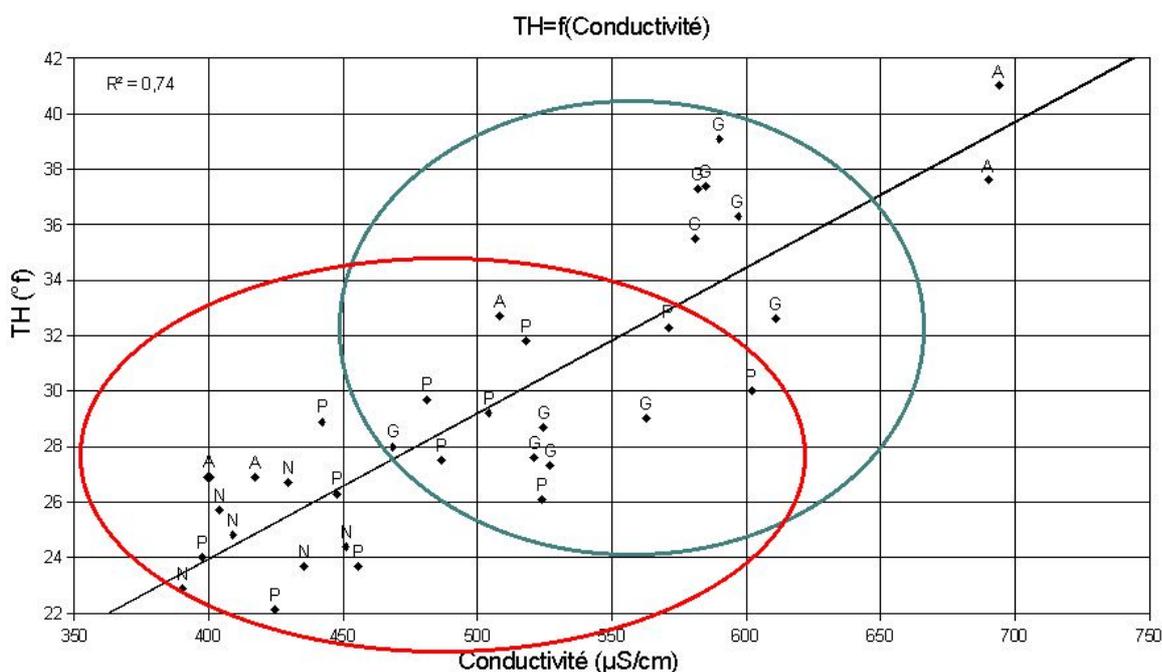


Figure 6-16 : Corrélation du titre hydrotimétrique en fonction de la conductivité à 25°C pour trente-quatre qualimètres du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES). / P = plateau sud ; N = plateau nord ; G = fossé de Gondrecourt ; A = autres points

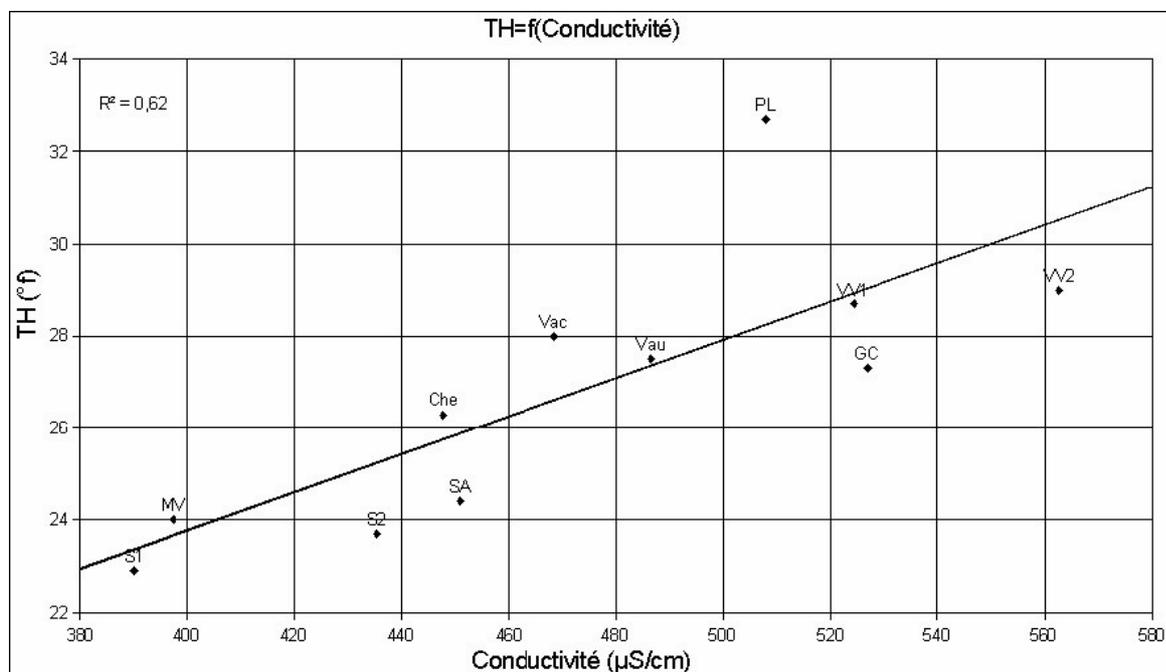
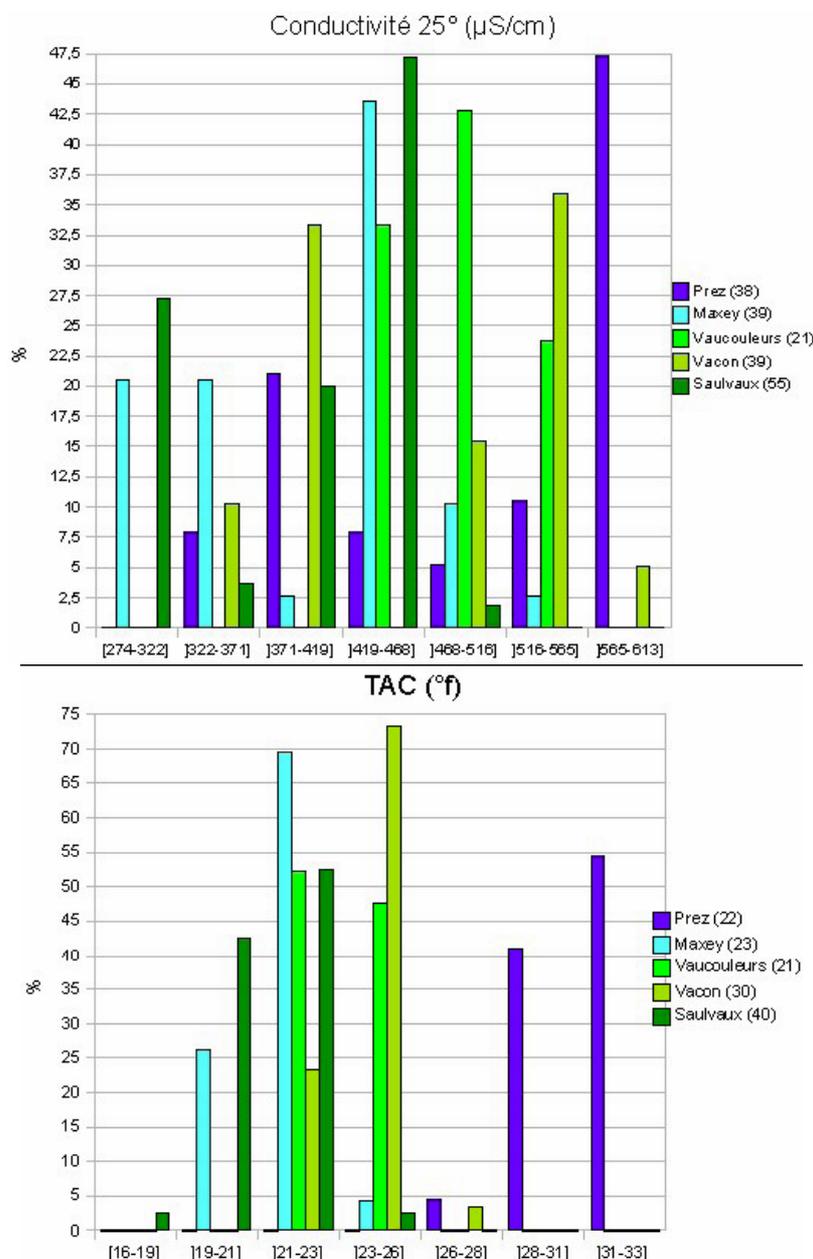


Figure 6-17 : Corrélation du titre hydrotimétrique en fonction de la conductivité à 25°C pour les onze qualimètres au plus grand nombre d'analyses (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES). / Che = Chermisey ; GC = Gondrecourt-le-Château ; MV = Maxey-sur-Vaise ; PL = Prez-sous-Lafauche ; S1 et S2 = Saulvaux ; SA =

*Saint-Aubin-sur-Aire ; Vac = Vacon ; Vau = Vaucouleurs ; VV1 et VV2 = Void-Vacon.*

Un autre facteur explicatif doit être pris en compte : la faible précision des valeurs interprétées, en tant que moyennes masquant des situations hydrologiques qu'il est nécessaire de connaître. C'est pourquoi nous avons détaillé les mesures en fonction des dates de prélèvements pour quelques sources à analyses nombreuses. Les cinq sources sélectionnées sont réparties dans les deux formations oxfordiennes (deux dans l'Argovo-Rauracien et trois dans le Séquanien) et surtout le long des droites de corrélations des deux graphiques précédents (figures 6.15 et 6.17). Il s'agit de Prez-sous-Lafauche, Maxey-sur-Vaise, Vaucouleurs, Vacon et Saulvaux (se référer à la figure 6.19 pour leur localisation). Un classement fréquentiel de la conductivité, du TAC, du TH et du calcium a été effectué pour ces cinq sources (figure 6.18).



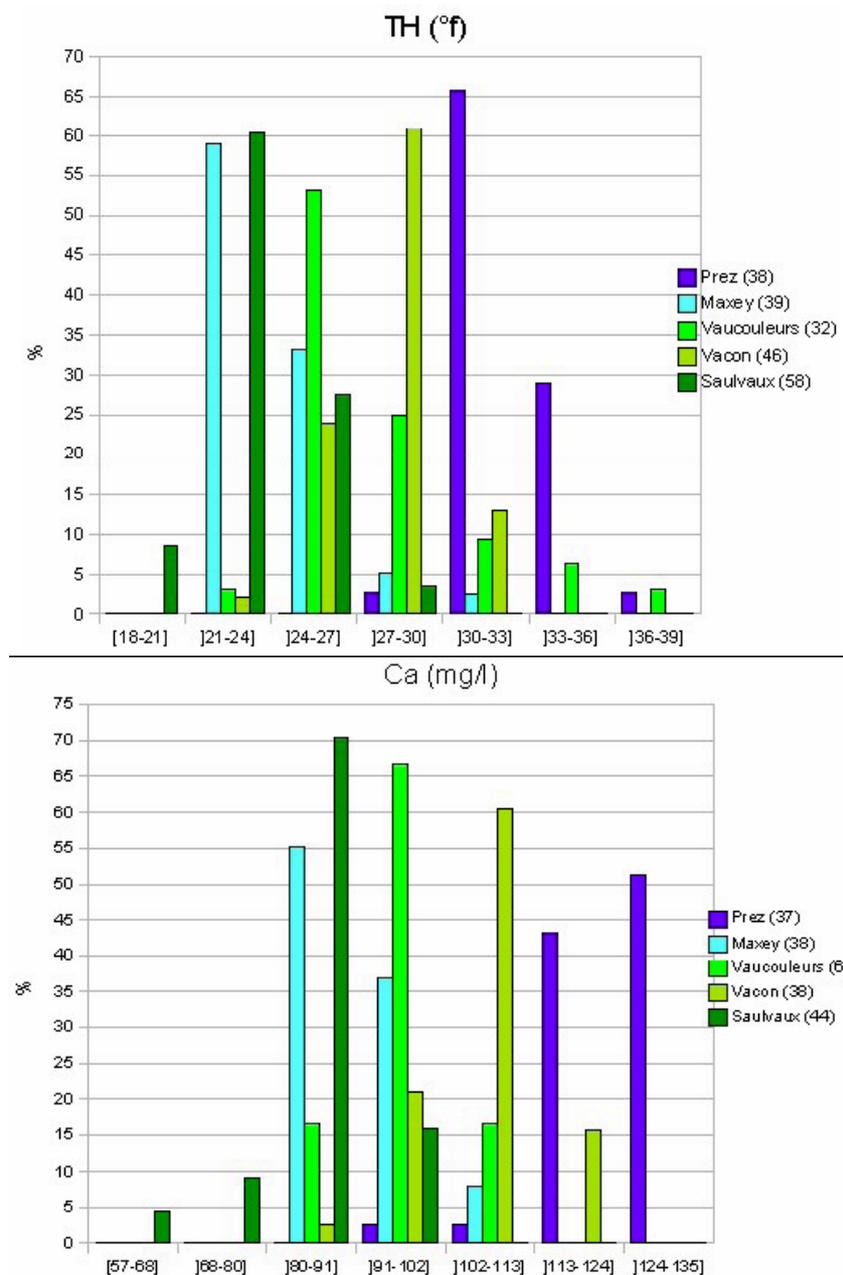


Figure 6-18 : Classement fréquentiel de la conductivité à 25°C, du titre alcalimétrique complet, du titre hydrotimétrique et du calcium pour cinq sources principales du plateau situé à l'ouest de la Meuse entre Prez-sous-Lafauche et Commercy (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES).

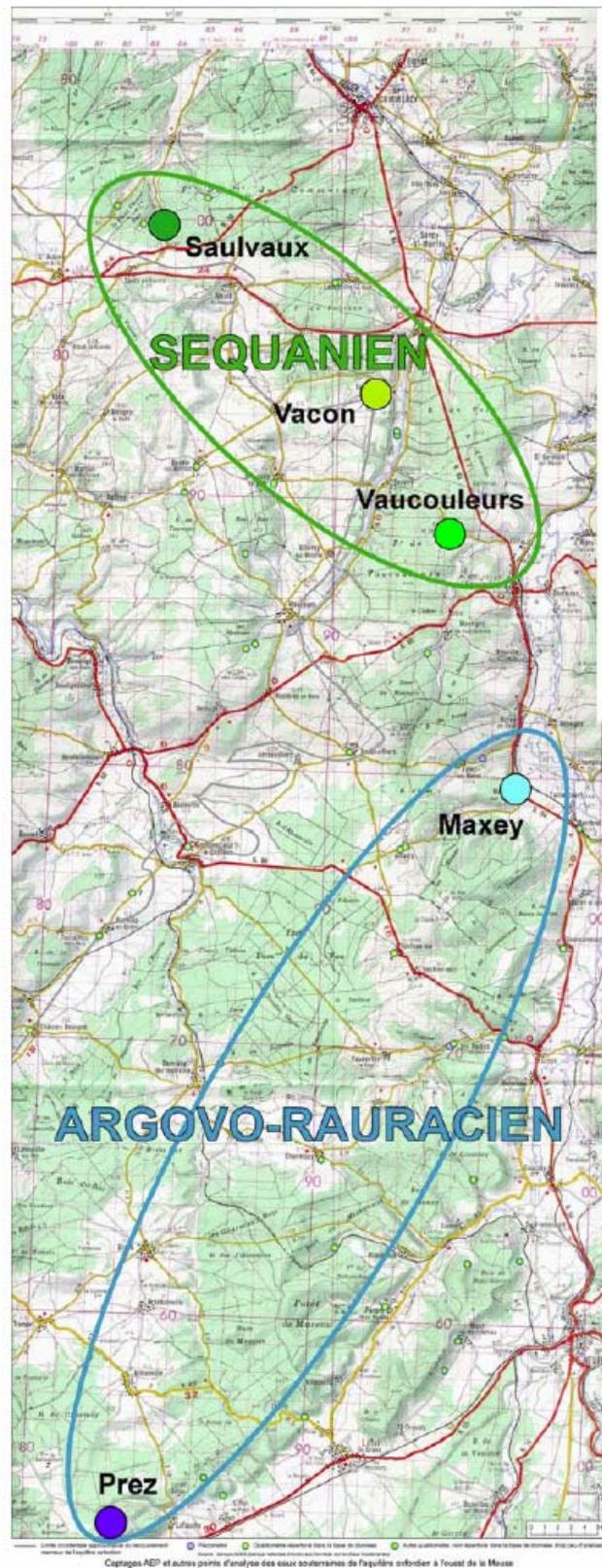


Figure 6-19 : Localisation des cinq sources principales du plateau oxfordien, dont les analyses hydrochimiques sont développées sur la figure 6.18

Pour la conductivité, on note de prime abord une variété de la valeur modale principale, qui passe d'environ 440  $\mu\text{S/cm}$  (Maxey-sur-Vaise et Saulvaux) à environ 590  $\mu\text{S/cm}$  (Prez). Cette valeur serait liée aux faciès lithologiques traversés par les eaux (Fister, communication orale). Mais les deux sources situées dans les terrains argovo-rauraciens présentent les deux extrêmes de conductivité. Peut-être faudrait-il alors mieux connaître les faciès de ces formations géologiques connues pour leurs variations lithologiques importantes ?

Un autre élément, plus intéressant, ressort : il s'agit de la bimodalité de quatre des cinq distributions (seul Vaucouleurs présente une distribution unimodale à l'échelle choisie sur toute la gamme de valeurs des cinq sources ; une bimodalité apparaît également quand on s'intéresse à cette seule source). Cette constatation serait caractéristique de circulations karstiques, contrairement aux distributions unimodales révélatrices d'une faible karstification (Fister, communication orale).

Pour ces deux constatations, il apparaît nécessaire de conjuguer les distributions fréquentielles avec les conditions hydrologiques qui régnaient au moment des prélèvements. Ces caractéristiques hydrologiques n'ayant été mesurées ni au moment, ni à l'endroit des prélèvements pour l'analyse hydrochimique, nous ne pouvons qu'effectuer un rapprochement approximatif avec les débits mesurés sur l'Ornain (à St-Joire ou Tronville) et/ou l'Aroffe (à Vannes-le-Châtel). De même, il ne sert à rien de vouloir rechercher une précision supérieure aux périodes de hautes eaux et de basses eaux. Cette analyse a été réalisée sur les sources de Prez-sous-Lafauche, Maxey-sur-Vaise, Vacon et Saulvaux (tableau 6.1)).

Source	Conductivité ( $\mu\text{S/cm}$ )		Situation hydrologique	Cours d'eau référence
Prez-sous-Lafauche	<400	7 valeurs	Hautes eaux	Ornain
	>565	17 valeurs	Basses eaux	Ornain
Maxey-surVaise	<=295	3 valeurs	Hautes eaux	Aroffe
	>450	11 valeurs	Basses eaux	Aroffe
Vacon	<=371	5 valeurs	Basses eaux	Aroffe
	>545	10 valeurs	Basses eaux	Aroffe
Saulvaux	<275	1 valeur	Hautes eaux	Aroffe
	>413	30 valeurs	Basses eaux	Aroffe

*Tableau 6-1 : Corrélation entre conductivité et situation hydrologique pour les quatre sources principales ; examen des valeurs extrêmes de conductivité (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES, ainsi que la banque HYDRO de la DIREN).*

Globalement, on ne constate pas de relations strictes entre la valeur de conductivité et la période hydrologique. Cependant, une tendance existe : la conductivité est faible en hautes eaux (une exception est notée pour Vacon en ce qui concerne les valeurs extrêmes) et forte en basses eaux (tendance bien marquée, même si la conductivité est parfois forte en hautes eaux également, si l'on se réfère à l'Ornain par exemple). La relation entre forte conductivité et basses eaux, voire très basses eaux ou périodes de tarissement, est un fait établi (Fister, communication orale). Elle peut s'expliquer par une minéralisation de l'eau qui a le temps de s'opérer. L'inverse se conçoit tout aussi aisément.

Comment interpréter l'absence de relations strictes ? Outre les conditions de corrélations médiocres indiquées ci-dessus, elle peut être liée à une échelle temporelle insuffisamment fine. A partir d'études au pas de temps journalier, en domaine karstique. Corbonnois (1998) a par

exemple mis en évidence des décalages entre les pics de crue et les " pics négatifs " de teneurs en éléments dissous.

Les histogrammes relatifs au TAC, au TH et au Ca présentent une répartition des différentes sources similaire à l'histogramme de conductivité (et entre eux également, par conséquent). Leur singularité par rapport à la conductivité tient uniquement au caractère unimodal de chacune des distributions, pour toutes les sources et tous les paramètres.

Le rôle des variations de faciès peut être, à nouveau, évoqué pour expliquer les valeurs extrêmes obtenues chaque fois aux sources issues des formations argovo-rauraciennes. En ce qui concerne la karstification probable des cinq secteurs drainés par ces sources, le TAC, le TH et le taux de Ca ne peuvent apporter de précision sur la seule base des distributions fréquentielles. En effet, Corbonnois (1998) a montré qu'en milieu karstique plus qu'ailleurs, les teneurs en éléments dissous varient en fonction des conditions hydrologiques. Par conséquent, comme avec la conductivité, une analyse de corrélation a été effectuée entre la teneur en calcium et la situation hydrologique du jour du prélèvement (tableau 6.2).

Source	Ca (mg/l)	Situation hydrologique	Cours d'eau référence
Prez-sous-Lafauche	<=120	6 HE et 4 BE	Ornain
	>=126	9 BE et 1 HE	Ornain
Maxey-sur-Vaise	<88	6 BE et 4 HE	Ornain
	>93,5	5 HE et 5 BE	Ornain
Vacon	<=102	9 BE et 1 HE	Ornain
	>=110	5 HE et 5 BE	Ornain
Saulvaux	<82	8 BE et 2 HE	Ornain
	>=90	7 BE et 3 HE	Ornain

HE = hautes eaux ; BE = basses eaux.

*Tableau 6-2 : Corrélation entre teneur en calcium et situation hydrologique pour les quatre sources principales ; examen des dix valeurs extrêmes de calcium (Valeurs d'après la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines - ADES, ainsi que la banque HYDRO de la DIREN).*

Tout d'abord, soulignons que la deuxième valeur la plus extrême correspond souvent à une situation hydrologique inverse de la valeur la plus extrême. C'est pourquoi nous avons étendu la gamme d'examen aux dix valeurs extrêmes, en excluant parfois la teneur la plus extrême lorsque celle-ci semble aberrante.

Ce constat indique une relation encore moins stricte entre la teneur en calcium et la situation hydrologique, qu'entre la conductivité et cette même situation hydrologique. Ceci se vérifie également entre chaque source. A Prez-sous-Lafauche, les hautes eaux dominent pour les valeurs de Ca faible et les basses eaux dominent pour les valeurs de Ca fortes. C'est globalement l'inverse pour les autres sources. Or, d'après les travaux de Corbonnois (1998), c'est en situation de hautes eaux que la teneur en éléments dissous chute, particulièrement dans un milieu karstique. Ces constatations apportent une contradiction vis-à-vis des interprétations précédentes, notamment pour les sources de Maxey-sur-Vaise et de Vacon, dont le caractère karstique semblait établi plus que partout ailleurs.

L'hypothèse qui peut être avancée est que la source de Prez-sous-Lafauche a un caractère karstique avec une circulation immédiate, tandis que les sources de Saulvaux, Maxey-sur-Vaise

et Vacon ont aussi un caractère karstique mais avec une circulation différée. Lors des crues l'eau nouvelle, issue des conditions climatiques humides, exerce un jeu de piston. Elle pousse l'eau stockée dans un réservoir et prend sa place. La source présente donc des hautes eaux, mais l'eau écoulée est une eau stockée dans un réservoir qui a donc pu être minéralisée. Il faudrait donc instrumenter des sources, pour déterminer avec plus de certitudes le fonctionnement hydrogéologique du plateau situé à l'ouest de la vallée de la Meuse.

### 6.3 Conclusion générale

Cette analyse de l'hydrologie de surface et des sources de ce plateau calcaire, permet de mettre en évidence plusieurs types de circulations des eaux. On peut retenir deux grands types : le fossé de Gondrecourt-le-Château qui a une circulation lente et le reste du plateau oxfordien qui a une circulation nettement karstique.

#### 6.3.1 La circulation lente du fossé de Gondrecourt-le-Château.

Le long du fossé de Gondrecourt-le-Château, on observe un axe de cheminement des eaux de direction sud-ouest nord-est, à travers les marno-calcaires du Kimméridgien qui alimente la Méholle, à partir de la région du village de Mauvages, grâce à une série de petites sources. (Fig.6.5).

Cette région présente des terrains peu transmissifs et peu karstifiés dans lesquels l'eau circule lentement et se minéralise plus fortement (Fig. 6.13).

On retrouve là, l'idée exposée par Clermonté dès 1966 d'une circulation des eaux qui suivraient le fossé de Gondrecourt-le-Château. Cependant, on précise ici que ce cheminement ne se fait que dans les marno-calcaires du Kimméridgien et non pas dans l'ensemble de la série stratigraphique du fossé.

#### 6.3.2 La circulation dans le plateau karstique de l'Oxfordien.

Dans l'Oxfordien, le cheminement des eaux apparaît nettement karstique. La circulation est plus rapide et la minéralisation des eaux est surtout importante au moment des basses eaux qui ayant été stockées, ont circulé plus lentement. Cependant, on peut distinguer plusieurs sous-types :

- 1 – Un premier sous-type apparaît dans les formations séquaniennes. Là, la circulation reste relativement lente et la karstification est réduite. L'analyse de la source de Vaucouleurs avec sa distribution unimodale de la conductivité, confirme cette faible karstification.

- 2 – Un deuxième sous-type peut être mis en valeur dans la partie centrale du plateau. Là, la circulation karstique est rapide comme le montre le fonctionnement de la source de Prez-sous-Lafauche avec sa courbe bimodale, sa faible minéralisation des eaux en période de crue et sa minéralisation plus forte en période de basses eaux. Cette situation correspond aussi à la circulation rapide observée, mais non mesurée, sur les sources du Bouillon ou de la Dhuit dans la vallée du Rognon

- 3 – Un troisième sous-type affecte la partie sud-est et est du plateau oxfordien. L'analyse des sources de Maxey-sur-Vaise, Saulvaux et Vacon évoque un système de circulation karstique avec un effet de piston. Lors des crues l'eau nouvelle, issue des conditions climatiques humides pousse l'eau stockée dans un réservoir et prend sa place. La source présente donc des hautes eaux, mais l'eau écoulée est une eau stockée dans un réservoir où elle a pu être minéralisée. Cette alimentation en eau se retrouve dans les cours d'eau avec notamment la Meuse dans laquelle, l'augmentation des débits entre Neufmarché et Domrémy peut être expliquée par une restitution directe dans le lit de la rivière de ces eaux mises en réserve.

## Références

**Clermonté J.** (1966) - Etude géologique et hydrogéologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse), *Diplôme d'Etudes Supérieures de Nancy*, 98 p.

**Devos A.** (1996) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*, Thèse de l'université de Metz, Ed. Septentrion, Lille, 443 p.

**Gamez P., Fizaine J.-P., Mansuy D., Scapoli J.** (2001) - *Origine des circulations souterraines dans la vallée de l'oued Guigou (Moyen Atlas septentrional, Maroc)*. *Mosella*, t. XXV, n° 3-4, pp. 195-216.

**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.

**CEGUM** (inédit) - Données de fiches de jaugeage.

**GEREEA** (1988) - *Mesure des débits des cours d'eau du bassin du Vair. Campagne d'étiage 1988*. AFBRM, 17 pages et 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 Rémillly*. AERM.

**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 pages.

**Leclercq L.** (1996) – Les eaux courantes : caractéristiques et moyens d'étude. *L'Erable*, 2<sup>e</sup> trimestre 1996, pp. 4-13.

**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 l'université de Reims Champagne-Ardenne, 2 t., 590 pages.

**Le Roux J., Salado J.** (1980) - *Fonctionnement des aquifères calcaires lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques*, SRAEL, SRAEL-ES-1980-141, 177p

**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 pages.

## 7. Caractéristiques du karst du plateau de revers de la cuesta oxfordienne

### 7.1 Les différentes zones distinguées

L'étude géomorphologique des formes karstiques de surface et de profondeur (réseau Hadès), l'étude hydrologique de surface, l'étude des traçages colorimétriques et l'exploitation des résultats obtenus dans les forages faits par l'Andra, permettent de proposer un modèle de fonctionnement hydrologique, dans son état de développement actuel, du karst du plateau du revers de la cuesta oxfordienne, appelé aussi le Haut pays.

La figure 7.1 présente une carte synthétique des principales observations de terrains réalisées. Trois ensembles régionaux différents apparaissent nettement, depuis le nord jusqu'au sud :

- La région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-château, caractérisée par les affleurements kimméridgiens et portlandiens,
- La région centrale qui correspond aux affleurements des formations séquaniennes,
- La région méridionale constituée par les affleurements des calcaires de l'Oxfordien..

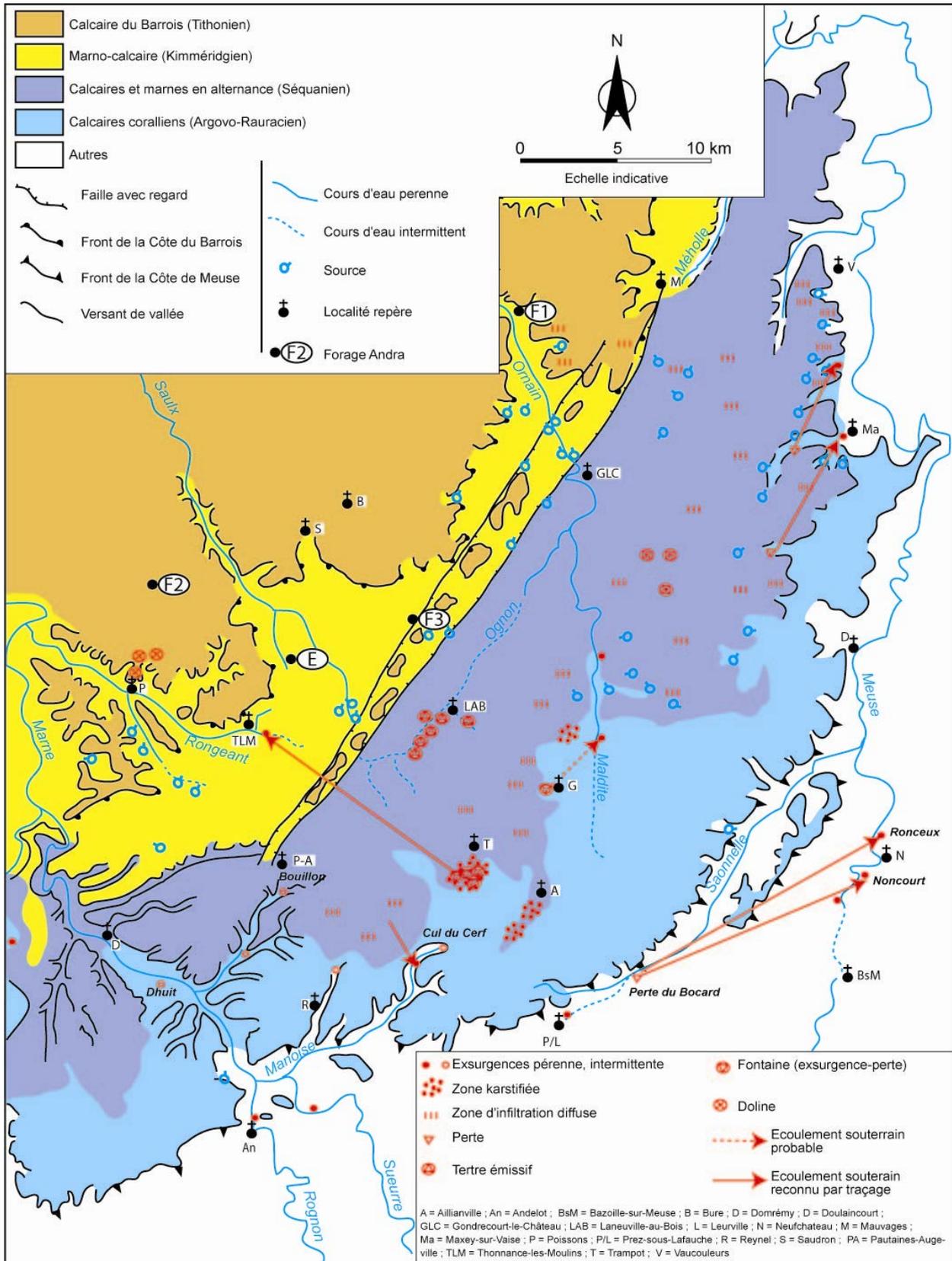


Figure 7-1 : Carte synthétique du karst du plateau du revers de la cuesta oxfordienne entre les vallées de la Marne et e la Meuse

## 7.2 La région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château

**L'étude géomorphologique** de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château montre un alignement, sud-ouest nord-est, de buttes chapeautées par des calcaires portlandiens qui reposent sur les formations kimméridgiennes. Il s'agit là de formes structurales dues à la fois à l'érosion différentielle et à la disposition des couches après le jeu tectonique du fossé de Gondrecourt-le-Château.

L'analyse stratigraphique (Fig. 2.3 et 2.4) montre les formations kimméridgiennes surmontées par celles du Portlandien. Le Kimméridgien est constitué par une succession de bancs calcaires épais d'une dizaine de mètres (calcaires rocailleux à *Rasenia cymodoce*, calcaires blancs inférieurs et calcaires blancs supérieurs) intercalés à l'intérieur d'une formation marno-argileuse qui devient prédominante dans la partie supérieure (marnes à *Exogyre* supérieures épaisses de 45 m). Le Tithonien (anciennement Portlandien) forme la masse épaisse des calcaires du Barrois.

Les buttes observées sur le terrain sont donc des buttes témoins en position avancée par rapport à la cuesta du Barrois située quelques kilomètres plus au nord. Elles ont été conservées grâce au jeu en affaissement du fossé tectonique. Il s'agit bien là de formes structurales simples.

**L'hydrologie de surface** présente deux types de cours d'eau :

- Les cours d'eau allochtones comme l'Ornain qui traverse le fossé de Gondrecourt-le-Château perpendiculairement sans être affecté par cette structure
- Les cours d'eau qui naissent dans le fossé par des petites sources localisées au pied des calcaires tithoniens ou kimméridgiens. Ces sources sont dues à un aquifère formé par la superposition des calcaires tithoniens au-dessus des marnes kimméridgiennes. Elles n'ont pas de caractères karstiques et sont souvent à sec en été. Elles donnent naissance à des ruisseaux qui quittent le fossé pour rejoindre vers le sud le cours de l'Ognon. C'est par exemple le cas du ruisseau de Chassey-Beauprés après l'étang du Fourneau (Fig. 7.1).

L'écoulement des eaux de la Méholle dont le cours prolonge vers le nord-est le fossé de Gondrecourt-le-Château (Fig. 6.5) avait fait apparaître quatre secteurs :

- Le secteur en amont du village de Mauvages où les débits croissent légèrement
- Le secteur compris entre Mauvages et Villeroy-sur-Méholle où les débits ont tendance à diminuer,
- Le secteur compris entre Sauvoy et Void où les débits augmentent de façon exponentielle.
- Le secteur en aval de Void où les pertes dominent.

Dans le premier tronçon les apports d'eau sont dus à des petites sources qui vidangent les aquifères des calcaires du Kimméridgien et des calcaires du Portlandien. A l'amont du bassin versant, des sourcins sont issus des calcaires du Tithonien inférieur. Ils sont souvent à sec en été. A l'aval de la zone faillée de Mauvages, la Méholle est longée par le canal. Les pertes constatées tiennent plus aux prises d'eau dans la rivière qu'aux infiltrations dans les calcaires à astartes séquaniens du substratum. Enfin en aval c'est la source karstique de Void-Vacon qui explique l'augmentation des débits.

**L'étude des mesures physico-chimiques** des eaux des sources montre (Fig. 6.13) que toutes les sources du fossé de Gondrecourt-le-Château sont fortement minéralisées.

**On peut donc en conclure** que cette région présente des terrains peu transmissifs et peu karstifiés dans lesquels l'eau circule lentement. Elle a ainsi la possibilité de se minéraliser plus

fortement. Ce cheminement ne se fait que dans les marno-calcaire du Kimméridgien et non pas dans l'ensemble de la série stratigraphique du fossé. Il donne naissance aux sources qui, au nord-est, alimentent la Méholle. Ailleurs, il s'agit de petits ruisseaux qui sont affluents de l'Ornain soit directement au niveau de Gondrecourt-le-Château, soit indirectement via l'Ognon.

On retrouve là, et seulement pour les formations kimméridgiennes, l'idée exposée par Clermonté dès 1966 d'une circulation des eaux qui suivrait la direction du fossé de Gondrecourt-le-Château. Cependant, il ne s'agit pas d'une véritable circulation karstique. C'est un cheminement lent à l'intérieur des terrains peu transmissifs du Kimméridgien.

### 7.3 La région centrale qui correspond aux affleurements de séquanien

Bien que, globalement, le fonctionnement du karst soit unique dans cette région, les paysages permettent de distinguer deux ensembles : les parties est et ouest où les formes karstiques de surfaces sont peu nombreuses et la partie centrale où les paysages karstiques sont plus développés.

#### 7.3.1 Les parties est et ouest

**L'étude géomorphologique** de cette région a mis en évidence une succession de plateaux structuraux disposés en marches d'escalier. Cela est particulièrement bien visible dans la région de l'est aux environs des villages de Vouthon-haut et Vouthon-bas, Amanty et Epiez-sur-Meuse (Fig. 3.2).

Comme le montre l'échelle stratigraphique (Fig. 2.3 et 2.4), cette disposition est encore le résultat de la géomorphologie structurale. Chacun de ces plateaux correspond à un replat structural dû aux calcaires à Astartes inférieurs et aux calcaires à Astartes supérieurs. Ils sont séparés par l'Oolithe de la Mothe.

Sur ces plateaux les grandes formes karstiques sont rares. Seuls les calcaires à Astartes supérieurs ont localisé trois dolines dans la forêt domaniale du Vau (Fig. 3.3 et 3.4) Ailleurs, ces plateaux portent des formations superficielles argilo-caillouteuse qui témoignent d'une karstification superficielle accompagnée par une infiltration généralisée sur ces surfaces planes (Fig. 3.5 et 3.6).

**L'étude hydrologique de surface** montre la présence d'un grand nombre de sources à très faible débit (Fig. 7.1). Elles sont souvent à sec en été. Les plus grosses alimentent des lavoirs comme à Séraumont. Elles naissent soit au pied de l'Oolithe de la Mothe soit au pied des calcaires à Astartes inférieurs (Fig. 2.3). Elles constituent des lignes de sources avec une subégalité altitudinale. Elles donnent parfois naissance à des petits ruisseaux qui dévalent les pentes pour rejoindre un cours d'eau plus important.

L'exemple du ruisseau des Roises est caractéristique de cette région (Fig. 6.3). Dans la partie amont, en étiage, le cours est à sec. Ce n'est que dans la partie médiane, aux environs du village des Roises, que les écoulements apparaissent. Cette répartition s'explique par le fait qu'en amont l'alimentation est due aux petites sources des calcaires du Séquanien alors que dans la partie aval le fond topographique de la vallée recoupe les formations de l'Oxfordien qui alimente avec un fonctionnement hydrogéologique ce ruisseau. Le même type de fonctionnement se retrouve dans la vallée du ruisseau de Montigny appelé aussi la Nicole (Fig. 6.4). Là aussi, c'est lorsque le fond de vallée atteint les calcaires de l'Oxfordien que les

écoulements deviennent pérennes. Comme le montre la carte de la figure 6.10, tous ces cours d'eau présentent dans la partie amont où ils coulent sur les formations séquanienne des rendements hydrologiques qui témoignent de pertes généralisées.

### 7.3.2 La partie centrale

**L'étude géomorphologique de surface** fait apparaître des formes karstiques, à la fois, plus nombreuses et plus spectaculaires. Ce sont essentiellement les « fontaines » du bois de Trampot. Il s'agit de doline-émergence-perte. (Fig. 7.2 et 3.10). Ces fontaines sont des formes karstiques de contact stratigraphique entre le Séquanien et l'Oxfordien.



Figure 7-2 : La fontaine n°1 (Photo A. Devos)

La figure 7.3 montre le scénario de la formation et de l'évolution d'une telle forme. La genèse d'une doline-émergence-perte a été étudiée par Devos (1996) mais surtout par Jaillot. (2000). Elle présente une évolution complexe représentative de couverture semi-perméable, propice aux écoulements souterrains de sub-surface. En limite de l'affleurement de séquanien, les formations sont moins épaisses car elles ont été érodées. Cependant, l'infiltration et les écoulements dans les calcaires séquaniens restent lents tout en suivant les discontinuités de l'encaissant (fissures verticales et plans de stratification horizontaux sur les niveaux argileux). Au profit d'une fissure, les écoulements peuvent être concentrés. On connaît alors une corrosion qui élargit la fissure et provoque une accélération des écoulements. Les vides ainsi formés déstabilisent la couverture qui est démantelée par soutirage, suffosion et hydrocompaction. L'effondrement de la voûte forme la dépression fermée de surface mettant au jour des écoulements souterrains et plus particulièrement une émergence. Les versants de cette doline reculent grâce à des mouvements de masse, la gravité et la gélifraction qui contribuent à l'élargir rapidement. Dans les calcaires de l'Oxfordien, des puits profonds de plus de 15 m trépanent le plancher des fontaines et témoignent d'une zone d'infiltration concentrée et rapide.

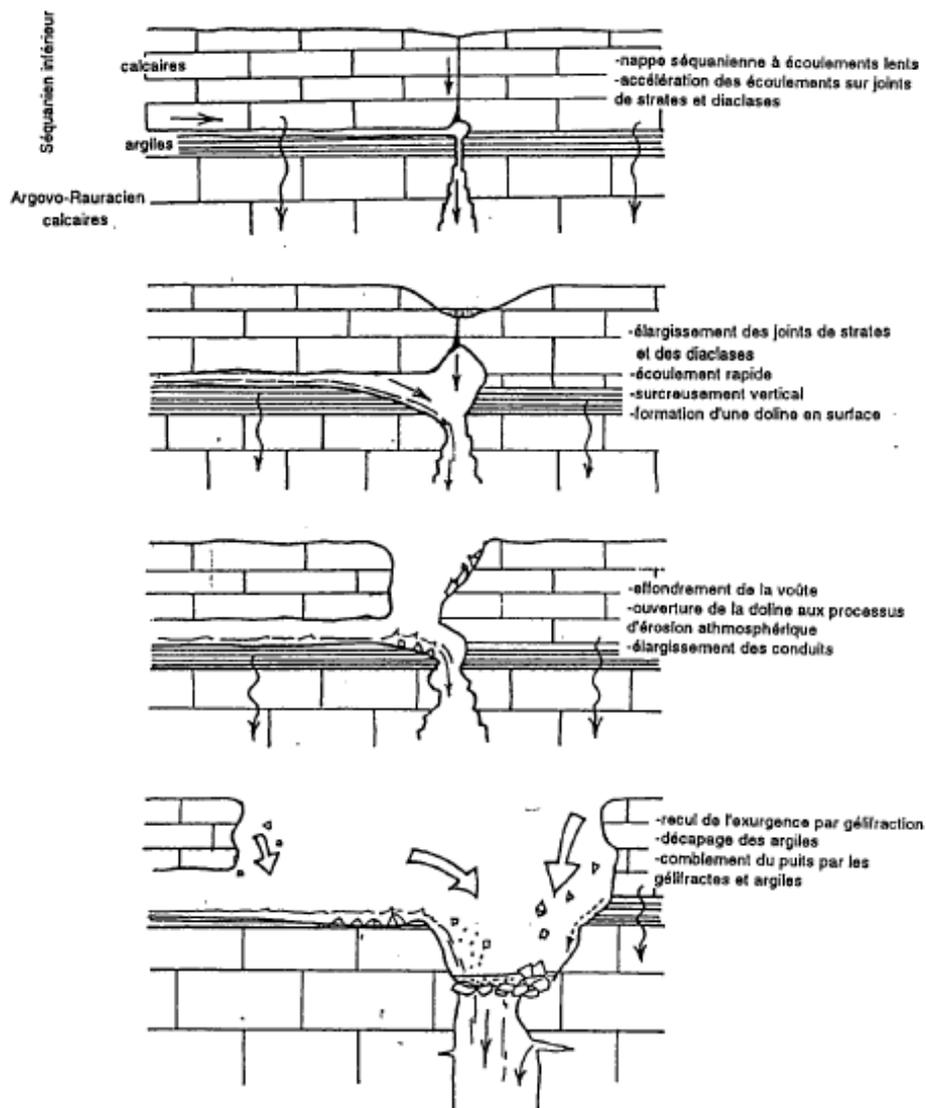


Figure 7-3 : Scénario de formation d'une fontaine (Devos, 1996)

Les travaux archéologiques de la ville de Grand ont permis de montrer que ces fontaines pouvaient avoir plusieurs collecteurs. Quatre collecteurs convergent vers la fontaine de l'église dont trois ont été aménagés dès l'époque romaine afin d'augmenter les débits. La perte apporte son eau à la source du Routeuil. (Fig. 7.4).



héritages des périodes froides. Actuellement on doit noter le fonctionnement d'un grand nombre d'exurgences pérennes ou temporaires. La figure 7.1 en localise plusieurs.

En exemple, on peut citer dans la vallée de la Meuse celle de Maxey-sur-Vaise (Fig. 7.5) dans la vallée de la Manoise celle du Cul du Cerf (Fig. 7.6), dans la vallée de la Joux, celle du Bouillon, dans la vallée de la Marne celle de la Duit (Fig. 7.7). Toutes témoignent d'une circulation rapide de l'eau en profondeur qui est bien de type karstique.



*Figure 7-5 : Source de Maxey sur Vaise (Photo A. Marre, 06/11/2007)*



*Figure 7-6 : Source du "Cul du Cerf" (Photo A. Marre, 18/01/2008)*



Figure 7-7 : Source de la Dhuit (photo A. Marre, 22/03/2008)

**L'étude géomorphologique de profondeur**, a été faite dans le seul réseau pénétrable : le réseau Hadès. Elle a permis de mettre en évidence des profils transversaux de galeries de formes complexes qui traduisent une évolution polyphasée, avec une genèse en régime noyée puis un surcreusement en régime vadose et enfin la superposition d'une nouvelle histoire avec des puits qui trépanent son toit et son plancher.

Ces phases peuvent être mises en relation avec le creusement des vallées qui ceignent le plateau. Le réseau horizontal est à une altitude de 380 m. On peut le considérer comme étant en relation avec des cours d'eau encore peu encaissés dans le plateau. Le réseau étant à la même altitude que les fonds de vallées, est noyé et développe des formes d'érosion dans des conduites forcées. Localement, il n'a pas été possible de trouver des anciens niveaux de terrasses à ces altitudes, mais cette hypothèse semble être la plus probable car le calage de réseaux endokarstiques sur des niveaux de base hydrographiques locaux est largement vérifié en Lorraine (Losson, 2004) et dans le Barrois tout proche (Jaillot 2000). L'encaissement des vallées met ce réseau en position perché ce qui favorise la trépanation des galeries horizontales. Ce scénario ne peut être qu'accentué par une lente surrection du Bassin parisien comme l'évoque la modélisation faite par Jouve dans sa thèse (2007). On constate qu'il y a encore un écoulement des eaux de types karstiques dans ces calcaires oxfordiens.

**L'étude des traçages colorimétriques** vient vérifier cette circulation. Les opérations de traçages colorimétriques effectuées en janvier et mars 2008 ont démontré d'une part la liaison entre le bois de Trampot et la source du Rongeant à Thonnance-les-Moulins et d'autre part la rapidité de ces circulations (300 m/h en janvier 2008). Il y a donc bien un transfert d'eaux karstiques dans les calcaires de l'Oxfordien. Il suit depuis le bois de Trampot le sens de la structure, la source du Rongeant étant installée sur un accident tectonique. En revanche, l'injection faite dans la perte des égouts d'Aillianville n'a pas donné de résultat : le traceur n'a pas été retrouvé. L'analyse hydrologique de surface peut venir donner des explications possibles.

**L'étude hydrologique de surface** a fait apparaître un cheminement des eaux nettement karstique. Cela est attesté par une circulation plus rapide que dans les kimméridgiennes du fossé de Gondrecourt-le-Château et une minéralisation surtout importante au moment des

basses eaux. En effet, les eaux ont été stockées longtemps, ont circulé plus lentement et ont eu le temps de se minéralisées. Cependant, on peut distinguer plusieurs sous-types :

- 1 – Un premier sous-type apparaît dans les formations séquanien. Là, la circulation reste relativement lente et la karstification est réduite. La région de Vaucouleurs illustre bien ce cas. La carte géomorphologique (Fig. 3.2) montre, sur le plateau, une absence de formes karstiques de taille importante. Seules les microformes indiquent une infiltration généralisée des eaux. L'analyse de la source de Vaucouleurs avec sa distribution unimodale de la conductivité, confirme cette faible karstification.
- 2 – Un deuxième sous-type peut être mis en valeur dans la partie centrale du plateau. Là, la circulation karstique est rapide comme le montrent, d'une part la plus grande présence de formes karstiques de surface (Fig. 3.1 et 3.2) et le fonctionnement de la source de Prez-sous-Lafauche avec sa courbe bimodale, sa faible minéralisation des eaux en période de crue et sa minéralisation plus forte en période de basses eaux. Cette situation correspond aussi à la circulation rapide observée, mais non mesurée, sur les sources du Bouillon ou de la Dhuit dans la vallée du Rognon. Elle explique également le transfert rapide observé lors des traçages colorimétriques.
- 3 – Un troisième sous-type affecte la partie sud-est et est du plateau oxfordien. L'analyse des sources de Maxey-sur-Vaise, Saulvaux et Vacon évoque un système de circulation karstique avec un effet de piston. Lors des crues l'eau nouvelle, issue des conditions climatiques humides pousse l'eau stockée dans un réservoir et prend sa place. La source présente donc des hautes eaux, mais l'eau écoulee est une eau stockée dans un réservoir où elle a pu être minéralisée. Cette alimentation en eau se retrouve dans les cours d'eau avec notamment la Meuse. Cette circulation à effet piston peut expliquer le fait que les traçages faits à partir de la perte d'Aillianville n'aient pas donné de résultats : le traceur a été stocké et probablement dilué dans un grand réservoir qui restitue ses eaux lors d'une prochaine période de crue.

***L'exploitation des données produites par les forages Andra*** apporte de nouveaux arguments en faveur de l'hypothèse d'une circulation karstique dans les calcaires oxfordiens sous couverture exploitant la fracturation du massif calcaire.

Les données utilisées proviennent des mesures et observations dans des forages réalisés sur quatre plateformes situées au nord de la région étudiée : la plateforme F1 à Demange-aux-eaux au nord de Gondrecourt-le-Château, la plateforme F2 à Montreuil-sur-Thonnance, la plateforme F3 à Cirfontaines-en-Ornois et la plateforme E à Soulaincourt (Fig. 7.1).

Ces forages profonds ont traversé les formations du Kimméridgien, du Séquanien, de l'Oxfordien et ont atteint celles du Callovien (Lebon, 2003 et notes techniques internes Andra 2008). Dans tous ces forages de faibles venues d'eau ont été observées à la base du Kimméridgien et à la base du Séquanien, ce qui confirme la circulation lente, intrinsèque de l'aquifère, constatée dans l'hydrologie de surface. En revanche dans les calcaires oxfordiens de forts débits ( $13\text{m}^3/\text{h}$ ) sont localisés sur des diaclases et fissures. Ces structures sont largement ouvertes et présentent au niveau des venues d'eau des aspects émoussés caractéristiques de dissolutions karstiques. (Fig. 7.8).



Figure 7-8 : Vue par caméra des fractures productrices d'eau dans le forage EST 321 de la plate-forme F2 (Source, Lebon, 2003)

Dans les forages EST 321 et EST 322 ces venues d'eau sont à des cotes altimétriques très différentes d'environ -22 m et 68 m NGF. Compte tenu de leur altitude, du contexte géomorphologique et structural et des enseignements de traçages entre Trampot et la source du Rongéant, ces formes peuvent être l'indice de circulations karstiques profondes, en régime noyé, l'analyse géochimique de ces eaux ayant montré qu'il s'agissait d'eau météorique avec une circulation rapide par rapport à celle des eaux de l'aquifère régional.

Cette hypothèse d'une karstification profonde implique :

- i) des circulations préférentielles sur fractures, ce qui est probable dans cette zone fracturée (plus fracturée que celle de Trampot où le réseau Hadès montre le rôle des fractures dans l'initialisation des galeries),
- j) des remontées d'eau sur failles plus en aval, au niveau de la vallée de la Marne, à l'image de celle constatée au niveau de la source du Rongéant. Dans cette hypothèse, les sorties hypothétiques des eaux sur failles à l'extrémité de ces système en formation se situent en fond de vallée, sous nappe alluviale. Elles sont de ce fait indétectables, y compris par mesures de débit vu d'une part les faibles transits possibles et d'autre part l'impossibilité d'établir une estimation précise des variations spatiales de débit de la Marne du fait de l'exploitation du canal (cf. Rapport C.RP.0GRU.09.0002).

En conclusion, on aurait là, aujourd'hui, une situation comparable à celle qui a existé plus au sud lors de l'initialisation des réseaux permettant maintenant les transferts rapides entre le bois de Trampot et la source du Rongéant.

Sur un plan théorique et très général, outre la dissolution « simple » par les eaux météoriques, trois autres processus peuvent être proposés pour expliquer cette karstification profonde :

- un cavernement hypogène en relation avec des remontées hydrothermales (Choppy, 1994 ; Klimchouk, 2007 ; Audra, 2007). La corrosion est liée à des eaux riches en acide sulfurique ou en acide carbonique d'origine profonde, souvent chaudes mais pas nécessairement ;
- une fantomisation (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999) pour laquelle l'évacuation extrêmement lente des carbonates dissous découlerait de flux de convection, en fonction de gradients de densité, thermiques notamment ;
- une bactériogenèse, processus dont on sait encore peu de choses, si ce n'est que le rôle actif des bactéries peut s'effectuer à grande profondeur.

Ces trois modes de spéléogenèse ne sont pas exclusifs l'un de l'autre. Par ailleurs, dans tous les cas, le mélange d'eaux de chimisme différent apparaît comme un facteur de dissolution essentiel (Audra, 2007). Mais, dans la région d'étude, aucune source aux caractéristiques hydrothermales et aucune anomalie géothermique ne viennent à l'appui de la première hypothèse et la troisième hypothèse reste trop aléatoire dans l'état actuel des connaissances.

En revanche, la fantomisation pourrait correspondre à l'état de développement actuel de ce karst profond. Ce processus de karstification s'exprime par une dissolution de la calcite maintenant en place les insolubles (argiles de décalcification notamment) et créant une forte porosité et perméabilité (la roche paraît remplacée par un fantôme de roche). Cette hypothèse paraît acceptable pour plusieurs raisons :

- Le contexte hydrogéologique d'un tel mode de karstification s'accorde avec les données locales :
  - i) absence de forts gradients hydrauliques, c'est-à-dire d'énergie pour évacuer les insolubles (Quinif, 1998) compte tenu du relief,
  - ii) profondeur à laquelle on se place (largement en dessous du niveau de base régional),
  - iii) remontées d'eau discrètes (localisée et de faibles débits) au droit de failles.
- Des morphologies karstiques de dimensions plurimétriques descendant à grande profondeur, bien en dessous du niveau de base actuel ou paléogéographique, ont été mises en évidence dans d'autres régions, comme le Quercy (Simon-Quinçon et Astruc, 1991). L'explication par fantomisation est avancée pour ces morphologies.

Certes, les formes décelées dans les forages ne présentent pas de " remplissage " témoignant de l'altération isovolumique des calcaires. Mais compte tenu de la taille l'ouverture des fractures, d'ordre centimétrique, le fantôme, s'il a effectivement existé, a dû être évacué lors du forage et des essais de pompage.

Quelle que soit l'explication avancée pour ces morphologies, par noyaux d'altération ou cavitation réelle, on retiendra la présence de conduits karstiques, potentiels ou effectifs, à des profondeurs insoupçonnées jusque là dans la région Meuse/Haute-Marne. Ce sont là les traces d'une prékarstification susceptibles de faciliter l'endokarstification qui se produira à partir du moment où les conditions géomorphologiques s'y prêteront dans le futur.

Il apparaît donc qu'il existerait vers le N-NO, en bordure du plateau de Bure, un prolongement logique de la circulation karstique des eaux suivant les grandes directions structurales des calcaires de l'Oxfordien : les eaux qui ont pénétré dans le karst de contact litho stratigraphique du bois de Trampot, qui ont traversé par trépanation le réseau Hadés, continuent leur circulation

en direction du nord-ouest à travers un réseau de fissures installées dans les calcaires oxfordiens. C'est au profit d'accidents tectoniques, comme celui qui est localisé sur les sources du Rongéant, que des volumes plus ou moins importants d'eau remontent vers la surface en fond de vallées recoupant ces failles, comme cela a été démontré par les traçages colorimétriques.

De plus, dans la partie structurellement perchée, proche du front de la cuesta, et basale de cette formation calcaire, il existerait un réservoir indépendant qui alimenterait les sources karstiques situées en périphérie de ce plateau, en fonds de vallées recoupant le relief de côte (Maxey-sur-Vaise, Saulvaux, Vacon et du Cul du Cerf). Il y aurait là un système de circulation karstique fonctionnant avec un effet piston, l'eau d'une crue poussant celle datant des périodes humides antérieures, restée en attente d'expulsion dans le réseau noyé. C'est dans ce réservoir localisé en arrière du front de côte que le traceur injecté à Allianville se serait « perdu ».

Seule une étude minutieuse de chacune des sources de débordement existant dans la périphérie du plateau pourrait confirmer cette hypothèse (nouveaux traçages, à faire avec un marqueur chimique – sel- et enregistrement en continu sur plusieurs saisons).

## 7.5 Conclusion

Cette étude sur le karst du plateau du revers de la cuesta oxfordienne (prolongement méridional de la Côte de Meuse) fait apparaître plusieurs secteurs et types de circulation des eaux. :

- Les formations kimméridgiennes « piégée » dans le fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château assurent le cheminement non karstique des eaux d'infiltration qui ressortent soit dans des petites sources locales qui alimentent des ruisseaux, soit vers le nord-est dans la région de Mauvages en amont de la Méholle.
- Les formations séquanienues qui recouvrent les calcaires oxfordiens et qui concentrent les eaux vers un karst de type lithostratigraphique qui permet l'alimentation du karst localisé dans les calcaires oxfordiens.
- Les formations oxfordiennes, siège des principaux phénomènes karstiques dans lesquels deux circulations d'eaux peuvent être identifiées : une principale qui part de la région du bois de Trapot et suit la structure générale de la région, vers l'aval pendage en empruntant la fracturation, et une secondaire avec réservoir qui se viderait avec un effet de piston vers des points bas topographiques du relief de côte.

La circulation principale a été observée depuis la zone haute du plateau calcaire, où existent les plus belles formes karstiques connues en surface et en profondeur, avec les traçages ressortis à la source du Rongéant. Elle se fait au moyen d'un système karstique évolué qui traverse l'extrémité SO du fossé de Gondrecourt et doit être décalé au passage de ces failles pour rester en condition vadose, permettant les transferts très rapides qui ont été constatés. D'après les données des forages Andra, ce système est suspecté de se prolonger en aval pendage, dans les calcaires oxfordiens fracturés, sur la bordure ouest du plateau de Bure (karstification en cours de développement).

La circulation secondaire correspondrait à un réservoir situé en position structurellement perchée au front de la cuesta, et dans un secteur où le massif est moins fracturé. Les écoulements y sont plus lents et fonctionneraient de façon discontinu, avec un effet piston qui expliquerait la non

détection du traceur injecté à Allianville (sortie différée, peut-être au cours d'autres périodes de hautes eaux, et après dilution).

La vidange se ferait notamment vers les sources localisées en périphérie nord-est du plateau oxfordien, dont la minéralité répond à ce type de fonctionnement (cf. résultats de l'étude sur la variabilité des débits des cours d'eaux ; rapport Andra n° C.RP.0GRU.09.0002). Des études complémentaires seraient à envisager, si besoin est, pour confirmer cette hypothèse.

Pour ce qui est de l'objectif géoprospectif, les données acquises montrent la probabilité d'un développement de réseaux karstiques profonds, sous couverture, en bordure ouest du plateau de Bure, avec des circulations profondes sur faille en direction des fenêtres hydrauliques existantes ou appelées à apparaître dans le fond des vallées de la Marne et de ses affluents.

S'y ajoutent :

- i) La création de réseaux karstiques restant « en couche » dans les calcaires oxfordiens, en direction des fenêtres hydrauliques qui apparaîtront dans la vallée de l'Ornain, s'installant après que ces fenêtres soient apparues (en fonction de la dynamique de l'incision des vallées) et avec les délais nécessaires à la progression d'une karstification depuis les zones d'infiltration (variable selon les conditions climatiques, chaudes, froides, tempérées qui vont de succéder au cours du temps) ;
- ii) L'évolution progressive des karsts du front de côte, en base des calcaires oxfordiens, en fonction de l'évolution de ce front de côte et notamment de son découpage par les vallées qui l'entaillent.

## Références bibliographiques

**Albouy M., Bertaux J.-P., Deletie P.** (1995) - L'intervention du mécénat technologique et scientifique d'Électricité de France sur le site antique de Grand (1989-1993), *Annales d'Émulation du département des Vosges*, 7-14.

**Audra P.** (2007) - *Karst et spéléogenèse épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation*. Mémoire pour l'obtention d'une HDR, Université de Nice Sophia Antipolis, 278 p.

**Clermonté J.** (1965) - 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.** (1966) - *Etude géologique et hydrogéologique de la région du fossé tectonique de Gondrecourt-le-Château (Meuse)*, Diplôme d'Etudes Supérieures de Nancy, 98 p.

**Choppy J.** (1994) - *La première karstification*. Spéléo-Club de Paris, CAF (coll. « Synthèses spéléologiques et karstiques » ; les facteurs géographiques), Paris, t. 3, 69 p.

**Devos A.** (1996) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*, Thèse de l'université de Metz, Ed. Septentrion, Lille, 443 p.

**Klimchouk A.** (2007) - *Hypogene speleogenesis: hydrogeologic and morphogenetic perspective*. National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, special paper n° 1, 106 p.

**Lebon P.** (2003) : *Programme « forages scientifiques profonds ». Données disponibles au 1 juillet 2003 pour la modélisation géologique et hydrogéologique*, Rapport Andra n° D.NT.ADSD 03-050, 15 pages.

**Jaillet S.** (2000) - *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure-Fonctionnement-Évolution*. Thèse de géographie physique de l'université Michel de Montaigne, Bordeaux 3, 710 p.

**Jouve A.** (2007) : *Modélisation de la dynamique des paysages : applications aux vallées de la Seine et de la Marne au Quaternaire*, Thèse de l'Ecole des Mines de Paris, 364 p.

**Nicod J** (2009) : *Sources et sites des eaux karstiques, tome 1, Sources et lacs karstiques*, Publication à compte d'auteur, 151 pages.

**Quinif Y.** (1999) - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue ; le triptyque de la karstification. *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Université de Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses, Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 159-164.

**Salomon JN, Pulina M.**(2005) : *Les karsts des régions climatiques extrêmes* Mémoires de la revue *Karstologia* N°14, PUB, 220 p.

**Simon-Coinçon R., Astruc J.-G.** (1991) - Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 162, n° 3, pp. 595-605.

**Vergari A.** (1998) - Nouveau regard sur la spéléogenèse : le " pseudo-endokarst " du Tournaisis. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 31, pp. 12-18.