



Université de Liège
Faculté des sciences géologiques

Caractérisation hydrogéologique du bassin du Lilot

BRIERS Pierre

Travail présenté en vue de l'obtention du grade de master en sciences
géologiques

Promoteur : **Dr. S. Brouyère**
Co-promoteur : **Pr. A. Dassargues**

Année académique : **2010-2011**

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Serge Brouyère et le professeur Alain Dassargues pour m'avoir accueilli et m'avoir permis de réaliser mon travail de fin d'étude au département d'hydrogéologie. Je les remercie aussi pour leurs conseils et leurs relectures.

Je remercie également les personnes du département pour leurs disponibilités et leurs conseils. Je pense d'une part à Pierre Jamin qui m'a suivi tout au long de l'année, qui m'a apporté une grande aide que ce soit lors de la préparation de matériel, lors des journées de terrain ou lors de l'interprétation et, d'autre part, à Julie Gesels pour les discussions diverses concernant ce travail.

Je tiens également à remercier Philippe Meus pour son accueil et la formation qu'il m'a fournie ainsi que pour le prêt du fluorimètre de terrain.

Au point de vue matériel et analyse, je remercie, en plus du département d'hydrogéologie, le département de géophysique pour le prêt de leur ordinateur de terrain et Joël Otten pour les analyses des échantillons des campagnes chimiques.

Au niveau de la zone d'étude, je tiens à remercier le contrat de rivière du Hoyoux pour leur accueil. Je remercie également toutes les personnes habitants dans la zone d'étude pour m'avoir fourni un accès à leurs propriétés, que ce soit un puits ou un jardin. Je pense notamment aux familles Depoorter, Fagot, Michaux, Pirlot et Stilmant ainsi qu'à Marc Ducê.

Je voudrais également remercier Jessica Noël pour son aide lors des journées de terrain et pour son soutien tout au long de cette année.

Je remercie aussi mes amis, Antoine (Djobin), François (Playmo), Pierre (Vrouille) et Xavier (Surfeur), que ce soit pour les journées de terrain accomplies, pour les discussions constructives ou non, pour les succuleux repas du soir, pour les distractions bien nécessaires, pour les matchs de PES, ...

Je tiens finalement à remercier toute personne qui, de près ou de loin, a contribué à l'élaboration de ce travail.

Merci à vous tous !

Résumé

Le Lilot, ruisseau de la région de Marchin (province de Liège) s'écoule majoritairement sur des formations givétiennes karstifiées. Ce contexte laisse supposer une forte vulnérabilité de l'aquifère. Cependant, cette vulnérabilité n'est pas avérée car il faut encore qu'un volume suffisant de polluant s'infiltre et que le taux de renouvellement de l'aquifère ne puisse diluer cette contamination. De plus, rien n'indique que les eaux qui s'infiltrant au niveau des pertes rejoignent la nappe aquifère.

L'objectif de ce travail est d'effectuer une caractérisation hydrogéologique du bassin et d'étudier les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Cela a été réalisé à l'aide de divers outils tels qu'une étude du cycle hydrologique et un calcul de bilan, des profils débitométriques et physico-chimiques du cours d'eau et un essai de traçage.

Abstract

The Lilot, brook of the region of Marchin (province of Liege) predominantly flows on karstified givetian formations. This context let suppose a high vulnerability of the aquifer. However, this vulnerability is not established because it needs a sufficient volume of contaminated water and that the recharge cannot dilute the pollution. Moreover, nothing proves that the karstified circulation is going to the aquifer.

The aim of this study is to make a hydrogeological characterization of the basin and to study the surface water and groundwater interactions. This has been made with some tools like a hydrological study and a calculation of hydrologic budgets, flow measurements and chemicals sections and a tracing test.

Table des matières

1	Introduction	8
2	Contexte général	9
2.1	Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique	9
2.1.1	Contexte géographique	9
2.1.2	Occupation du sol	11
2.1.3	Contexte géomorphologique	12
2.1.4	Contexte hydrographique	12
2.2	Contexte géologique et tectonique	13
2.2.1	Contexte géologique régional	13
2.2.2	Contexte géologique local	15
2.2.3	Cadre tectonique	20
2.3	Contexte pédologique	20
2.3.1	Produits d'altération des roches	21
2.3.2	Pédologie du bassin	21
2.4	Contexte hydrogéologique	22
2.4.1	Définition des unités hydrogéologiques	22
2.4.2	Contexte hydrogéologique régional	22
2.4.3	Contexte hydrogéologique local	23
3	Caractérisation hydrogéologique du bassin	25
3.1	Description du réseau de suivi	25
3.2	Étude hydrologique du bassin du Lilot	27
3.2.1	Précipitations et température	27
3.2.2	Évapotranspiration potentielle	28
3.2.3	Évapotranspiration réelle et eau utile	30
3.2.4	Résultats pour un stock maximum de 100mm	31
3.2.5	Sensibilité du modèle	33
3.2.6	Débit à l'exutoire	34
3.2.7	Volume prélevé	39
3.2.8	Calcul du bilan hydrologique	39
3.3	Interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines	42
3.3.1	Introduction	42
3.3.2	Méthodes d'investigations des interactions ESO/ESU .	43
3.3.3	Résultats	44
3.4	Essai de traçage	51
3.4.1	Introduction	51
3.4.2	Planification et réalisation de l'essai de traçage	51
3.4.3	Résultats	52
3.5	Hydrochimie	55
3.5.1	Diagramme de Piper	56

3.5.2	Diagramme de Stiff	59
3.5.3	Nitrates	59
3.6	Données piézométriques	60
4	Conclusion	62
5	Perspectives	64
6	Bibliographie	65
A	Annexes	68
A.1	Légende de la carte géologique	68
A.2	Jaugeages de la station limnimétrique	69
A.3	Analyse de l'hydrogramme du Lilot	70
A.4	Analyses hydrochimiques	74

Table des figures

1	Localisation géographique du bassin versant du Lilot	10
2	Carte d'occupation du sol de Wallonie	11
3	MNT du bassin versant du Lilot généré par ArcGIS	12
4	Bassin du Hoyoux et affluents	13
5	Localisation du bassin du Lilot sur la carte géologique de Wal- lonie	14
6	Carte géologique du bassin du Lilot	16
7	Version provisoire de la nouvelle carte géologique de l'aval du bassin	20
8	Localisation de la RWM 021	23
9	Unités hydrogéologiques du bassin du Lilot	24
10	Description de la méthode de jaugeage	25
11	Description du réseau de suivi	26
12	Climatogramme du bassin du Lilot	28
13	Évolution de l'ETP mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite	30
14	Modèle conceptuel élaboré par Thornthwaite	31
15	Application de la méthode de Thornthwaite pour un Stomax de 100mm	32
16	Comparaison de l'ETR en fonction du Stomax	33
17	Comparaison de l'EU en fonction du Stomax	34
18	Sonde limnimétrique et section de jaugeage	35
19	Courbe de tarage de la station à l'exutoire du Lilot	35
20	Détermination d' α sur un hydrogramme	36
21	Hydrogramme du Lilot	38
22	Schéma d'un système karstique présentant une perte et une résurgence	43
23	Débit du Lilot aux différentes sections de mesure	45
24	Cartographie des interactions ESU/ESO du Lilot	46
25	Débit du Lilot lors de la campagne de mars 2011	47
26	Débit du Lilot lors de la campagne de juin/juillet 2011	48
27	Profil en long débimétrique et physico-chimique du Lilot	50
28	Localisation de l'essai de traçage	52
29	Courbe de restitution du traçage sur la perte de la station 19	54
30	Simulation de la courbe de restitution	55
31	Localisation des points de prélèvement	56
32	Classification des eaux selon le diagramme de Piper	57
33	Diagramme de Piper expérimentaux	58
34	Diagramme de Stiff	59
35	Concentration en nitrate des puits et sources analysées	60
36	Hauteurs piézométriques mesurées	61
37	Legende de la carte géologique	68

38	Hydrogramme et période de récession du Lilot	70
39	Récession du 3/10 au 15/10/2010	71
40	Récession du 5/03 au 18/03/2011	71
41	Récession du 20/03 au 3/04/2011	72
42	Récession du 14/04 au 25/04/2011	72
43	Récession du 29/04 au 13/05/2011	73
44	Récession du 15/05 au 30/05/2011	73

Liste des tableaux

1	Précipitations mensuelles (mm) d'août 2010 à juillet 2011 de la station de Modave	28
2	Température moyenne (°C) mensuelle d'août 2010 à juillet 2011 du bassin du Lilot	28
3	Coefficient de correction mensuelle fonction de la latitude (Europe)	29
4	Variation d'eau utile en fonction du stock d'humidité de base dans le sol	34
5	Coefficient de tarissement des différentes récessions analysées	37
6	Calcul du bilan hydrologique	41
7	Coordonnées géographiques des sources et de la perte ponctuelle	46
8	Résultats de l'essai de traçage	53
9	Résultats de la simulation de la courbe de restitution	54
10	Informations sur les points d'échantillonnage	55
11	Coordonnées des puits mesurés	61
12	Débits mesurés à la station limnimétrique en relation avec la hauteur d'eau	69

1 Introduction

Les systèmes karstiques sont habituellement considérés comme étant des systèmes très vulnérables aux pollutions car ils sont facilement et assez rapidement atteints suite à une infiltration préférentielle des polluants.

Cependant, pour que les eaux soient effectivement vulnérables, il faut notamment qu'il y ait un volume suffisant d'eau contaminé qui atteigne la nappe pour que l'effet de la pollution se fasse sentir et que le taux de renouvellement de l'aquifère ne soit pas en mesure de diluer la contamination.

De plus, il n'y a aucune certitude que les eaux qui s'infiltreront au niveau des systèmes de perte aillent contaminer la nappe aquifère. En effet, le réseau karstique des pertes peut soit rejoindre la ressource en eau du karst et faire de celui-ci une entité vulnérable, soit servir de bypass à un écoulement de surface et s'écouler sans atteindre la nappe, dans quel cas le système est peu vulnérable.

L'objectif de ce travail est d'étudier ces processus dans un bassin représentatif de ce contexte : le bassin du Lilot. Ce ruisseau s'écoule sur des formations givétiennes karstifiées présentant un système de perte-résurgence. De plus, il se situe à l'aval de quelques villages qui pourraient occasionner une pollution des eaux.

Après avoir décrit les différents contextes du bassin, une étude hydrologique sera présentée. Elle consiste à étudier les paramètres entrants et sortants du système et a pour but de mettre en évidence d'éventuels échanges souterrains entre bassins. Une partie concernant les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, notamment à l'aide de jaugeages et de résultats hydrochimiques, sera ensuite développée. Cette partie amènera à la réalisation d'un essai de traçage sur une partie du réseau karstique du bassin. Enfin, une caractérisation hydrochimique des eaux souterraines sera présentée.

2 Contexte général

2.1 Contexte géographique, géomorphologique et hydrographique

2.1.1 Contexte géographique

Le bassin du Lilot se situe à cheval sur les provinces de Liège et de Namur, à 5km au sud de la ville de Huy. Il s'étend sur les communes de Marchin et d'Ohey (Fig. 1).

Le bassin versant, qui est défini comme étant la totalité de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents à l'amont, jusqu'à la ligne de partage des eaux où ligne de crête, a été tracé sur base des cartes topographiques suivantes :

- 48/2S
- 48/3S
- 48/6N
- 48/7N

La superficie du bassin versant a été calculée sous « ArcGIS » et est de 19.5km². Le bassin présente une forme allongée dans l'axe SW/NE, de l'ordre de 11km en longueur (axe SO/NE) et de 2km en largeur (axe SE/NO).

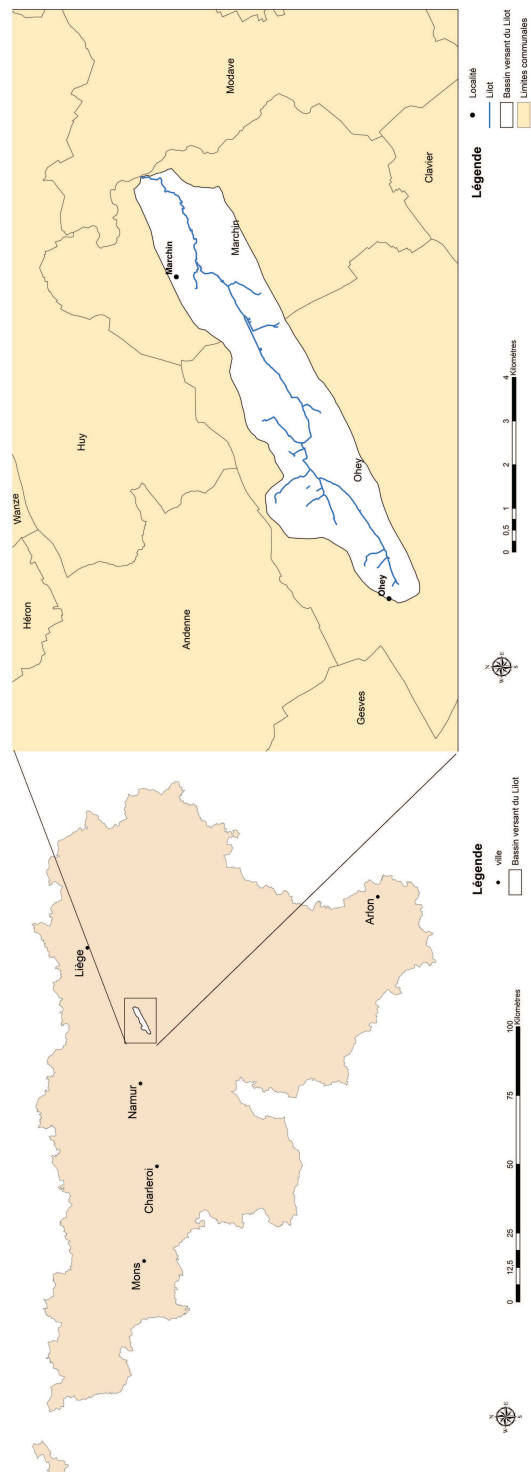


FIG. 1 – Localisation géographique du bassin versant du Lilot

2.1.2 Occupation du sol

La zone étudiée est une zone rurale, elle est essentiellement composée de cultures ainsi que de prairies permanentes. Quelques forêts de conifères sont également présentes. Les habitations sont concentrées dans les entités de Marchin, Perwez, Haillot et Ohey pour un total d'environ 3 500 habitants (Environnement Wallonie, 2011). Ces informations sont reprises sur la carte d'occupation du sol de Wallonie (Fig. 2).

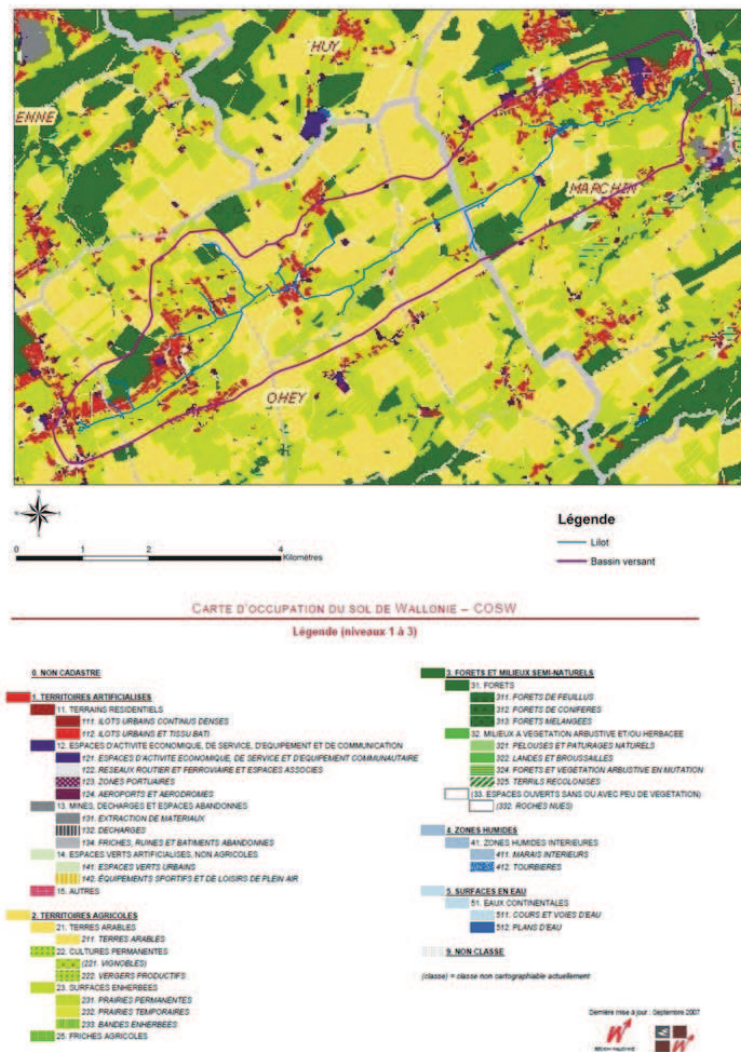


FIG. 2 – Carte d'occupation du sol de Wallonie COSW 2011 modifié

2.1.3 Contexte géomorphologique

Le bassin du Lilot se situe en bordure nord du Condroz. Le relief du bassin versant est peu encaissé, il s'agit d'un plateau présentant un pendage vers le NO et érodé au niveau du ruisseau. Le bassin est délimité par des crêtes topographiques, surtout marquées au sud (280m d'altitude) tandis que celle du nord présente une altitude plus faible (de l'ordre de 260m). La confluence du Lilot avec le Hoyoux marque le point le plus bas du bassin (150m). La figure 3 présente un modèle numérique de terrain généré sous « ArcGIS ».

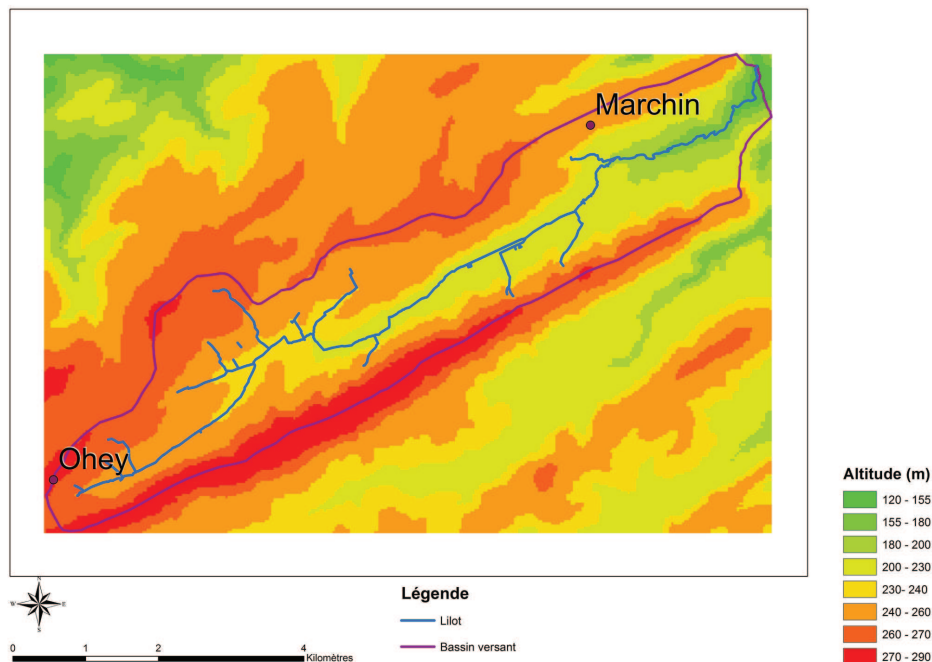


FIG. 3 – MNT du bassin versant du Lilot généré par ArcGIS

2.1.4 Contexte hydrographique

Le bassin du Lilot fait partie du bassin hydrographique du Hoyoux qui fait lui même partie du sous-bassin hydrographique Meuse-aval. Le bassin du Hoyoux a une superficie de 255.5 km² et se trouve à cheval sur les provinces de Liège et de Namur. 10 communes sont traversées par le Hoyoux (Syndicat d'initiative Modave-Marchin, 2011). Son sens d'écoulement s'effectue du sud vers le nord, jusqu'à Huy, ville où il rejoint la Meuse (Fig. 4).

La partie aval du bassin du Hoyoux est divisée en trois masses d'eaux de surface (Brouyère *et al.*, 2008d) (une masse d'eau est l'unité élémentaire de gestion du milieu aquatique (Région Wallonne, 2006)) : MV08R, MV09R

nifères) plus facilement érodées, orientées ouest/est à sud-ouest/nord-est. Le synclinorium de Dinant est limité au nord par la bande ordovico-silurienne, au sud par le Dévonien moyen et à l'est par le massif de Stavelot (Boulvain & Pingot 2011). Une conséquence de la solubilité des calcaires est la formation de phénomènes karstiques (doline, pertes, ...).

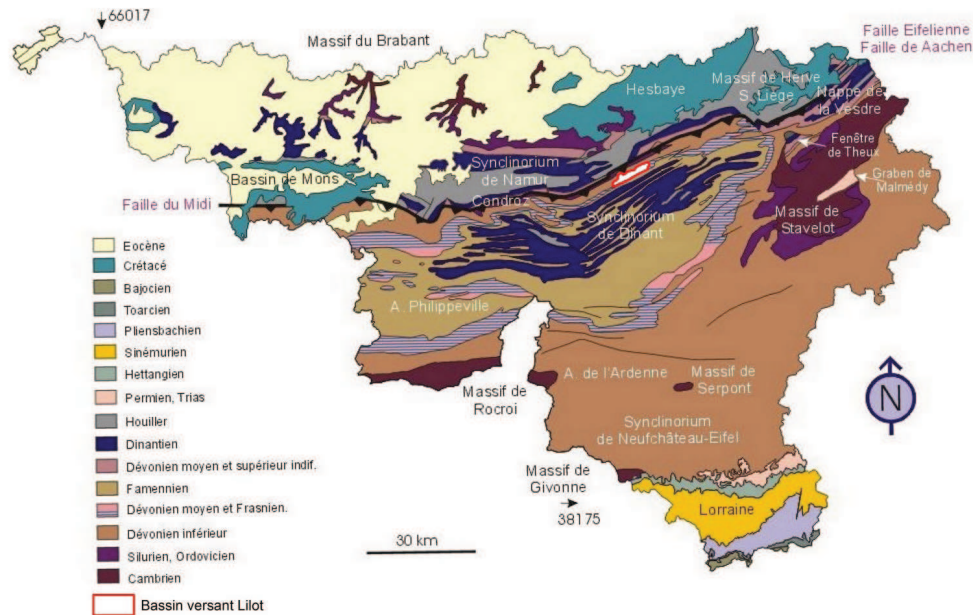


FIG. 5 – Localisation du bassin du Lilot sur la carte géologique de Wallonie Boulvain & Pingot 2011 modifié

Le Lilot s'écoule majoritairement sur la bande givétienne (380Ma, Dévonien moyen) du bassin du Hoyoux. En Belgique, le Givétien affleure sur les bords sud et nord du synclinorium de Dinant. La partie sud a souvent été étudiée au point de vue pétrologie sédimentaire du fait de la richesse des phénomènes enregistrés par ses sédiments et de sa plus grande épaisseur. Le Givétien correspond à la prolongation de la deuxième grande transgression dévonienne commencée à l'Eifélien (Boulvain & Pingot 2011). Il marque un changement important par rapport à l'Eifélien. En effet, la rampe mixte silico-clastique (eifélienne) est remblayée et une plate-forme carbonatée lui succède suite aux processus de progradation (Préat & Weiss, 1994). Des études sédimentologiques détaillées des microfaciès de différentes coupes (carrière de Resteigne, de Fromelennes, coupe du Sourd-d'Ave, ...) ont mis en évidence une sédimentation rythmique suivant une bathymétrie décroissante, allant d'un milieu marin ouvert jusqu'aux sabkhas exondés, la sédimentation rythmique étant sous le contrôle de la production biologique (Préat & Marnet, 1989).

2.2.2 Contexte géologique local

Les descriptions des formations sont tirées de Bultynck & Dejonghe (2001) et du cours : « Une introduction à la géologie de la Wallonie » (Boulvain & Pingot, 2011).

La nouvelle carte géologique n'est pour le moment consultable qu'en version provisoire, les adaptations faites dans ce travail sont l'actualisation des noms de formations et des étages sur base de l'ancienne carte géologique (Fig. 6, la légende de la carte se trouve à l'annexe 37). Les formations décrites sont celles constituant le bassin hydrologique du Lilot.

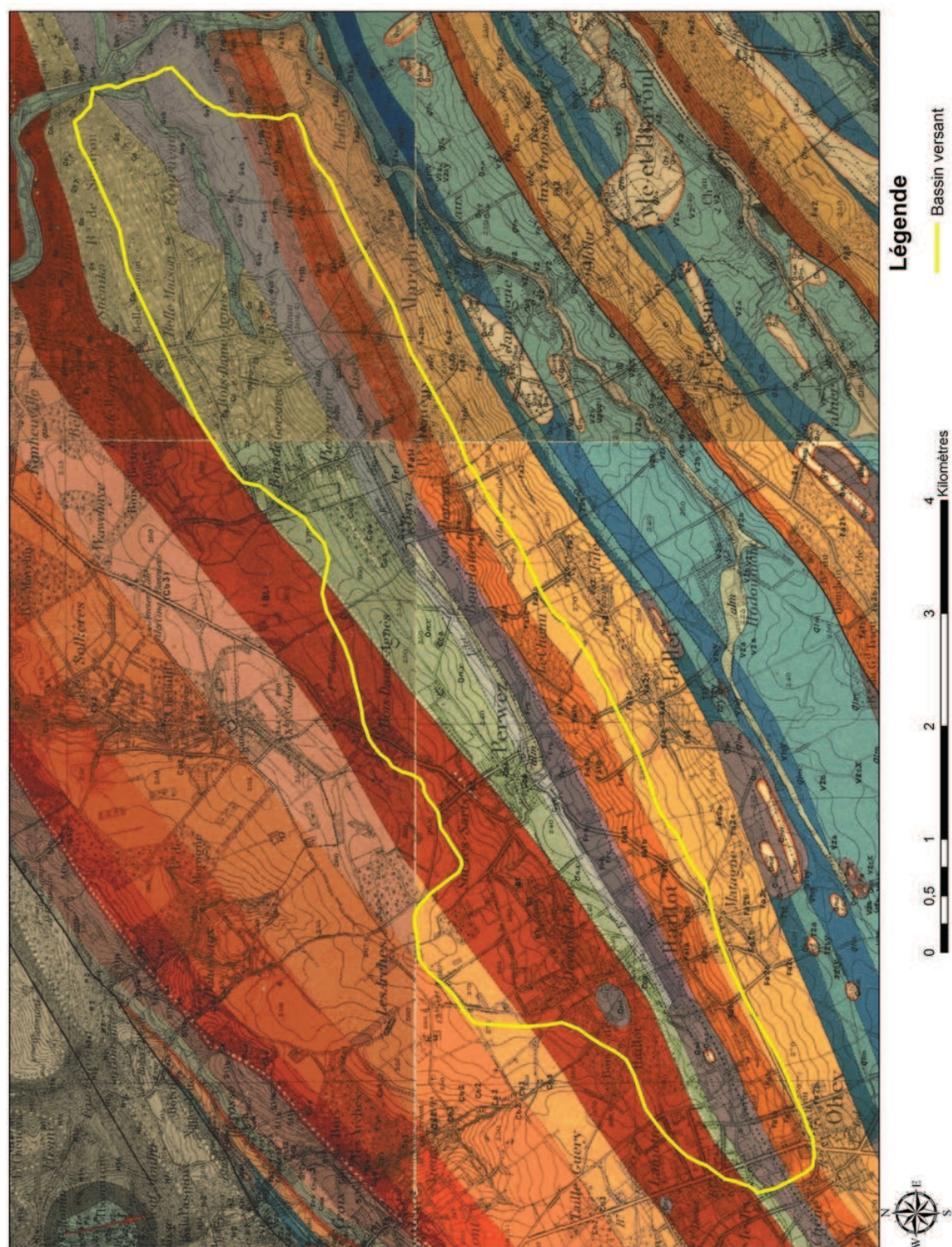


FIG. 6 – Carte géologique du bassin du Lilot
Delwaque *et al* 1898, modifié

Dévonien inférieur Les terrains les plus anciens du bassin sont datés du Dévonien inférieur (Emsien). Ces terrains occupent la partie septentrionale du bassin.

L'Emsien montre rapidement un caractère régressif croissant après avoir été transgressif sur le Praguien. Ce caractère régressif est visible dans la Formation de Burnot composée de conglomérats rouges (Corteel *et al.*, 2004).

Formation de Burnot La Formation de Burnot est composée de grès rouges grossiers et de conglomérats interstratifiés de couches de shales verts. Les faciès développés sont dépourvus de faune marine, sont littoraux, deltaïques ou fluviatiles (Corteel & De Paepe, 2003)

L'épaisseur de la Formation de Burnot est de 350m.

Âge : Emsien

Dévonien moyen Le Dévonien moyen représente la partie centrale du bassin.

A l'aube du Dévonien Moyen, un régime transgressif plus radical s'installe. Les faciès terrigènes cèdent la place à des faciès argilo-calcaires et aux premiers calcaires construits. Sur le flanc nord du synclinorium de Dinant, la sédimentation terrigène se poursuit lors de l'Eifélien.

Le Givétien prolonge la deuxième grande pulsation transgressive dévonienne entamée au cours de l'Eifélien. La mer s'avance sur une plate-forme peu profonde. Les apports terrigènes sont fortement réduits. Cette transgression, tout comme la précédente, progresse en direction du NNE. Au cours de cette période, le climat subit une évolution marquée depuis des conditions tropicales humides vers un climat semi-aride (Boulvain & Prétat, 1987).

Formation de Ruisseau La Formation de Ruisseau est divisée en 2 membres (Rouillon et Claminforge).

Le membre de Rouillon est constitué de grès argileux rouges ou verts et quelques bancs de grès. Des lentilles de calcaires bioclastiques sont également présentes dans la partie inférieure du membre.

Le membre de Claminforge est composé de grès calcaireux gris clair et de shales calcaireux avec intercalations de shales rouges ou verts. Quelques nodules ou bancs de calcaires sont également présents.

L'épaisseur de la Formation de Ruisseau varie entre 50 et 80m.

Âge : Eifélien

Formation de Névremont La partie inférieure est composée d'une alternance de shales et de calcaires fins bioclastiques (brachiopodes, coraux rugueux et tabulés). La partie médiane est constituée essentiellement de calcaires dolomitiques avec des stromatopores et des coraux rugueux. La partie supérieure est composée de calcaires noduleux.

L'épaisseur de la Formation de Névremont est d'environ 70m.
Âge : Givétien inférieur

Formation de Le Roux La partie inférieure est une alternance de shales et de grès argileux, la partie médiane est composée de calcaires gréseux surmontés de dolomies micritiques. La partie supérieure est constituée de calcaires noirs micritiques présentant quelques intercalations de shales et de dolomies micritiques.

L'épaisseur de la Formation de Le Roux varie entre 16 et 85m.
Âge : Givétien moyen et supérieur

Dévonien supérieur Le Dévonien supérieur représente la partie sud du bassin.

Au Frasnien, la phase transgressive entamée à l'Eifelien repousse les rivages très loin vers le nord. Elle couvre la totalité du Massif du Brabant et atteint le Bassin de Campine. La sédimentation évolue vers des faciès mixtes calcaro-détritiques.

Au cours du Famennien cependant, un important mouvement régressif se fera sentir, avec le retour progressif de faciès littoraux terrigènes. Cet important changement de régime sédimentaire est probablement induit par les premières manifestations de l'orogénèse varisque, responsable d'un relèvement partiel du Massif du Brabant. L'érosion des rides situées au sein du bassin de sédimentation fournit également un important matériel détritique.

Formation de Presles La partie inférieure est composée de calcaires bioclastiques argileux, contenant quelques horizons d'oolithes hématitiques, cette partie est surmontée par de fins shales verts.

L'épaisseur de la Formation de Presles est variée entre 1 et 16m.
Âge : Frasnien inférieur

Formation de Lustin La partie inférieure est composée d'un biostrome constitué de stromatopores branchus et de coraux ainsi que de quelques bancs d'encrinites et de calcaires dolomitiques. Sa base est recouverte par un calcaire argileux contenant des coraux. La partie médiane est constituée d'un calcaire biostromal contenant des stromatopores tabulés. La partie supérieure est faite de calcaires micritiques bien stratifiés comportant des stromatopores massifs dans sa partie sommitale.

L'épaisseur de la Formation de Lustin est d'environ 100m.
Âge : Frasnien moyen

Formation d'Aisemont La partie inférieure est constituée de calcaires argileux avec des coraux rugueux. La partie médiane est constituée

de shales et de shales noduleux. La partie supérieure est composée de dolomies et localement de calcaires avec des coraux (rugueux et tabulés), des stromatopores et des algues.

L'épaisseur de la Formation d'Aisemont est de 22m.

Âge : Frasnien supérieur

Formation de Lambermont La Formation de Lambermont est constituée de shales verts, gris ou violets avec quelques nodules et rares couches de calcaires et de siltites. La partie médiane est caractérisée par des nodules de shales avec un biostrome à coraux rugueux coloniaux. Des brachiopodes se retrouvent dans la partie supérieure.

L'épaisseur de la Formation de Lambermont est de 50m.

Âge : Frasnien supérieur

Formation de Senzeille La formation de Senzeille est composée de shales verts avec de fins bancs de grès ou de calcaires interstratifiés

L'épaisseur de la Formation de Senzeille est de 150m.

Âge : Famennien inférieur

Formation de Mariembourg La Formation de Mariembourg est constituée de shales verts ou rouges avec des nodules ou de fins bancs de calcaires interstratifiés.

L'épaisseur de la Formation de Mariembourg n'est pas définie.

Âge : Famennien inférieur

Formation d'Esneux La Formation d'Esneux est constituée de bancs de siltites micacées vert-olive et de grès fins. Ces roches présentent de nombreux feldspaths. Des bancs de shales sont parfois interstratifiés.

L'épaisseur de la Formation d'Esneux est de 25 à 150m.

Âge : Famennien moyen

Formation de Souverain-Pré La formation de Souverain-Pré est constituée de calcaires noduleux à ciment argileux ou silteux. Au sommet de cette formation, la lithologie présente une alternance de bancs de calcaires et de grès fins.

L'épaisseur de la Formation de Souverain-Pré est de 50 à 120m.

Âge : Famennien moyen

Formation de Ciney La Formation de Ciney est essentiellement constituée de grès fins micacés et de siltites. Elle présente des intercalations de nodules calcaires à sa base et à son sommet.

L'épaisseur de la Formation de Ciney est de 200 à 300m.

Âge : Famennien moyen

Quaternaire Des limons éoliens d'épaisseur variable recouvrent sur les plateaux les formations Paléozoïques. Des accumulations sont signalées au pied des versants (Ruthy, 2005, notice de la carte hydrogéologique).

2.2.3 Cadre tectonique

Le Synclinorium de Dinant comprend deux zones synclinales séparées par un axe anticlinal courant de l'anticlinal de Durbuy à l'Anticlinorium de Philippeville. L'orientation des plis est ENE-OSO suite à la compression Varisque qui s'est effectuée du sud vers le nord. Dans le Condroz, le synclinorium est constitué d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux bien visibles dans le paysage (Boulvain & Pingot 2011).

Dans la région de Marchin, les terrains du Dévonien présentent une orientation de l'ordre de N60 à N70°E_m et un pendage orienté vers le sud (Fig. 6). La version provisoire de la nouvelle carte géologique (Fig. 7) (Mottequin & Marion) montre comme grosse différence la succession d'un synclinal et d'un anticlinal dans la partie aval du bassin.

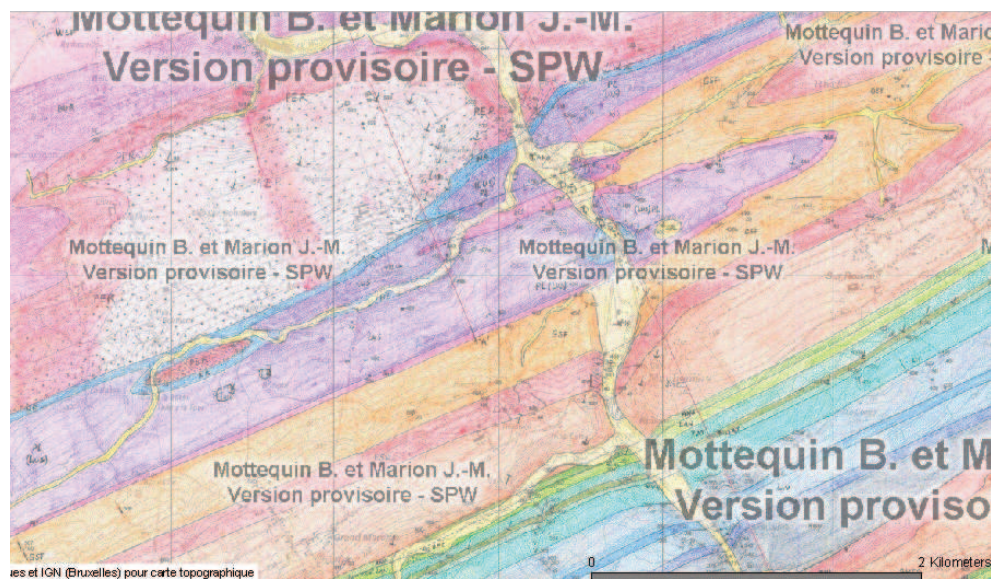


FIG. 7 – Version provisoire de la nouvelle carte géologique de l'aval du bassin Mottequin & Marion version provisoire

2.3 Contexte pédologique

Les informations concernant le contexte pédologique sont issues de la carte pédologique Huy 146W réalisée par Oldenhove de Guertechin (1971) et du texte explicatif réalisé par le même auteur (1973).

Bien que le terme de psammite ne soit plus reconnu, il a été conservé dans cette partie par souci de simplicité par rapport à la notice de la carte pédologique.

2.3.1 Produits d'altération des roches

Roches calcaires Les calcaires dévoniens sont souvent associés à de minces bancs argileux, ce qui fait que leurs dépôts d'altération sont des argiles lourdes, brun foncé ou brun vif. Les niveaux dolomitiques s'altèrent soit en une argile brune très foncée soit, à un stade moins avancé, en un matériau grisâtre composé de petits grains de dolomies.

Les argiles d'altération contiennent en général peu de fragments de calcaire.

Roches psammitiques En surface, les psammites sont altérées en une argile sableuse ou en un sable argileux micacé, brun jaunâtre. La composition granulométrique de ces dépôts est fort variable, leur teneur en sable variant entre 20 et 70% et en argile entre 10 et 30%.

Roches schisto-psammitiques Ces roches sont faiblement altérées en surface, les matériaux d'altération se composent de petits fragments schisteux ou psammitiques plus ou moins friables.

Roches schisteuses Ces roches de couleur généralement gris-vert se débitent très aisément en petits fragments, ils ne sont que très faiblement altérés.

Roches schisto-gréseuses Sur les plateaux, ces roches s'altèrent en une argile extrêmement compacte, sableuse contenant des fragments de quartzite souvent volumineux. La texture de ces dépôts est assez variable, la teneur en argile varie entre 15 et 40%, la fraction sableuse dépassant rarement 5%.

2.3.2 Pédologie du bassin

Les sols du bassin sont des sols limoneux à charge schisto-gréseuse, calcaire, schisteuse ou psammitique (Cigale, 2011).

Les sols limoneux composent la majorité de la superficie du bassin, essentiellement au centre et au nord de celui-ci. La partie nord (Dévonien inférieur) est également constituée de sols limono-caillouteux à charge schisto-gréseuse ou gréseuse. La partie centrale est constituée de sols limono-caillouteux à charge calcaire.

La partie sud du bassin est constituée de sols limono-caillouteux à charge psammitique ou schisto-psammitique

2.4 Contexte hydrogéologique

2.4.1 Définition des unités hydrogéologiques

Les formations géologiques sont regroupées selon leurs caractéristiques hydrodynamiques en unités hydrogéologiques. Les regroupements choisis et leurs appellations sont ceux utilisés pour la Carte Hydrogéologique de Wallonie. Chaque unité est qualifiée d'aquifère, d'aquitard ou d'aquiclude en fonction de la perméabilité des formations (Ruthy, 2005, notice de la carte hydrogéologique) :

- Aquifère : formation perméable contenant de l'eau en quantité exploitable
- Aquitard : formation semi-perméable permettant le transit de flux à très faible vitesse
- Aquiclude : couche ou massif de roches saturées de très faible conductivité hydraulique et dans lequel on ne peut extraire économiquement des quantités d'eau appréciables.

2.4.2 Contexte hydrogéologique régional

Le bassin du Houyoux, et donc celui du Lilot, fait partie de la masse d'eau souterraine RWM 021, autrement appelée « Calcaires et grès du Condroz ». Cette masse d'eau qui occupe une position centrale en Wallonie (Fig. 8), fait entièrement partie du district hydrographique de la Meuse. Cette masse d'eau d'une superficie de 1 660km² s'étend essentiellement sur les provinces de Liège et de Namur. Il s'agit d'un aquifère majeur en Belgique dont les principaux aquifères exploités se trouvent dans les synclineaux calcaires. Le captage le plus important de cette masse d'eau est celui de Vivaqua à Modave qui produit annuellement plus de 23 500 000m³ d'eau (Brouyère *et al.*, 2008c).

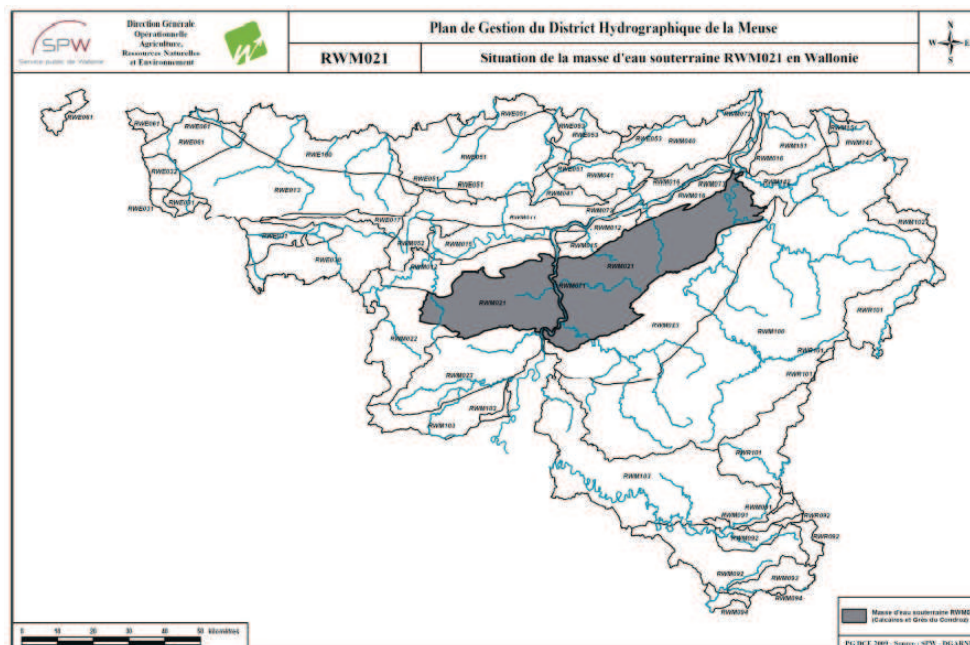


FIG. 8 – Localisation de la RWM 021
SPW 2010

2.4.3 Contexte hydrogéologique local

La bande calcaire du Givétien contient une nappe de fissures et est entourée par deux unités hydrogéologiques moins perméables. Elle est limitée au nord par l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur, essentiellement constitué de shales, siltites et grès tandis qu'elle est limitée au sud par les niveaux aquicludes du Dévonien supérieur constituée par des grès (Brouyère *et al.*, 2008a). Cette bande calcaire présente quelques phénomènes karstiques (De Broyer *et al.*, 1996).

Le Lilot s'écoule majoritairement au niveau de l'aquifère givétien-frasnien mais il recoupe également le Dévonien inférieur.

Les descriptions des unités hydrogéologiques du bassin sont tirées de Brouyère *et al.* (2008a).

Aquitard à niveaux aquiclude du Dévonien inférieur Cet aquitard n'affleure que sur la limite Nord de la masse d'eau. Les formations schisto-gréseuses de cet aquitard sont très peu perméables. Il présente toutefois des potentialités aquifères locales dans certains niveaux à poudingues ou dans certains bancs gréseux fortement altérés. Ces potentialités sont généralement mises à profit pour le prélèvement de quantités d'eau réduites, à usage local.

Aquifère des calcaires du Givétien et du Frasnien Les formations calcaires du Givétien et du Frasnien contiennent une nappe de fissures au caractère karstique. Cet aquifère est limité par les formations aquitard du Dévonien inférieur et par les formations schisto-gréseuses imperméables du Frasnien-Famennien.

Aquiclude du Frasnien-Famennien Ces formations schisto-gréseuses affleurent sur le contour Sud de la masse d'eau. Lorsque le degré d'altération et de fissuration le permet, elles peuvent présenter des potentialités hydrogéologiques intéressantes mais celles-ci restent très localisées.

Aquifère des grès du Famennien Grâce à leur fissuration et à leur altération importantes, les anticlinaux gréseux, fissurés et altérés du Famennien présentent des potentialités aquifères intéressantes bien qu'inférieures à celles des calcaires carbonifères. On y retrouve quelques puits de pompage de compagnies de distribution publique d'eau potable, ainsi que de nombreux puits domestiques. Cette unité se situe à l'extrême sud du bassin. Elle est séparée de l'aquifère du Givétien-Frasnien par l'aquiclude frasnien-famennien. Cette unité constitue la ligne de crête du bassin vu sa résistance à l'érosion mais ne doit pas être considérée comme partie intégrante du bassin du Lilot.

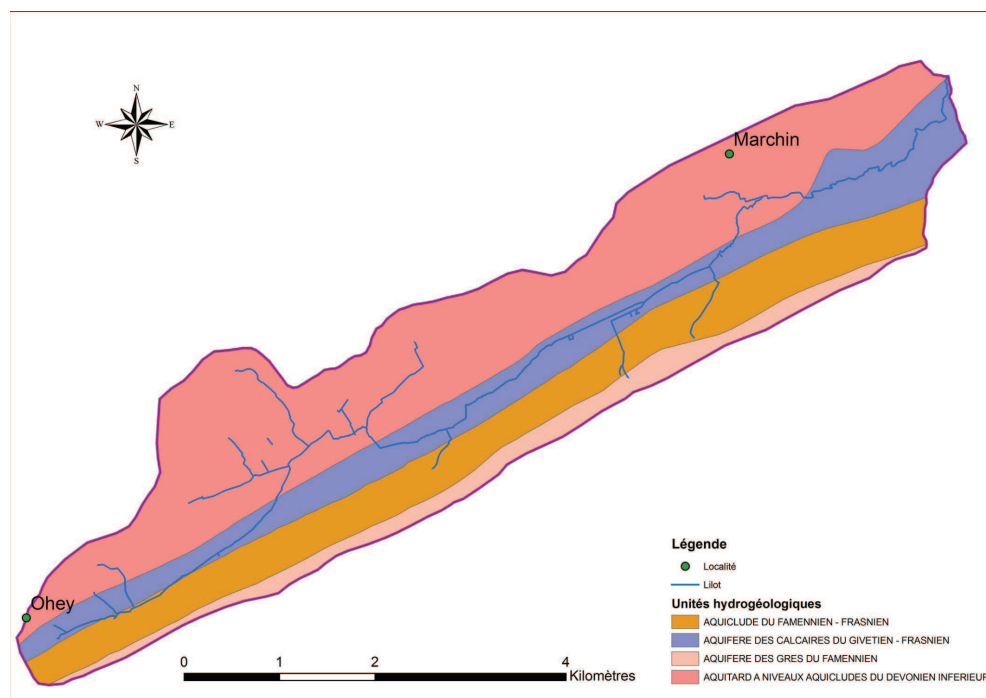


FIG. 9 – Unités hydrogéologiques du bassin du Lilot

3 Caractérisation hydrogéologique du bassin

3.1 Description du réseau de suivi

En vue de caractériser le bassin du Lilot et les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, différentes méthodes ont été appliquées. Un bilan hydrologique, 3 campagnes de jaugeages, 2 campagnes hydrochimiques (rivière, puits et sources), un relevé mensuel des hauteurs piézométriques et un parcours à pied du ruisseau ont été effectués.

La réalisation du bilan hydrologique du bassin du Lilot s'est effectuée d'août 2010 à juillet 2011, période durant laquelle le matériel nécessaire au calcul du bilan (pluviomètre et sonde limnimétrique) était placé sur le terrain. Le pluviomètre était placé en milieu de bassin, sur un plateau dégagé. La sonde limnimétrique était située, pour des raisons de facilité, à 200m de l'exutoire du Lilot.

Les campagnes de jaugeages ont pour but de mettre en évidence de manière quantitative les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Un jaugeage consiste à calculer le débit du cours d'eau à partir de la mesure des vitesses selon une verticale. Ces vitesses sont ensuite intégrés selon la surface du ruisseau (Fig. 10). La vitesse de l'eau est mesurée par un courantomètre électromagnétique. Le fonctionnement du capteur est basé sur l'application de la loi d'induction de Faraday selon laquelle un conducteur électrique traversant perpendiculairement un champ magnétique induit une tension. En débitmétrie, cette tension est proportionnelle à la vitesse de passage du liquide considéré (Musy 2005).

Les campagnes chimiques ont pour objectif de mettre en évidence une évolution qualitative du cours d'eau. Les points échantillonnés correspondent aux différentes stations de jaugeage, aux sources localisées lors du parcours à pied du Lilot et aux puits situés dans le bassin. Les analyses chimiques complètes sont fournies à l'annexe A.4.

Le positionnement des appareils de mesure, des stations de jaugeage et des stations de prélèvement se trouvent à la figure 11.

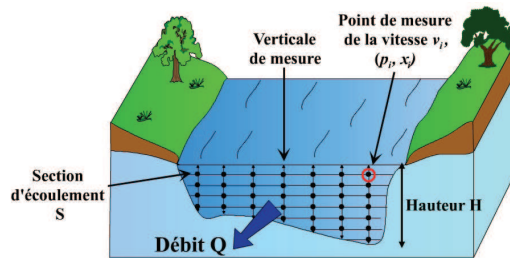


FIG. 10 – Description de la méthode de jaugeage
Musy 2005

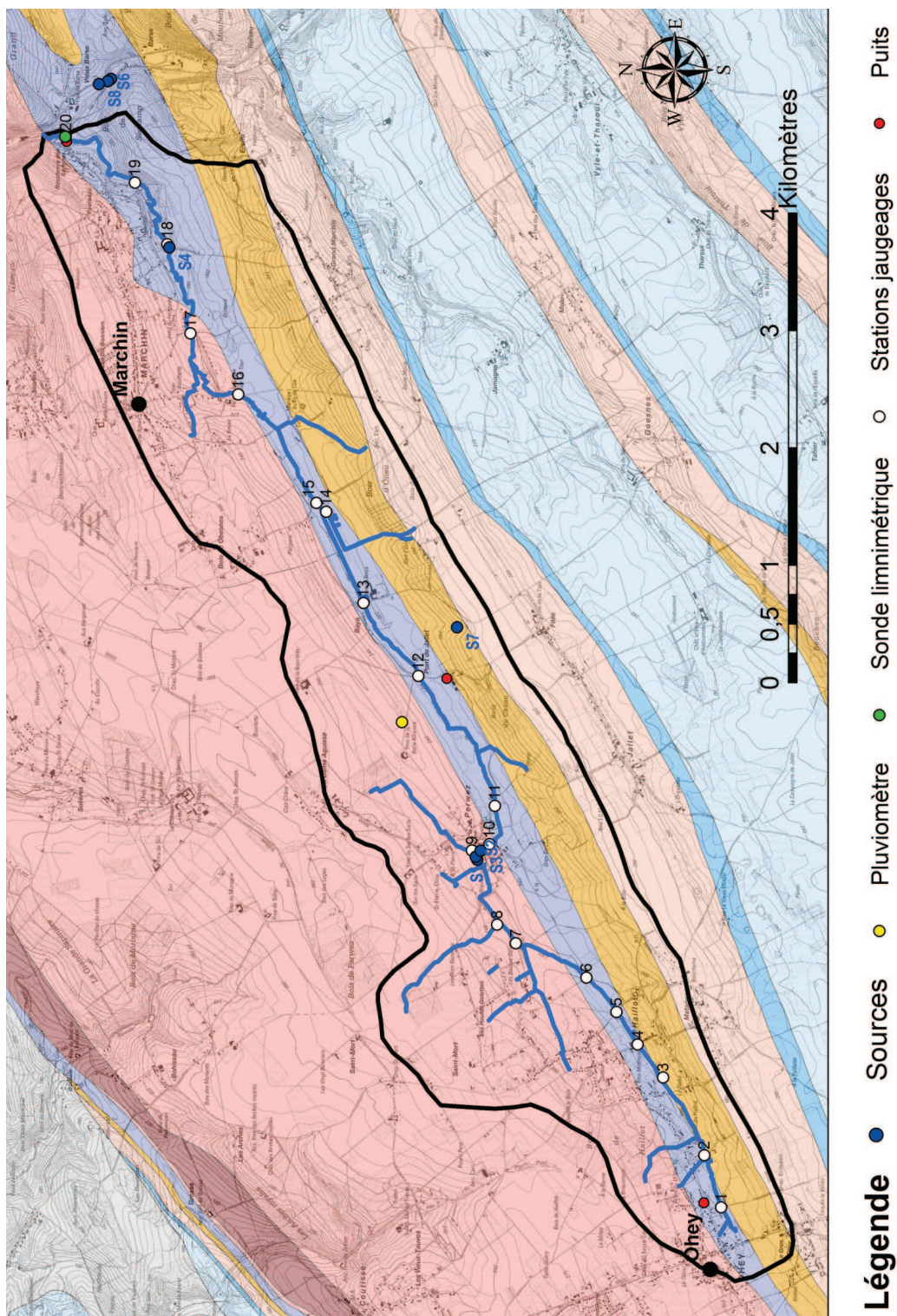


FIG. 11 – Description du réseau de suivi

3.2 Étude hydrologique du bassin du Lilot

L'étude hydrologique permet de mettre en évidence des éventuels échanges d'eau souterraine entre le bassin et l'extérieur. Les différents composants du cycle hydrologique seront traités dans les points suivants.

Les données nécessaires pour calculer le bilan proviennent d'une sonde limnimétrique placée à proximité de la confluence avec le Hoyoux (débit à l'exutoire), d'un pluviomètre placé sur le terrain (précipitations et température)(Fig. 11), des données pluviométriques mesurées à la station de Modave¹ et de la base de données Dix-sous de la Région Wallonne (volume d'eau capté).

3.2.1 Précipitations et température

Suite à sa position latitudinale et à sa proximité de la mer, la Belgique jouit d'un climat de type maritime et tempéré (température normale annuelle de 10°C et précipitations normales annuelles de 805mm). Ce climat se distingue par un hiver doux et pluvieux alors que l'été est plutôt frais et humide (Région Wallonne, 2010).

Les précipitations correspondent à toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle). Elles sont exprimées en lame d'eau, c'est à dire l'épaisseur verticale de la lame d'eau accumulée sur une surface horizontale sans fuite vers l'extérieur.

La mesure des données de précipitations par le pluviomètre s'effectue selon une méthode « d'augets basculeurs ». Son mode de fonctionnement est le suivant : un collecteur en plastique collecte et dirige les eaux des précipitations vers une sorte de bascule formée de 2 récepteurs métalliques (ou augets). Au fur et à mesure des précipitations, l'auget en position « haute » se remplit et finit par basculer à cause du poids de l'eau. Le deuxième récepteur se place alors automatiquement en position « haute » et récolte les eaux de pluies. Le nombre de basculement est comptabilisé en fonction du temps. La capacité d'un auget étant connue, la détermination des précipitations est alors possible.

Cependant, les données de précipitations enregistrées sembleraient être sous évaluées. En effet, la moyenne annuelle (de 2002 à 2010) de la station de Modave, située 5km au sud du bassin, est de 945mm. Entre août 2010 et juillet 2011, le total des précipitations enregistrées par le pluviomètre de terrain est de 701.6mm alors qu'il est de 960.4mm à Modave. Différencier une erreur de mesure ou une variation locale du climat entre Modave et Marchin est impossible sur base des données disponibles. Par sécurité, les données

¹Données mises à disposition gratuitement par le Service public de Wallonie, Direction générale opérationnelle Mobilité et Voies hydrauliques, Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY)

de précipitations de la station de Modave seront utilisées. Les données de température seront celles du pluviomètre.

Les mesures sont présentées aux tableaux 1 et 2 et à la figure 12.

A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	Total
172,1	56,4	55,8	109,3	46,0	128,0	43,6	21,9	31,1	72,4	81,8	142,0	960,4

TAB. 1 – Précipitations mensuelles (mm) d’août 2010 à juillet 2011 de la station de Modave

A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	Moyenne
15,8	12,9	9,4	4,9	-2,0	2,6	4,0	6,3	12,6	13,9	15,9	15,2	9,3

TAB. 2 – Température moyenne (°C) mensuelle d’août 2010 à juillet 2011 du bassin du Lilot

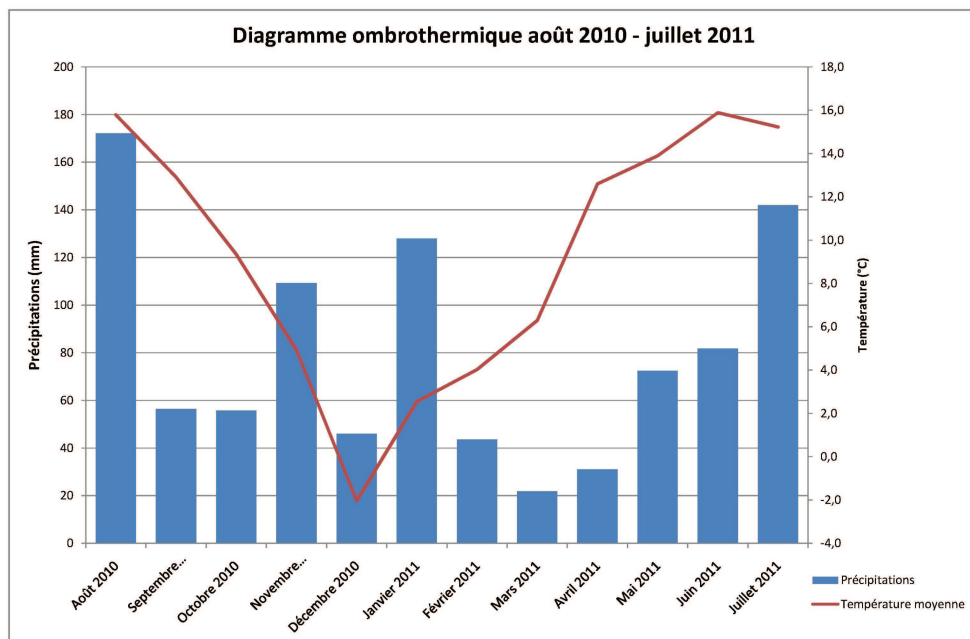


FIG. 12 – Climatogramme du bassin du Lilot

3.2.2 Évapotranspiration potentielle

L'évaporation de l'eau et l'évapotranspiration sont les processus par lesquels les précipitations retournent à l'atmosphère. L'évapotranspiration cor-

respond au transfert vers l'atmosphère d'eau emmagasinée temporairement dans le sol captée, et transpirée par les plantes. L'évaporation de l'eau correspond au passage en phase gazeuse d'eau d'une surface libre d'eau, elle est essentiellement régie par des facteurs climatiques comme la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité, L'évapotranspiration est difficile à mesurer vu le nombre de facteurs qui l'influencent. L'évapotranspiration potentielle (ETP) est la quantité maximale d'eau évapotranspirée par une surface d'eau ou par la végétation lorsqu'il y a 100% de disponibilité en eau.

De nombreuses formules empiriques calculent l'ETP sur base de données climatiques et géographiques. Dans le cadre de cette étude, la méthode de Thornthwaite a été utilisée car elle ne nécessite que la température moyenne mensuelle de la région étudiée pour calculer l'ETP mensuelle.

Le calcul de l'ETP mensuelle se fait à l'aide la formule suivante :

$$ETP = 16 \times N_m \times (10 \times \frac{T_m}{I})^a$$

ETP : évapotranspiration mensuelle

N_m : facteur de correction tenant nombre du nombre d'heure d'insolation par jour (Tab. 3)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.09	0.92	0.72	0.70

TAB. 3 – Coefficient de correction mensuelle fonction de la latitude (Europe)

T_m : température moyenne mensuelle

I (indice thermique de l'année) : $I = \sum i_m$ et $i_m = (\frac{T}{5})^{3/2}$

a : $\frac{1.6I}{100} + 0.5$

D'autres formules (Penman, Serra, Turc, . . .) nécessitent de nombreux paramètres pour calculer l'ETP (durée d'insolation, degré hygrométrique, . . .) auxquels il est difficile d'avoir accès sans un matériel conséquent. La formule de Thornthwaite se justifie de cette manière même si elle n'est pas exempte de défaut car la température n'est pas le seul paramètre qui entre en jeu lors de l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration potentielle calculée par la méthode de Thornthwaite se trouve à la figure 13. L'ETP est assez logiquement maximale lors de la période estivale.

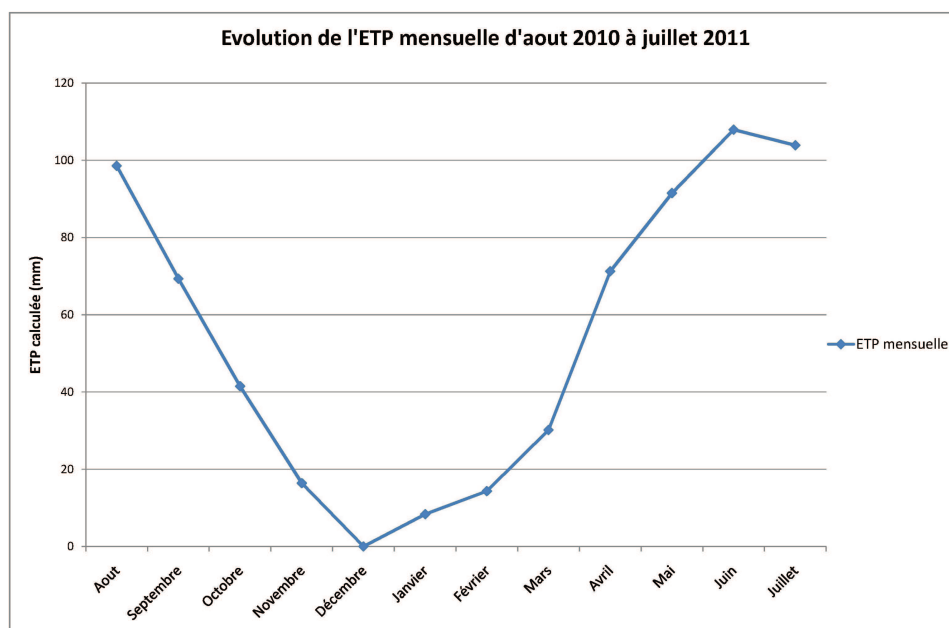


FIG. 13 – Évolution de l'ETP mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite

3.2.3 Évapotranspiration réelle et eau utile

L'évapotranspiration réelle (ETR) est la quantité d'eau évaporée dans une zone présentant un couvert végétal et calculée en tenant compte de la disponibilité réelle de l'eau.

Les mois où $P \geq ETP$, la demande en eau des plantes est assurée par les précipitations et le stock d'humidité du sol², dans ce cas, l'ETR est égal à l'ETP. L'excédent sert à recharger le taux d'humidité du sol, et une fois ce dernier saturé, le reste constitue l'eau utile (EU) disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Lorsque $P < ETP$, la plante puise dans le sol une certaine quantité d'eau pour satisfaire ses besoins. La plante évapotranspire toute l'eau des précipitations puis soustrait une partie de l'eau du sol. Tant que le taux d'humidité du sol est suffisant, l'ETR = l'ETP. Si le taux

²Le taux d'humidité, correspondant au volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir après ressuyage (écoulement de l'eau gravitaire), est appelé par les agronomes capacité au champ. Au delà d'une certaine succion les racines des plantes ne sont plus en mesure d'extraire l'eau du sol. La plante se fane ; on parle alors de point de flétrissement permanent. La quantité d'eau qui peut être libérée entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent est la réserve utile du sol exprimé en mm. La profondeur explorée par les racines d'un végétal détermine la réserve utile globale en mm. La relation entre l'humidité et la succion dépend du sol et en particulier de sa texture. La réserve utile des sols se situe entre 70 mm/m pour des sols à texture sableuse et 150 mm/m pour des sols limoneux et argileux (Gaume, 2000)

d'humidité n'est pas suffisant, $l'ETR < ETP$.

L'eau utile correspond à la fraction d'eau restant après évapotranspiration et recharge de l'humidité du sol. Celle-ci est disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Thornthwaite a développée un modèle conceptuel (Fig. 14) qui permet de calculer l'ETR et l'EU à partir de l'ETP, de P et du stock d'humidité. Celui-ci se base sur trois hypothèses :

- l'humidité du sol peut être représentée comme un « stock » rechargeable, ce qui permet de se soustraire aux équations d'écoulement en milieu non-saturé, équations souvent très complexes
- la valeur maximale de cette humidité (« stock ») est connue et fixée (« stomax »), à partir d'une quasi-saturation, le ruissellement augmente et donc peu d'entrée d'eau supplémentaire n'est encore possible
- l'infiltration ne peut se produire que si la valeur maximal de ce stock est atteinte (« stomax »)

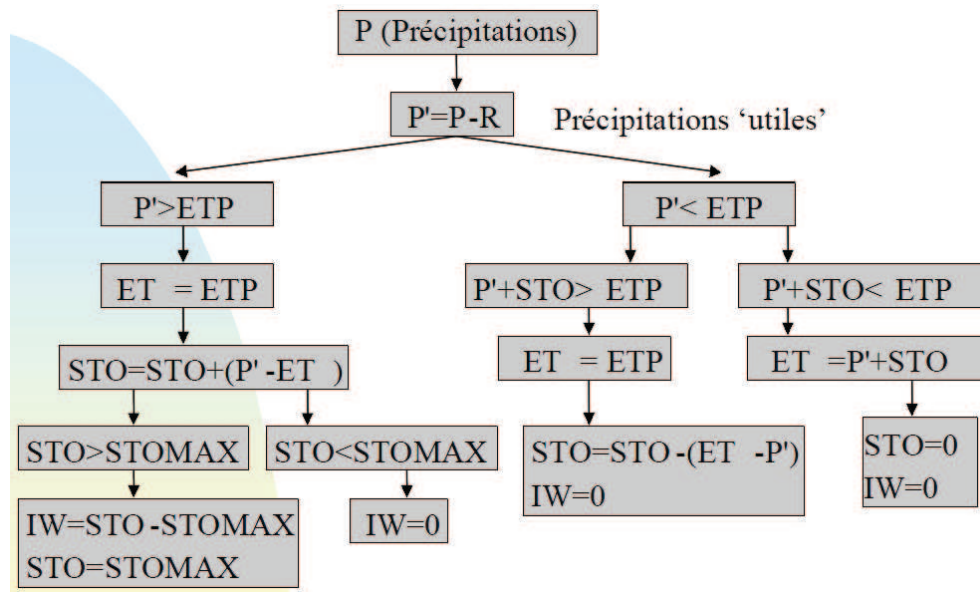


FIG. 14 – Modèle conceptuel élaboré par Thornthwaite
adaptation de Dassargues 2010

3.2.4 Résultats pour un stock maximum de 100mm

La valeur de Stomax dépend avant tout de la texture des sols qui est elle même dépendante des la taille des particules élémentaires constituant le sol (Guiesse, 2005). Le Stomax des sols se situe entre 70 mm/m pour des sols à texture sableuse et 150 mm/m pour des sols limoneux et argileux. Les sols de

la région étudiée sont essentiellement composés de limon, de limons argileux et de limons sableux. L'hypothèse d'une valeur de Stomax de 100mm de départ semble donc être une valeur cohérente, de plus, il s'agit de la valeur de référence en Belgique. Une étude de sensibilité sur ce paramètre de Stomax sera ensuite effectuée.

Le matériel a été placé fin juillet 2010 sur le terrain et les données fournies par la station de Modave concernant l'année 2010 ne comportent pas les températures mensuelles. Un calcul pour estimer le stock en août 2010 à partir d'un stock plein en hiver n'a pu être effectué. Le stock d'humidité a donc été considéré comme égal à 0 début août 2010. En effet, pendant les mois d'été, les précipitations ne sont pas en excès et l'ETP est maximale. Les résultats sont repris à la figure 15.

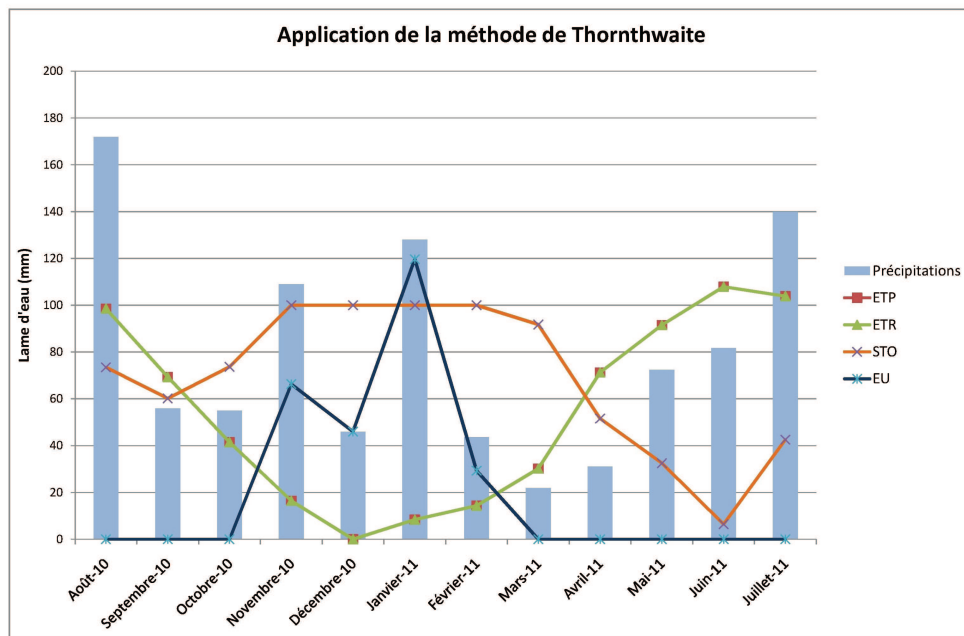


FIG. 15 – Application de la méthode de Thornthwaite pour un Stomax de 100mm

Les variations de stock sont fortement dépendantes des précipitations et de la température. Le taux d'humidité s'est rechargé durant le mois d'août 2010 suite aux fortes précipitations. Il a atteint la saturation durant le mois de novembre 2010 jusqu'à début mars 2011. À partir de ce moment là, suite à la faible pluviométrie et à l'augmentation de l'ETP, il n'a fait que diminuer pour atteindre une valeur quasi nulle en juin avant d'augmenter à nouveau suite aux fortes précipitations de juillet. L'ETR est égale à l'ETP toute l'année. L'ETR annuelle est de 673mm et correspond à 68% des précipitations. L'eau utile est dépendante du stock, elle suit le même comportement. Elle

est nulle pendant le printemps et l'été. Il n'y a de l'eau utile que durant la fin de l'automne et l'hiver, et ce pour une lame d'eau de 261mm.

3.2.5 Sensibilité du modèle

La valeur de Stomax est la seule valeur imposée au niveau du modèle de Thornthwaite. Son influence sur l'évolution de l'ETR et de l'EU va être analysée sur base d'un Stomax de 75, 100 et 125mm.

Au point de vue de l'ETR (Fig. 16), il existe très peu de différences entre les différents Stomax. L'ETR ne diminue que pour un Stomax de 75mm et seulement durant le mois de juin. Cet écart se fait sentir après une série de mois chauds et peu pluvieux (mars et avril 2011) qui ont diminué le taux d'humidité dans le sol.

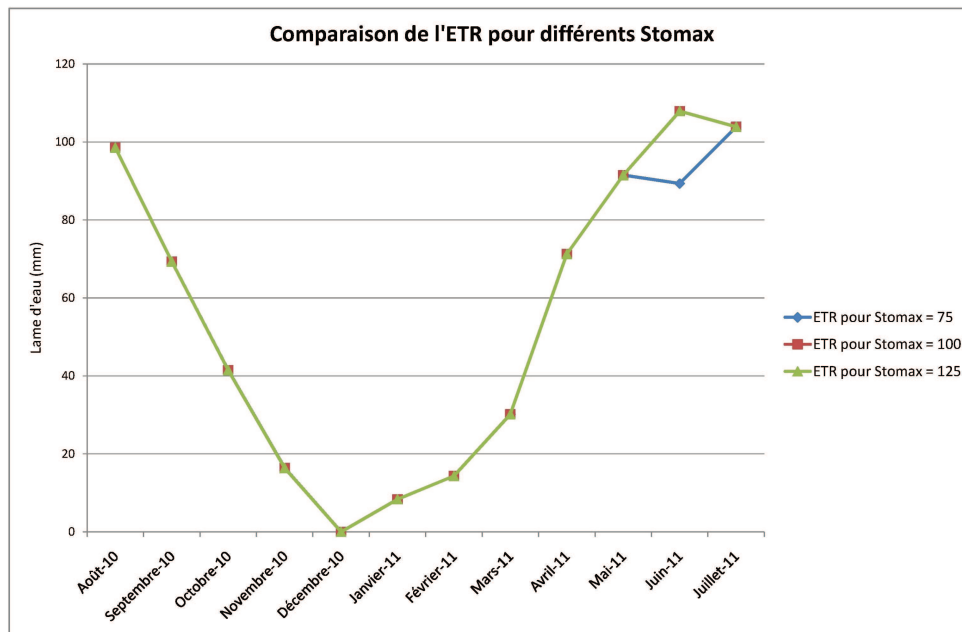


FIG. 16 – Comparaison de l'ETR en fonction du Stomax

L'inverse s'observe ce qui concerne l'EU (Fig. 17). L'EU maximale calculée est de 286mm et correspond à un Stomax de 75mm. En effet, plus la valeur de Stomax est faible, plus vite le sol sera saturé, et plus il y aura de l'eau qui s'infiltrera. L'EU pour un Stomax de 100mm est de 261mm et de 236mm pour un Stomax de 125mm.

L'hypothèse d'une stock = 0 au mois d'août 2010 influence les valeurs d'eau utile calculées. L'hypothèse d'un stock de base (août 2010) rempli à une valeur maximale (Stomax) ou autre (comprise entre 0 et Stomax) augmente l'EU de la valeur de ce stock (Tab.4).

Stomax	EU (Stock = 0)	EU (Stock = Max)
75	286	$286 + 75 = 361$
100	261	$261 + 100 = 361$
125	236	$236 + 125 = 361$

TAB. 4 – Variation d’eau utile en fonction du stock d’humidité de base dans le sol

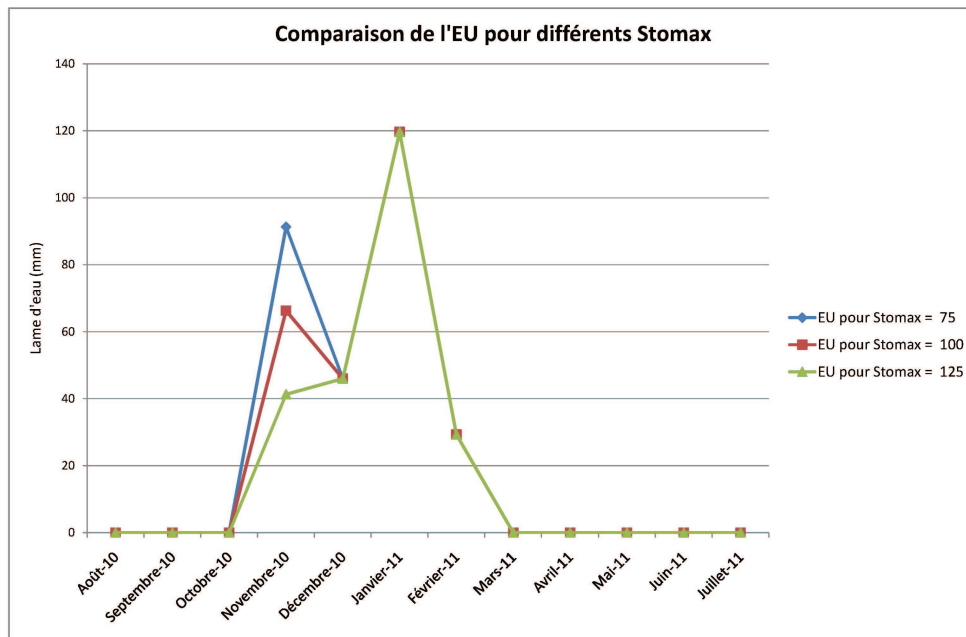


FIG. 17 – Comparaison de l’EU en fonction du Stomax

3.2.6 Débit à l’exutoire

Jaugeage et calibration de la sonde Une sonde limnimétrique (In-situ Troll 500) a été installée le 31 juillet 2010 à 200m de l’exutoire du bassin du Lilot (Fig. 18). Cette sonde a mesuré toutes les 15 minutes, la hauteur de la colonne d’eau du ruisseau et la température de l’eau. Cette information de hauteur n’est pas suffisante pour connaître le débit. Il est encore nécessaire d’effectuer des jaugeages manuels du débit du cours d’eau à hauteur de la sonde. L’objectif est d’obtenir une courbe de tarage (et une équation) qui relie le débit à la hauteur d’eau.

La courbe du tarage est présentée à la figure 19. Les différents points correspondent à des jaugeages de la station (repris au tableau 12 à l’annexe A.2) à différents moments. Le choix pour la loi reliant la hauteur d’eau au débit s’est porté sur une exponentielle lorsque la hauteur d’eau est inférieure à 28.075cm et sur une droite lorsque la hauteur d’eau est plus grande



FIG. 18 – Sonde limnimétrique et section de jaugeage

que cette valeur. Ce choix se justifie par le fait que l'exponentielle correspond au mieux aux mesures effectuées lors de petites hauteurs d'eau, mais lorsque cette hauteur devient trop grande, les débits calculés sont fortement exagérés (voire même absurde, 8 000 000 de m³/h pour la hauteur d'eau maximale enregistré (97.61cm)). Une régression linéaire pour les plus grandes valeurs permet de moins exagérer les débits même si le mieux aurait été d'avoir des mesures lors des plus grandes hauteurs d'eau.

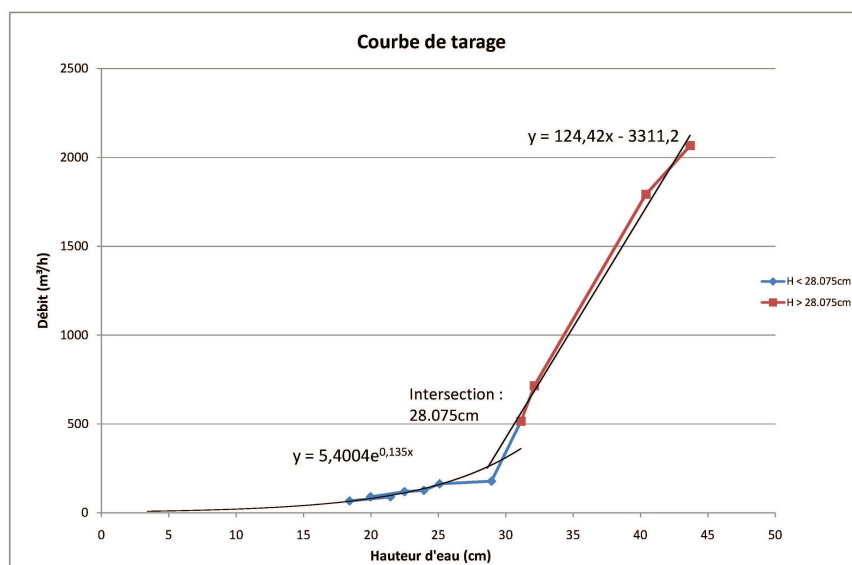


FIG. 19 – Courbe de tarage de la station à l'exutoire du Lilot

Étude de l'hydrogramme L'hydrogramme est la courbe présentant l'évolution du débit en fonction du temps. Lorsque les précipitations ne sont pas en excès ($P < ETP$), les hydrogrammes présentent une courbe d'allure exponentielle décroissante. Il s'agit d'une période de récession qui est caractérisée par le fait que la rivière est uniquement alimentée par les eaux souterraines. Ce débit minimal, assuré par la nappe et variable dans le temps, est appelé débit de base.

Le débit de base en période de récession s'écrit (méthode de Maillet) :

$$Q = Q_0 \times e^{-\alpha t}$$

Q : débit de base au temps t (m^3/j)

Q_0 : débit au début de la période de récession (m^3/j)

α : coefficient de tarissement (j^{-1})

t : temps écoulé depuis le début du tarissement (j)

Le coefficient de tarissement est propre à chaque bassin, il est dépendant du taux d'infiltration des eaux de précipitations, de l'extension de la nappe aquifère et de la nature du substratum.

En pratique, le calcul d' α s'effectue sur un hydrogramme dont le débit est représenté de manière logarithmique (Fig. 20). Les débits de base se positionnent alors selon une droite dont le coefficient angulaire permet de calculer α . La courbe de tarissement peut présenter plusieurs pentes différentes. Une valeur importante peut représenter un écoulement de surface retardé, une vidange des terrains de couverture, ou à une vidange rapide de l'aquifère par des fissures. Une valeur plus faible représente le coefficient de l'écoulement de base.

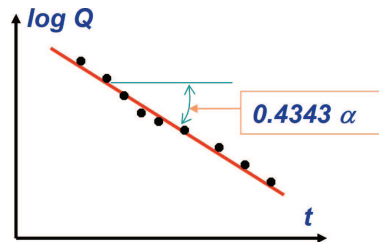


FIG. 20 – Détermination d' α sur un hydrogramme
Dassargues 2010

La méthode de Maillet permet également de calculer les variations de réserves de l'aquifère (paramètre utile lors du calcul du bilan hydrologique). En effet, le débit de base est fonction de la réserve d'eau de l'aquifère selon la formule :

$$R_{\text{serve}} = \int_{t=0}^{t=\infty} Q t \times dt = \int_{t=0}^{t=\infty} Q_0 \times e^{-\alpha t} = \frac{Q_0}{\alpha} (m^3)$$

La variation des réserves de l'aquifère entre deux instants s'exprime selon la formule :

$$\Delta R = \frac{Q_f - Q_0}{\alpha} (\text{m}^3)$$

Cependant la méthode de Maillet se base sur des hypothèses grossières par rapport à la réalité, comme l'homogénéité et l'isotropie du bassin.

L'hydrogramme du Lilot est présenté à la figure 21. Il montre une réponse rapide du débit du cours d'eau aux précipitations. Il est également intéressant de noter que les précipitations des mois de juin et de juillet n'ont pas de gros effets sur les débits du fait que l'ETR était forte à ce moment. Ces précipitations n'ont donc pas pu alimenter le ruisseau.

L'hydrogramme en log Q est présenté à la figure 38 à l'annexe A.3. Six récessions (présentées aux figures 39, 40, 41, 42, 43, 44 à l'annexe A.3 ont été analysées en vue de calculer le coefficient de tarissement.

Les résultats sont présentés au tableau 5.

Période de récession	Coefficient angulaire	Alpha (j^{-1})
3/10 au 15/10/2010	9.10^{-5}	$2,07.10^{-4}$
5/03 au 18/03/2011	3.10^{-4}	$6,90.10^{-4}$
20/03 au 3/04/2011	2.10^{-4}	$4,60.10^{-4}$
14/04 au 25/04/2011	2.10^{-4}	$4,60.10^{-4}$
29/04 au 13/05/2011	2.10^{-4}	$2,30.10^{-4}$
15/05 au 30/05/2011	1.10^{-4}	$2,30.10^{-4}$

TAB. 5 – Coefficient de tarissement des différentes récessions analysées

Le coefficient de tarissement moyen est de $3,80.10^{-4}$. Il permet de calculer la variation de réserve sur l'année du bilan hydrologique (août 2010 à juillet 2011) qui donne un résultat de 32mm.

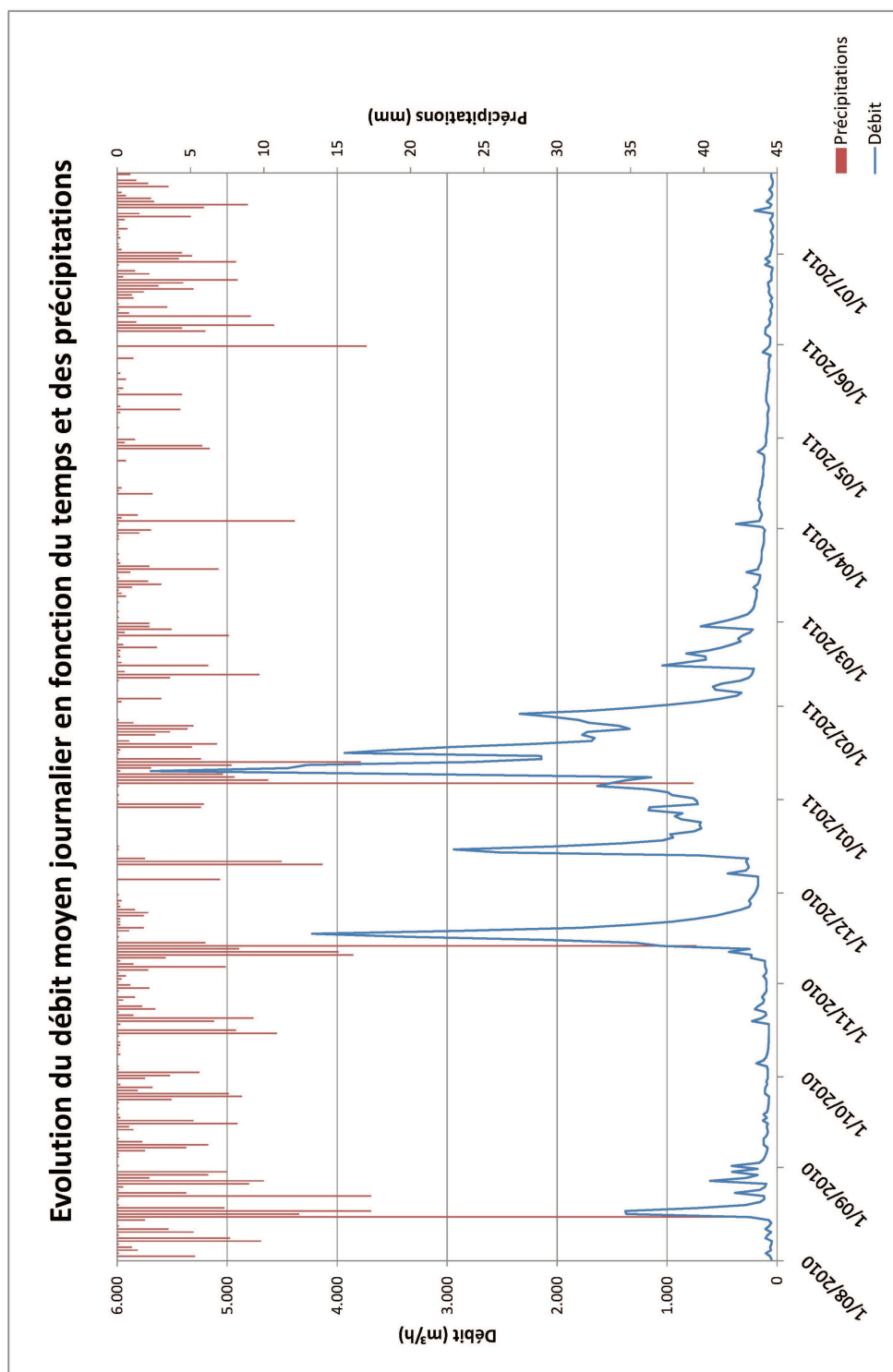


FIG. 21 – Hydrogramme du Lilot

3.2.7 Volume prélevé

La connaissance des volumes prélevés est importante pour la réalisation du bilan. Dans le bassin du Lilot, 7 points de prises d'eau sont recensés. Il est également possible que d'autres puits non déclarés existent. Au cours de l'année 2010, aucun d'entre eux n'a prélevé de l'eau (sur base de l'approche géocentrique de la base de données Dix-sous).

3.2.8 Calcul du bilan hydrologique

L'objectif du calcul du bilan hydrologique est d'essayer de mettre en évidence des éventuels échanges d'eau souterraine entre le bassin et l'extérieur.

L'équation du bilan s'écrit :

$$P = ETR + Q_{\text{exu}} + Q_{\text{capt}} + \Delta\text{Res} + \Delta\text{Sto} + \text{Fermeture}$$

P : précipitations (mm)

ETR : évapotranspiration réelle (mm)

Q_{exu} : débit de la rivière à l'exutoire (ruissellement + débit de base) (mm)

Q_{capt} : débit des captages (mm)

$\Delta \text{ Rés}$: variation des réserves de l'aquifère (mm)

$\Delta \text{ Sto}$: variation du stock d'humidité du sol (mm)

Fermeture : si > 0 , le terme de droite est sous-estimé, il y a des pertes vers l'extérieur du bassin, si < 0 , le terme de droite est surestimé, il y a des apports de l'extérieur du bassin. Une fermeture peut également être due à une erreur lors de l'estimation des paramètres.

Le bilan hydrologique du Lilot est présenté au tableau 6. Un bilan présentant une erreur de fermeture inférieure à 5% est considéré comme bouclant, celui du Lilot montre une erreur de 2,6%, il peut donc être considéré comme bouclant. Aucune interaction entre le bassin du Lilot et les bassins extérieurs n'a pu être mise en évidence pas le calcul du bilan hydrologique. Ce résultat est surprenant car une perte nette (détaillée au point 3.3) a été bien localisée dans le bassin. Une fermeture positive plus grande était attendue. La fermeture obtenue peut être due à des apports d'eau de l'extérieur du bassin et qui compensent la perte d'eau au niveau de la perte.

Il faut cependant faire attention aux possibles erreurs au niveau des paramètres du bilan.

- L'ETR semble sur-estimée, une valeur de 68% des précipitations semble assez élevée.
- Le débit à l'exutoire du mois de janvier est beaucoup plus grand que celui des autres mois. Les hauteurs d'eau mesurées pour ce mois sont en dehors de l'intervalle des jaugeages de la courbe de tarage. Une

tendance linéaire a été choisie pour calculer les débits élevés mais cette tendance surestime peut être les débits.

	P (mm)	ETR (mm)	Q exutoire (mm)	Q captage (mm)	Δ réserve (m ³)		Δ Stock (mm)		Fermeture
					Initial	Final	Initial	Final	
août-10	172,0	98,5	9,6						
sept-10	56,0	69,3	3,7						
oct-10	55,0	41,5	4,2						
nov-10	109,0	16,4	30,2						
déc-10	46,0	0,0	33,1						
janv-11	128,0	8,4	82,5	0	3 157 894	3 789 473	0	43	
févr-11	43,6	14,3	17,2						
mars-11	21,9	30,2	8,3						
avr-11	31,1	71,2	5,4						
mai-11	72,4	91,5	3,3						
juin-11	81,8	107,9	2,5						
juil-11	140,0	103,9	3,4						
Total (mm)	956,8	653,0	203,5	0,0	32,0		43,0		25,3
Total (%)	100	68,3	21,1	0	3,3		4,5		2,6

TAB. 6 – Calcul du bilan hydrologique

3.3 Interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines

3.3.1 Introduction

Les interactions entre les eaux de surface (ESU) et les eaux souterraines (ESO) ont lieu à l'interface de ces deux compartiments du cycle hydrologique et participent, au même titre que la percolation de l'eau de pluie à travers la zone non saturée, aux processus de recharge et de drainage de la nappe. Le drainage de la nappe vers les eaux de surface constitue une composante essentielle de l'alimentation des ruisseaux en période d'étiage (Brouyère *et al.*, 2008d).

Dans le cas d'une zone karstique, comme celle de ce travail (écoulement sur les calcaires givétiens et présence de phénomènes karstiques recensés) (De Broyer *et al.*, 1996), le ruisseau peut présenter une forte baisse de débit en l'espace de quelques mètres. Les pertes correspondent aux entrées d'eau de surface vers le milieu souterrain, tandis que les résurgences correspondent à leur retour en surface (Fig. 22).

Pour rappel, la karstification est le processus d'altération météorique des roches qui a pour effet la dissolution des roches carbonatées. La fracturation de ces roches ainsi que la forte solubilité des minéraux carbonatés qui la composent, permettent le développement de réseaux souterrains parfois plurikilométriques. Les systèmes karstiques jouent un rôle majeur dans l'hydrogéologie des régions calcaires car les massifs karstifiés sont généralement caractérisés par une perméabilité de fissure élevée et suffisante pour une exploitation de gros volume d'eau (DGARNE, 2008).

Par rapport aux autres types d'interactions,

- rivière drainante lorsque le niveau piézométrique des eaux souterraines est plus haut que celui de la rivière, la rivière est alors alimentée par la nappe aquifère
- rivière perdante lorsque le niveau piézométrique des eaux souterraines est plus bas que celui de la rivière, le transfert d'eau se fait de la rivière vers le sous-sol

le type perte/résurgence est celui qui est considéré comme étant celui pour lequel l'influence des eaux de surface sur les eaux souterraines est la plus forte, tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif.

Du point de vue quantitatif, le débit à l'aval d'une perte peut être fortement diminué voire nul si toute l'eau passe en écoulement souterrain.

Du point de vue qualitatif, les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines se produisant de manière très rapide, une pollution des eaux de surface peut vite être répercuter au niveau des eaux souterraines, et ce particulièrement s'il n'y a pas décontamination et filtrage naturel. (Brouyère *et al.*, 2008d).

Il n'y a qu'un seul phénomène karstique recensé dans le bassin du Lilot

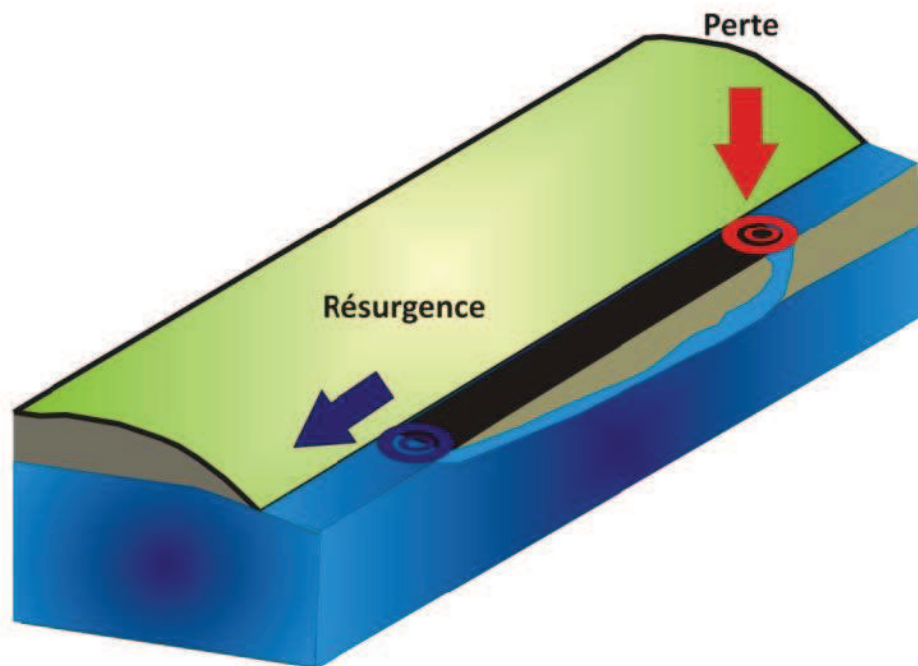


FIG. 22 – Schéma d'un système karstique présentant une perte et une résurgence

Brouyère *et al.*, 2008d

dans l'atlas du karst (De Broyer *et al.*, 1996), l'aven du pré au Bois, qui a été remblayé depuis son effondrement. Les données de l'atlas servent de base pour la connaissance des systèmes karstiques, de nouvelles investigations ont cependant été réalisées. D'une part, l'infiltration des eaux peut se produire de manière diffuse et donc ne pas être directement visible, d'autre part, les systèmes karstiques peuvent évoluer assez rapidement au cours du temps et il se peut que, depuis la réalisation de la dernière cartographie karstique qui date de 1996, il y ait eu de nouveaux phénomènes qui soient apparus.

3.3.2 Méthodes d'investigations des interactions ESO/ESU

Il existe différentes méthodes pour mettre en évidence les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines. Dans le cadre de ce travail, une campagne de jaugeage (31 juillet 2010) ainsi que deux profils en long débit-métriques et physico-chimiques (2-3 mars 2011 ainsi que 30 juin-1^{er} juillet 2011) ont été effectués.

Jaugeages Un cours d'eau drainant est alimenté par les eaux souterraines et voit donc son débit augmenter avec la distance par rapport à la source.

À l'inverse, un cours d'eau perdant voit une partie de son eau s'infiltrer, ce qui fait que son débit diminue le long des portions perdantes. Des mesures de débit le long du cours d'eau permettent de mettre en évidence le sens des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Ces mesures doivent préférentiellement s'effectuer en période d'étiage ou après quelques jours sans pluie pour s'affranchir au maximum du ruissellement.

Dans le cadre de ce travail, les jaugeages ont été effectués en série, c'est-à-dire que le débit du ruisseau a été mesuré tout au long de son parcours, et ce, aussi souvent que les conditions d'accès l'autorisaient. Les résultats permettent de tracer un profil débitmétrique du cours d'eau.

Profils physico-chimiques L'évolution amont-aval de la physico-chimie du cours d'eau est, en période d'étiage, principalement dépendante des caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines des unités hydrogéologiques recoupées par le cours d'eau. Un échantillonnage judicieusement placé permet donc de mettre en évidence des interactions qualitatives sur les tronçons investigués.

Profils débitométriques et physico-chimiques Les profils débitométriques et physico-chimiques couplent les deux méthodes présentées ci-dessus. La mesure de débit ainsi que l'échantillonnage du ruisseau à différentes stations permet de dresser un profil quantitatif et qualitatif du cours d'eau.

3.3.3 Résultats

Jaugeage juillet 2010 Cette campagne s'est déroulée le 30 juillet 2010 après plusieurs jours sans pluie. Le Lilot présentait un débit d'étiage. Lors de cette campagne, 20 stations ont été implantées sur le Lilot (Fig. 11). Les 6 stations (stations numérotées de 1 à 6) les plus à l'amont du ruisseau ainsi que les affluents (stations numérotées 8, 9 et 14) ne présentaient pas un débit suffisant que pour effectuer des jaugeages. Au final, 11 stations ont été jaugées (Fig. 23).

Le Lilot présente des sections à caractères différents :

Stations 6 à 12 : augmentation du débit jusque la station 12, le débit atteint est de $61\text{m}^3/\text{h}$ et représente le débit maximum mesuré du ruisseau à cette période. Il s'agit donc d'une section drainante.

Stations 12 à 15 : forte diminution du débit qui passe de $61\text{m}^3/\text{h}$ à la station 12 à $45\text{m}^3/\text{h}$ à la station 13 et $12\text{m}^3/\text{h}$ à la station 15. Cette section est donc perdante. Un débit important d'eau (de l'ordre de $49\text{m}^3/\text{h}$) s'infiltré lors de ce tronçon.

Stations 15 à 18 : le débit croit de nouveau (section drainante) jusque la station 18, où le débit atteint $40\text{m}^3/\text{h}$.

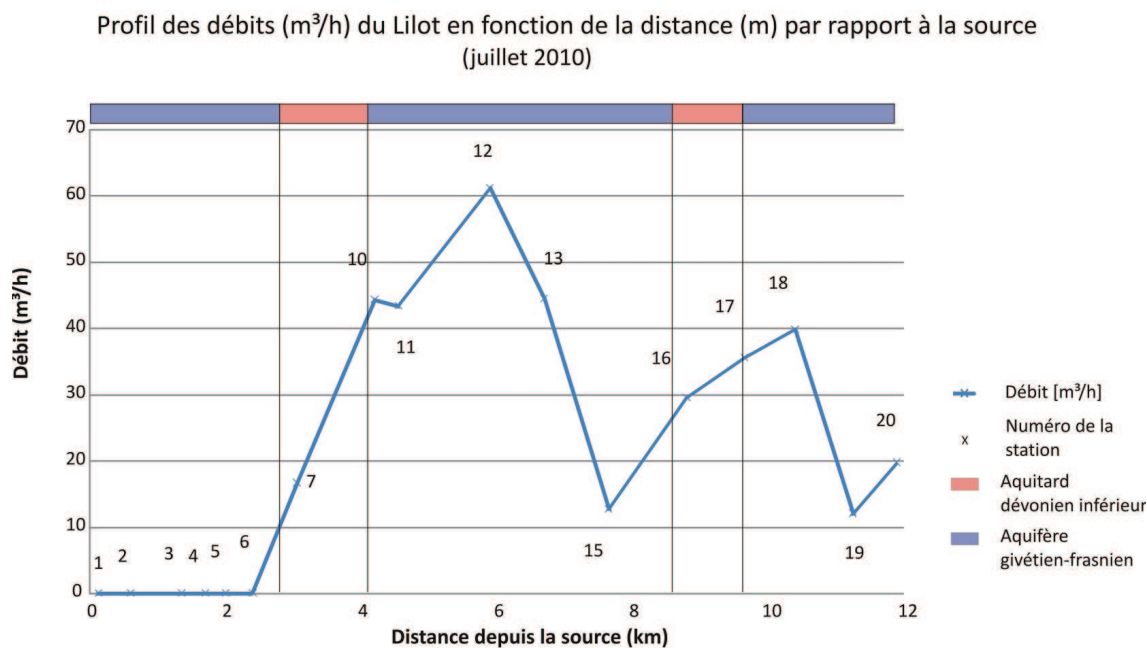


FIG. 23 – Débit du Lilot aux différentes sections de mesure

Stations 18 à 19 : nouvelle perte de débit de l'ordre de 28m³/h.

Stations 19 à 20 : croissance du débit (section drainante) jusqu'à la confluence avec le Hoyoux.

Le parcours à pied du ruisseau a permis d'affiner les résultats. En effet aucune perte nette dans le cours d'eau n'a pu être mise en évidence entre les stations 12 et 15. Ceci laisse supposer une infiltration diffuse sur ce tronçon.

Une perte nette entre les stations 18 et 19 a été localisée. Cette perte a été positionnée de manière précise, jaugée de manière « amont-aval » lors des campagnes ultérieures et a fait l'objet d'un essai de traçage qui sera développée au point 3.4.

De plus, le parcours du ruisseau et des alentours a permis de mettre en évidence 5 sources situées dans le bassin et 2 le long du Hoyoux (en rive gauche), dans la continuité de l'aquifère givétien-frasnien.

Les deux sources situées le long du hoyoux (S5 et S6) constituent la résurgence de la perte de la station 19.

Les coordonnées géographiques des sources et de la perte ponctuelle se trouvent dans le tableau 7.

La figure 24 reprend de manière cartographique les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines du Lilot ainsi que la localisation

Nom	X	Y
S1	206 959	127 342
S2	206 983	127 356
S3	207 037	127 314
S4	212 173	129 964
S5	213 610	130 461
S6	213 594	130 462
S7	208 939	127 514
Perte ponctuelle	211 695	130 183

TAB. 7 – Coordonnées géographiques des sources et de la perte ponctuelle géographique de la perte et des sources.

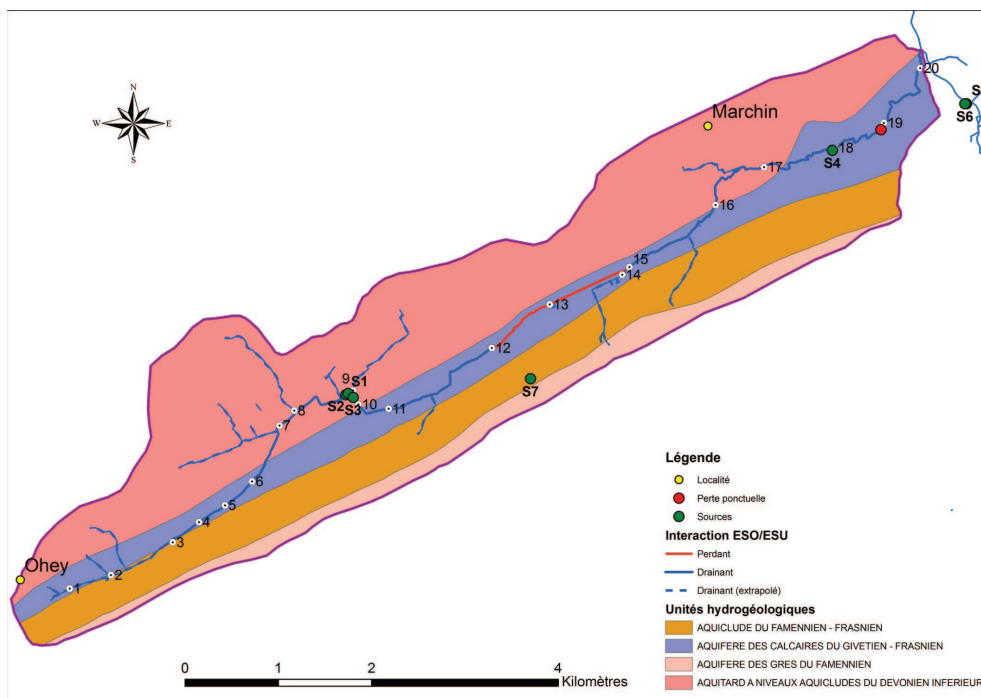


FIG. 24 – Cartographie des interactions ESU/ESO du Lilot

Profils débitmétriques et physico-chimiques Deux campagnes débitmétriques et physico-chimiques ont été effectuées en mars et en juin/juillet 2011. Les stations jaugées et échantillonnées correspondent aux stations jaugées lors de la campagne de juillet 2010 (Fig. 11).

La campagne du 3 mars 2011 s'est effectuée en un jour. Elle s'est déroulée en période de hautes-eaux et après quelques jours sans pluie. Le débit du Lilot présentait un débit de récession lors de cette campagne (Fig. 25).

La deuxième campagne s'est effectuée sur 2 jours consécutifs, le 30 juin 2011 et le 1^{er} juillet 2011. Les prélèvements de toutes les stations à l'exception des stations 17, 18 et 19 se sont déroulés le 30 juin en période de basses-eaux et de récession. Les stations 17, 18 et 19 ont été effectuées le lendemain, à savoir le 1^{er} juillet 2011. Des précipitations sont survenues la nuit séparant les 2 jours d'échantillonnage et le débit du Lilot était donc plus élevé lors de l'échantillonnage des stations restantes (Fig. 26).

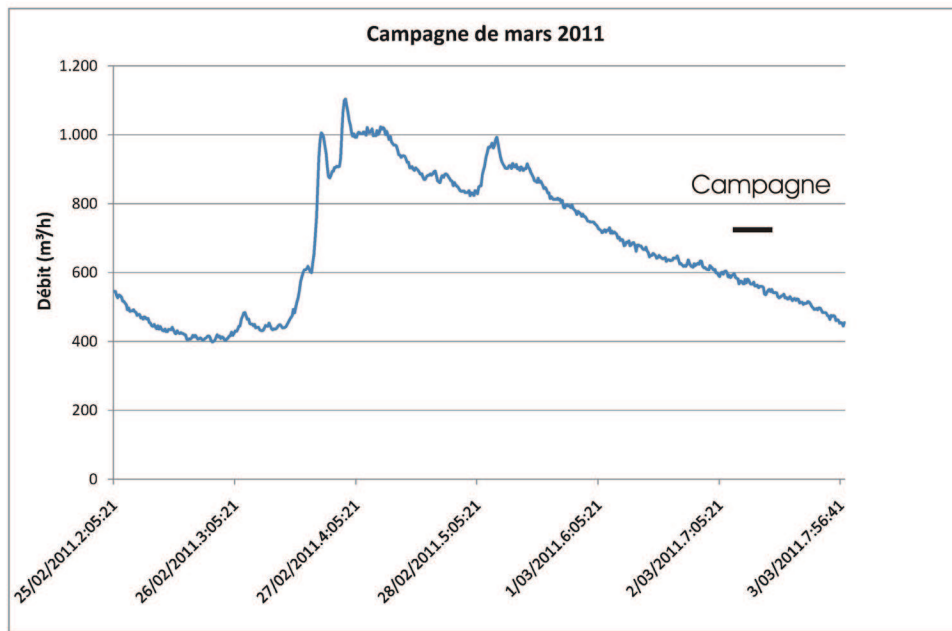


FIG. 25 – Débit du Lilot lors de la campagne de mars 2011

Du point de vue quantitatif, le Lilot présente évidemment des débits différents lors des deux campagnes, mais le type d'interactions sur les tronçons restent identiques (Fig. 27).

Les profils physico-chimiques sont basés sur les ions calcium et bicarbonates ainsi que sur les paramètres de terrain (T° , pH et conductivité) (Fig. 27). Les ions calcium et bicarbonates présentent une similitude dans leur comportement et sont les seuls éléments analysés montrant des variations nettes dans les profils. Les paramètres de terrain (température, conductivité et pH) de juin 2011 sont les seuls représentés, d'une part, pour assurer la lisibilité du graphe et, d'autre part, parce qu'ils montrent de manière plus claire que lors de la campagne de mars 2011 des variations le long du parcours du Lilot.

Le Lilot présente un comportement globalement drainant sur les 6 premiers kilomètres de son parcours. Le débit croît de la première station jaugée jusqu'à la station 12 (jusqu'à $420\text{m}^3/\text{h}$ en mars et jusqu'à $100\text{m}^3/\text{h}$ en juin), et ce, que ce soit sur les calcaires givétiens ou sur les formations schisto-

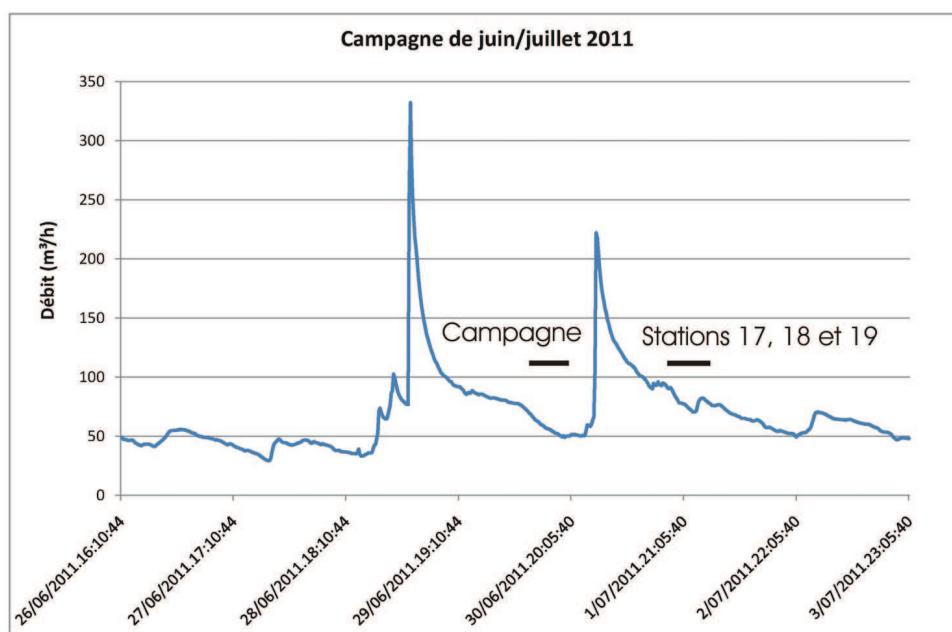


FIG. 26 – Débit du Lilot lors de la campagne de juin/juillet 2011

gréseuse du Dévonien inférieur. Ce caractère drainant, c'est-à-dire un apport d'eaux souterraines minéralisées, est confirmé par les augmentations de concentrations en bicarbonates et calcium ainsi que par la conductivité lors de ce tronçon. L'augmentation des carbonates et du calcium dans le Dévonien inférieur peut être expliquée la présence de ciment calcaireux dans ces formations. La station d'épuration, située à la station 7 et échantillonnée de manière amont-aval, montre une influence significative sur la physico-chimie du cours d'eau. Au niveau de la station 5, les pics en carbonates et en calcium de la campagne de juin 2011 n'ont pu être expliqués. La station présentait une forte eutrophisation (nombreuses algues vertes) et un fort envasement. De plus, des étangs, également fortement eutrophisés, se trouvent à l'amont de la station et rejettent dans le cours d'eau par un système de vidange peu efficace, à savoir une dérivation sinueuse où l'eau est stagnante et enrichie par des débris végétaux.

Le cours d'eau présente un comportement perdant entre les stations 12 et 15 (diminution de débit de l'ordre de $75\text{m}^3/\text{h}$ en mars et de $60\text{m}^3/\text{h}$ en juin). Sur ce tronçon, le ruisseau n'est plus alimenté par les eaux souterraines, ce qui est caractérisé par une stabilisation des paramètres.

Le comportement du cours d'eau est ensuite à nouveau drainant jusqu'à la station 19 où le débit atteint $635\text{m}^3/\text{h}$ en mars et $225\text{m}^3/\text{h}$ en juin. Le débit se stabilise au niveau des formations du Dévonien inférieur. Les paramètres physico-chimiques (calcium, carbonates, conductivité et température) mesu-

rés lors de la campagne de juin chutent au niveau de ces mêmes formations (station 17). Cette chute est certainement due au fait que les stations 17, 18 et 19 de la campagne de juin ont, comme précédemment expliqué, été jaugées et échantillonnées le lendemain des autres stations. Le mélange des eaux de précipitations et des eaux de la rivière a provoqué une chute des paramètres.

La perte observée au niveau de la station 19 a été jaugée de manière amont-aval et présente une diminution de débit de l'ordre de $220\text{m}^3/\text{h}$ en mars (le débit passant de 635 à $405\text{m}^3/\text{h}$) et de $110\text{m}^3/\text{h}$ en juin (le débit passant de 226 à $106\text{m}^3/\text{h}$).

Après cette perte, le Lilot présente un comportement drainant jusqu'à la confluence avec le Hoyoux. Les précipitations évoquées précédemment expliquent pourquoi, au niveau de la station 20 (jaugée avant les précipitations), le débit semble plus faible qu'à la station 19.

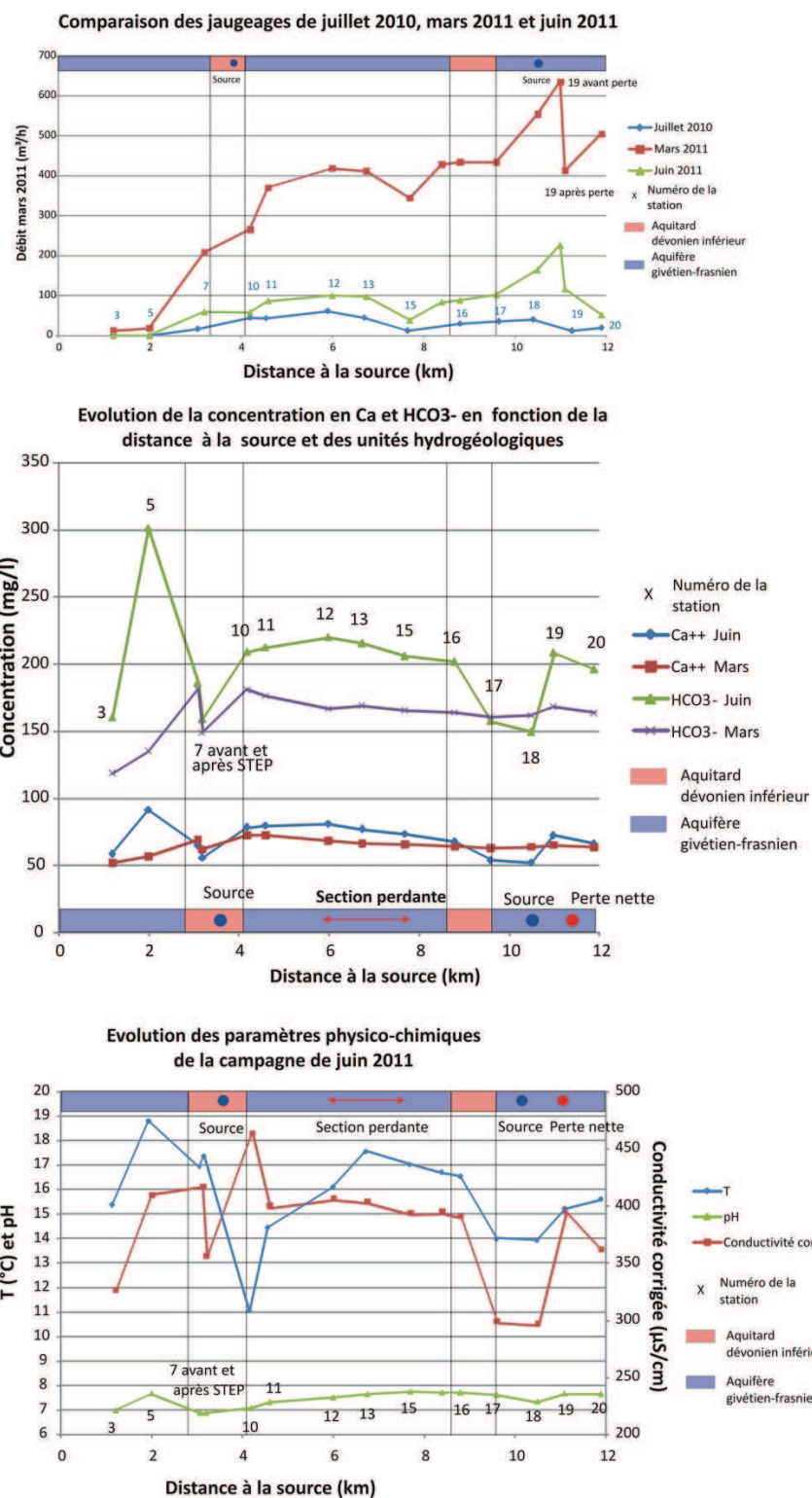


FIG. 27 – Profil en long débitmétrique et physico-chimique du Lilot

3.4 Essai de traçage

3.4.1 Introduction

Dans le cadre de cette étude, un essai de traçage a été réalisé au départ de la perte de la station 19. Il avait comme principal objectif de mettre en évidence un éventuel lien entre la perte et les sources (5 et 6) le long du Hoyoux.

Un essai de traçage consiste à injecter une quantité connue d'un traceur (dans une rivière, une perte, un piézomètre, ...), de suivre son déplacement et sa restitution à un ou plusieurs points en fonction du but poursuivi. Les objectifs d'un essai de traçage sont multiples, il peut s'agir de mettre en évidence une connexion entre plusieurs points, de définir les propriétés de l'aquifère (porosité, dispersivité, ...), de délimiter un bassin d'alimentation, ...

Un traceur doit satisfaire à divers critères :

- il doit être non toxique pour l'environnement
- si possible, il doit être naturellement absent du milieu (absence de bruit de fond)
- il doit être détectable à faible concentration et facilement analysable

On peut distinguer :

- les traceurs fluorescents (colorent le milieu, utilisation et analyse facile)
- les traceurs salins (nécessitent de plus grandes quantités)
- autres : bactériophages, éléments radioactifs, microsphères, ...

(Société suisse d'hydrogéologie, 2002)

3.4.2 Planification et réalisation de l'essai de traçage

L'essai de traçage s'est déroulé le 11 août 2011 entre la perte de la station 19 et les sources 5 et 6 le long du Hoyoux (Fig. 28). La perte a été jaugée de manière amont-aval.

L'acide amino G a été utilisé comme traceur. Trente grammes de traceur ont été dilués dans 20l d'eau et ont été injectés directement dans la perte en 34 minutes. L'injection a débuté à 13h00 et s'est terminée à 13h34. La pompe et les tubes ont été rincés pendant les 4 minutes suivantes avec de l'eau (2.5l).

Un fluorimètre raccordé à un ordinateur a été placé au niveau de la source S5. Cet appareil permet de mesurer automatiquement la fluorescence de l'eau (le capteur transforme le signal mesuré en une différence de potentiel). Des prélèvements manuels d'eau ont également été effectués toutes les 5min dès l'apparition du traceur. Ceux-ci ont pour but de calibrer les valeurs de voltage enregistrées par le fluorimètre par rapport aux valeurs mesurées par un spectrofluorimètre en laboratoire sur les échantillons. Le pas de temps

d'analyse du fluorimètre était de 5min avant l'arrivée du traceur et de 30s après.

Le fluorimètre a été placé au niveau de S5 parce que S6 ne présentait pas suffisamment d'eau que pour permettre de positionner le fluorimètre de manière correcte.

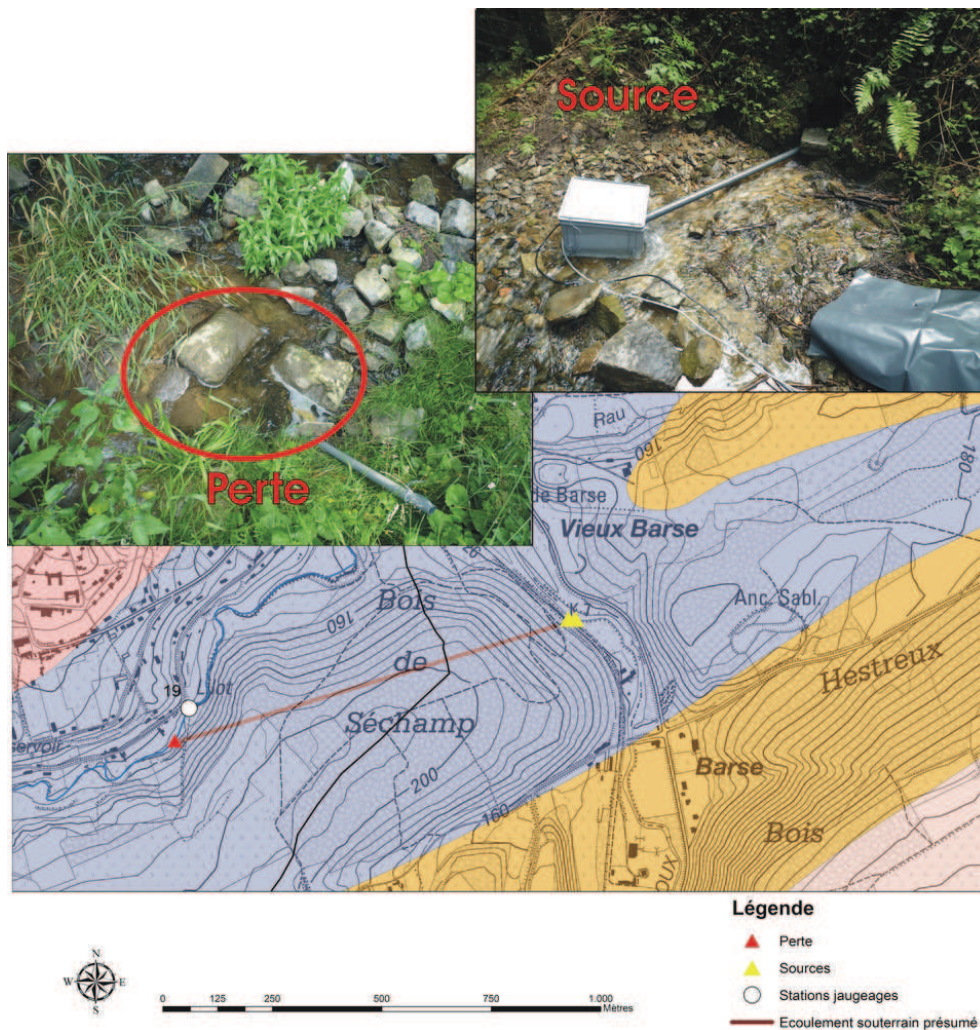


FIG. 28 – Localisation de l'essai de traçage

3.4.3 Résultats

Le Lilot présentait un débit de 20l/s à l'amont de la perte et de 7l/s à l'aval de la perte (différence de l'ordre de 13l/s). Le débit estimé de la source principale (S5) était de 6l/s, S6 n'a pas pu être jaugé mais présentait un débit beaucoup plus faible.

Le premier résultat observé lors de ce traçage est la connexion entre la perte et les sources (dès lors appelées résurgences). Le traceur est apparu 3h16 après le début de son injection.

La courbe de restitution (Fig. 29) représente la concentration en traceur en fonction du temps à partir de l'injection. Elle est l'un des résultats les plus importants lors d'un essai de traçage. On peut y observer :

- la première détection qui permet de définir le temps de première arrivée et la vitesse maximale (supposée)
- le maximum de concentration qui détermine le temps modal et la vitesse modale

Elle permet également de calculer la masse restituée sur base de la formule :

$$m_r = \int Q(t) C(t) dt$$

avec :

m_r : masse restituée (mg)

Q : débit de la source (l/s)

C : concentration en traceur (ppm ou mg/l)

Le taux de restitution est alors calculé :

$$\text{Taux de restitution} = \frac{m_r}{m_i} \times 100$$

avec :

m_r : masse restituée

m_i : masse injectée

Les résultats du traçage (Tab. 8) montre une vitesse de transfert assez élevée (de l'ordre de 200 m/h). Le taux de restitution (6.48%) est extrêmement faible surtout au vu des vitesses de transfert et du caractère direct de la liaison entre la perte et la résurgence.

Distance	t ₁	t _{mod}	t _f	v _{max} m/h	v _{modal} m/h	v _{min} m/h	Durée de restitu- tion	Cmax (ppb)	Taux de restitu- tion
935m	3h16	4h26	8h04	286	210	115	5h12	52	6.48%

TAB. 8 – Résultats de l'essai de traçage

De plus, l'allure de la courbe de restitution donne des informations concernant sur le mode d'écoulement souterrain. Ainsi, toutes les observations, qui

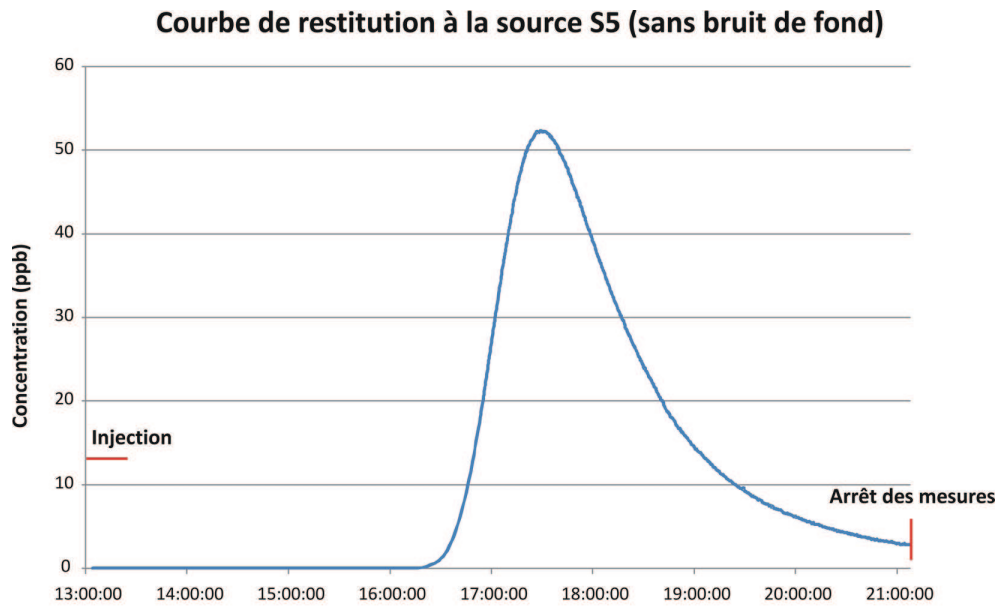


FIG. 29 – Courbe de restitution du traçage sur la perte de la station 19

viennent d'être mises en évidence, conduisent à dire qu'il n'y a pas d'importantes masses d'eau souterraine, pas de piégeage dans de l'eau immobile, dans quel cas il y aurait eu un pic qui arriverait plus tard et plus étalé.

L'aire de la section d'écoulement, la dispersivité longitudinale et la porosité efficace (Tab. 9) ont été estimés sur base d'une simulation de courbe de restitution (Fig. 30) par le logiciel « TRAC ». Bien que la courbe simulée ne colle pas tout à fait aux valeurs observées (d'autres simulations collaient mieux aux valeurs observées mais ne respectaient pas la masse injectée ni l'ordre de valeur des vitesses calculées), elle permet d'obtenir de premières informations concernant les propriétés du milieu.

Aire de la section d'écoulement	Dispersivité longitudinale	Porosité
4.7m ²	14.2m	0.01

TAB. 9 – Résultats de la simulation de la courbe de restitution

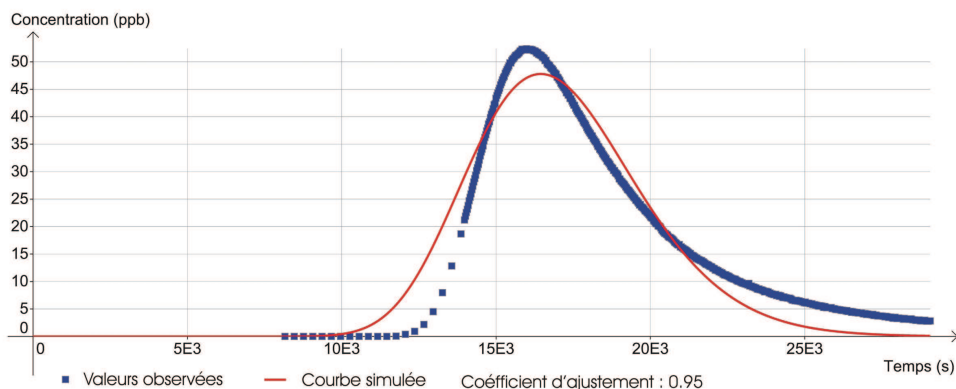


FIG. 30 – Simulation de la courbe de restitution

3.5 Hydrochimie

La chimie des eaux souterraines est également importante lors d'une caractérisation hydrogéologique. Afin de caractériser l'hydrochimie des eaux souterraines et également d'essayer de mettre en évidence des variations saisonnières de la composition chimique, deux échantillonnages ont été effectués en même temps que les campagnes débitométriques et physico-chimiques (mars et juin 2011). Au total, 4 puits domestiques et 4 sources (Fig. 31) ont été échantillonnés. Ils sont classés selon l'unité hydrogéologique à laquelle ils appartiennent (Tab.10).

Les analyses ont été effectuées par Joël Otten au laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Liège. Les résultats ont été traités à l'aide du logiciel d'hydrochimie *Diagramme z* de l'université d'Avignon. Il permet de réaliser de manière simple de nombreux diagrammes dont les diagrammes de Piper et de Stiff.

Les analyses chimiques complètes sont fournies à l'annexe A.4.

Échantillon	Type	Nom	Unité hydrogéologique
P1	Puits	Fagot	Aquifère givétien-frasnien
P2	Puits	Depoorter	Aquiclude frasnien-famennien
P3	Puits	Michaux	Aquitard du dévonien inférieur
P4	Puits	Pirlot	Aquifère givétien-frasnien
S3	Source	Source du Grand Vivier	Aquitard du dévonien inférieur
S4	Source	/	Aquifère givétien-frasnien
S5	Source	/	Aquifère givétien-frasnien
S6	Source	/	Aquifère givétien-frasnien

TAB. 10 – Informations sur les points d'échantillonnage

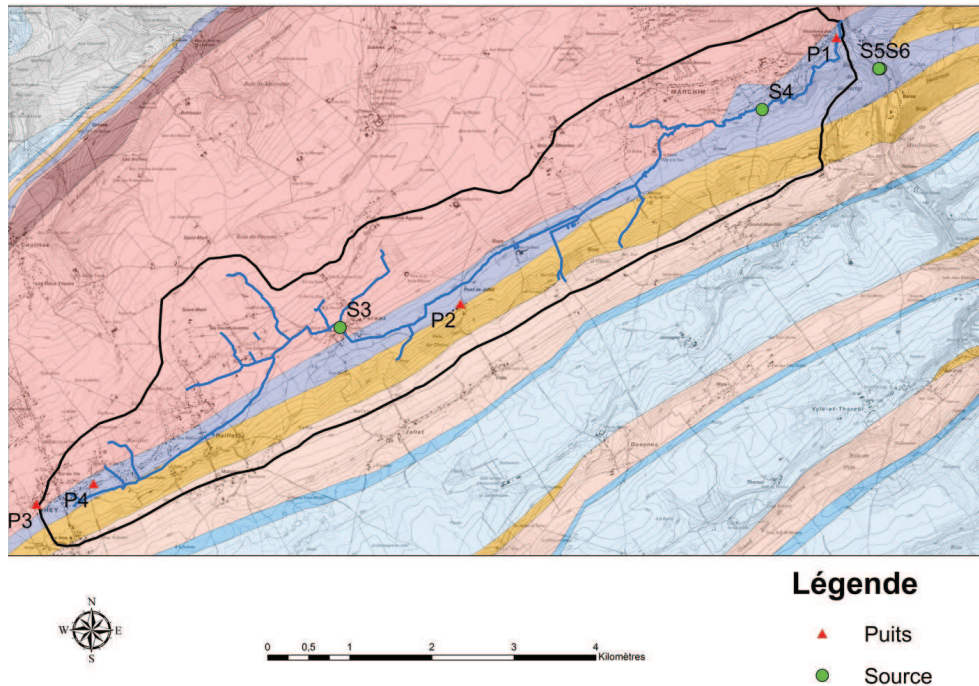


FIG. 31 – Localisation des points de prélèvement

3.5.1 Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper est l'une des façons les plus courantes de représenter des analyses hydrochimiques. Il utilise les concentrations relatives des principaux éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et Cl^-) pour établir le faciès hydrochimique des eaux souterraines. Il permet de classer les eaux selon leurs faciès hydrochimiques (Fig. 32).

La quasi-totalité des échantillons (Fig. 33) montrent une dominance du faciès bicarbonaté calcique et magnésien. Ce faciès est typique des réservoirs calcaro-dolomitiques ainsi que de lithologies à composante carbonatée suffisante pour induire une signature hydrochimique bicarbonatée calcique (grès, siltites et shales plus ou moins fortement carbonatés). Il y a cependant 2 points (P3 et P4) qui se démarquent vers le pôle chlorure et sulfate. Ils ne présentent pas des concentrations anormales en ces éléments mais une concentration plus faible en calcium et en bicarbonates. Aucune différence entre les unités hydrogéologiques n'a pu être mise en évidence. Les analyses entre mars et juin n'ont pas mis en évidence des variations temporelles de la qualité des eaux.

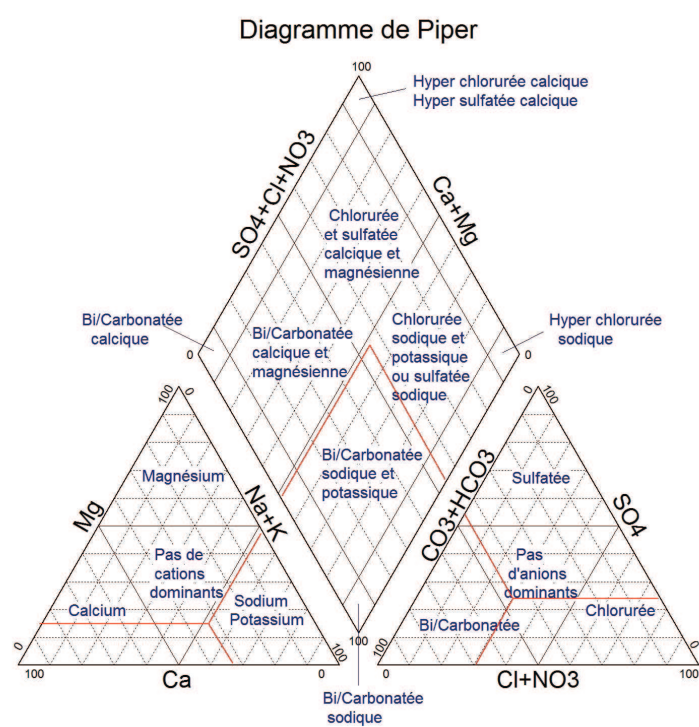


FIG. 32 – Classification des eaux selon le diagramme de Piper

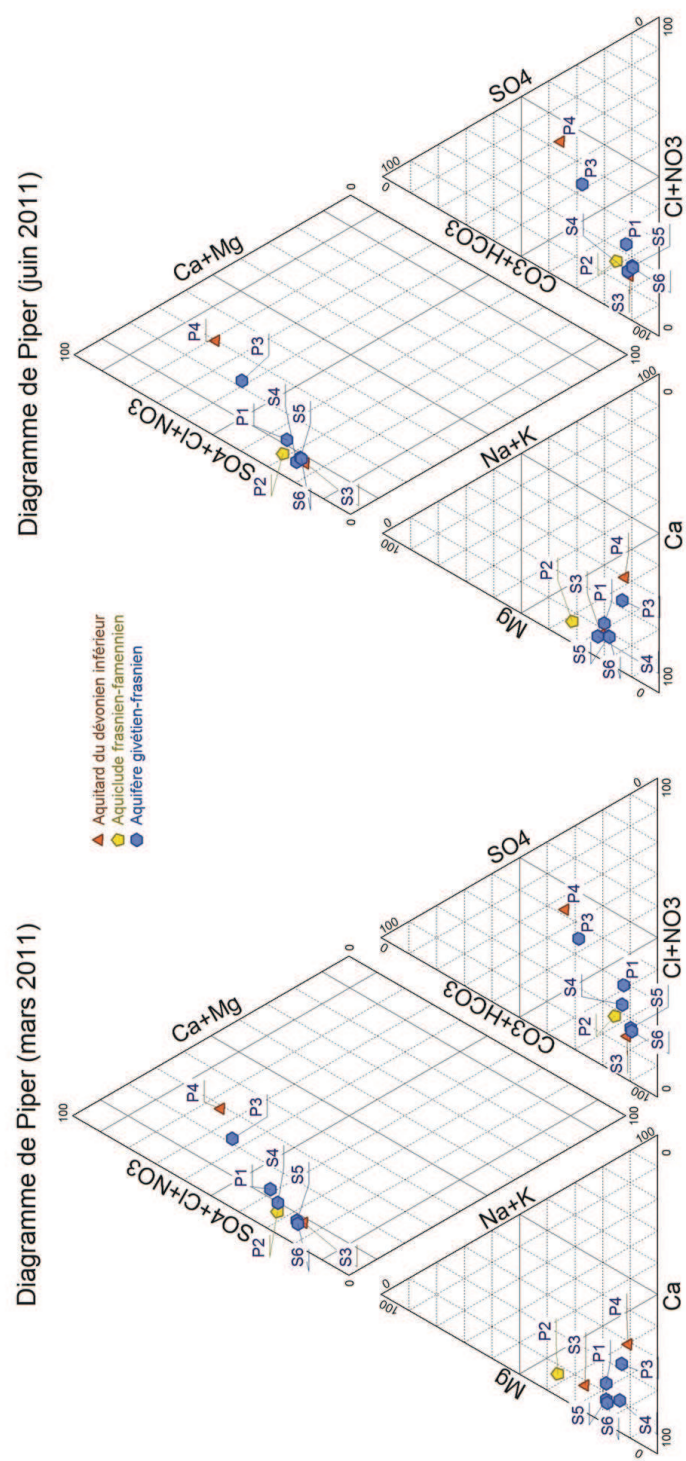


FIG. 33 – Diagramme de Piper expérimentaux

3.5.2 Diagramme de Stiff

Le diagramme de Stiff permet de différencier les grands types de composition chimique. Il sont composés par 3 axes qui correspondent chacun à une influence particulière ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$: influence marine, $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$: dissolution de carbonates, $\text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$: autres composants majeurs).

Les diagrammes de Stiff (Fig. 34) montre que la majorité des échantillons présente une prédominance des ions calcium et bicarbonates à l'exception des puits P3 et P4. De très faibles variations de composition apparaissent entre les échantillons de la campagne de mars et de juin 2011.



FIG. 34 – Diagramme de Stiff

3.5.3 Nitrates

Les nitrates composent une des pollutions les plus fréquentes des eaux souterraines. Le principal danger du nitrate provient de sa transformation en nitrite dans l'appareil digestif. Ce nitrite pourrait provoquer des effets cancérogènes pour l'homme. Le nitrate est plus dangereux pour les nourrissons : sa transformation en nitrite se fait plus facilement ; il agit au niveau du sang, empêche l'oxygénation de l'organisme et peut provoquer des dommages au

cerveau. Le limite de potabilité est fixée à 50mg/l en Belgique.

Les points échantillonnés présentent des valeurs similaires en mars et en juin 2011. Toutes les valeurs mesurées sont inférieures à la norme de potabilité (Fig. 35). Cependant le puits P4 présente des valeurs fort proches de la limite (47.9 mg/l).

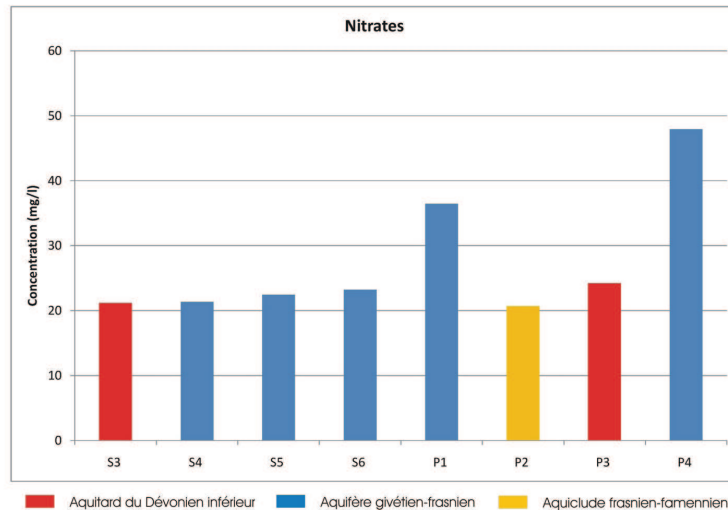


FIG. 35 – Concentration en nitrate des puits et sources analysées

3.6 Données piézométriques

La zone d'étude comporte assez peu de puits référencés au niveau de la Région Wallonne. En plus de cela, la plupart des puits référencés ne présentent pas un accès pour des mesures piézométriques. Trois puits (Tab. 11) ont donc seulement été relevés mensuellement. Aucun d'entre eux n'est implanté dans l'aquifère givétien-frasnien.

Les puits Michaux et Stilmant montrent très peu de variations des hauteurs d'eau au cours du temps. On peut cependant noter une faible remontée du niveau d'eau en hiver en ce qui concerne le puits Michaux. Le puits Depoorter montre quant à lui, de très grandes variations des hauteurs d'eaux. Ce puits est utilisé pour alimenter une exploitation agricole de grande taille. Il est donc difficile de savoir si ces valeurs représentent une variation du niveau de la nappe (très grande variation si c'est le cas) ou si les valeurs les plus basses ont été mesurées après un pompage du débit par les habitants.

Nom	X	Y	Z
Depoorter	208 725	127 597	226.7
Michaux	203 334	125 779	270.3
Stilmant	205 479	125 900	245

TAB. 11 – Coordonnées des puits mesurés

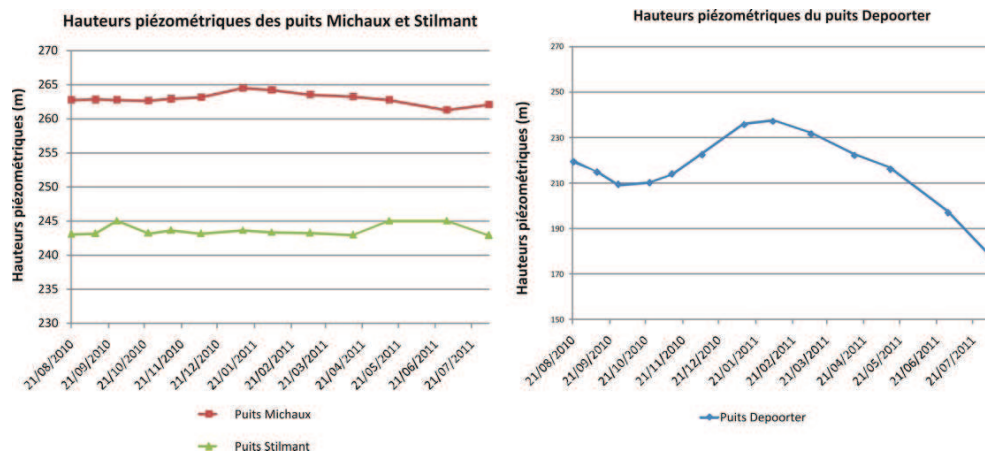


FIG. 36 – Hauteurs piézométriques mesurées

4 Conclusion

Le bassin du Lilot est un bassin caractéristique des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines d'un système karstique. Bien que le bilan hydrologique n'ait pas mis en évidence des échanges entre bassins, les campagnes débitométriques et physico-chimiques ont montré les relations du cours d'eau avec la nappe aquifère. De plus, l'essai de traçage a permis de mettre en évidence la relation entre la perte de la station 19 et les résurgences le long du Hoyoux mais également d'obtenir de premières informations concernant les propriétés du milieu souterrain. Les résultats obtenus vont être brièvement rappelés dans cette partie.

L'étude hydrologique a permis de déterminer plusieurs paramètres importants dans la caractérisation du bassin.

Température : la température moyenne annuelle de 9.3° , la température a oscillé entre -10.1 et 30.1°C . L'hiver a été frais et humide tandis que l'été a été chaud et assez sec.

Précipitations : les précipitations moyennes annuelles mesurées à la station de Modave sont de 960mm

ETR : l'évapotranspiration réelle calculée par la méthode de Thornthwaite est de 673mm pour un Stomax de 100mm et correspond à 68% des précipitations.

EU : l'eau utile calculée également pour un Stomax de 100mm est de 261mm

Débit à l'exutoire : le débit à l'exutoire du Lilot a oscillé entre 30 et $8900\text{m}^3/\text{h}$, le débit moyen est de $450\text{m}^3/\text{h}$.

Coefficient de récession : les coefficients de récession ont été calculés lors de grandes période de récession, ils varient entre $2,07.10^{-4}$ et $6,9.10^{-4}$.

Calcul du bilan : la fermeture du calcul du bilan est égale à 2,3%, aucune interaction entre le bassin du Lilot et les bassins extérieurs n'a donc pu être mise en évidence par la réalisation du calcul du bilan hydrologique.

Les 3 campagnes débitométriques et les 2 campagnes physico-chimiques ont permis de mettre en évidence les interactions quantitatives et qualitatives du ruisseau. Le Lilot est globalement drainant sur l'ensemble de son parcours, il voit son débit et ses concentrations en calcium et bicarbonates augmenter. Cependant 2 tronçons présentent un comportement différent. Une zone d'infiltration diffuse est présente entre les stations 12 et 15 et une perte nette a été localisée un peu avant la station 19.

Cette même perte a fait l'objet d'un essai de traçage qui a permis de mettre en évidence une connexion avec des sources situées le long du Hoyoux. Le taux de restitution est extrêmement faible (6,48%) alors que les vitesses de transfert sont de l'ordre de 200m/h et que le caractère du réseau a l'air

direct. Une simulation de courbe de restitution a permis d'obtenir de premières informations concernant le milieu :

Aire de la section d'écoulement : 4.7m^2

Dispersivité longitudinale : 14.2m

Porosité efficace : 0.01

Les analyses chimiques des puits et des sources ont permis de caractériser les eaux souterraines comme étant bicarbonatées et calciques. Aucune variation de composition chimique n'a pu être mise en avant entre les différentes unités hydrogéologiques.

5 Perspectives

De nombreuses données concernant les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont été collectées durant ce travail. Cependant la caractérisation de ces interactions pourraient encore être améliorée à l'aide notamment, d'autres essais de traçage.

Un essai de traçage avec injection à la station 12 (juste avant la section de perte diffuse) et une série de points d'échantillonnages à l'aval de cette station et jusqu'à la confluence avec le Hoyoux permettrait de vérifier si cette zone de perte diffuse sert de bypass à l'écoulement de surface et réalimente la rivière plus en aval.

Une essai de traçage avec injection au début d'une zone drainante (à la station 15 par exemple) pourrait donner des informations concernant un facteur de dilution de la rivière par les eaux souterraines.

Un calcul du bilan hydrologique sur une plus grande période et en vérifiant les données permettrait d'améliorer les connaissances des interactions à l'échelle du bassin.

De manière plus générale, un forage effectué dans les calcaires givétiens permettraient de suivre les variations des hauteurs piézométriques au cours du temps. Ce piézomètre permettrait également d'effectuer un essai de pompage pour caractériser les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère

6 Bibliographie

- **Boulvain F. & Pingot J.L.**, 2011, Une introduction à la géologie de la Wallonie, Université de Liège,
<http://www2.ulg.ac.be/geolised/geolwal/geolwal.htm>, Consulté le 25 juillet 2011
- **Boulvain, F. & A. Prémat**, 1987. Les calcaires laminaires du Givétien Supérieur du bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique, France) : témoins d'une évolution paléoclimatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 609-619
- **Brouyère S., Gesels J., Jamin P., Robert T., Thomas L., Dassargues A., Bastien J., Vanwittenberge F., Rorive A., Dossin F., Lacour J-L., Le Madec D., Nogarède P., Hallet V.**, 2008a, Projet Synclin'EAU : Rapport synthétique de caractérisation de la MESO RWM021, livrable D.2.22 dans le cadre de la convention RW et SPGE-Aquapole : Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses d'eau souterraine en Région Wallonne, Université de Liège, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix Namur, Facultés polytechniques de Mons, Belgique
- **Brouyère S., Gesels J., Jamin P., Robert T., Thomas L., Dassargues A., Bastien J., Vanwittenberge F., Rorive A., Dossin F., Lacour J-L., Le Madec D., Nogarède P., Hallet V.**, 2008b, Projet Synclin'EAU : Note méthodologique sur la caractérisation hydraulique des aquifères et l'estimation des ressources en eaux souterraines, livrable D.3.11 dans le cadre de la convention RW et SPGE-Aquapole : Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses d'eau souterraine en Région Wallonne, Université de Liège, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix Namur, Facultés polytechniques de Mons, Belgique
- **Brouyère S., Gesels J., Jamin P., Robert T., Thomas L., Dassargues A., Bastien J., Vanwittenberge F., Rorive A., Dossin F., Lacour J-L., Le Madec D., Nogarède P., Hallet V.**, 2008c, Projet Synclin'EAU : Rapport de caractérisation de la MESO RWM021, livrable D.3.12 dans le cadre de la convention RW et SPGE-Aquapole : Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses d'eau souterraine en Région Wallonne, Université de Liège, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix Namur, Facultés polytechniques de Mons, Belgique
- **Brouyère S., Gesels J., Jamin P., Robert T., Thomas L., Dassargues A., Bastien J., Vanwittenberge F., Rorive A., Dossin F., Lacour J-L., Le Madec D., Nogarède P., Hallet V.**, 2008d, Projet Synclin'EAU : Rapport sur les interactions des eaux souterraines avec les eaux de surface (volet qualitatif et quantitatif), livrable D.3.52-D4.52 dans le cadre de la convention RW et SPGE-Aquapole : Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses

- d'eau souterraine en Région Wallonne, Université de Liège, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix Namur, Facultés polytechniques de Mons, Belgique
- **Brouyère S., Gesels J., Jamin P., Robert T., Thomas L., Dassargues A., Bastien J., Vanwittenberge F., Rorive A., Dossin F., Lacour J-L., Le Madec D., Nogarède P., Hallet V.**, 2008e, *Projet Synclin'EAU : Rapport sur les interactions des eaux souterraines avec les eaux de surface - Documents cartographiques, délivrable D.3.52-D4-52 dans le cadre de la convention RW et SPGE-Aquapole : Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses d'eau souterraine en Région Wallonne*, Université de Liège, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix Namur, Facultés polytechniques de Mons, Belgique
 - **Bultynck P. & Dejonghe L.**, 2001, Devonian lithostratigraphic units (Belgium), *Geologica Belgica*, Vol. 4 (1-2) 39-69.
 - **Cigale, Région Wallonne**, La carte numérique des sols de Wallonie, <http://cartopro3.wallonie.be/CIGALE/viewer.htm>, consulté le 27 juillet 2011
 - **Corteel, C. & De Paepe, P.**, 2003. Boron metasomatism in the Brabant Massif (Belgium) : Geochemical and petrographical evidence of Devonian tourmalinite pebbles. *Geologie en Mijnbouw*, 82, 197-208
 - **Corteel, C., Van Den Haute, P. & Verniers, J.**, 2004. New sedimentological and petrographical observations on the Devonian Burnot Formation in the Belgian Rhenohercynian Basin. *Geologica Belgica*, 7 (1-2), 41-53
 - **COSW, Région Wallonne**, Portail Cartographique de la Région wallonne, La Carte d'occupation des sols de Wallonie, <http://cartographie.wallonie.be/NewPortailCarto/index.jsp?page=subMenuCOSW\&node=32\&snode=320>, Consulté le 25 juillet 2011
 - **Dassargues A.**, 2010-2011. Cours d'hydrogéologie : Eaux souterraines. Université de Liège (ULg)
 - **De Broyer C., Thys G., Fairon J., Michel G., Vrolix M.**, 1996, *Atlas du karst de la Province de Liège*, tome 2, CWE PSS, Bruxelles.
 - **Delwaque G., Forir H., Lohest M.**, 1898, *Carte géologique de Huy-Nandrin*, 146, 1 : 40 000, Bruxelles, Institut cartographique militaire
 - **DGARNE**, 2008, *Carte hydrogéologique de Wallonie*, <http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartehydrogeo/concepts.htm\#IX>, Consulté le 7 mai 2010
 - **Environnement wallonie**, Inventaires des masses d'eau, http://environnement.wallonie.be/cgi/dgrne/terriils/MasseEau/fiche_masse.idc?Code=MV09R, consulté le 25 juillet 2011
 - **Foucault, A. & Raoult, J.-F.**, 2005, *Dictionnaire de Géologie*, UniverS-ciences, Paris, 6ème édition, 379 p.
 - **Gaume E.**, 2008-2009, Cours d'hydrologie, Chapitre 3, Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation débit-pluie, École nationale des

ponts et chaussées

- **Guiesse M.**, 2005. Module pédologie physique du sol. Institut National Polytechnique de Toulouse (INPT)
- **Ministère de la Région Wallonne - DGRNE**, Année de publication inconnue, Cartographie CRH, 1 : 250 000
- **Mottequin B. & Marion J.M.**, Carte géologique de Huy, version provisoire, 48/3-4
- **Musy A.**, 2005 Hydrologie générale, Laboratoire d'Hydrologie et Aménagements (HYDRAM) Institut des Sciences et Technologies de l'Environnement (ISTE) Ecole Polytechnique Fédérale (EPFL),
<http://echo2.epfl.ch/e-drologie/>, consulté le 4 août 2011
- **Oldenhove de Guertechin F.B.**, 1971, Carte pédologique Huy, 146W, 1/20 000
- **Oldenhove de Guertechin F.B.**, 1973, Texte explicatif de la carte pédologique Huy, 146W, 109p.
- **Préat A. & Mamet B.**, 1989, Sédimentation de la plate-forme carbonatée Givétienne franco-belge, Bulletin des centres de recherches exploration production elf-aquitaine, Vol 13 (1), 47-86.
- **Préat A. & Weiss D.**, 1994, Variation du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique : approches sédimentologique et séquentielle (première partie), Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 165 (5), 469-483
- **Région Wallonne**, 2006, Portail de la Région Wallonne - Gouvernement wallon : le concept de "masse d'eau" pour classer nos rivières,
http://environnement.wallonie.be/cgi/dgrne/terrils/MasseEau/fiche_masse.idc?Code=MV09R, Consulté le 7 mai 2010
- **Région Wallonne, SPW, DGRNE**, 2010 Tableau de bord de l'environnement wallon, 232p.
- **Ruthy I.**, Edition provisoire Août 2005, Carte hydrogéologique de Wallonie, Huy-Nandrin 48-3/4, 1 : 25 000, Namur, Ministère de la Région Wallonne.
- **Ruthy I.**, Edition provisoire Août 2005, Notice Carte hydrogéologique de Wallonie, Huy-Nandrin 48-3/4, 1 : 25 000, Namur, Ministère de la Région Wallonne
- **Société suisse d'hydrogéologie SSH**, 2002, Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie, Guide pratique, Berne, Office fédéral des eaux et de la géologie 87p.
- **SPW, service public de Wallonie**, version 1.17 Juin 2010 Etat des lieux de la masse d'eau souterraine RWM021 « Calcaires et Grès du Condroz »
- **Syndicat d'initiative Modave-Marchin**, 2010, Contrat rivière du Hoyoux,
<http://www.simm48.be/CRH/index.php?page=3>, Consulté le 7 mai 2010

A Annexes

A.1 Légende de la carte géologique



FIG. 37 – Légende de la carte géologique

A.2 Jaugeages de la station limnimétrique

Date	(Débit m ³ /h)	Hauteur eau (cm)
30/07/2011	29	17,96
21/08/2011	118	22,491
09/09/2011	65	21,741
28/09/2011	89	21,458
24/10/2011	125	23,919
12/11/2011	2 066	43,69
07/12/2011	178	28,939
11/01/2011	179	38,393
04/02/2011	514	31,128
02/03/2011	715	31,239
13/04/2011	163	25,091
13/05/2011	90	19,969
30/06/2011	67	18,409

TAB. 12 – Débits mesurés à la station limnimétrique en relation avec la hauteur d'eau

A.3 Analyse de l'hydrogramme du Lilot

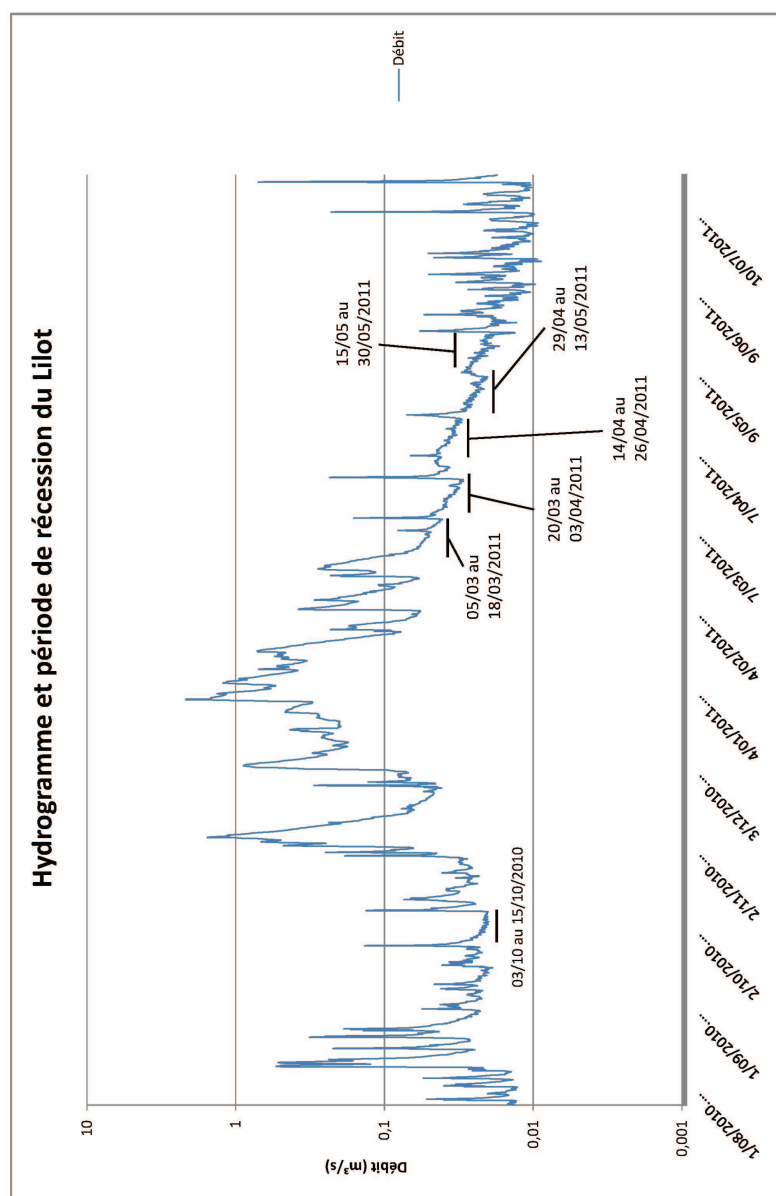


FIG. 38 – Hydrogramme et période de récession du Lilot

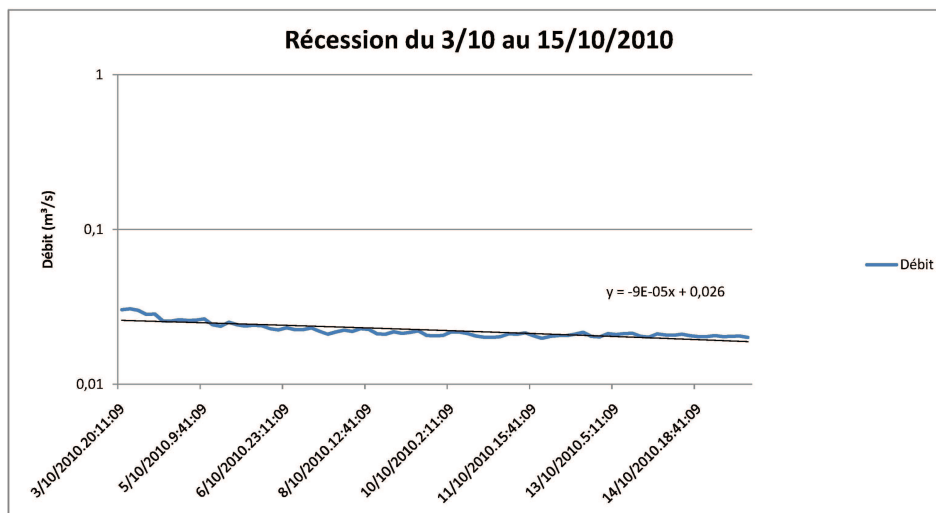


FIG. 39 – Récession du 3/10 au 15/10/2010

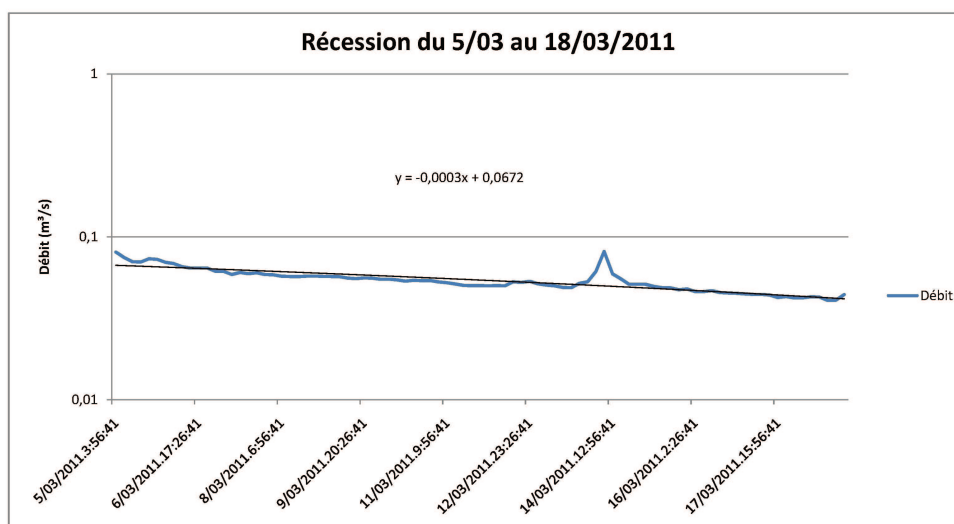


FIG. 40 – Récession du 5/03 au 18/03/2011

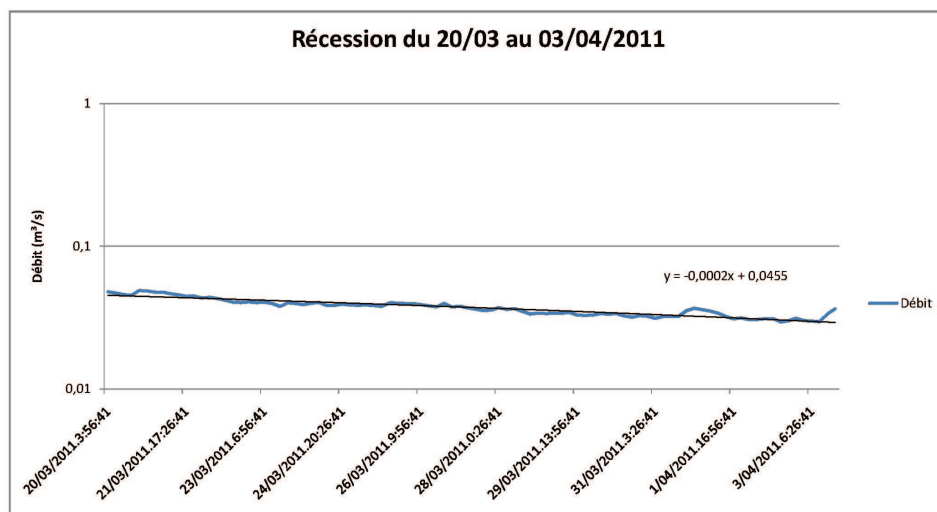


FIG. 41 – Récession du 20/03 au 3/04/2011

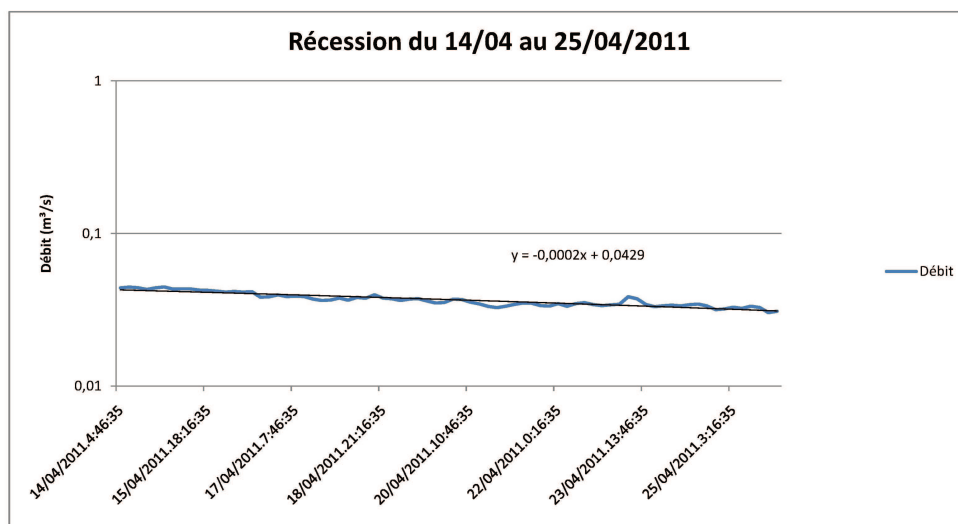


FIG. 42 – Récession du 14/04 au 25/04/2011

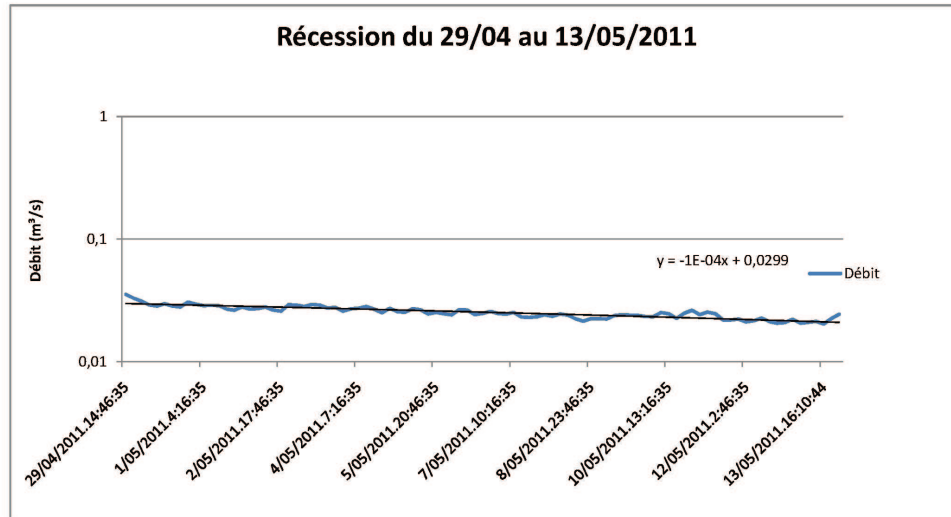


FIG. 43 – Récession du 29/04 au 13/05/2011

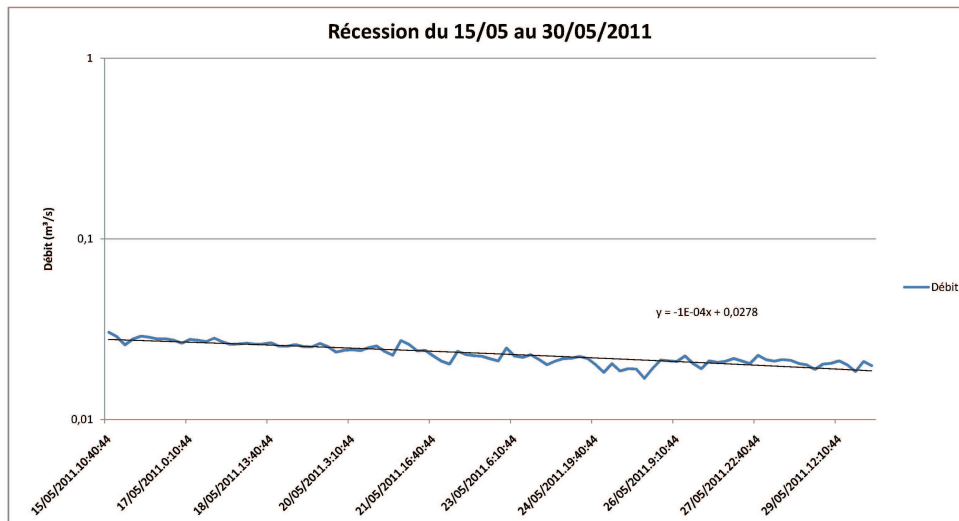


FIG. 44 – Récession du 15/05 au 30/05/2011

A.4 Analyses hydrochimiques

Résultats des analyses de la campagne de mars 2011

Référence ordinateur	D6167	D6168	D6169	D6170	D6171	D6172	D6173
Echantillon	20	19	18	17	17	16	15
Distance à la source	11900	11000	10500	10450	9600	8800	8400
Numéro de commande	722	722	722	722	722	722	722
Date de prélèvement	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011
Conduct 25°(μS/cm)	422,5	422	416	416	420	417	415
Résist 25°(Ω-cm)	2367	2370	2404	2404	2381	2398	2410
pH	7,75	8,11	8,18	8,14	8,20	8,23	8,19
pHs (de saturation)	7,62	7,59	7,62	7,61	7,63	7,61	7,62
Indice de LANGELE	0,13	0,52	0,56	0,53	0,57	0,62	0,57
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	19,7	20,1	19,7	20,0	19,5	19,7	19,4
Dureté perman (°fr)	6,2	6,1	6,2	6,5	6,1	6,0	5,9
Dureté tempor (°fr)	13,5	14,0	13,5	13,5	13,4	13,7	13,5
TA (°fr)	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
TAC (°fr)	13,5	14,0	13,5	13,5	13,4	13,7	13,5
Ca++ (mg/L)	63,81	65,27	63,95	64,66	63,07	64,03	63,42
(méq/L)	3,18	3,26	3,19	3,23	3,15	3,20	3,16
Mg++ (mg/L)	9,12	9,21	9,07	9,19	9,00	8,97	8,80
(méq/L)	0,75	0,76	0,75	0,76	0,74	0,74	0,72
Na+ (mg/L)	13,78	13,92	13,97	14,20	13,63	13,66	13,58
(méq/L)	0,60	0,61	0,61	0,62	0,59	0,59	0,59
K+ (mg/L)	4,17	3,85	4,02	4,33	4,04	4,61	3,94
(méq/L)	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,12	0,10
Fe+++ sol(mg/L)	0,20	<= 001	0,16	0,26	0,33	0,11	0,03
(méq/L)	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
Fer total (mg/L)	0,20	0,33	0,16	0,26	0,33	0,33	0,22
Mn++ sol (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
NH4+ (mg/L)	0,91	0,88	0,60	0,74	0,79	0,62	0,85
(méq/L)	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05
Cl- (mg/L)	24,55	24,07	23,53	24,16	24,54	23,95	24,20
(méq/L)	0,69	0,68	0,66	0,68	0,69	0,68	0,68
SO4-- (mg/L)	30,10	29,80	28,88	29,71	30,72	29,39	29,86
(méq/L)	0,63	0,62	0,60	0,62	0,64	0,61	0,62
NO3- (mg/L)	29,25	28,43	27,27	28,59	28,20	28,13	28,53
(méq/L)	0,47	0,46	0,44	0,46	0,45	0,45	0,46
F- (mg/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)	0,44	0,46	0,29	0,44	0,50	0,63	0,50
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
CO3-- (mg/L)	0,51	1,20	1,35	1,23	1,40	1,54	1,38
(méq/L)	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
HCO3- (mg/L)	163,57	168,21	161,74	161,99	160,46	163,82	161,68
(méq/L)	2,68	2,76	2,65	2,65	2,63	2,68	2,65
CO2 libre (mg/L)	2,00	0,90	0,70	0,80	0,70	0,70	0,70
SiO2 (mg/L)	1,87	2,02	0,97	1,04	0,49	2,55	2,26
Tot cations (méq/L)	4,70	4,78	4,69	4,77	4,64	4,69	4,62
Tot anions (méq/L)	4,49	4,56	4,41	4,46	4,48	4,48	4,47

Référence ordinateur	D6174	D6175	D6183	D6176	D6184	D6177	D6178
Echantillon	15	14	13	12	12	11	10
Distance à la source	8400	7700	6750	6000	4600	4600	4200
Numéro de commande	722	722	722	722	722	722	722
Date de prélèvement	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011
Conduct 25°(μS/cm)	421,7	426	430	432	455	455	455
Résist 25°(Ω-cm)	2371	2347	2326	2315	2198	2198	2198
pH	8,23	8,17	8,19	8,20	8,11	8,16	8,00
pHs (de saturation)	7,60	7,60	7,58	7,57	7,53	7,53	7,52
Indice de LANGELEIR	0,63	0,57	0,61	0,63	0,58	0,63	0,48
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	20,3	20,2	20,3	20,9	21,6	21,8	21,7
Dureté perman (°fr)	20,3	6,4	6,2	7,0	6,9	7,1	6,7
Dureté tempor (°fr)	0,0	13,8	14,1	13,9	14,7	14,7	15,0
TA (°fr)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
TAC (°fr)	13,7	13,8	14,1	13,9	14,7	14,7	15,0
Ca++ (mg/L)	66,27	65,85	66,51	68,68	72,13	72,78	72,45
(méq/L)	3,31	3,29	3,32	3,43	3,60	3,63	3,62
Mg++ (mg/L)	8,98	9,10	8,93	9,08	8,61	8,75	8,80
(méq/L)	0,74	0,75	0,73	0,75	0,71	0,72	0,72
Na+ (mg/L)	13,98	14,29	13,96	14,31	15,38	15,42	14,77
(méq/L)	0,61	0,62	0,61	0,62	0,67	0,67	0,64
K+ (mg/L)	4,37	4,58	4,44	4,58	4,05	4,17	4,29
(méq/L)	0,11	0,12	0,11	0,12	0,10	0,11	0,11
Fe+++ sol(mg/L)	0,13	0,35	<= 001	0,05	0,21	0,08	0,21
(méq/L)	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fer total (mg/L)	0,13	0,35	0,28	0,12	0,23	0,63	0,21
Mn++ sol (mg/L)	0,01	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn+++total (mg/L)	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,09	0,05
NH4+ (mg/L)	0,62	0,79	1,03	1,17	1,18	1,23	1,48
(méq/L)	0,03	0,04	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08
Cl- (mg/L)	23,76	25,75	25,18	25,70	27,68	26,18	26,11
(méq/L)	0,67	0,73	0,71	0,72	0,78	0,74	0,74
SO4-- (mg/L)	28,97	31,37	31,17	31,69	32,65	31,67	32,05
(méq/L)	0,60	0,65	0,65	0,66	0,68	0,66	0,67
NO3- (mg/L)	27,78	30,22	29,66	29,72	28,73	28,57	27,42
(méq/L)	0,45	0,49	0,48	0,48	0,46	0,46	0,44
F- (mg/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
H2PO4- (mg/L)	0,48	0,43	0,53	0,53	0,62	0,93	0,88
(méq/L)	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CO3-- (mg/L)	1,54	1,35	1,44	1,46	1,26	1,41	1,00
(méq/L)	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03
HCO3- (mg/L)	166,92	165,40	168,88	166,44	176,62	176,31	180,83
(méq/L)	2,74	2,71	2,77	2,73	2,89	2,89	2,96
CO2 libre (mg/L)	0,70	0,80	0,80	0,70	1,00	0,90	1,30
SiO2 (mg/L)	2,62	1,24	0,99	2,28	3,25	2,12	1,42
Tot cations (méq/L)	4,81	4,84	4,83	4,98	5,16	5,20	5,18
Tot anions (méq/L)	4,51	4,62	4,67	4,65	4,86	4,82	4,85

Référence ordinateur	D6179	D6180	D6181	D6182	D6185	D6186	D6189
Echantillon	9	8	7	6	P1	P2	P3
Distance à la source	3200	3100	2000	1204	722	722	722
Numéro de commande	722	722	722	722	08/03/2011	08/03/2011	08/03/2011
Date de prélèvement	02/03/2011	02/03/2011	08/03/2011	08/03/2011	610	528	254,5
Conduct 25°(μS/cm)	421	466,7	392	366	1639	1894	3929
Résist 25°(Ω-cm)	2375	2143	2551	2732	8,01	7,72	6,99
pH	7,91	7,90	8,03	7,95	7,32	7,41	8,34
pHs (de saturation)	7,67	7,57	7,75	7,84	0,69	0,31	-1,35
Indice de LANGELEIR	0,24	0,33	0,28	0,11	Incrustant	Incrustant	Agressif
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	29,8	29,5	10,1
Dureté totale (°fr)	18,8	20,9	17,5	15,9	29,8	9,5	5,6
Dureté perman (°fr)	6,5	7,0	6,3	6,1	0,0	20,0	4,5
Dureté tempor (°fr)	12,3	13,9	11,2	9,8	0,1	0,1	0,0
TA (°fr)	0,1	0,1	0,1	0,1	18,7	20,0	4,5
TAC (°fr)	12,3	13,9	11,2	9,8	93,74	72,25	33,59
Ca++ (mg/L)	61,99	69,40	56,67	51,72	4,68	3,61	1,68
(méq/L)	3,09	3,46	2,83	2,58	15,43	27,88	4,05
Mg++ (mg/L)	8,00	8,77	8,15	7,14	1,27	2,29	0,33
(méq/L)	0,66	0,72	0,67	0,59	18,60	8,85	12,35
Na+ (mg/L)	16,57	18,94	15,35	14,55	0,81	0,38	0,54
(méq/L)	0,72	0,82	0,67	0,63	2,11	1,87	0,63
K+ (mg/L)	5,49	5,81	2,93	2,60	0,05	0,05	0,02
(méq/L)	0,14	0,15	0,07	0,07	0,22	<= 001	<= 001
Fe+++ sol(mg/L)	0,24	0,14	0,24	0,16	0,01	0,00	0,00
(méq/L)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,22	0,12	0,09
Fer total (mg/L)	0,24	0,34	0,46	0,55	<= 001	<= 001	<= 001
Mn++ sol (mg/L)	<= 001	<= 001	0,01	<= 001	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	<= 001	<= 001	<= 001
Mn++total (mg/L)	0,06	0,05	0,06	0,04	1,34	0,26	0,66
NH4+ (mg/L)	1,75	1,57	0,89	0,93	0,07	0,01	0,04
(méq/L)	0,10	0,09	0,05	0,05	45,21	24,91	16,17
Cl- (mg/L)	29,64	29,88	31,31	26,58	1,27	0,70	0,46
(méq/L)	0,84	0,84	0,88	0,75	38,06	44,22	34,28
SO4-- (mg/L)	36,70	35,46	33,73	34,29	0,79	0,92	0,71
(méq/L)	0,76	0,74	0,70	0,71	36,97	21,22	26,45
NO3- (mg/L)	32,66	32,79	20,08	22,77	0,60	0,34	0,43
(méq/L)	0,53	0,53	0,32	0,37	<= 020	<= 020	<= 020
F- (mg/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,01	0,00	0,00	0,00	<= 020	<= 020	<= 020
H2PO4- (mg/L)	1,09	1,47	<= 020	<= 020	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,01	0,02	0,00	0,00	1,27	0,70	0,03
CO3-- (mg/L)	0,67	0,74	0,80	0,58	0,04	0,02	0,00
(méq/L)	0,02	0,02	0,03	0,02	228,43	242,40	54,81
HCO3- (mg/L)	148,57	167,96	134,86	118,27	3,74	3,97	0,90
(méq/L)	2,43	2,75	2,21	1,94	1,50	3,20	3,90
CO2 libre (mg/L)	1,30	1,50	0,90	0,90	4,58	2,70	5,40
SiO2 (mg/L)	2,04	0,51	<= 050	0,89	6,89	6,34	2,61
Tot cations (méq/L)	4,72	5,25	4,30	3,93	6,44	5,95	2,50
Tot anions (méq/L)	4,60	4,90	4,14	3,79	3,38	3,17	2,15

Référence ordinateur	D6190	D6193	D6194	D6195	D6196
Echantillon	P4	S1	S3	S5	S6
Distance à la source	722	722	722	722	722
Numéro de commande	08/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011	02/03/2011
Date de prélèvement	437	469	590	550	558
Conduct 25°(μS/cm)	2288	2132	1695	1818	1792
Résist 25°(Ω-cm)	7,04	8,23	8,24	7,47	7,57
pH	8,12	7,47	7,16	7,21	7,19
pHs (de saturation)	-1,08	0,76	1,08	0,26	0,38
Indice de LANGELEIER	Agressif	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Caractère	15,4	23,4	33,4	30,8	31,5
Dureté totale (°fr)	10,3	6,8	33,4	7,9	7,9
Dureté perman (°fr)	5,1	16,6	0,0	22,9	23,6
Dureté tempor (°fr)	0,0	0,2	0,2	0,0	0,1
TA (°fr)	5,1	16,6	24,8	22,9	23,6
TAC (°fr)	52,57	74,65	103,75	98,53	101,34
Ca++ (mg/L)	2,62	3,73	5,18	4,92	5,06
(méq/L)	5,62	11,39	18,27	15,08	15,09
Mg++ (mg/L)	0,46	0,94	1,50	1,24	1,24
(méq/L)	27,18	13,17	9,17	10,26	9,88
Na+ (mg/L)	1,18	0,57	0,40	0,45	0,43
(méq/L)	3,08	3,97	2,76	2,22	1,58
K+ (mg/L)	0,08	0,10	0,07	0,06	0,04
(méq/L)	<= 001	0,17	<= 001	0,02	<= 001
Fe+++ sol(mg/L)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,40	0,26	<= 001	0,10	0,06
Fer total (mg/L)	0,01	<= 001	0,01	<= 001	<= 001
Mn++ sol (mg/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,01	0,07	0,01	0,05	0,01
Mn++total (mg/L)	0,50	0,64	0,97	0,97	0,79
NH4+ (mg/L)	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04
(méq/L)	32,15	24,86	20,91	22,69	21,72
Cl- (mg/L)	0,91	0,70	0,59	0,64	0,61
(méq/L)	66,88	31,89	35,98	28,94	28,78
SO4-- (mg/L)	1,39	0,66	0,75	0,60	0,60
(méq/L)	51,78	28,75	19,65	25,02	24,54
NO3- (mg/L)	0,83	0,46	0,32	0,40	0,40
(méq/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
F- (mg/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	<= 020	0,50	<= 020	<= 020	<= 020
H2PO4- (mg/L)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
(méq/L)	0,04	1,86	2,84	0,45	0,59
CO3-- (mg/L)	0,00	0,06	0,09	0,02	0,02
(méq/L)	62,12	198,51	302,48	278,31	286,54
HCO3- (mg/L)	1,02	3,25	4,96	4,56	4,70
(méq/L)	4,00	0,80	1,20	6,60	5,40
CO2 libre (mg/L)	6,57	2,40	5,22	3,84	3,02
SiO2 (mg/L)	4,37	5,39	7,20	6,72	6,81
Tot cations (méq/L)	4,15	5,14	6,71	6,22	6,33
Tot anions (méq/L)	2,58	2,37	3,52	3,86	3,65

Résultats des analyses de la campagne de juin 2011

Référence ordinateur	D6543	D6544	D6545	D6546	D6566	D6547
Echantillon	20	19	18	17	16	16
Date de prélèvement	30/06/2011	2/07/2011	3/07/2011	4/07/2011	30/06/2011	30/06/2011
Conduct 25°(μS/cm)	447,8	483	363,8	367	371	481
Résist 25°(Ω-cm)	2233	2070	2749	2725	2695	2079
pH	8,28	8,35	8,06	8,18	8,30	8,30
pHs (de saturation)	7,52	7,46	7,74	7,70	7,73	7,50
Indice de LANGEIER	0,76	0,89	0,32	0,48	0,57	0,80
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	20,8	22,8	16,3	16,7	16,2	21,7
Dureté perman (°fr)	4,4	5,3	3,9	3,6	3,4	4,8
Dureté tempor (°fr)	16,4	17,5	12,4	13,1	12,8	16,9
TA (°fr)	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
TAC (°fr)	16,4	17,5	12,4	13,1	12,8	16,9
Ca++ (mg/L)	66,17	72,44	51,85	53,73	51,22	68,07
(méq/L)	3,30	3,61	2,59	2,68	2,56	3,40
Mg++ (mg/L)	10,33	11,44	8,05	8,08	8,13	11,37
(méq/L)	0,85	0,94	0,66	0,66	0,67	0,94
Na+ (mg/L)	18,96	21,15	16,00	16,08	16,91	20,68
(méq/L)	0,82	0,92	0,70	0,70	0,74	0,90
K+ (mg/L)	5,84	5,33	5,97	6,99	4,59	6,46
(méq/L)	0,15	0,14	0,15	0,18	0,12	0,17
Li+ (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+++ sol(mg/L)	0,06	0,06	0,09	0,10	0,08	0,06
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fer total (mg/L)	0,17	0,14	0,50	0,27	0,21	0,22
Mn++ sol (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)	0,04	0,03	0,14	0,05	0,05	0,05
NH4+ (mg/L)	<= 010	<= 010	1,22	1,78	2,36	<= 010
(méq/L)	0,00	0,00	0,07	0,10	0,13	0,00
Cl- (mg/L)	29,05	30,93	23,11	24,98	21,94	31,57
(méq/L)	0,82	0,87	0,65	0,70	0,62	0,89
SO4-- (mg/L)	28,85	30,48	22,95	22,47	22,85	29,83
(méq/L)	0,60	0,63	0,48	0,47	0,48	0,62
NO3- (mg/L)	17,39	18,01	18,75	17,05	17,60	19,63
(méq/L)	0,28	0,29	0,30	0,28	0,28	0,32
F- (mg/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)	1,96	1,96	1,80	1,86	1,95	2,35
(méq/L)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

CO3-- (mg/L)	2,06	2,57	0,95	1,31	1,68	2,22
(méq/L)	0,07	0,09	0,03	0,04	0,06	0,07
HCO3- (mg/L)	195,64	208,02	149,18	156,99	152,54	201,43
(méq/L)	3,21	3,41	2,44	2,57	2,50	3,30
CO2 libre (mg/L)	0,70	0,70	0,90	0,70	0,50	0,70
SiO2 (mg/L)	10,64	8,79	4,89	4,38	27,58	9,87
Tot cations (méq/L)	5,12	5,61	4,17	4,33	4,22	5,41
Tot anions (méq/L)	5,00	5,31	3,92	4,08	3,96	5,22

Référence ordinateur	D6548	D6549	D6550	D6551	D6552	D6553
Echantillon	15	15	12	11	10	7
Date de prélèvement	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011
Conduct 25°(µS/cm)	486	483	502	492	491	437
Résist 25°(Ω-cm)	2058	2070	1992	2033	2037	2288
pH	8,30	8,27	8,17	8,06	7,99	7,86
pHs (de saturation)	7,50	7,46	7,39	7,41	7,43	7,69
Indice de LANGEIER	0,80	0,81	0,78	0,65	0,56	0,17
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	21,7	23,4	25,2	24,2	24,1	17,0
Dureté perman (°fr)	4,7	6,2	6,9	6,6	6,8	3,9
Dureté tempor (°fr)	17,0	17,2	18,3	17,6	17,3	13,1
TA (°fr)	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
TAC (°fr)	17,0	17,2	18,3	17,6	17,3	13,1
Ca++ (mg/L)	68,09	73,46	80,99	79,89	78,62	55,49
(méq/L)	3,40	3,67	4,04	3,99	3,92	2,77
Mg++ (mg/L)	11,44	12,28	12,18	10,22	10,99	7,53
(méq/L)	0,94	1,01	1,00	0,84	0,90	0,62
Na+ (mg/L)	20,25	18,95	15,94	16,55	17,11	25,63
(méq/L)	0,88	0,82	0,69	0,72	0,74	1,11
K+ (mg/L)	5,29	5,47	5,68	4,37	4,18	6,83
(méq/L)	0,14	0,14	0,15	0,11	0,11	0,17
Li+ (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+++ sol(mg/L)	0,05	0,05	0,12	0,04	0,05	0,13
(méq/L)	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fer total (mg/L)	0,21	1,32	0,62	0,39	0,36	0,40
Mn++ sol (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	0,01
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)	0,05	0,32	0,10	0,08	0,09	0,17
NH4+ (mg/L)	<= 010	<= 010	<= 010	1,09	0,66	1,95
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,11
Cl- (mg/L)	31,02	29,42	48,22	29,81	29,51	34,52
(méq/L)	0,87	0,83	1,36	0,84	0,83	0,97
SO4-- (mg/L)	30,21	30,44	31,00	30,29	30,24	29,50

(méq/L)	0,63	0,63	0,65	0,63	0,63	0,61
NO3- (mg/L)	19,96	20,53	21,68	22,26	23,96	19,05
(méq/L)	0,32	0,33	0,35	0,36	0,39	0,31
F- (mg/L)	<= 020	0,28	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
H2PO4- (mg/L)	2,26	2,13	1,57	1,98	1,70	3,86
(méq/L)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
CO3-- (mg/L)	2,23	2,11	1,79	1,34	1,13	0,63
(méq/L)	0,07	0,07	0,06	0,04	0,04	0,02
HCO3- (mg/L)	202,65	205,33	219,42	211,80	208,63	158,39
(méq/L)	3,32	3,36	3,60	3,47	3,42	2,60
CO2 libre (mg/L)	0,70	0,80	1,00	1,30	1,50	1,50
SiO2 (mg/L)	8,07	9,02	10,79	11,31	11,57	11,71
Tot cations (méq/L)	5,36	5,64	5,89	5,72	5,71	4,79
Tot anions (méq/L)	5,23	5,25	6,04	5,36	5,34	4,55

Référence ordinateur	D6554	D6555	D6556	D6557	D6558	D6559
Echantillon	7	ESU15	5	3	13	S3
Date de prélèvement	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011
Conduct 25°(µS/cm)	511	528	399	495	600,5	620
Résist 25°(Ω-cm)	1957	1894	2506	2020	1665	1613
pH	7,67	8,09	7,78	8,25	8,12	8,01
pHs (de saturation)	7,57	7,21	7,66	7,42	7,14	7,11
Indice de LANGEIER	0,10	0,88	0,12	0,83	0,98	0,90
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	19,7	28,8	17,8	24,1	34,7	34,4
Dureté perman (°fr)	4,4	3,8	4,6	6,1	9,3	6,9
Dureté tempor (°fr)	15,3	25,0	13,2	18,0	25,4	27,5
TA (°fr)	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2
TAC (°fr)	15,3	25,0	13,2	18,0	25,4	27,5
Ca++ (mg/L)	64,90	91,50	58,54	77,24	105,91	106,61
(méq/L)	3,24	4,57	2,92	3,85	5,28	5,32
Mg++ (mg/L)	8,39	14,51	7,74	11,63	20,16	19,02
(méq/L)	0,69	1,19	0,64	0,96	1,66	1,56
Na+ (mg/L)	32,84	14,40	19,28	18,07	9,99	11,70
(méq/L)	1,43	0,63	0,84	0,79	0,43	0,51
K+ (mg/L)	7,98	6,54	6,10	6,80	2,13	3,10
(méq/L)	0,20	0,17	0,16	0,17	0,05	0,08
Li+ (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+++ sol(mg/L)	0,08	0,35	0,17	0,15	0,03	0,02
(méq/L)	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Fer total (mg/L)	0,16	3,01	3,28	0,74	0,22	0,83
Mn++ sol (mg/L)	0,02	<= 001	0,01	<= 001	<= 001	<= 001

(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)	0,09	0,89	1,36	0,10	0,07	0,06
NH4+ (mg/L)	0,74	0,35	<= 010	1,17	<= 010	3,83
(méq/L)	0,04	0,02	0,00	0,06	0,00	0,21
Cl- (mg/L)	41,56	26,94	29,62	29,53	23,63	22,75
(méq/L)	1,17	0,76	0,84	0,83	0,67	0,64
SO4-- (mg/L)	33,01	19,38	31,02	30,81	37,53	36,90
(méq/L)	0,69	0,40	0,65	0,64	0,78	0,77
NO3- (mg/L)	23,96	0,43	4,21	21,01	21,34	21,17
(méq/L)	0,39	0,01	0,07	0,34	0,34	0,34
F- (mg/L)	<= 020	0,21	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)	6,18	0,31	0,87	1,77	0,52	0,88
(méq/L)	0,06	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
CO3-- (mg/L)	0,48	2,04	0,53	2,11	2,22	1,87
(méq/L)	0,02	0,07	0,02	0,07	0,07	0,06
HCO3- (mg/L)	185,58	300,62	159,85	215,09	305,14	331,47
(méq/L)	3,04	4,93	2,62	3,52	5,00	5,43
CO2 libre (mg/L)	2,80	1,70	1,90	0,80	1,60	2,30
SiO2 (mg/L)	12,43	8,19	17,42	20,45	15,34	19,28
Tot cations (méq/L)	5,60	6,60	4,57	5,84	7,42	7,68
Tot anions (méq/L)	5,37	6,18	4,22	5,42	6,87	7,25

Référence ordinateur	D6560	D6561	D6562	D6563	D6564	D6565
Echantillon	S5	S6	P1	P2	P3	P4
Date de prélèvement	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011	30/06/2011
Conduct 25°(µS/cm)	541	552	595	501	252,6	433
Résist 25°(Ω-cm)	1848	1812	1681	1996	3959	2309
pH	8,12	8,09	8,26	8,32	6,92	6,97
pHs (de saturation)	7,24	7,23	7,27	7,41	8,33	8,21
Indice de LANGEIER	0,88	0,86	0,99	0,91	-1,41	-1,24
Caractère	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Agressif	Agressif
Dureté totale (°fr)	29,8	30,1	30,0	27,8	10,1	15,3
Dureté perman (°fr)	7,7	7,6	8,8	8,4	5,4	11,0
Dureté tempor (°fr)	22,1	22,5	21,2	19,4	4,7	4,3
TA (°fr)	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
TAC (°fr)	22,1	22,5	21,2	19,4	4,7	4,3
Ca++ (mg/L)	95,32	96,81	92,98	73,82	33,28	50,42
(méq/L)	4,76	4,83	4,64	3,68	1,66	2,52
Mg++ (mg/L)	14,46	14,33	16,41	22,81	4,24	6,61
(méq/L)	1,19	1,18	1,35	1,88	0,35	0,54
Na+ (mg/L)	11,46	11,62	17,41	8,07	12,98	28,56
(méq/L)	0,50	0,51	0,76	0,35	0,56	1,24
K+ (mg/L)	2,24	2,00	1,61	2,09	0,45	2,42

(méq/L)	0,06	0,05	0,04	0,05	0,01	0,06
Li+ (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	0,02	<= 001	<= 001
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+++ sol(mg/L)	0,03	0,02	0,01	0,01	0,24	0,03
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fer total (mg/L)	0,10	0,05	0,03	0,02	2,20	0,22
Mn++ sol (mg/L)	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	<= 001	0,01
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn+++total (mg/L)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
NH4+ (mg/L)	<= 010	<= 010	<= 010	<= 010	<= 010	<= 010
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl- (mg/L)	23,80	23,02	31,85	19,68	15,47	34,34
(méq/L)	0,67	0,65	0,90	0,56	0,44	0,97
SO4-- (mg/L)	28,08	28,19	37,11	42,21	32,81	69,20
(méq/L)	0,58	0,59	0,77	0,88	0,68	1,44
NO3- (mg/L)	22,46	23,22	36,46	20,68	24,21	47,91
(méq/L)	0,36	0,37	0,59	0,33	0,39	0,77
F- (mg/L)	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)	0,59	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020	<= 020
(méq/L)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO3-- (mg/L)	1,93	1,84	2,54	2,66	0,03	0,03
(méq/L)	0,06	0,06	0,08	0,09	0,00	0,00
HCO3- (mg/L)	265,45	270,57	253,19	231,00	57,25	52,37
(méq/L)	4,35	4,43	4,15	3,79	0,94	0,86
CO2 libre (mg/L)	1,40	1,50	1,00	0,80	4,80	3,90
SiO2 (mg/L)	16,34	18,66	16,71	22,71	29,94	32,81
Tot cations (méq/L)	6,51	6,57	6,79	5,96	2,59	4,36
Tot anions (méq/L)	6,03	6,10	6,49	5,65	2,45	4,04