



Geo³- Hydrogéologie - Département ArGENCo

(Architecture, Géologie, Environnement et Constructions)

Université de Liège



Département de GÉOLOGIE

Département de Géologie

Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix à Namur



Cellule d'Hydrogéologie - Département GFA

(Géologie Fondamentale et Appliquée)

Faculté Polytechnique de Mons

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

Délivrable D3.12 – partie MESO RWM011

Bilans historiques, bilans hydrogéologiques, estimation des ressources, caractérisation hydraulique des unités hydrogéologiques, piézométrie, sens d'écoulement des eaux souterraines et hydrodynamique pour la masse d'eau RWM011

TABLE DES MATIERES

<u>1</u>	<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>4</u>
<u>2</u>	<u>DONNEES ET METHODES.....</u>	<u>5</u>
2.1	DONNEES DISPONIBLES ET ACQUISES.....	5
2.2	RAPPEL THEORIQUE RELATIF AUX BILANS HYDROLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES.....	7
2.2.1	PRINCIPE GENERAL.....	7
2.2.2	CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.....	8
	Equation et algorithme.....	8
2.2.3	IMPORTS/ EXPORTS : Q_{IN} ET Q_{OUT}	9
2.3	ESTIMATION GLOBALE DES RESSOURCES RENOUVELABLES PAR LES COEFFICIENTS D'INFILTRATION	
	10	
	Détermination des coefficients CI_i	10
<u>3</u>	<u>BILAN HYDROLOGIQUE PAR BASSIN.....</u>	<u>12</u>
3.1	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DE LA MEHAIGNE.....	12
3.1.1	DESCRIPTION GÉNÉRALE DU BASSIN VERSANT.....	12
3.1.2	STATION DE HUCCORGNE.....	14
3.1.3	STATION DE MOHA.....	18
3.1.4	STATION DE WANZE.....	24
3.2	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU HOUYOUX.....	29
3.2.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN VERSANT.....	29
3.2.2	STATION DE RHISNES.....	29
3.1	BILAN HYDROLOGIQUE DE LA GELBRESSEE.....	35
3.2	BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN DES AWIRS.....	37
3.2.1	DESCRIPTION DU BASSIN.....	37
3.2.2	INVENTAIRE DES VOLUMES D'EAU IMPORTES ET EXPORTES.....	37
3.2.3	CONCLUSIONS RELATIVES AU BASSIN.....	38
3.3	CONCLUSION SUR LES BILANS PAR BASSIN HYDROLOGIQUE.....	40
<u>4</u>	<u>ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES DE LA RMW011.....</u>	<u>43</u>
4.1	INTRODUCTION.....	43
4.2	DETERMINATION DES COEFFICIENTS D'INFILTRATION.....	43

4.2.1	DÉTERMINATION DES COEFFICIENTS D'INFILTRATION PAR LA MÉTHODE MATHÉMATIQUE	46
4.2.2	DISCUSSION SUR LA VALIDITE DES COEFFICIENTS D'INFILTRATION	47
4.2.3	ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES POUR LA MESO RWM011	49
4.2.4	RÉPARTITION DES RESSOURCES RENOUVELABLES AU SEIN DE LA MASSE D'EAU	52
4.2.5	COMPARAISON DES RESSOURCES PRÉLEVÉES AUX RESSOURCES RENOUVELABLES	53
4.2.6	RESSOURCES RENOUVELABLES ET RESSOURCES EXPLOITABLES	57
5	<u>CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES – ECOULEMENT</u>	58
5.1	PARAMÈTRES HYDRAULIQUES	58
5.1.1	RAPPELS THÉORIQUE.....	58
5.1.2	MÉTHODOLOGIE	59
5.1.3	VARIABILITÉ DES CONDUCTIVITÉS HYDRAULIQUES DE LA RWM011	60
5.2	PIEZOMETRIE.....	62
5.2.1	BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DU PIETON.....	65
5.2.2	BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE WAGNELEE	68
5.2.3	BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE L'ORNEAU.....	70
5.2.4	BASSIN VERSANT DE L'ORNEAU	74
5.2.5	SONDES DE CONTROLE	76
5.2.6	BASSIN VERSANT DE LA GELBRESSEE.....	77
5.2.7	BASSIN DU HOUYOUX	79
5.2.8	BASSIN DIRECT DE LA MEUSE	81
5.2.9	BASSIN DE LA MEHAIGNE	83
5.3	COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE	86
6	<u>CONCLUSIONS</u>	89
6.1	BILANS HYDROGEOLOGIQUES	90
6.2	ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES	90
6.3	CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES DES UNITES HYDROGEOLOGIQUES	91
6.4	PIEZOMETRIE DE LA MASSE D 'EAU.....	91
6.5	FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE LA MASSE D'EAU	92

1 Introduction

Un des objectifs principaux du projet Synclin'EAU est de contribuer à une meilleure connaissance de l'état et du fonctionnement hydrogéologiques, tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif, des masses d'eau souterraine RWM011, RWM012 et RWM021, sur base de données existantes collectées principalement au début du projet, que de données acquises dans le cadre-même du projet, à l'occasion de campagnes de mesures et d'essais réalisés sur le terrain. Ce rapport se réfère à la masse d'eau souterraine **RWM011**. D'un point de vue qualitatif, les apports du projet sont essentiellement décrits dans le rapport *D4.1 Rapport relatif aux échantillonnages complémentaires des éléments majeurs*.

D'un point de vue quantitatif, la caractérisation vise à (cf. note méthodologique D3.11):

1. Fournir une meilleure connaissance du contexte hydrogéologique global à l'échelle de la masse d'eau souterraine, de l'extension des formations aquifères, aquitards et aquicludes...
2. Fournir une estimation, la plus précise possible, des ressources en eau souterraine au sein de chaque masse d'eau, et donc des différents termes du bilan hydrogéologique (recharge de la nappe, volume des réserves en eau souterraine, prélèvements, débit de base...)
3. Fournir une connaissance meilleure des caractéristiques hydrauliques et des conditions d'écoulement régnant au sein de la masse d'eau souterraine, dans le but de mieux comprendre les mécanismes d'écoulement propres aux différents types d'aquifère rencontrés dans la région étudiée (milieu poreux – milieu fracturé), les directions principales d'écoulement, la piézométrie et dynamique des niveaux piézométriques (dans la mesure du possible), les directions d'écoulements, la cinétique de la recharge et les zones de recharges / décharge. Dans la zone saturée, les paramètres hydrauliques moyens (conductivité hydraulique, coefficient d'emménagement, porosité efficace) font l'objet d'estimations.

Le point 1 est décrit dans les rapports de synthèse relatifs à la caractérisation des trois masses d'eau souterraine (Délivrable D2.22 Rapport final de caractérisation de la masse d'eau souterraine RWM011). Ce rapport traite essentiellement des points deux et trois, donc sur l'estimation des ressources en eau souterraine (Chapitre 3 et 4) et sur la caractérisation hydraulique des aquifères (Chapitre 5).

Avant de décrire les résultats de ces travaux de caractérisation, le Chapitre 2 fournit un descriptif des données et des méthodes utilisées dans le cadre de ce travail.

2 Données et méthodes

2.1 Données disponibles et acquises

Les principales données sont :

- a. Des données climatiques, fournies par le MET-SETHY et l'IRM et servant au calcul de l'eau utile, à partir des données de pluie et du calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle.
- b. Des données des débits sur les cours d'eau: ces données ainsi que les bassins versants associées ont été fournies par le MET-SETHY et Aqualim avec des historiques assez longs. Ces données ont été complétées par la mise en place d'un réseau de stations limnimétriques installées à des endroits clés (principalement des seuils hydrogéologiques) et suivies dans le cadre et pendant la durée de l'étude.
- c. Les données des captages : Les données des volumes captés proviennent d'informations collectées chez les différents producteurs d'eau (S.W.D.E., I.N.A.S.E.P., VIVAQUA,...), tenant compte, pour le calcul des bilans des imports et exports d'eau entre bassins (rejet de l'eau utilisée dans le bassin même ou pas).
- d. Les paramètres hydrauliques : ces données proviennent d'essais de pompage réalisés par les producteurs ou lors d'études particulières.
- e. La piézométrie : l'inventaire des piézomètres et points d'eau divers (puits, source, ...) résulte de l'utilisation de banques de données (cartes hydrogéologiques, BDHydro) et de recherches sur le terrain. Faisant suite à cet inventaire, un réseau de suivi piézométrique a été mis en place et des campagnes de mesures ont été organisées sur base mensuelle.
- f. Les cartes hydrogéologiques de Wallonie réalisées ou en cours de réalisation ont également fourni de nombreuses données : unités hydrogéologiques, sens d'écoulement, ...

Ces informations sont cartographiées à la **Figure 2.1-1**

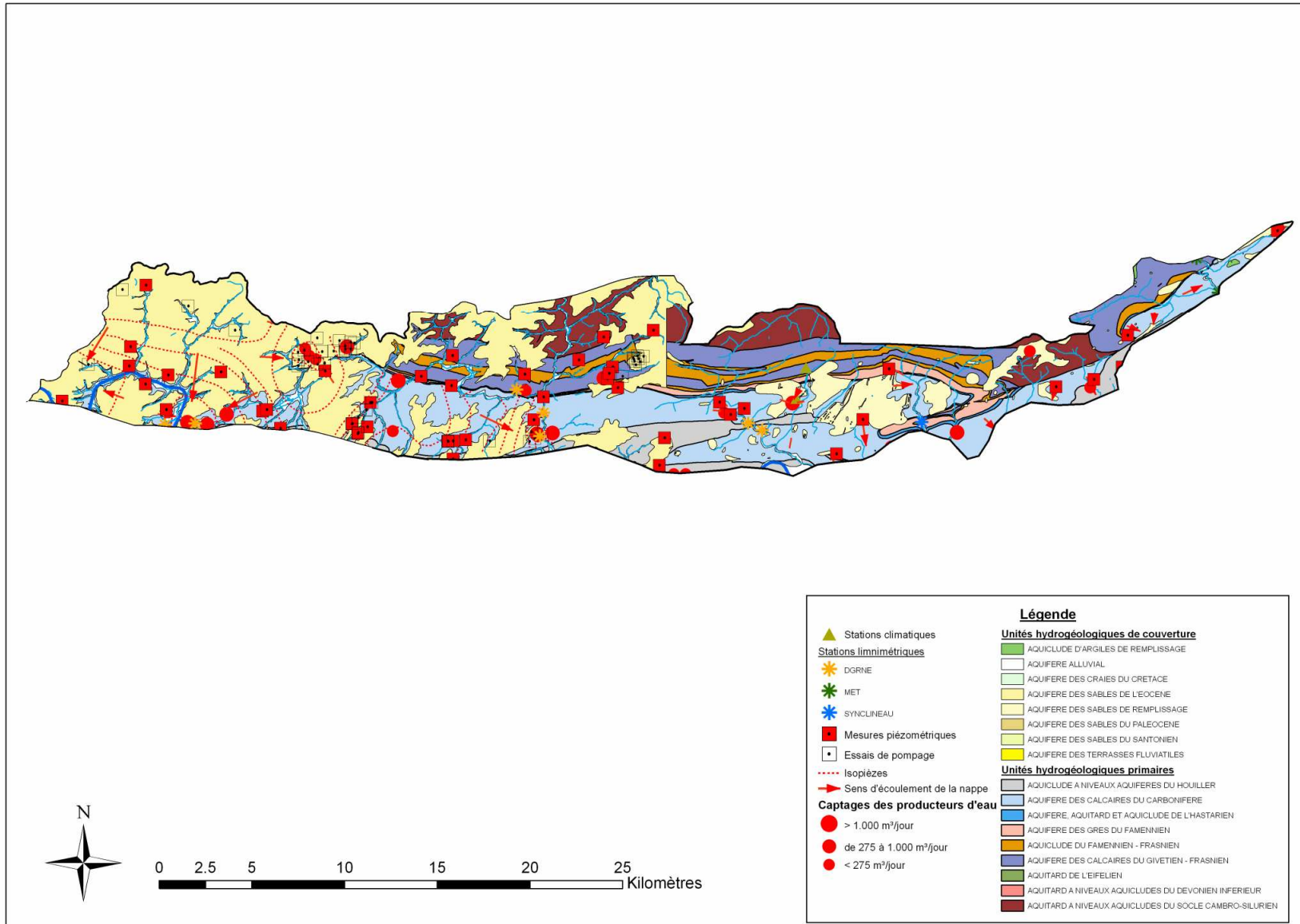


Figure 2.1-1: Localisation des données disponibles

2.2 Rappel théorique relatif aux bilans hydrologiques et hydrogéologiques

2.2.1 *Principe général*

Le bilan en eau d'un bassin hydrologique est la balance comptable des débits d'entrées et des débits de sorties et peut s'écrire :

$$\mathbf{P - ETR + Q_{in} = Q_{capt} + Q_{out} + Q_{Ruis} + Q_W + \Delta Res + \Delta Stock + \varepsilon_{Fermeture}} \quad (1)$$

avec :

P : Précipitations

ETR : Evapotranspiration réelle

Q_{Ruis} : Ruissellement

Q_{capt} : Débits pompés

Q_{in} : Débits échangés avec les aquifères contigus (entrant)

Q_{out} : Débits échangés avec les aquifères contigus (sortant)

Q_W : Débit d'écoulement souterrain dans l'aquifère appelé aussi débit de base

ΔRes : Variation de la réserve d'eau souterraine (zone saturée)

ΔStock : Variation de stock d'eau du sol (zone non saturée)

ε_{Fermeture} : Erreur de fermeture du bilan

Q_T : Ecoulement total à l'exutoire (= Q_W + Q_{Ruis})

EU : Eau utile (= P – ETR)

Les termes **P** et **ETR** sont calculés sur la surface du bassin en fonction des données disponibles des stations climatiques (cf. § 2.2.2). Les débits captés **Q_{capt}** sont fournis par les producteurs d'eau concernés. L'écoulement total (**Q_W + Q_{Ruis}**) est une donnée provenant du MET-SETHY, d'Aqualim ou des stations limnimétriques placées dans le cadre du projet. Dans le cadre de cette étude, **ΔRes** n'est calculé que pour les bilans effectués sur base d'années hydrologiques. La méthode de Maillet est utilisée afin de déterminer un coefficient de récession sur base des hydrogrammes à l'exutoire. Ce coefficient de récession est ensuite utilisé dans le calcul de **ΔRes** pour l'année hydrologique du bilan. Toutefois, si le niveau d'eau de la nappe est stable dans le temps, la valeur moyenne sur un nombre suffisant d'années est voisine de zéro. **ΔStock** représente la variation de la quantité d'eau dans le sol qui peut soit s'infiltrer pour recharger la nappe soit retourner à l'atmosphère en période sèche. Ce terme n'est calculé que pour les bilans établis sur base d'années hydrologiques. **Q_{in}** et **Q_{out}** sont à priori inconnus et sont des termes à discuter à la lumière du terme de bouclage du bilan en fonction des conditions hydrogéologiques (gradients piézométriques, conductivités hydrauliques) dans les zones frontières du bassin hydrographique (écart de fermeture, cf. ci-après). L'écart de fermeture **ε_{Fermeture}**

donne une fourchette d'imprécision et est fonction des erreurs de mesures et de la précision des calculs et estimations. Un écart de fermeture inférieur à 10% peut dans certains cas (imprécisions sur les données, ...) signifier que le bilan est globalement admissible. Néanmoins, pour certains bassins étudiés en détail, un terme de fermeture inférieur à 10% sera interprété comme étant significatif d'échanges non pris en compte dans le bilan. Si l'écart de fermeture est négatif et inférieur à -10%, le bilan présente un caractère excédentaire (une « entrée d'eau » ou un stockage temporaire (ΔRes) n'a pas été prise en compte). La logique est similaire dans le cas où le terme est positif et supérieur à 10% (caractère déficitaire).

Différentes méthodes de calcul ont été utilisées afin d'évaluer la valeur des différents termes du bilan. Le traitement et l'extrapolation des données climatiques à l'ensemble de la zone s'effectuent grâce à la méthode des polygones de Thiessen, l'évapotranspiration potentielle et la recharge sont calculées sur base de la formule de Thornthwaite.

Le terme « eau utile » sera utilisé de nombreuses fois dans ce rapport. Il désigne en réalité la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle ($EU = P - ETR$). L'eau utile représente donc théoriquement la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

2.2.2 *Calcul de l'évapotranspiration réelle*

L'ULg a adapté un programme de calcul de l'évapotranspiration réelle et donc de l'eau utile appelé WaterBudget à partir de plusieurs sous-routines écrites par I.C. Popescu et S. Brouyère. Ce programme calcule l'évapotranspiration réelle, l'eau utile mensuelle et le stock d'eau du sol par bassin versant, au départ de données de températures et de précipitations. Ces données sont distribuées spatialement, suivant un canevas défini par l'utilisateur (ex. : répartition en polygones de Thiessen). La répartition peut être différente pour les précipitations et les températures, et peut varier au cours du temps selon que des stations météorologiques sont mises en place ou démantelées dans la zone d'étude (données disponibles ou pas).

Equation et algorithme

L'application WaterBudget.exe utilise l'**équation de Thornthwaite** pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Pour le calcul des valeurs mensuelles d'eau utile, l'utilisateur peut librement choisir entre le **modèle hydrologique "classique" de Thornthwaite** (variation linéaire du stock en eau du sol en fonction du temps) et le **modèle hydrologique "modifié" de Thornthwaite** (variation exponentielle du stock d'eau du sol en fonction du temps).

Les algorithmes classique et modifié du bilan hydrique de Thornthwaite permettent de déterminer de manière simple l'évapotranspiration réelle, le stock d'eau contenu dans les couches superficielles du sol, et l'eau utile disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Les algorithmes distinguent deux cas sur base des valeurs mensuelles :

Si les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle, celle-ci est totalement satisfaite. L'évapotranspiration réelle égale l'évapotranspiration potentielle. Le surplus d'eau ré-humidifie les couches superficielles du sol jusque leur capacité maximale (fixée par l'utilisateur). L'excédent éventuel est disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Si les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'eau utile est nulle. L'évapotranspiration réelle est égale aux précipitations augmentées d'une certaine quantité d'eau cédée par les couches superficielles de sol. Dans le cas de la **méthode "classique" de Thornthwaite**, l'entièreté de l'eau contenue dans le sol est directement disponible pour l'évapotranspiration. Le stock se vide "à la demande" jusqu'à s'assécher complètement. Dans le cas de la **méthode "modifiée" de Thornthwaite**, seul une partie du stock sollicité par l'évapotranspiration est réellement disponible. La quantité d'eau effectivement cédée est proportionnelle à la teneur en eau du sol. Dans le cas de la méthode modifiée, le stock d'eau contenu dans le sol décroît de manière exponentielle : rapidement lorsque le stock est proche de sa capacité maximale, très lentement lorsqu'il est presque sec. Théoriquement, la valeur du stock n'est donc jamais nulle.

2.2.3 Imports/ Exports : Q_{in} et Q_{out}

Ces termes regroupent les échanges naturels et artificiels vers le bassin (Q_{in}) ou hors du bassin (Q_{out}). Les échanges naturels sont délicats à déterminer et doivent être discutés au cas par cas sur base des conditions hydrogéologiques dans les zones frontières du bassin.

Les transferts artificiels sont le fait des producteurs et distributeurs d'eau qui importent ou exportent vers ou hors bassin une certaine quantité d'eau pompée. Les informations concernant les volumes captés mensuellement sont fournies par les producteurs d'eau. Les échanges d'eau entre les bassins peuvent être fournis par les producteurs d'eau. Dans le cas contraire les échanges inter bassins sont estimés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998) portant sur la période 1985 – 1996 et extrapolés pour les périodes non couvertes par l'étude (1997 – 2007) en s'appuyant sur les volumes effectivement captés au cours de cette période.

2.3 Estimation globale des ressources renouvelables par les coefficients d'infiltration

L'évaluation des ressources renouvelables est en général difficile à réaliser et relativement subjective. Cela demande en effet de calculer non pas l'eau utile mais la composante de l'eau utile qui recharge effectivement la nappe ($R_{\text{nappe}} = P - \text{ETR} - \text{Ruissellement}$). Dans le cadre du projet Synclin'Eau, l'estimation globale des ressources renouvelables d'un aquifère est basée sur l'hypothèse qu'à chaque type de terrain peut être attribué un Coefficient d'Infiltration CI.

Sur un territoire considéré comme homogène, le coefficient d'infiltration est défini par :

$$CI = \frac{I}{P - \text{ETR}} \quad (2)$$

Avec P : Précipitations

ETR : Evapotranspiration réelle

I : Infiltration

Un tel coefficient ne peut être considéré que pour une estimation globale, sur de longues périodes et pour des domaines étendus, faisant l'hypothèse que les variations spatiales et temporelles des paramètres qui régissent l'infiltration réelle sont totalement lissées.

Dans un domaine de surface totale S, où i zones homogènes de surface S_i peuvent être définies, l'équation (2) devient :

$$I \cdot S = (\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - \text{ETR}) \quad (3)$$

où

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - \text{ETR})}{I \cdot S} \quad (4)$$

La valeur de $P - \text{ETR}$ est supposée identique dans tout le domaine S. Si ce n'est pas le cas, un découpage supplémentaire par station climatique est nécessaire.

Détermination des coefficients CI_i

La détermination des coefficients d'infiltration nécessite de s'assurer de la validité des données des bassins utilisés (Q_w , Q_{in} , Q_{out} , P, ETR) en établissant leur bilan hydrologique avec une erreur de fermeture minimale.

L'hydrogramme de l'écoulement total Q_T à l'exutoire du bassin peut être analysé pour en extraire le terme représentant le débit de base de l'aquifère sous-jacent Q_w . Cette opération est effectuée grâce au code de calcul VCN3.

L'estimation prend pour hypothèse l'assimilation du débit de base Q_w au produit I·S, premier terme de l'équation (3), c'est-à-dire que le système est supposé en régime permanent.

L'équation (4) devient :

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - ETR)}{Q_w} \quad (5)$$

Remarques :

1. Cette hypothèse garde un sens si la période d'hydrogramme considérée est suffisamment longue (minimum 1 an)
2. Si une partie d'eau souterraine est captée et exportée (Q_{out}) en dehors du bassin, le volume exporté doit être ajouté au terme I·S.

L'équation (3) devient :

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out}} \quad (6)$$

Par exemple, si le bassin comporte des surfaces définies par l'extension des calcaires, des grès et des schistes, l'équation (3) s'écrit :

$$1 = \frac{(CI_{calcaires} \cdot S_{calcaires} + CI_{grès} \cdot S_{grès} + CI_{schistes} \cdot S_{schistes}) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out}} \quad (7)$$

Enfin, les termes de variation de stock d'eau dans le sol et dans la nappe doivent être pris en compte dans le calcul de cette équation car ils représentent une part de l'eau utile ou du débit total ruisselé. L'équation (4) s'écrit alors :

$$1 = \frac{(CI_{calcaires} \cdot S_{calcaires} + CI_{grès} \cdot S_{grès} + CI_{schistes} \cdot S_{schistes}) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out} \pm \Delta_{res} \pm \Delta_{stock}} \quad (8)$$

La détermination des inconnues CI_i nécessite d'écrire i équations établies pour au minimum i bassins différents présentant des terrains similaires afin de résoudre le système d'équations. Toutefois, deux problèmes numériques peuvent se poser : (1) le système d'équation peut être mathématiquement « mal conditionné » (coefficients multipliant les inconnues sont d'ordres de grandeur différents dans les équations à résoudre) ce qui induit des problèmes numériques dans la résolution du système ; (2) le système d'équation peut compter plus d'équations que d'inconnues impliquant alors une procédure itérative pour converger vers une solution optimisée (résidu minimum pour l'ensemble des équations).

3 Bilan hydrologique par bassin

Dans la partie Est de la masse d'eau RWM011, les bassins de la Méhaigne et du Houyoux ont été étudiés et sont repris ci-après, avec une localisation du bassin et une discussion des résultats obtenus.

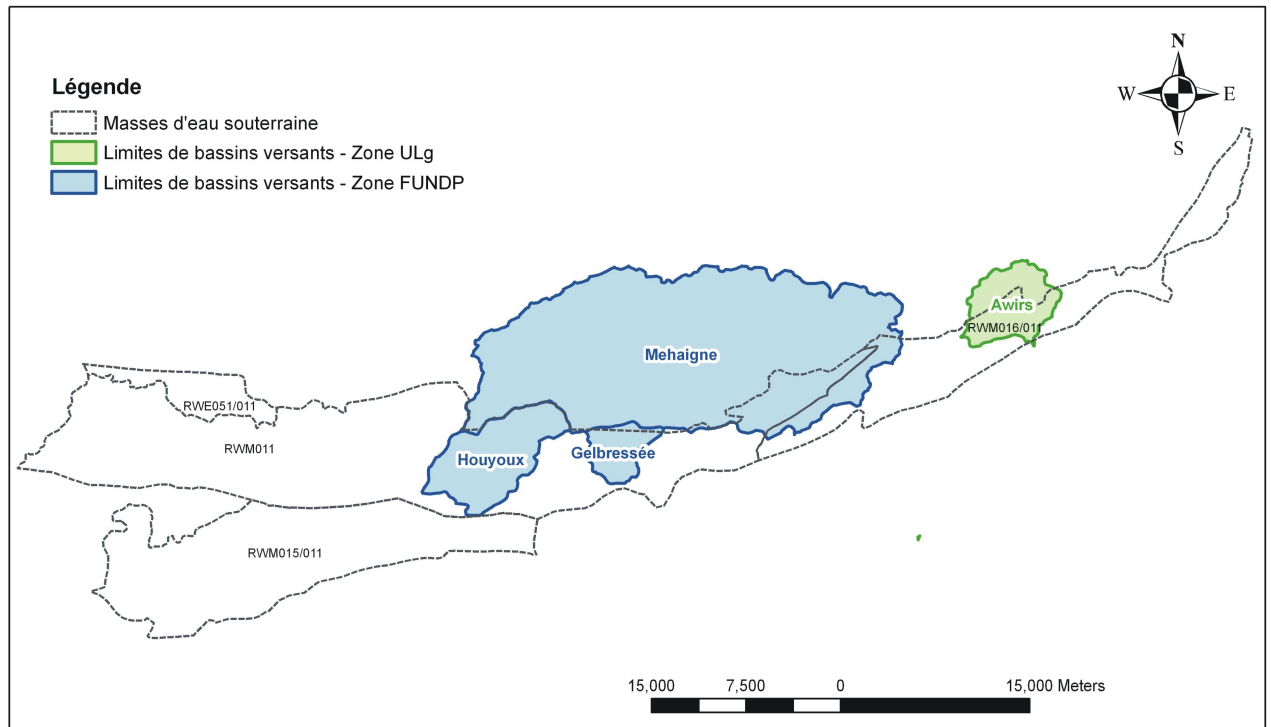


Figure 2.3-1 : RWM011 - Localisation des bassins versant étudiés

3.1 Bilan hydrologique pour le bassin de la Méhaigne

3.1.1 *Description générale du bassin versant*

Le bassin versant de la Méhaigne est situé majoritairement au droit d'autres masses d'eau souterraine que celles étudiées dans le cadre du projet Synclin'EAU. La Méhaigne traverse cependant un synclinal calcaire (dévonien-carbonifère) appartenant à la masse d'eau souterraine RWM011, entre Huccorgne () et Moha ().

Cinq types d'aquifères sont représentés dans ce bassin versant :

- L'aquifère de fissures du socle du Brabant (quartzites fracturés alternant avec des niveaux de schistes). Celui-ci couvre la majeure partie du bassin versant.

- L'aquifère de pores et de fissures des craies crétacées, dans la partie la plus à l'Est du bassin versant (bordure méridionale de la Hesbaye). Celui-ci repose en discordance sur le socle du Brabant.
- L'aquifère de pores des sables bruxelliens, qui recouvrent généralement les deux précédents.
- Les aquifères des calcaires du Givétiens-Frasniens et du Carbonifères, qui constituent l'extrémité orientale de la masse d'eau RWM011

Ces types d'aquifères sont fréquemment en continuité les uns avec les autres, n'étant pas toujours séparés par une couche peu perméable.

Les transferts entre le bassin de la Méhaigne et les bassins extérieurs ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998). Cette étude portait sur la période 1985 – 1996 et identifiait les transferts suivants :

- Imports : transfert du bassin de l'Escaut vers celui de la Méhaigne au départ du captage de Jandrain (Orp-Jauche) (environ 406000 m³/an)¹ ainsi que de la nappe alluviale de la Meuse vers la Méhaigne, par le biais des captages de Bas-Oha et de Seilles (644000 m³/an, environ)¹. La station de Bas-Oha alimente cependant principalement les agglomérations situées à l'aval des stations de Huccorgne et Moha. Par conséquent, seul un quart de ce volume sera à prendre en compte comme import dans les bilans relatifs à ces deux stations.
- Exports : transfert de la Méhaigne vers le Geer (environ 144000 m³/an)¹ et vers l'Escaut (environ 353000 m³/an)¹ par le biais du captage de la SWDE à Hannut-Avin.

Pour les stations de Huccorgne et de Moha, les volumes importés et exportés se compensent, le solde étant quasi nul. Pour cette raison, les échanges entre bassins par le biais des captages ont été négligés pour les années non couvertes par l'étude des LGIH (1997-2005). Pour la station de Wanze, les imports dépassent les exports. Néanmoins, les échanges entre bassins, liés aux captages, représentent ici à peine plus de 1 mm par an, en moyenne. Cette valeur est tout à fait négligeable par rapport aux autres termes du bilan.

Ce bassin comporte trois stations limnimétriques utilisées dans cette campagne de bilans hydrogéologiques : deux stations gérées par le MET-Sethy, à Huccorgne et à Moha, et une station gérée par la DGRNE-Aqualim à Wanze, à proximité de la confluence avec la Meuse.

¹ Moyenne des données annuelles pour la période 1985 - 1996

3.1.2 Station de Huccorgne

La station limnimétrique de Huccorgne, gérée par le MET-Sethy, se situe en amont du synclinal dévono-carbonifère constituant l'extrémité orientale de la masse d'eau souterraine RWM011 (). Son bassin versant a une superficie de 305 km² et est situé quasi intégralement en dehors de cette masse d'eau. Il draine les masses d'eau RWE160 (Socle du Brabant) et RWM041 (Sables et craies de la Mehaigne). Les débits mesurés par cette station peuvent être considérés comme représentatifs des volumes entrants dans la masse d'eau RWM011 pour le bassin de la Mehaigne.

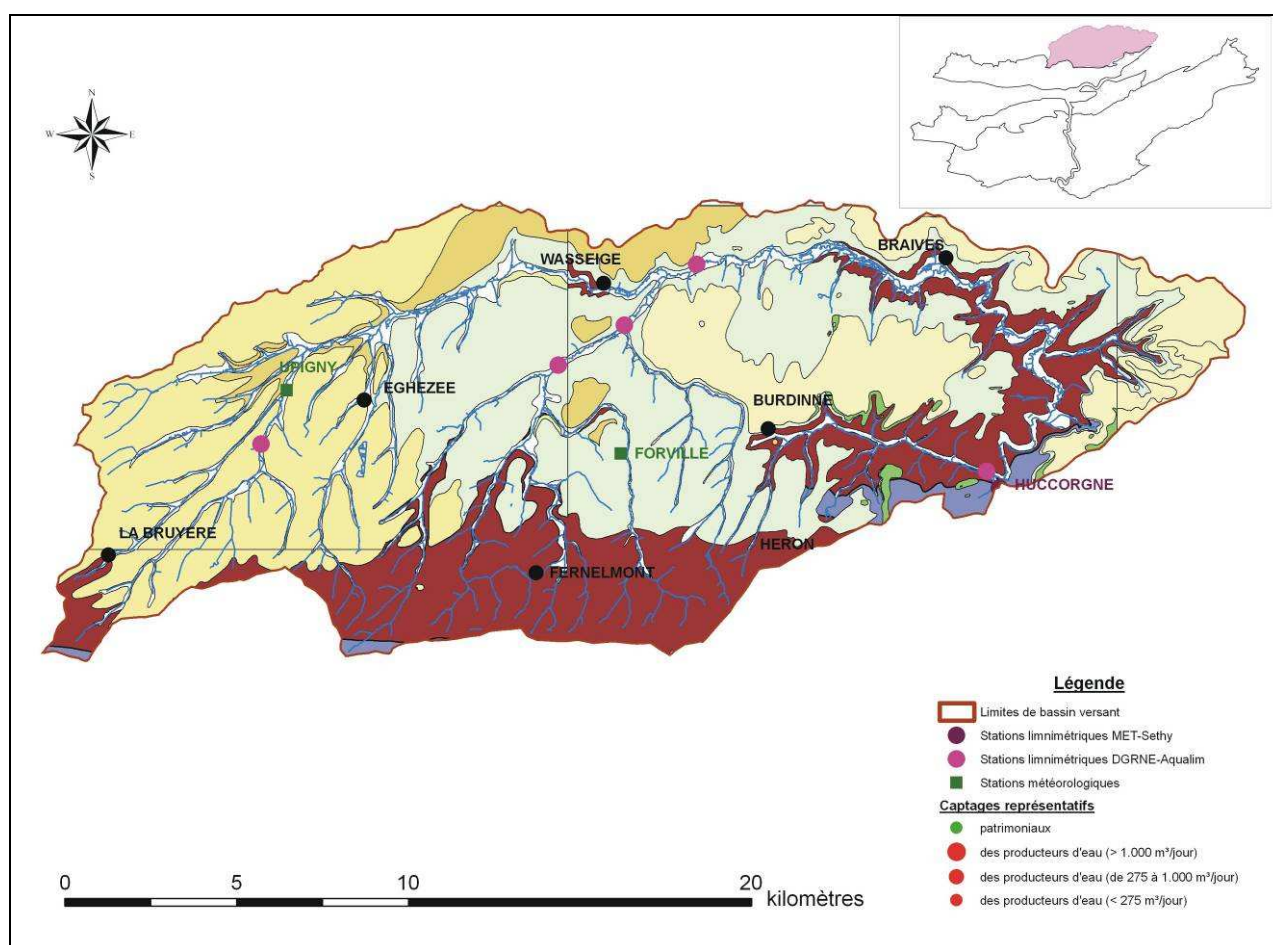


Figure 3.1-1: Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Huccorgne, sur la Méhaigne, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Afin de réaliser le bilan, le débit mensuel moyen de la Méhaigne à Huccorgne a été calculé de janvier 1969 à décembre 2007 (). Le débit varie de 0.5 à 10 m³/sec. L'importance du débit est bien évidemment directement liée à la valeur de l'eau utile.

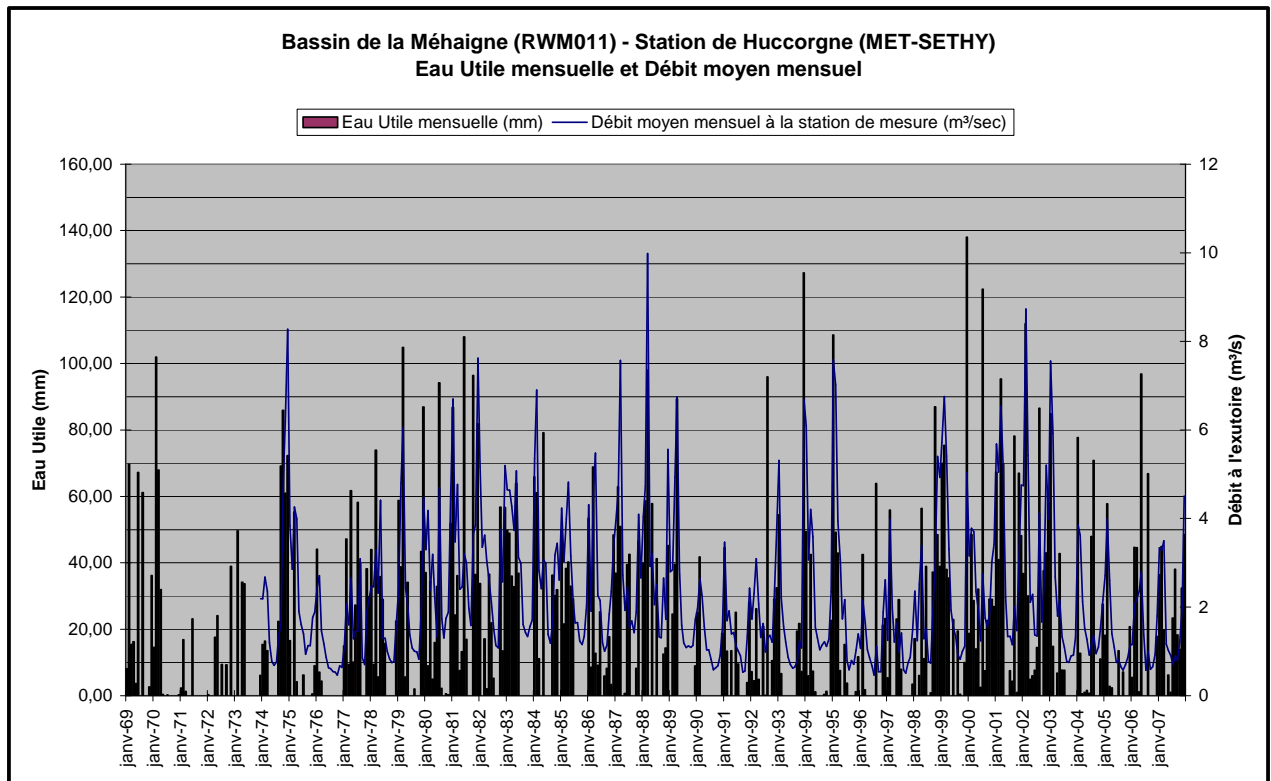


Figure 3.1-2: Débit moyen mensuel à la station de Huccorgne et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique moyen calculé pour les années allant de 1974 à 2007 (Tableau 3-1) en négligeant les variations des réserves sur le long terme ($\Delta Res = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

$$\begin{array}{rclclcl}
 P & = & ETR & + & Q_{Huccorgne} & + & Q_{captages} & + & \mathcal{E}_{fermeture} \\
 793,67 \text{ mm} & = & 534,53 \text{ mm} & + & 240,62 \text{ mm} & - & 0,20 \text{ mm} & + & 19,73 \text{ mm} \\
 100 \% & = & 67 \% & + & 30 \% & - & 0 \% & + & 2 \%
 \end{array}$$

Il est à noter que les volumes captés et exportés vers d'autres bassins versants ou importés depuis d'autres bassins versants sont négligeables par rapport aux autres termes du bilan (Tableau 3-1). Les captages jouent donc un rôle négligeable dans le bilan global de ce bassin.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant à l'exutoire(mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1969	764,4	484,0	280,5				
1970	709,2	516,7	217,2				
1971	535,2	505,7	43,7				
1972	704,2	570,6	99,6				
1973	642,1	513,8	123,5				
1974	927,3	571,3	356,0	257,2		98,8	10,7
1975	631,2	539,5	91,7	257,4		-165,7	-26,2
1976	506,9	469,4	55,5	114,3		-58,8	-11,6
1977	920,8	566,2	336,4	169,4		167,0	18,1
1978	786,4	550,5	236,0	196,3		39,7	5,0
1979	901,8	527,4	374,4	240,3		134,1	14,9
1980	831,5	548,0	283,4	279,0		4,4	0,5
1981	1051,4	543,6	507,8	370,8		137,0	13,0
1982	788,6	545,0	243,6	312,3		-68,7	-8,7
1983	756,4	520,3	268,1	325,4		-57,3	-7,6
1984	879,9	536,0	315,5	312,5		2,9	0,3
1985	695,4	493,9	212,0	264,2	-0,4	-51,8	-7,5
1986	816,6	540,9	261,5	266,1	-0,5	-4,1	-0,5
1987	802,1	524,0	288,0	317,4	-0,5	-28,9	-3,6
1988	944,2	566,7	367,7	348,8	-1,8	20,7	2,2
1989	688,5	536,1	162,3	267,2	-0,2	-104,6	-15,2
1990	629,4	534,0	85,6	135,2	0,0	-49,7	-7,9
1991	646,9	508,7	138,2	148,9	0,0	-10,7	-1,7
1992	778,0	546,4	231,6	193,2	-0,1	38,5	4,9
1993	753,3	516,7	236,6	183,6	0,0	53,0	7,0
1994	663,1	537,8	130,7	258,3	0,3	-128,0	-19,3
1995	734,5	507,9	240,4	266,7	0,3	-26,6	-3,6
1996	637,0	465,2	152,6	120,3	0,1	32,2	5,1
1997	624,9	513,5	124,7	147,6		-22,9	-3,7
1998	914,4	559,0	342,1	236,4		105,6	11,6
1999	959,7	550,2	409,6	298,2		111,3	11,6
2000	947,3	565,5	381,8	270,0		111,8	11,8
2001	1018,2	538,7	479,5	335,2		144,3	14,2
2002	1004,0	567,0	437,0	375,6		61,4	6,1
2003	676,9	521,5	164,7	243,1		-78,4	-11,6
2004	813,4	552,5	251,6	181,1		70,5	8,7
2005	667,6	545,1	122,5	152,1		-29,6	-4,4
2006	782,8	505,5	277,3	148,5	0,0	128,8	16,5
2007	843,1	560,2	282,9	188,3	0,0	94,5	11,2
MOYENNE	794,8	534,5	260,3	240,6	-0,2	19,7	2,5

Tableau 3-1: Termes du bilan de la station de Huccorgne.

Le terme de bouclage du bilan ($E_{fermeture}$) est fort variable d'une année à l'autre (). Il varie entre 25 % et -25 % de la valeur des précipitations. Sa valeur moyenne est cependant très faible, de l'ordre de quelques pourcents des précipitations. Ce phénomène pourrait être expliqué par une forte variation de la réserve en eau des aquifères d'une année à l'autre, en fonction des précipitations. Les réserves diminuent au cours des années plus sèches (diminution de la cote piézométrique et alimentation des

eaux de surface par les aquifères, générant ainsi un excès d'écoulement et un terme de fermeture négatif) et se reconstituent au cours des années suivantes, dès que la pluviosité est plus importante (la recharge de l'aquifère génèrerait ainsi un déficit d'écoulement et un terme de fermeture positif). Ce processus met clairement en évidence l'effet de régulation du débit des rivières par les aquifères. La illustre bien ce phénomène. Ce graphe exprime la corrélation entre la valeur du terme de bouclage ($\mathcal{E}_{fermeture}$) et celle de l'eau utile. Assez logiquement, une allure linéaire peut être interprétée. Deux zones se dessinent assez clairement. Lorsque l'Eau Utile ne dépasse pas la valeur annuelle de 250 mm, le terme de bouclage est généralement négatif, indiquant un excès d'écoulement interprété comme le résultat de l'alimentation des eaux de surface par les eaux souterraines. Par contre, des valeurs supérieures à 250 mm entraînent généralement un terme de bouclage positif, ce qui est interprété comme le résultat de la réalimentation des nappes d'eau souterraines par les précipitations.

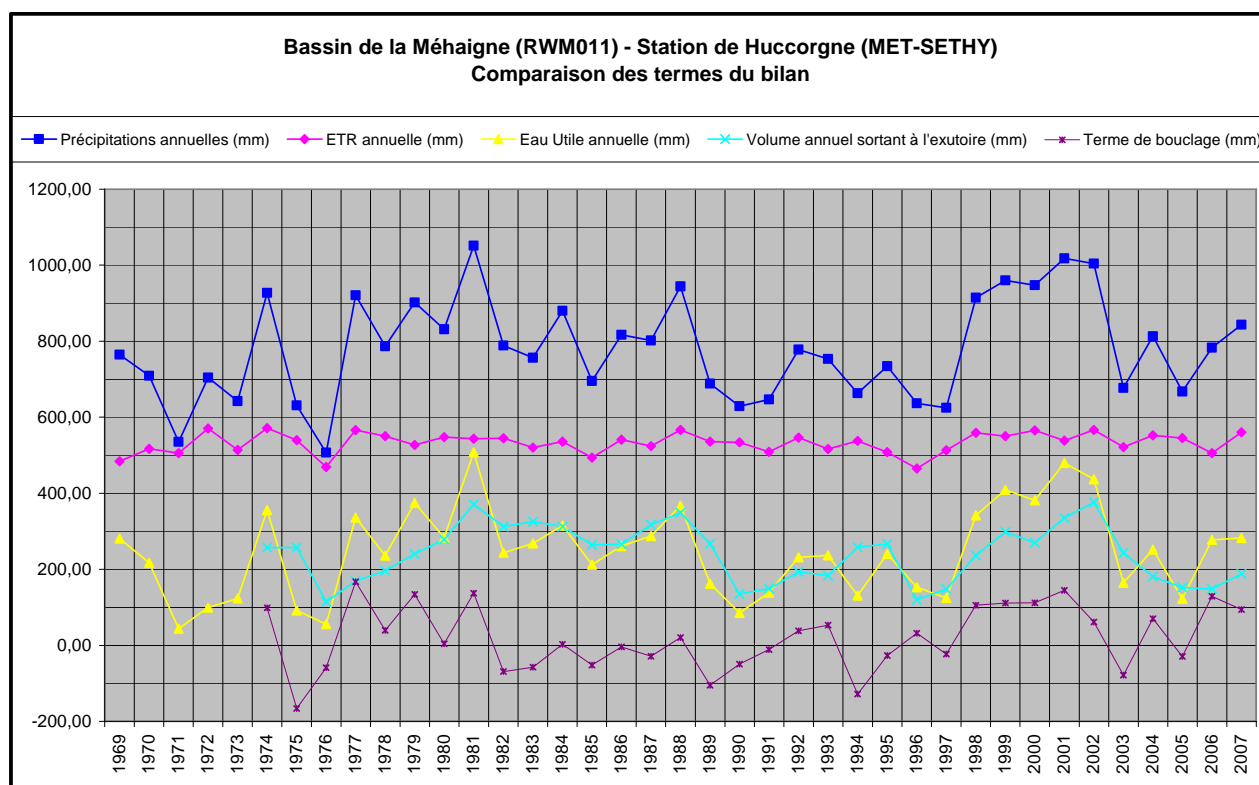


Figure.3.1-3: Evolution temporelle des termes du bilan de la station de Huccorgne.

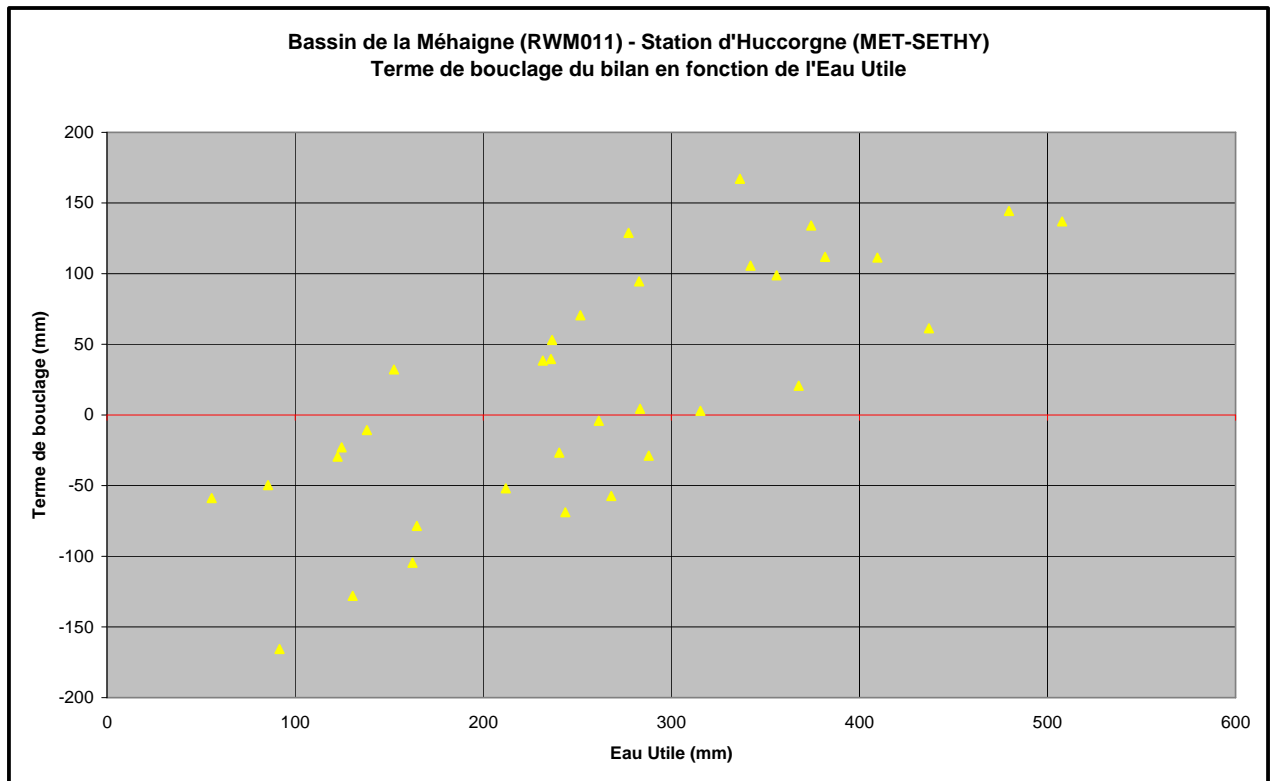


Figure.3.1-4: Terme de bouclage ($\mathcal{E}_{fermeture}$) du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Huccorgne

Pour conclure, on peut supposer que ce bassin versant n'échangerait que des volumes d'eau souterraine minimales avec les bassins voisins. Ceci correspond bien à ce que l'on peut attendre puisque le bassin de la Méhaigne, à l'amont de Huccorgne, est situé majoritairement au droit d'un substratum de faible perméabilité, limitant ainsi les échanges d'eau souterraine entre bassins.

3.1.3 Station de Moha

La station limnimétrique de Moha (MET-Sethy) se situe quelques kilomètres à peine à l'aval de la station de Huccorgne (Figure 3.17). Elle se trouve dans le centre du village de Moha et juste à l'aval du synclinal calcaire dévono-carbonifère constituant l'extrémité orientale de la masse d'eau RWM011. Son bassin versant est de 343 km². Il draine, en plus des mêmes aquifères que le bassin de la station de Huccorgne (qui constitue en fait la majeure partie de celui de la station de Moha), les aquifères des calcaires dévono-carbonifères situés au sein du synclinal, entre Huccorgne et Moha. L'essentiel de ce bassin versant reste donc situé en dehors de la masse d'eau RWM011.

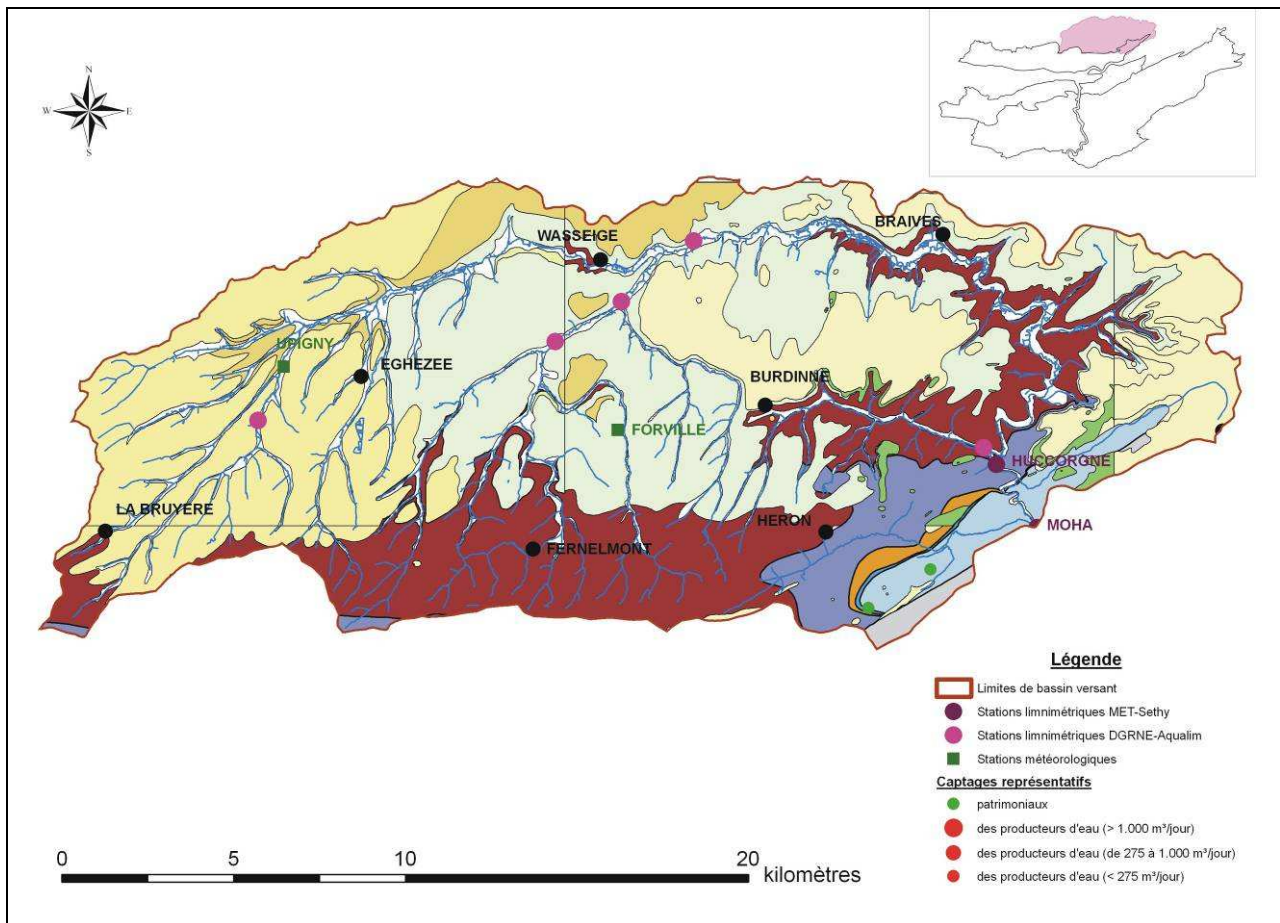


Figure.3.1-5: Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Moha, sur la Méhaigne, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Afin de réaliser le bilan, le débit mensuel moyen de la Méhaigne à Moha a été calculé de décembre 1973 à décembre 2000. La présente son évolution, mise en parallèle à l'eau utile. Le débit varie de 0,5 à 11 m³/sec.

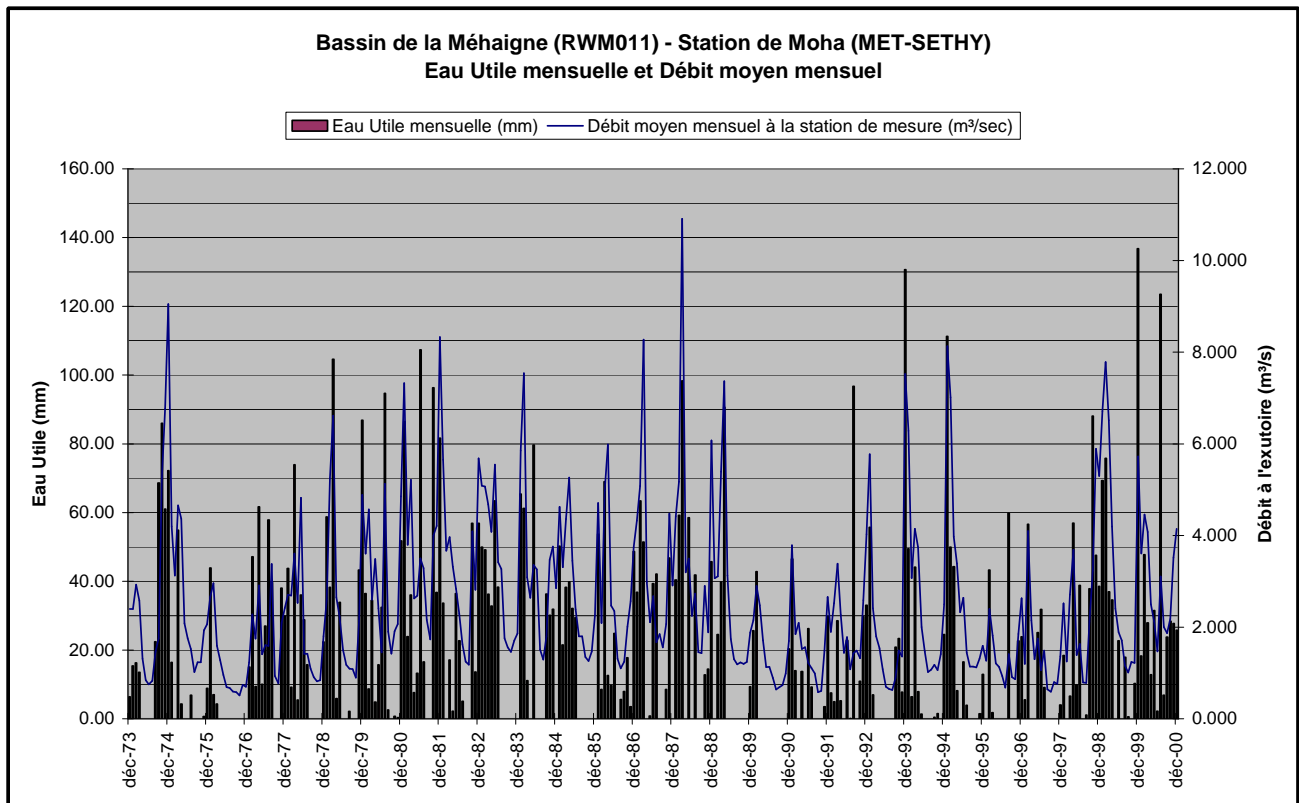


Figure.3.1-6: Débit moyen mensuel à la station de Moha et eau utile calculée sur base de l’algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1974 à 2000 (et Tableau 3-1) en négligeant les variations des réserves ($\Delta Res = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	$=$	ETR	$+$	Q_{Moha}	$+$	$Q_{captages}$	$+$	$\mathcal{E}_{fermeture}$
787,70 mm	$=$	533,27 mm	$+$	237,53 mm	$-$	0,09 mm	$+$	16,99 mm
100 %		68 %	$+$	30 %	$-$	0 %	$+$	2 %

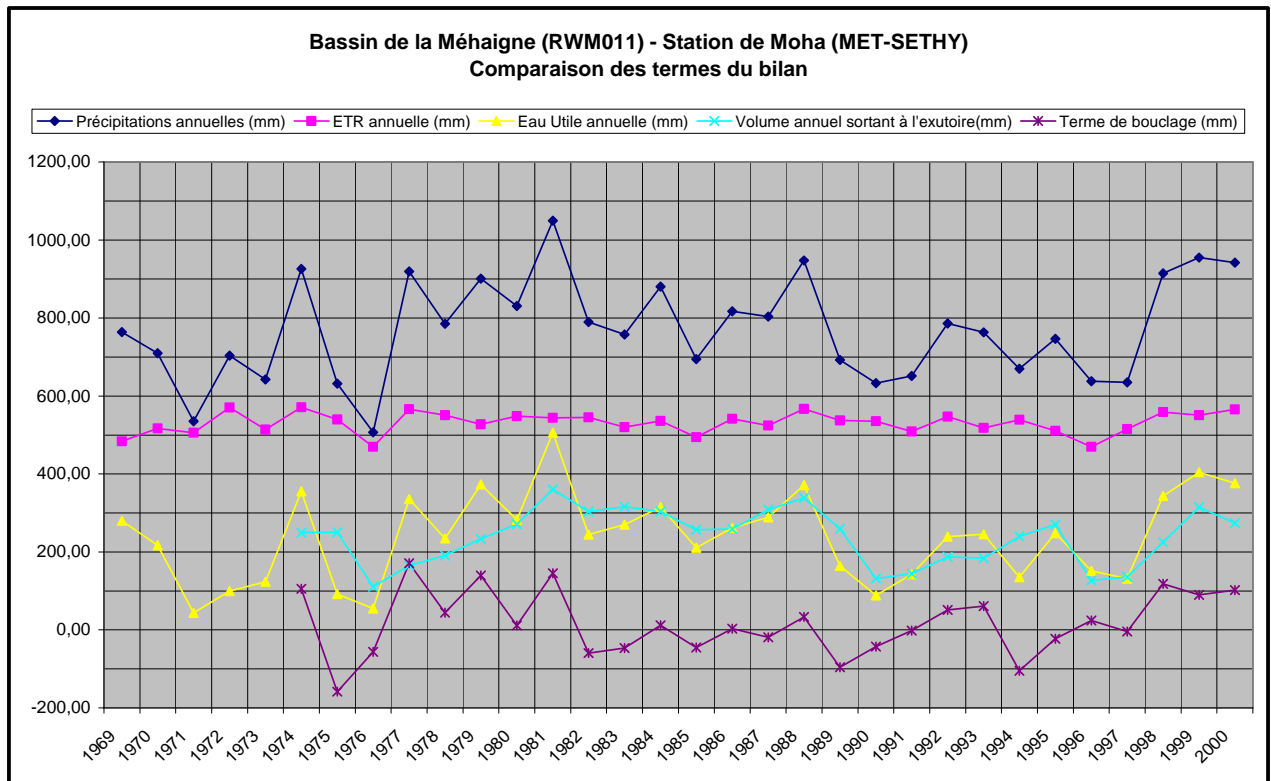


Figure.3.1-7:Evolution temporelle des termes du bilan à la station de Moha

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant à l'exutoire(mm)	Export par captage (mm)	Delta (mm)	% Delta (fonction des pluies)
1969	763,6	484,0	279,6				
1970	709,6	516,8	217,1				
1971	535,2	505,7	43,8				
1972	703,8	570,5	99,5				
1973	642,4	513,7	123,9				
1974	926,2	570,9	355,3	249,9	0,0	105,4	11,4
1975	631,6	539,6	92,0	250,1	0,0	-158,2	-25,0
1976	506,9	469,8	55,2	111,1	0,0	-56,0	-11,0
1977	919,5	565,8	335,5	164,6	0,0	170,9	18,6
1978	785,5	550,4	235,1	190,8	0,0	44,3	5,6
1979	900,8	527,5	373,4	233,6	0,0	139,8	15,5
1980	830,7	548,2	282,5	271,2	0,0	11,3	1,4
1981	1049,5	543,8	505,7	360,3	0,0	145,4	13,9
1982	789,5	545,0	244,5	303,6	0,0	-59,1	-7,5
1983	757,4	519,9	269,7	316,2	0,0	-46,5	-6,1
1984	880,4	536,1	315,5	303,8	0,0	11,7	1,3
1985	694,7	494,1	211,2	256,8	-0,3	-45,3	-6,5
1986	817,0	541,2	261,7	258,6	-0,4	3,5	0,4
1987	803,6	524,2	289,0	308,4	-0,4	-19,0	-2,4
1988	947,6	566,9	371,1	339,0	-1,6	33,7	3,6
1989	692,3	536,9	164,2	259,7	-0,2	-95,3	-13,8
1990	632,8	535,3	88,8	131,4	0,0	-42,7	-6,7
1991	651,6	508,7	142,9	144,7	0,0	-1,8	-0,3
1992	786,2	547,0	239,2	187,8	-0,1	51,5	6,5
1993	763,2	518,0	245,2	183,9	0,0	61,4	8,0
1994	669,7	538,8	135,6	240,0	0,3	-104,7	-15,6
1995	746,8	510,7	248,4	270,6	0,3	-22,5	-3,0
1996	638,0	469,7	151,3	126,8	0,1	24,4	3,8
1997	635,0	515,1	132,0	136,1	0,0	-4,2	-0,7
1998	914,5	559,0	343,5	225,0	0,0	118,5	13,0
1999	955,1	550,4	404,6	314,8	0,0	89,9	9,4
2000	941,7	565,4	376,4	274,2	0,0	102,1	10,8
2001	1015,0	539,1	475,9				
2002	1000,8	566,8	434,0				
2003	679,4	522,0	166,8				
2004	816,5	552,6	254,5				
2005	668,3	545,2	123,1				
MOYENNE	787,70	533,27	254,43	237,53	-0,09	16,99	2,16

Tableau 3-2: Termes du bilan de la station de Moha.

Les résultats de la station de Moha sont assez similaires à ceux de la station de Huccorgne. Le terme de bouclage du bilan ($\mathcal{E}_{fermeture}$) est quasi identique pour ces deux sites (). La présente la corrélation entre la valeur du terme de bouclage et celle de l'eau utile pour la station de Moha. Comme pour la station de Huccorgne, deux zones se distinguent. Lorsque l'Eau Utile ne dépasse pas la valeur annuelle de 250 mm (valeur identique à celle d'Huccorgne), le terme de bouclage est généralement

négatif, indiquant l'excès d'écoulement interprété comme le résultat de l'alimentation des eaux de surface par les eaux souterraines. Par contre, des valeurs supérieures à 250 mm entraînent généralement un terme de bouclage positif, ce qui est interprété comme le résultat de la réalimentation des nappes d'eau souterraines par les précipitations.

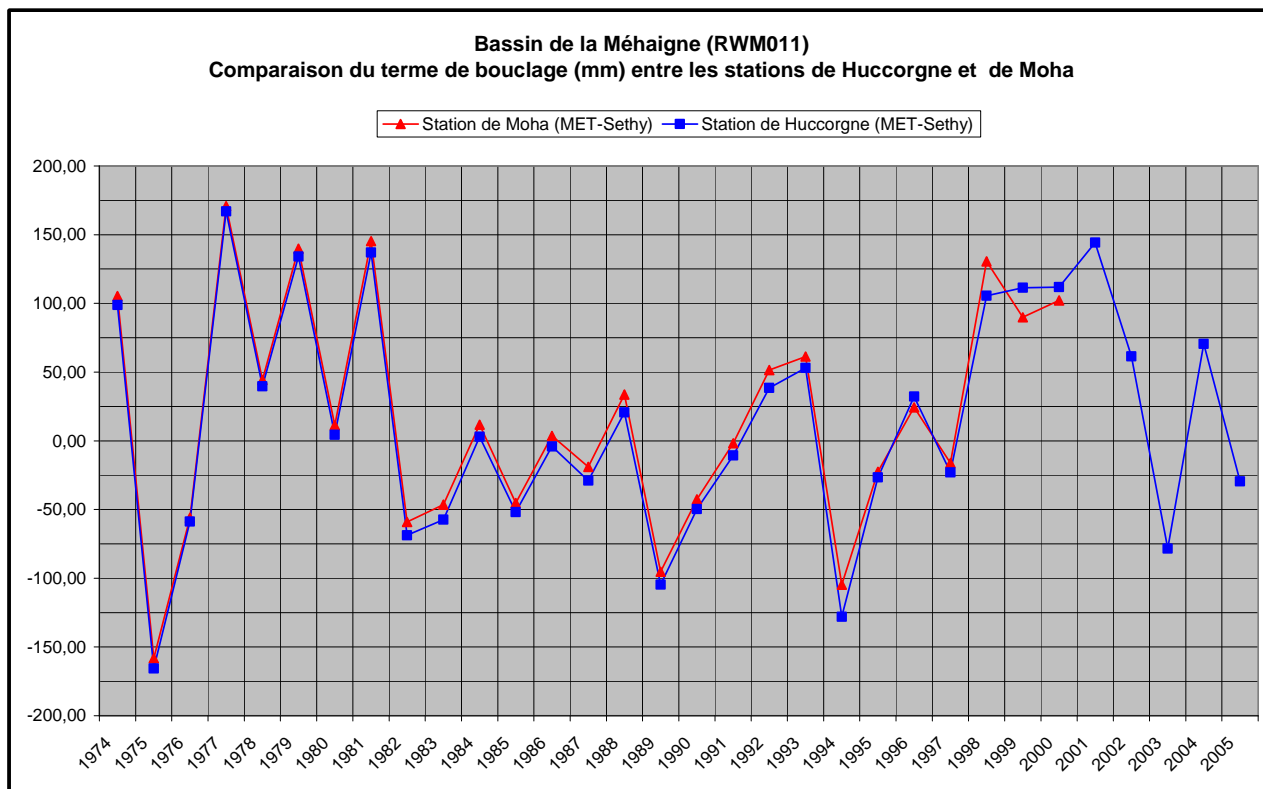


Figure.3.1-8: Evolution du terme de bouclage du bilan pour les stations de Huccorgne et de Moha

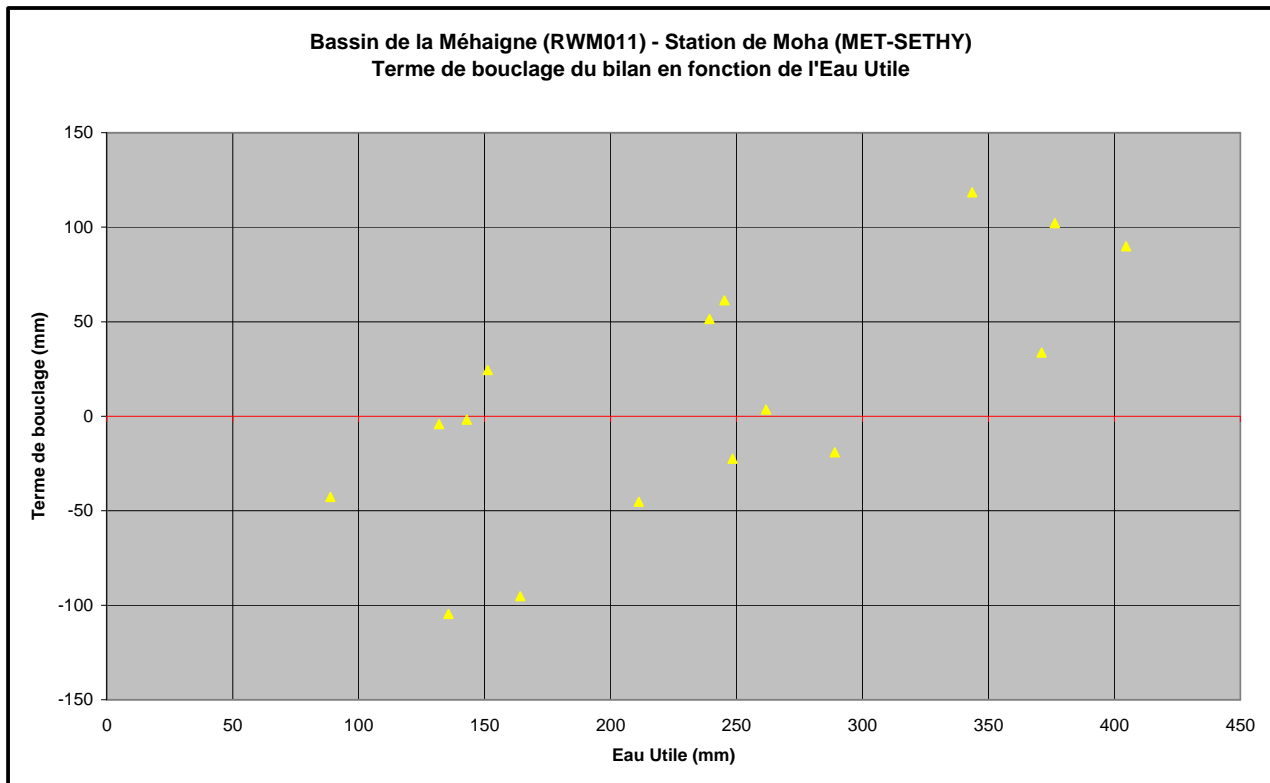


Figure.3.1-9: Terme de bouclage ($\mathcal{E}_{fermeture}$) du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Huccorgne

L'effet des aquifères calcaires situés entre les deux stations limnimétriques de Huccorgne et de Moha est donc peu perceptible vu leur faible superficie par rapport à celle du bassin versant de la Méhaigne.

3.1.4 Station de Wanze

La station limnimétrique de Wanze (DCENN-Aqualim) se situe un peu plus de 2 kilomètres en aval de la station de Moha, dans les terrains houillers de la masse d'eau RWM016/011 constituant le cœur du Synclinorium de Namur (Le bassin versant de la station est de 353 km². Il draine, en plus des mêmes aquifères que le bassin de la station de Moha, les terrains schisto-gréseux du Houiller situés au cœur de la structure synclinale et dissimulant les calcaires carbonifères sous-jacents.

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1979 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta Res = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q_{Wanze}	+ $Q_{exporté}$	+ $\mathcal{E}_{fermeture}$
800,8 mm	= 537,1 mm	+ 241,2 mm	+ 1,4 mm	+ 29,9 mm
100 %	= 67 %	+ 30 %	+ <1 %	+ 3 %

Les précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Méhaigne (station de Wanze) sont d'environ 800 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 67% des précipitations. Les 33% restants

correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'observation des données montre que l'eau utile est généralement maximale entre novembre et mars (La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 30% des précipitations. Le bilan présente un caractère légèrement déficitaire avec une erreur de fermeture faible de l'ordre de 3% du volume des précipitations. Cette erreur est vraisemblablement due aux incertitudes inhérentes aux mesures et calculs effectués pour déterminer les termes de ce bilan.

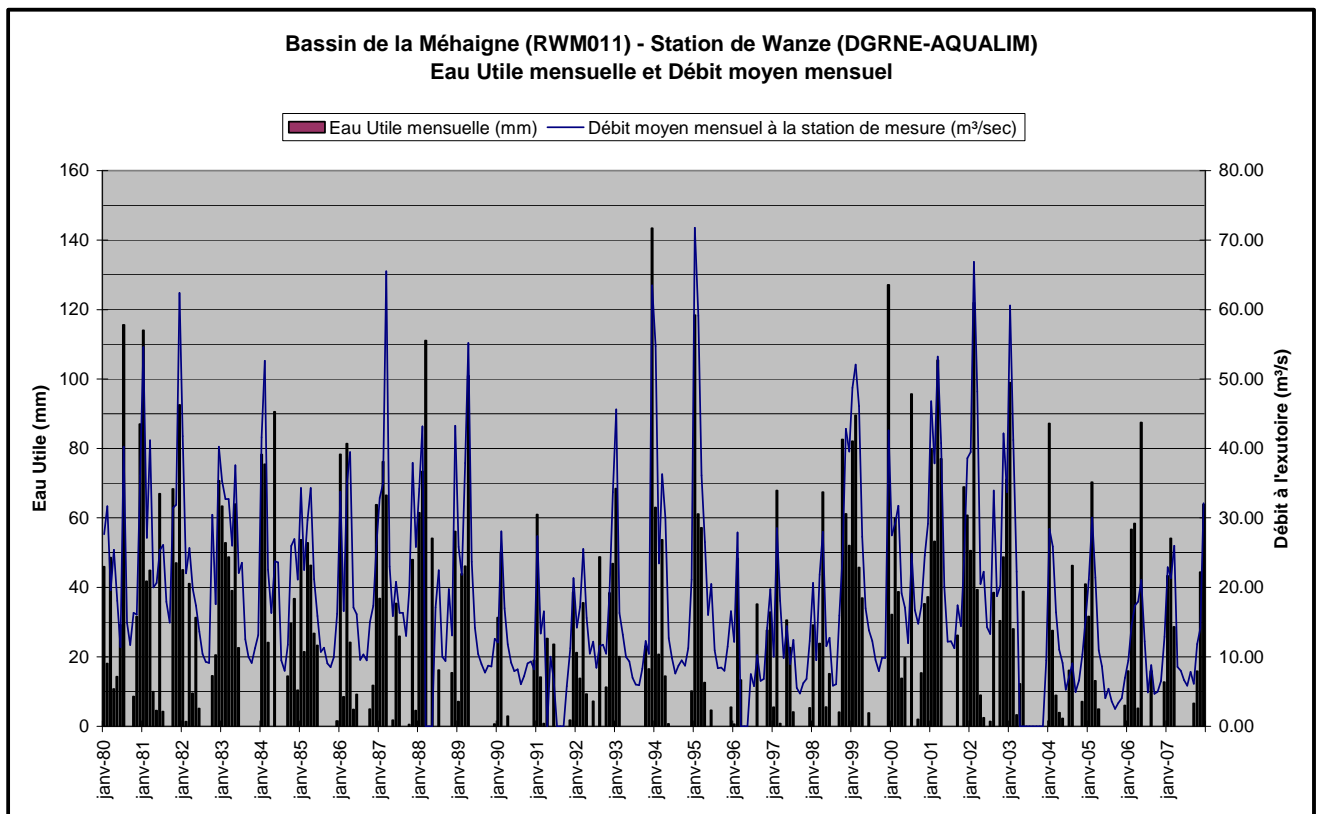


Figure 3.1-10 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant à l'exutoire(mm)	Export par captage (mm)	Delta (mm)	Delta (fonction des pluies)	
1979	901.011	527.517	373.493		204.32	1.50	112.10	12.44%
1980	830.201	548.316	281.887		269.08	1.50	11.30	1.36%
1981	1048.172	543.792	504.379		373.59	1.50	123.06	11.74%
1982	790.16	545.006	245.155		257.22	1.50	-13.56	-1.72%
1983	758.107	519.652	270.897		265.94	1.50	3.46	0.46%
1984	880.692	536.151	315.456		283.72	1.50	20.83	2.36%
1985	694.174	494.104	210.611		223.53	1.71	-14.62	-2.11%
1986	817.251	541.33	262.022		246.04	1.80	14.19	1.74%
1987	804.615	524.235	289.786		322.17	1.72	-34.11	-4.24%
	949.23	566.997	372.83					
1989	693.56	537.264	164.847		235.58	1.72	-72.45	-10.45%
1990	634.38	535.776	90.088		134.13	1.47	-45.51	-7.17%
	652.906	508.641	144.234					
1992	788.565	547.128	241.437		190.40	1.52	49.52	6.28%
	765.544	518.472	247.071					
1994	671.454	539.112	136.973		233.96	0.91	-97.90	-14.58%
1995	749.708	511.495	250.14		293.78	0.00	-43.65	-5.82%
	637.264	481.963	138.745					
1997	638.638	515.462	134.856		137.92	1.50	-4.56	-0.71%
1998	914.63	558.969	344.175		239.32	1.50	103.36	11.30%
1999	954.487	550.525	403.961		297.09	1.50	105.37	11.04%
2000	941.442	565.369	376.073		264.07	1.50	110.51	11.74%
2001	1012.786	539.095	473.689		329.01	1.50	143.19	14.14%
2002	999.757	566.762	432.993		373.62	1.50	57.87	5.79%
	680.018	522.077	167.219				0.00	0.00%
2004	817.012	552.597	255.138		149.55	1.50	104.08	12.74%
2005	667.969	545.143	122.83		122.03	1.50	-0.70	-0.10%
2006	783.30	531.15	252.16		135.31	1.50	115.34	14.73%
2007	847.68	590.99	256.69		171.29	1.50	83.90	9.90%
MOYENNE	800.85	537.06	263.80		241.23	1.45	29.95	2.74%

Tableau 3-3 : Termes du bilan de la station de Wanze.

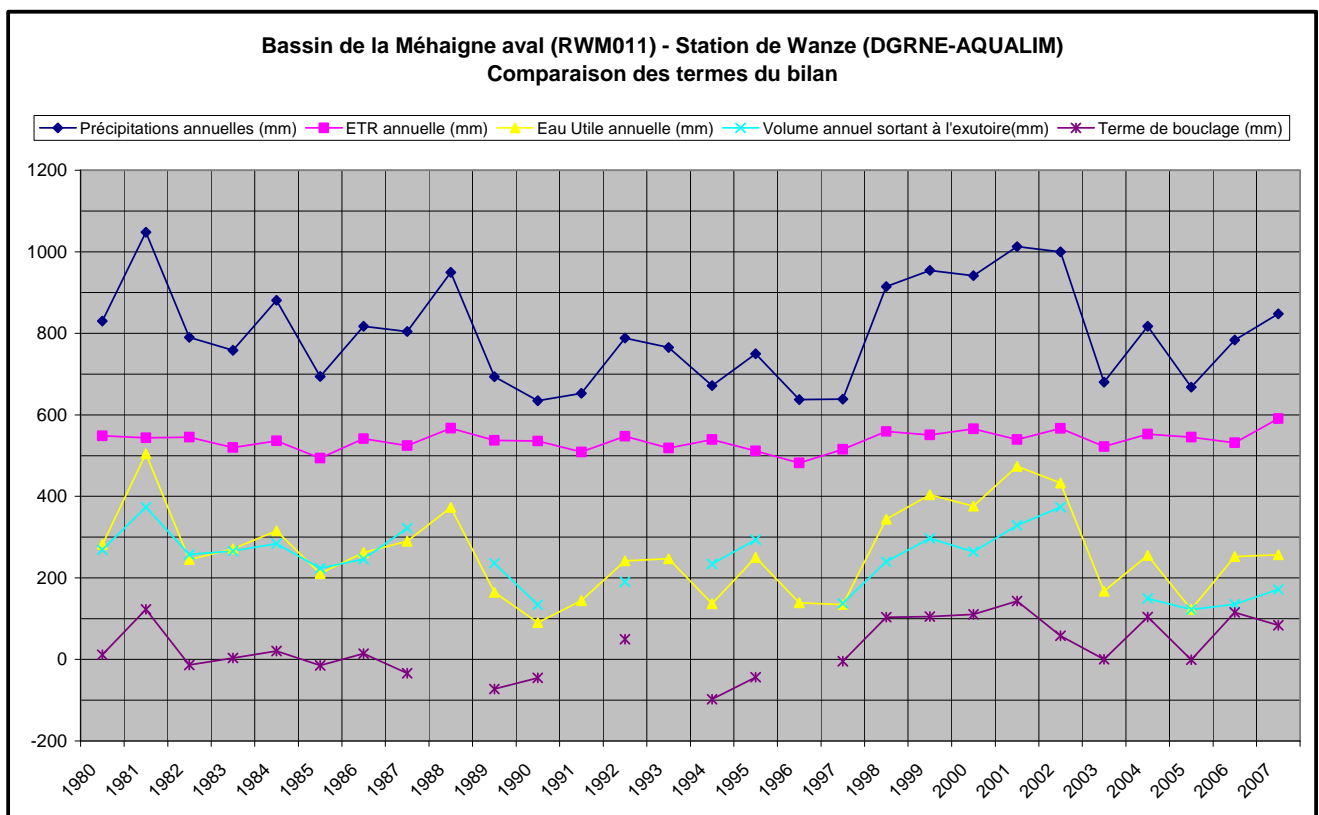


Figure 3.1-11 : Evolution temporelle des termes du bilan de la station de Wanze.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	=	ETR	+ $\Delta Stock$	+ Q_{Wanze}	+ $Q_{exporté}$	+ ΔRes	+ $\mathcal{E}_{fermeture}$
829,9	=	629,4mm	+ 62,6mm	+ 137,6mm	+ 1,5mm	+ 1,5mm	- 2,7mm
100 %	=	76 %	+ 7 %	+ 17 %	+ <1 %	+ <1%	- <1 %

L'évapotranspiration réelle atteint 76 % des précipitations. Seuls 24 % correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 17 % des précipitations. En incluant les variations de stock d'eau du sol, dernier terme significatif dans ce bilan, le terme de fermeture du bilan est inférieur à un pourcent. Aucun flux d'échange souterrain ne semble se produire à priori aux limites de ce bassin hydrographique. Si toutefois des échanges souterrains avaient lieu, les flux sortants seraient sans doute en équilibre avec les flux entrants. Il est également important de noter que si des échanges d'eau souterraine avaient lieu en un endroit précis de la limite du bassin, leur effet dans le bilan serait atténué par la superficie étendue du bassin.

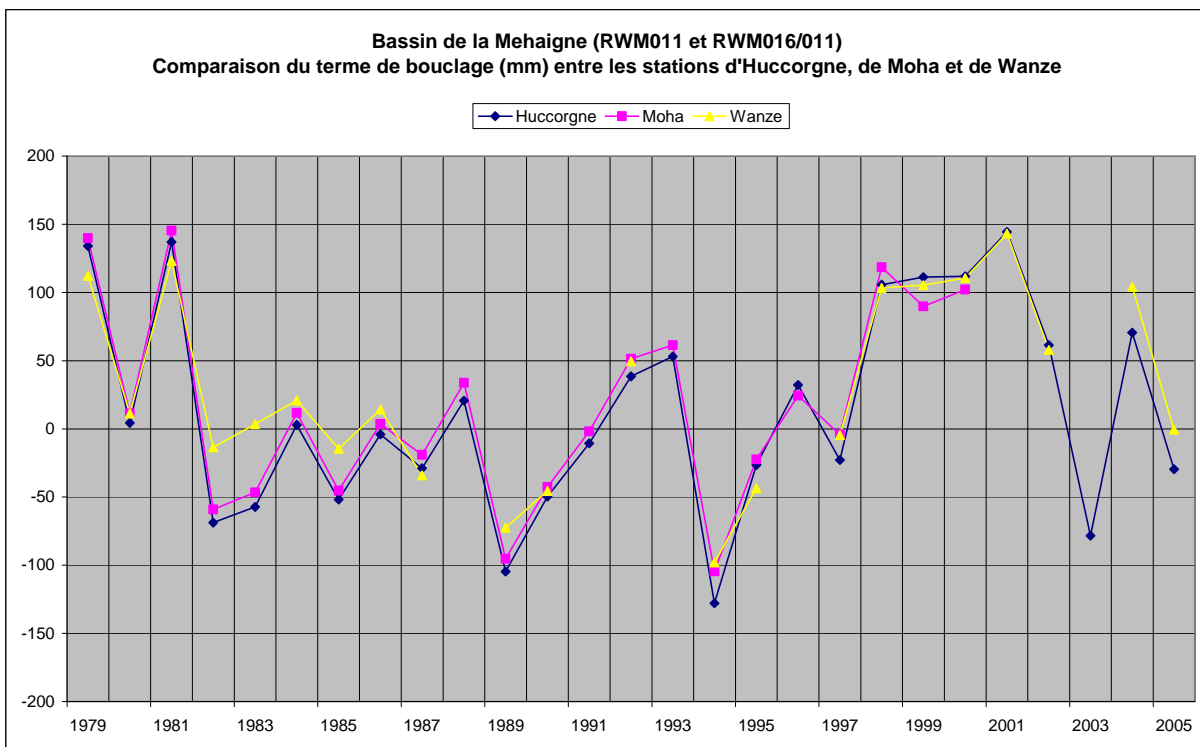


Figure.3.1-12 : Evolution du terme de bouclage du bilan pour les stations de Huccorgne, Moha et de Wanze

L'évolution des termes de bouclage du bilan à la station de Wanze suit une tendance similaire à celles des stations de Moha et Huccorgne. Les déficits ou les excédents d'écoulement apparaissent toutefois inférieurs à ceux des deux stations situées en amont pour les années 1979, 1982, 1983, 1986 ou 1989. Ceci provient essentiellement de différences dans la détermination des relations hauteur-

débit. Les débits calculés à station de Wanze (réseau DCENN-Aqualim) sont en effet systématiquement inférieurs pour les années considérées aux débits calculés aux stations de Moha et Huccorgne, gérés par le MET-SETHY.

3.2 Bilan hydrologique pour le bassin du Houyoux

3.2.1 *Description générale du bassin versant*

Le bassin versant du Houyoux est compris intégralement dans la masse d'eau RWM011 (Figure 3.25). Sa moitié nord se situe au droit de formations calédoniennes et dévoniennes, à la jonction entre le Massif de Brabant et le Synclinorium de Namur. Sa moitié sud est quant à elle située au droit d'un synclinal carbonifère. La majorité du bassin versant couvre des formations calcaires du Dévonien et du Carbonifère.

Les transferts d'eau entre le bassin du Houyoux et les bassins extérieurs par les captages ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998). L'étude portait sur la période 1985 – 1996. Les données ont été extrapolées pour les périodes non couvertes par l'étude (1997 – 2007). Cette approximation ne doit pas fortement entacher les calculs, les débits captés et exportés ne variant pas beaucoup d'une année à l'autre. (et).

Les transferts sont les suivants :

- Imports : transfert du bassin direct de la Meuse vers celui du Houyoux au départ du captage de Namur-Beez-Bouge (environ 925000 m³/an)².
- Exports : transfert du Houyoux vers l'Escaut (environ 10334000 m³/an)¹ par le biais du captage de Vedrin-Saint-Marc. Il faut noter que le captage de Vedrin est situé à la limite du bassin versant de la station de Rhisnes (). Une grande partie des eaux captées et exportées vers le bassin de l'Escaut provient du bassin versant de cette station mais pas l'intégralité de ce volume. Le reste de la zone d'alimentation du captage se situe dans le bassin du Houyoux, en aval de la station de Rhisnes et éventuellement au droit du bassin direct de la Meuse. Cette particularité devrait se marquer dans le bilan hydrogéologique.

Ce bassin ne comporte qu'une seule station limnimétrique. Celle-ci est située à Rhisnes et est gérée par la DGRNE-Aqualim.

3.2.2 *Station de Rhisnes*

La station limnimétrique de Rhisnes, gérée par la DGRNE-Aqualim, se situe dans la partie aval du bassin versant du Houyoux, quelques centaines de mètres après le cœur du synclinal carbonifère, occupé par des schistes du Houillers (). Le bassin d'alimentation de cette station est de 46 km² et

² Moyenne des données annuelles pour la période 1985 - 1996

comprend la plus grande partie du bassin versant du Houyoux (60%). La station de Rhisnes n'est donc située ni à l'exutoire du bassin, ni au droit d'un seuil hydrogéologique.

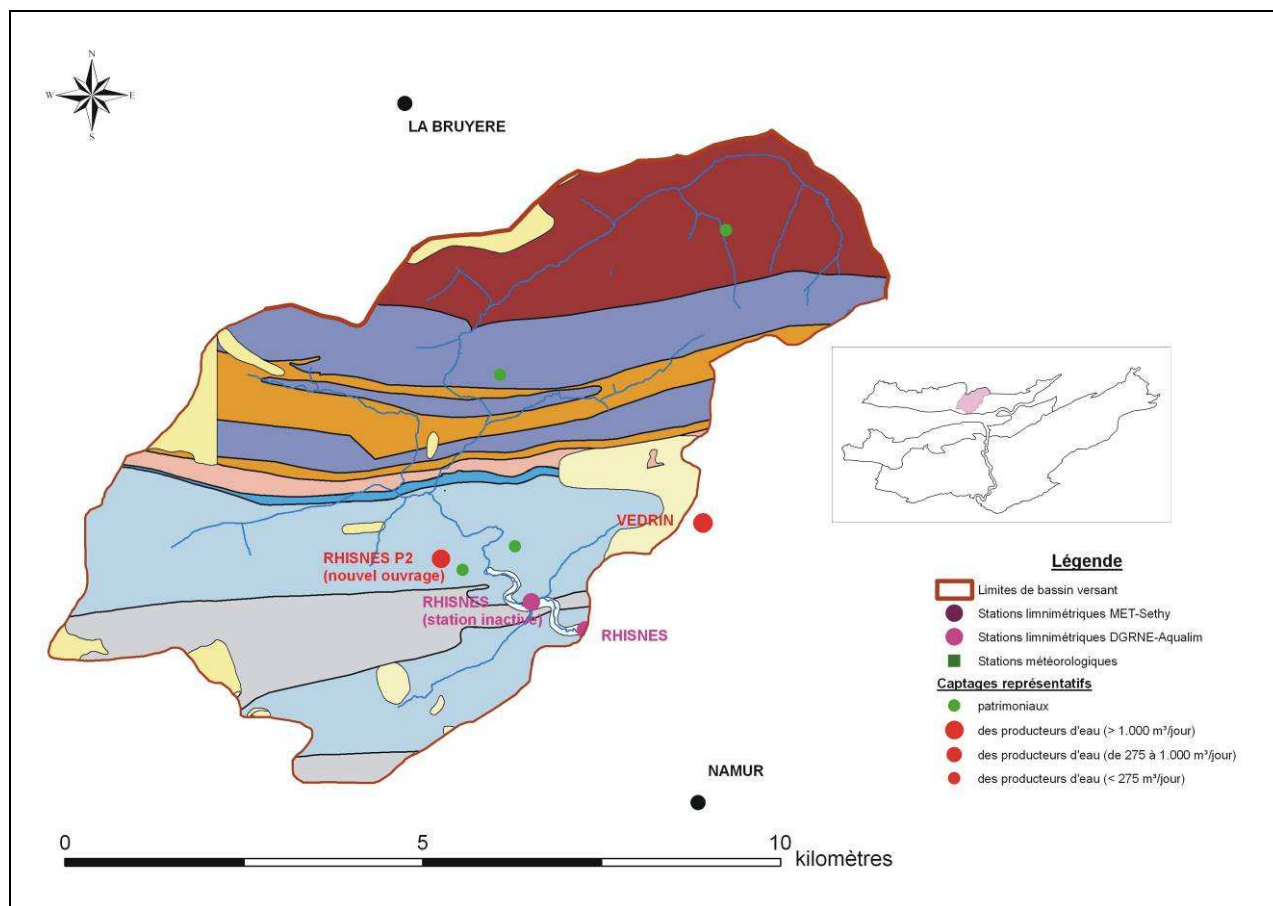


Figure.3.2-1: Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Rhisnes, sur le Houyoux, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Afin de réaliser le bilan, le débit mensuel moyen du Houyoux à Moha a été calculé de janvier 1971 à décembre 2007. La figure 3.26 présente son évolution, mise en parallèle à l'eau utile (calculée à partir de janvier 1969). Le débit varie de 0,13 à 1,5 m³/sec.

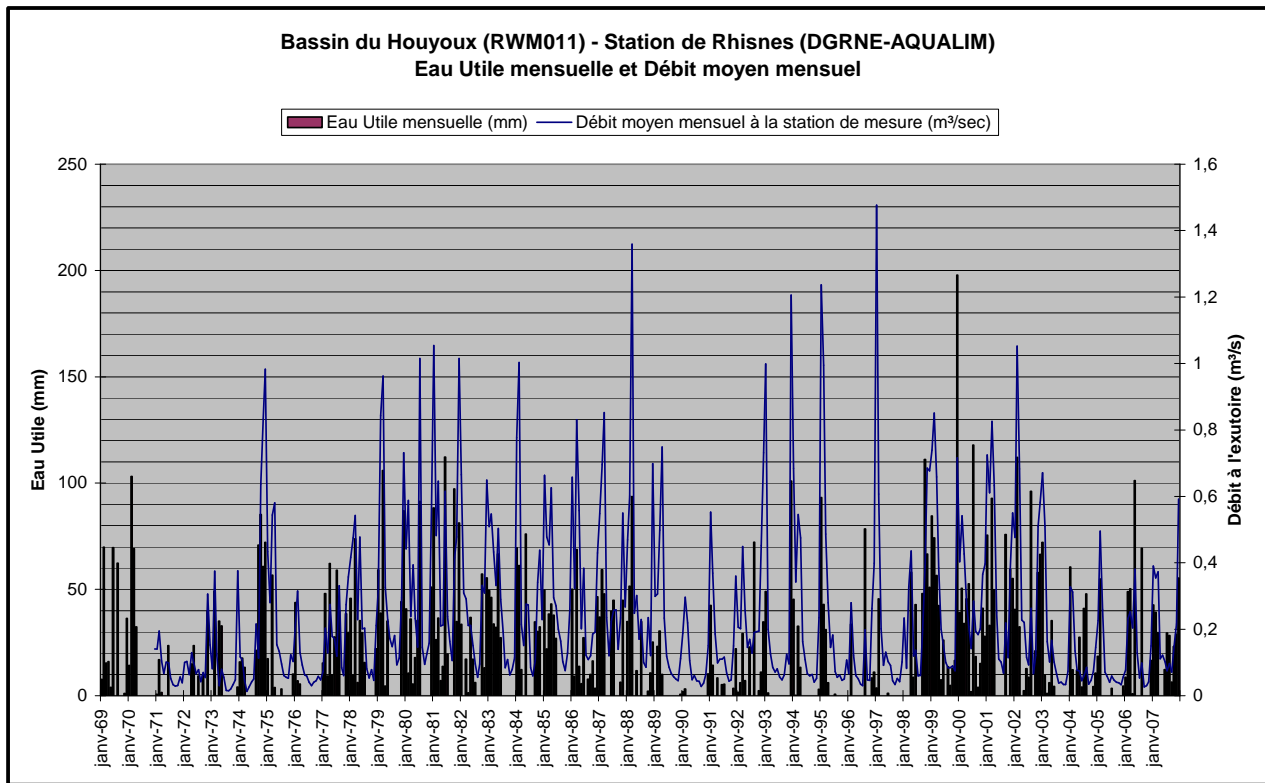


Figure.3.2-2: Débit moyen mensuel à la station de Rhisnes et eau utile calculée sur base de l’algorithme modifié de Thornthwaite.

La et le reprennent l’évolution des différents termes du bilan hydrogéologique pour la station de Rhisnes. Les volumes captés et exportés pour les années précédant 1985 et suivant 1997 ont été extrapolés. Ces données manquantes ont été remplacées par la moyenne des données de l’étude (données en italique dans le tableau).

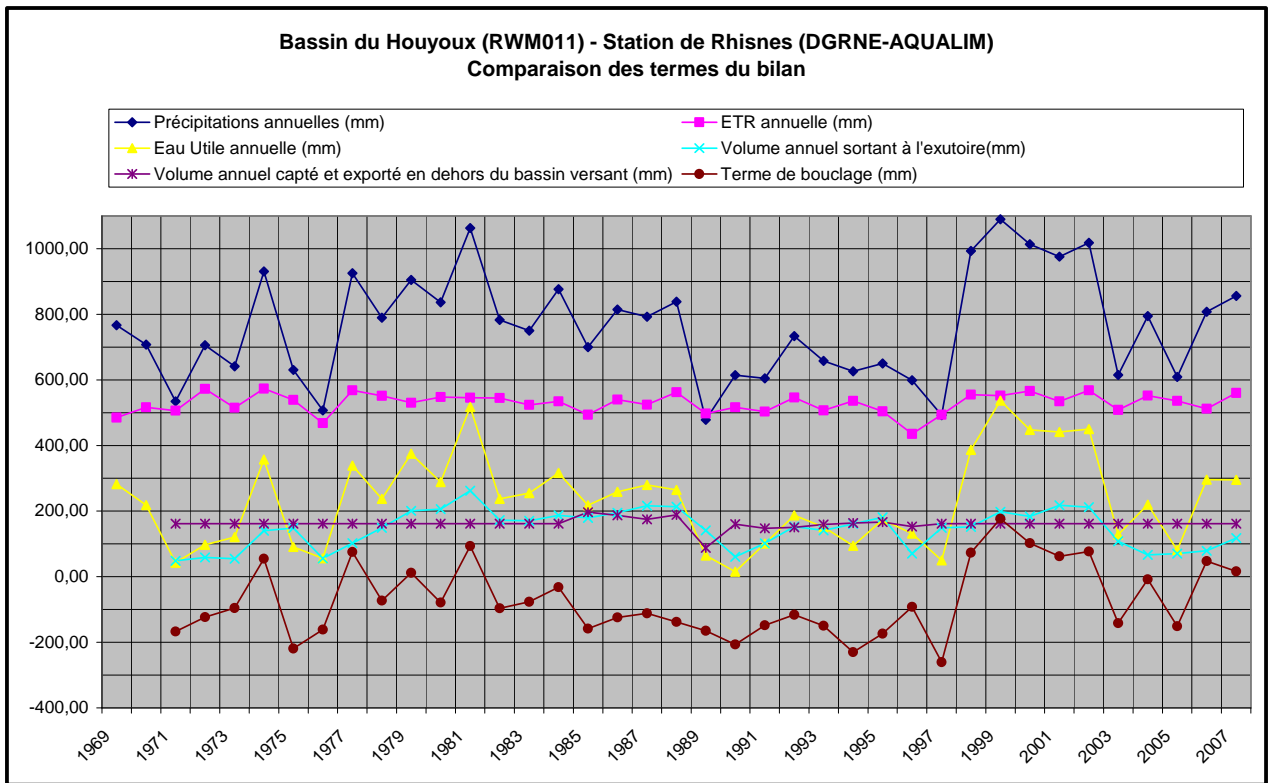


Figure.3.2-3: Evolution temporelle des termes du bilan de la station de Rhisnes.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant à l'exutoire(mm)	Export par captage (mm)	Delta (mm)	Delta, captages exclus (mm)	% Delta (fonction des pluies)	% Delta, captages exclus (fonction des pluies)
1969	767,1	484,9	282,2						
1970	708,0	516,4	218,8						
1971	535,0	506,0	42,6	48,1	161,4	-166,9	-5,6	-31,2	-1,0
1972	705,7	572,8	97,1	58,8	161,4	-123,1	38,3	-17,4	5,4
1973	641,3	515,3	121,0	55,2	161,4	-95,6	65,8	-14,9	10,3
1974	930,8	573,8	357,0	140,5	161,4	55,1	216,4	5,9	23,3
1975	630,1	539,1	91,0	148,3	161,4	-218,6	-57,2	-34,7	-9,1
1976	506,8	468,2	56,3	55,9	161,4	-161,0	0,4	-31,8	0,1
1977	925,1	568,1	339,3	102,3	161,4	75,7	237,1	8,2	25,6
1978	789,4	551,7	237,7	149,5	161,4	-73,1	88,2	-9,3	11,2
1979	904,9	530,4	374,5	200,9	161,4	12,2	173,6	1,3	19,2
1980	836,2	547,6	288,6	205,9	161,4	-78,7	82,7	-9,4	9,9
1981	1063,0	545,9	517,1	262,3	161,4	93,4	254,8	8,8	24,0
1982	783,1	545,2	237,9	172,6	161,4	-96,1	65,3	-12,3	8,3
1983	750,2	523,9	255,3	170,5	161,4	-76,5	84,9	-10,2	11,3
1984	876,8	535,1	316,3	187,2	161,4	-32,3	129,1	-3,7	14,7
1985	699,7	493,8	218,0	179,0	197,0	-158,0	39,0	-22,6	5,6
1986	814,3	540,0	258,5	195,1	187,1	-123,7	63,5	-15,2	7,8
1987	792,7	524,6	279,7	216,0	175,0	-111,3	63,7	-14,0	8,0
1988	838,8	562,7	264,6	213,5	188,8	-137,7	51,1	-16,4	6,1
1989	478,7	497,3	64,3	141,5	87,6	-164,8	-77,1	-34,4	-16,1
1990	614,4	516,2	15,3	61,2	160,4	-206,3	-45,9	-33,6	-7,5
1991	604,9	503,6	101,3	101,5	147,5	-147,7	-0,2	-24,4	0,0
1992	733,4	546,2	187,2	152,5	150,7	-116,0	34,7	-15,8	4,7
1993	658,2	507,0	151,2	141,0	159,6	-149,4	10,2	-22,7	1,6
1994	626,4	535,9	94,5	160,9	163,7	-230,1	-66,5	-36,7	-10,6
1995	650,2	504,2	174,0	181,1	166,7	-173,8	-7,1	-26,7	-1,1
1996	598,9	435,6	131,4	70,4	152,5	-91,5	61,0	-15,3	10,2
1997	492,5	494,1	50,2	149,2	161,4	-260,3	-99,0	-52,9	-20,1
1998	993,2	555,1	386,3	152,0	161,4	72,9	234,3	7,3	23,6
1999	1089,6	552,6	537,1	198,4	161,4	177,3	338,6	16,3	31,1
2000	1014,0	566,1	447,9	183,8	161,4	102,7	264,1	10,1	26,0
2001	976,2	534,7	441,5	218,0	161,4	62,1	223,5	6,4	22,9
2002	1018,5	568,0	450,4	212,2	161,4	76,8	238,2	7,5	23,4
2003	614,8	508,8	128,4	108,3	161,4	-141,3	20,0	-23,0	3,3
2004	794,7	552,4	219,9	66,4	161,4	-7,8	153,6	-1,0	19,3
2005	609,2	535,9	81,3	70,6	161,4	-150,6	10,8	-24,7	1,8
2006	808,1	512,2	295,8	79,0	161,4	47,4	5,9	5,9	0,7
2007	855,7	560,3	295,4	117,6	161,4	16,4	1,9	1,9	0,2
MOYENNE	762,32	529,02	233,51	143,97	161,38	-72,98	78,16	-9,57	10,25

Tableau 3-4: Termes du bilan de la station de Rhisnes.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1971 à 2007, en négligeant les variations des réserves ($\Delta Res = 0$), donne les valeurs annuelles moyennes suivantes (en comptabilisant le volume total du captage de Vedrin):

P	=	ETR	+	Q _{Rhisnes}	+	Q _{captages}	+	ε _{fermeture}
758,56 mm	=	529,02 mm	+	143,67 mm	+	161,38 mm	-	72,98 mm
100 %		70 %		+ 19 %		+ 21 %		- 10 %

Il est important de remarquer que les volumes exportés par le captage de Vedrin – Saint-Marc sont du même ordre de grandeur que les volumes sortants à l'exutoire du bassin de la station de Rhisnes. Ces valeurs correspondent, en moyenne, à 161 mm/an pour les volumes exportés par captage et à 144 mm/an pour les volumes sortant à l'exutoire.

Il faut noter que, pour certaines années, le volume d'eau sortant à l'exutoire du bassin est supérieur à l'eau utile calculée (). Ce phénomène se produit pour des années au cours desquelles les précipitations sont relativement faibles (1975, 1989, 1990, ...). Ceci est peut-être dû à une diminution des réserves des aquifères. Lors d'une année plutôt sèche, les aquifères peuvent libérer vers les cours d'eau un volume plus important qu'ils n'en reçoivent par infiltration des eaux de pluies.

Le terme de bouclage du bilan est généralement négatif, indiquant un excédent d'écoulement. En moyenne, ce terme de bouclage représente environs 10 % des précipitations. Ces valeurs négatives sont sans doute dues au fait que la zone d'alimentation du captage de Vedrin est en grande partie en dehors du bassin versant de la station de Rhisnes. Les eaux exportées par ce captage sont entièrement prises en compte dans le calcul du bilan, faute de pouvoir estimer la portion de la zone d'alimentation de ce captage située au sein du bassin versant de la station de Rhisnes. Si le captage de Vedrin n'est pas pris en compte, le terme de bouclage du bilan devient alors positif (83,55 mm), soit près de 11% des précipitations, indiquant un déficit en écoulement :

P	=	ETR	+	Q _{Rhisnes}	+	ε _{fermeture}
758,56 mm	=	528,63 mm	+	146,58 mm	+	82,41 mm
100 %		70 %		+ 19 %		+ 11 %

La présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station de Rhisnes (en intégrant le captage de Vedrin). Comme pour le bassin de la Méhaigne, deux zones se distinguent (plus clairement encore que dans le cas du Houyoux). Lorsque l'eau utile ne dépasse pas la valeur annuelle de 350 mm, le terme de bouclage est toujours négatif, indiquant un excès d'écoulement interprété comme le résultat de l'alimentation des eaux de surface par les eaux souterraines. Par contre, des valeurs supérieures à 350 mm entraînent un terme de bouclage positif, ce qui est interprété comme le résultat de la réalimentation des nappes d'eau souterraines par les précipitations.

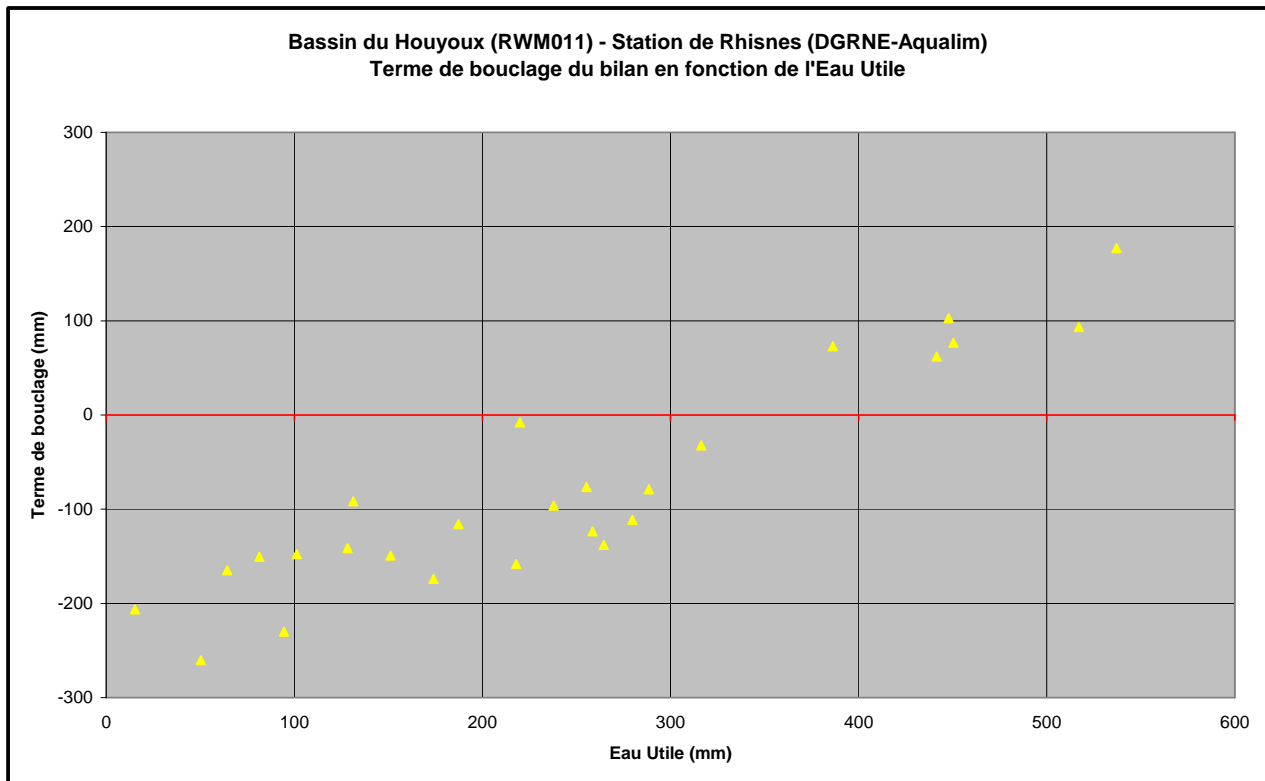


Figure.3.2-4: Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Rhisnes

3.1 Bilan hydrologique de la Gelbressée

Ce bassin de 18,64km², situé en rive gauche de la Meuse, est bordé au nord par le bassin de la Mehaigne et à l'ouest par le bassin du Houyoux. La Gelbressée prend sa source à Franc-Waret, dans le massif du Brabant, et recoupe ensuite transversalement un large synclinal majoritairement composé de calcaires devono-carbonifère.

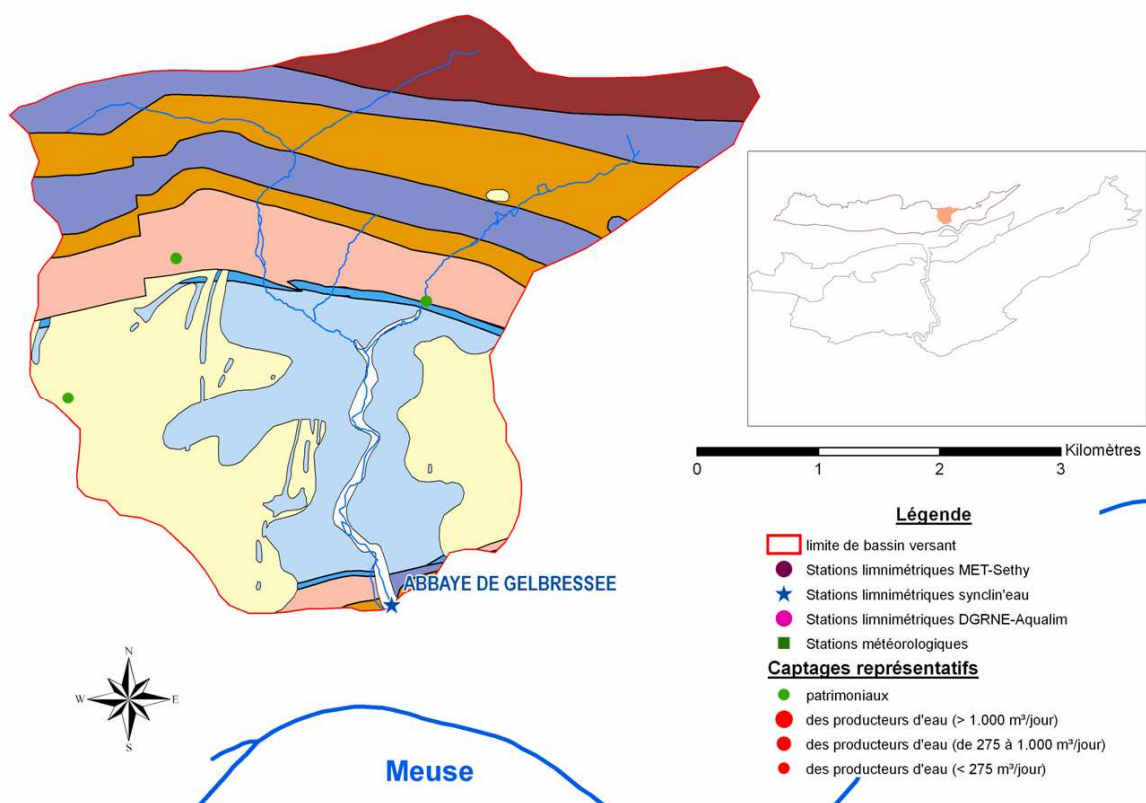


Figure.3.1-1: Bassin hydrographique de la station limnimétrique de la Gelbressée, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Une station limnimétrique a été mise en place dans le cadre de ce projet au niveau de l'Abbaye de Gelbressée, au sud du synclinal, de manière à bien individualiser l'effet des aquifères calcaires sur les écoulements souterrains. Le débit enregistré à cette station varie entre 0,75 et 0,05 m³/s. Aucun captage ne réalise d'échanges significatifs entre le bassin versant de la Gelbressée et d'autres bassins voisins. Le bilan hydrogéologique, calculé sur une période entre octobre 2007 et septembre 2008, donne les valeurs suivantes :

P	=	ETR	+	Q _{Gelbressée}	+	ΔR	+	ΔRFU	+	ε _{fermeture}
886,3mm	=	592,8mm	+	206,0mm	+	8,3mm	+	5,1mm	+	74,0mm
100%	=	66,9%	+	23,2%	+	0,9%	+	0,6%	+	8,3%

Le terme de bouclage calculé à la station de Gelbressée est égal à 8,3%, c'est-à-dire en dessous des 10% d'erreurs inhérent au calcul du bilan. Toutefois, la piézométrie (cf section 5.2.6) ainsi que l'étude portant sur les interactions ESO-ESU (cf délivrable D3.52/D4.52) laissent supposer que des pertes non négligeables sont probables en direction de la Meuse. En effet, Les premières mesures au piézomètre

de Gelbressée (ouvrage réalisé dans le cadre du projet Synclin'eau), montrent une cote piézométrique égale à 107 m, c'est à dire nettement inférieur à la cote altimétrique de la rivière. Ceci laisse supposer le caractère perdant du cours d'eau (cf interactions ESO-ESU). La station limnimétrique étant située à l'aval d'une limite hydrogéologique imperméable (formations schisteuses de l'Hastarien), la seule direction d'écoulement possible pour les eaux souterraines est l'ouest, dans le sens du synclinal, grâce auquel les eaux rejoindraient éventuellement le lit de la Meuse, niveau de base régional de la nappe aquifère. Par conséquent, le déficit d'écoulement observé à la station limnimétrique peut être considéré comme significatif.

3.2 Bilan hydrologique du bassin des Awirs

3.2.1 *Description du bassin*

Le bassin hydrographique des Awirs s'étend sur 35 km² au Nord de la Meuse. Le bassin versant étudié est limité à la station limnimétrique des Awirs gérée par la DCENN (réseau Aqualim), un kilomètre en amont de l'exutoire.

Le ruisseau des Awirs draine l'aquifère local de fissures et d'altération du socle cambro-silurien au Nord du bassin. Plus au Sud, au-delà d'une étroite bande de calcaires givétiens, le ruisseau et ses affluents drainent une importante couverture de terrains houillers dissimulant les calcaires carbonifères reposant en discordance sur le socle. Ceux-ci n'affleurent qu'à l'extrémité sud du bassin au niveau de la station limnimétrique.

La limite entre les masses d'eau souterraine RWM016/011 (calcaires du bassin de la Meuse Bord Nord sous couverture de terrains houillers) et RWM040 (Crétacé de Hesbaye) traverse le bassin sur sa partie médiane.

3.2.2 *Inventaire des volumes d'eau importés et exportés*

Aucun captage n'est exploité dans les limites du bassin.

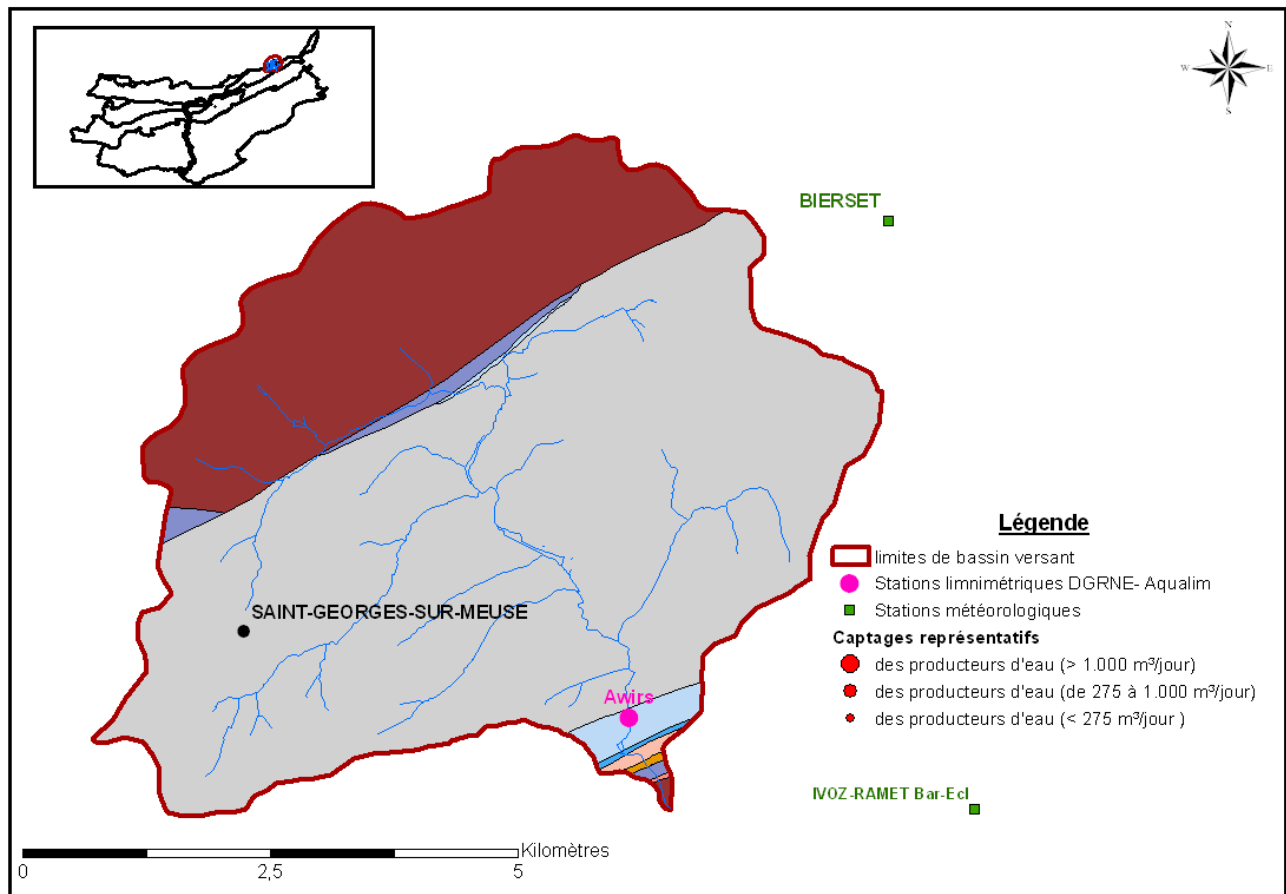


Figure 3.2-1 : Bassin des Awirs avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

3.2.3 Conclusions relatives au bassin

Le bilan hydrologique calculé pour 2004 et 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	=	ETR	+	Q _{Awirs}	+	$\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
769,2 mm	=	558,8 mm	+	224,4 mm	-	17,62 mm
100 %	=	73 %	+	29 %	-	2 %

Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à environ 770 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 73 % des précipitations. Les 27 % restants correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'observation des données montre que celle-ci est généralement maximale entre novembre et avril (voir Figure 3.2-2). La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 29 % des précipitations. L'erreur de fermeture est faible et représente 2 % du volume des précipitations. Le bilan montre un caractère faiblement excédentaire ce qui peut être

imputé aux diverses incertitudes inhérentes aux mesures et calculs effectués lors de la détermination des termes du bilan. La période sur laquelle ont été calculés les bilans est courte. Des conclusions plus approfondies quant au comportement général du bassin pourront être développées à partir de chroniques d'observations plus longues, de l'ordre d'une dizaine d'années. Il est toutefois raisonnable de supposer que les échanges d'eau avec les bassins adjacents sont quasi inexistant.

Le bilan hydrologique calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{Awirs}	+ ΔRes	+ ε _{fermeture}
808,1	= 622,0	+ 48,4	+ 233,0	+ 5,3	- 117,9 [mm]
100 %	= 77 %	+ 8 %	+ 29 %	+ 1%	- 15 %

L'évapotranspiration réelle atteint 77 % des précipitations. Les 23 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 29 % des précipitations. Le terme de bouclage de -15 % semble très élevé pour un tel bassin. Un flux entrant non négligeable serait donc à considérer. Ce résultat semble toutefois contestable étant donné la nature hydrogéologique composant le bassin des Awirs. Les ensembles hydrogéologiques qui le composent sont peu perméables et ne permettent pas a priori d'importants échanges d'eau souterraine. Ce terme de bouclage élevé relèverait donc des incertitudes inhérentes au calcul des bilans hydrologiques.

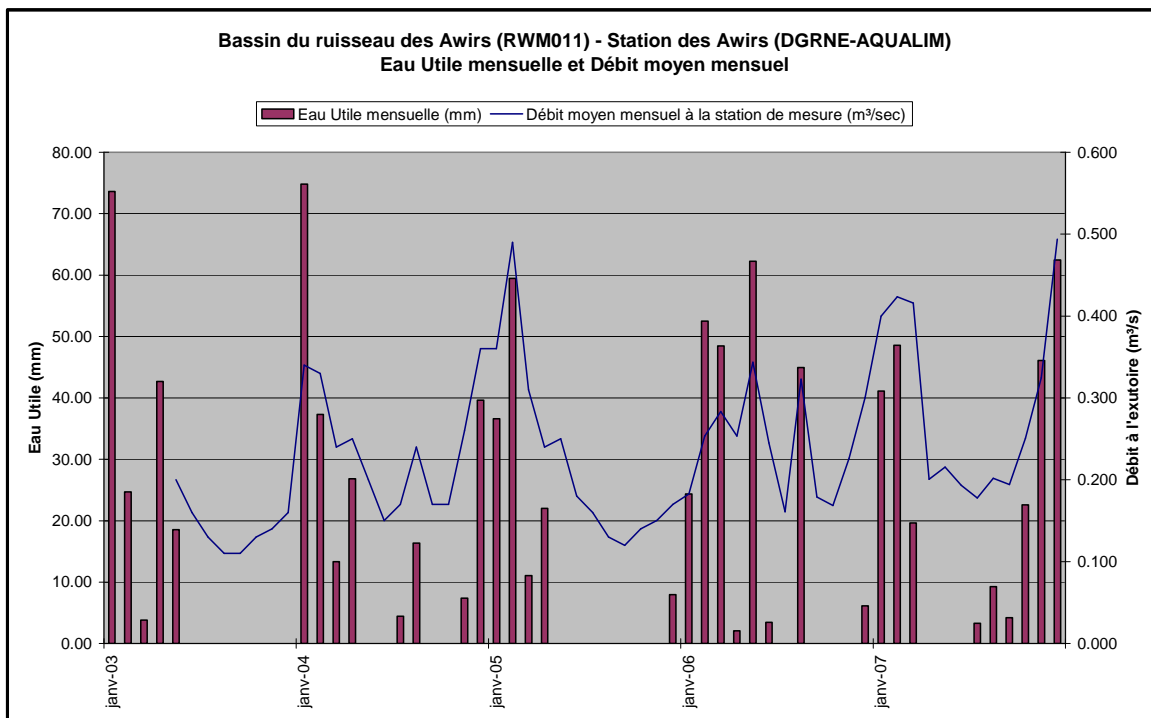


Figure 3.2-2 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant à l'exutoire (mm)	Export par captage (mm)	Delta (mm)	% Delta (fonction des pluies)
2001							
2002							
2003							
2004	796.4	561.1	220.0	216.3		34.4	4.32%
2005	645.8	539.0	137.1	200.9		-124.3	-19.25%
2006	789.4	547.0	244.1	218.9		23.5	2.97%
2007	845.4	588.1	257.3	261.3		-4.1	-0.48%
MOYENNE	769.3	558.8	214.6	224.4		-13.9	-1.81%

Tableau 3.2-1 : Bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin amont des Awirs

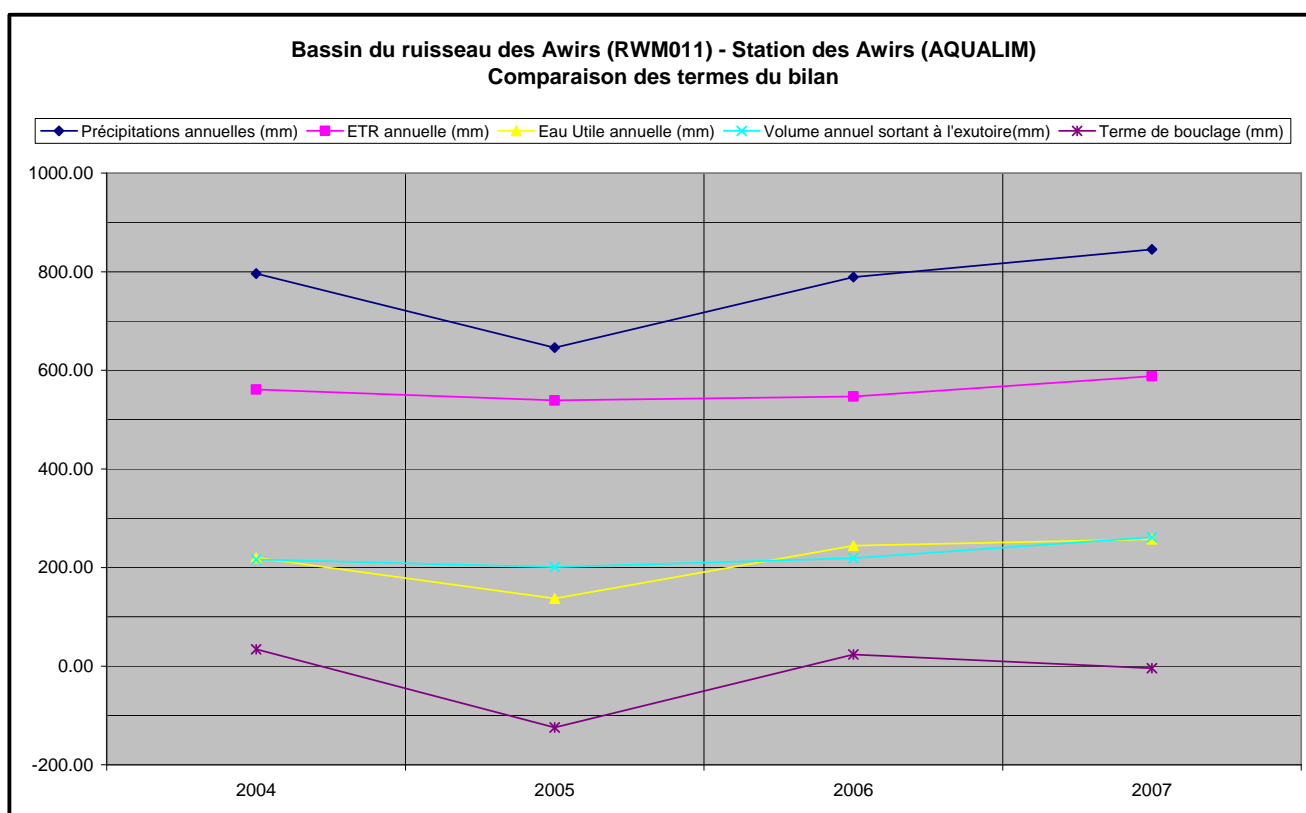


Figure 3.2-3 : Comparaison des termes du bilan.

3.3 Conclusion sur les bilans par bassin hydrologique

Le calcul des bilans hydrogéologiques sur les bassins hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM011 a permis de caractériser les quantités d'eau en jeu dans leurs cycles hydriques. Les précipitations annuelles sur l'ensemble de la masse d'eau varient de 750 à 800 mm sur la période

1971 à 2007. L'évapotranspiration est le terme le plus important du bilan et représente en moyenne 70 % des précipitations, laissant 30 % pour le ruissellement et l'infiltration (eau utile). Le ruissellement sur les bassins versants considérés représente la quasi-totalité de cette eau utile. En effet, le substrat hydrogéologique de ces bassins étant constitué majoritairement de roches peu perméables, la composante écoulement souterrain du bilan est finalement faible.

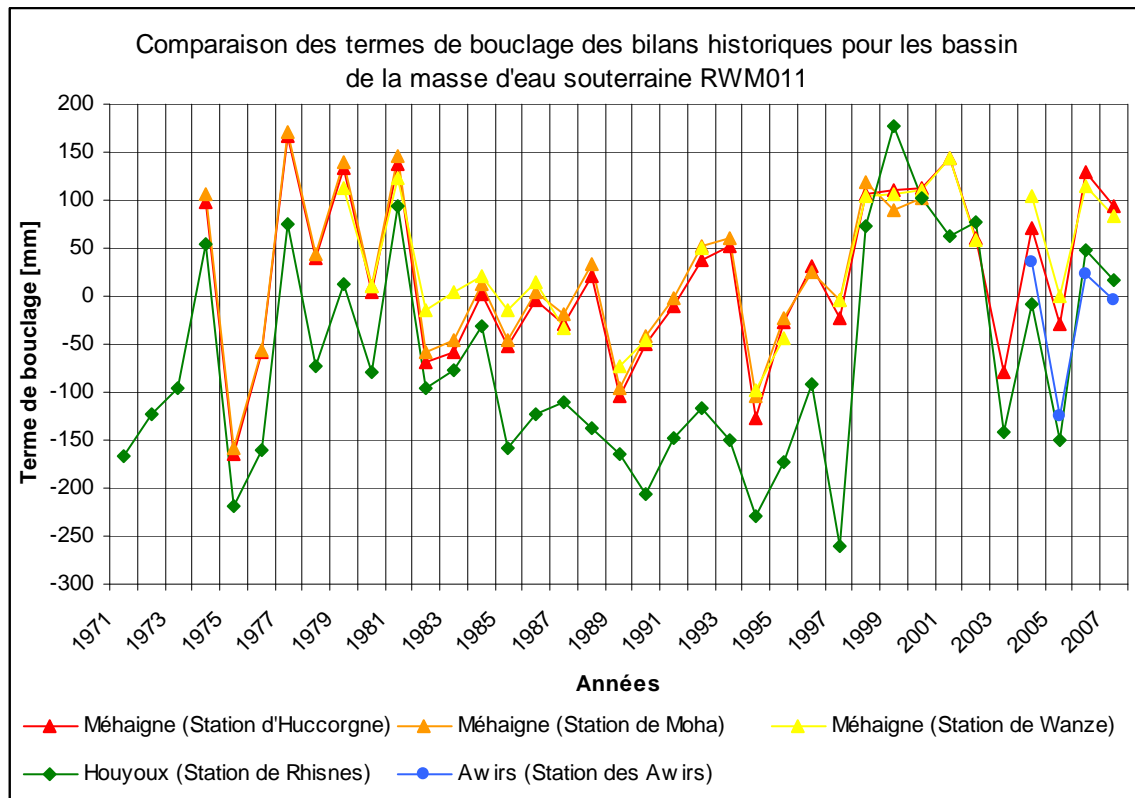


Figure 3.3-1 : Comparaison des termes de bouclage annuels pour les stations limnimétriques de la RWM011.

La comparaison des termes de bouclage des bilans historiques calculés pour chaque bassin montre que ces bassins ont des comportements hydrologiques similaires. La fluctuation de la valeur du terme de bouclage au cours du temps reflète les variations de réserve d'eau dans les aquifères et de stock d'eau du sol, lesquelles apparaissent lors de bilans effectués sur base d'années calendaires. L'aquifère, par sa vidange, alimente les cours d'eau de surface en période sèche et se recharge en période humide. La quantité d'eau utile nécessaire à la réalimentation des nappes a été estimée. Elle est variable en fonction du bassin versant et vaut environ 250 mm pour le bassin de la Méhaigne et environ 350 mm pour le bassin du Houyoux.

En général, les limites hydrogéologiques des bassins de la masse d'eau RWM011 correspondent aux limites hydrographiques. Les transferts d'eau au travers de limites de bassin versant sont quasi inexistantes car le substrat géologique au droit des limites de bassins versants est

généralement peu perméable. Toutefois, le bassin du Houyoux limité à la station limnimétrique de Rhisnes est une exception. La limite Ouest de son bassin versant traverse un synclinal calcaire du Carbonifère. De plus un important captage est situé à proximité de cette limite. Il est donc normal de calculer par bilan hydrologique un flux d'eau important transitant du bassin du Houyoux vers l'Ouest en direction du captage, via les roches calcaires perméables.

4 Estimation des ressources renouvelables de la RMW011

4.1 Introduction

Les ressources renouvelables en eau souterraine représentent le flux moyen (et non un stock) d'eau qui s'infiltré annuellement dans le sol pour atteindre la zone saturée des terrains. Ces ressources doivent être estimées sur de longues périodes. L'évaluation des ressources renouvelables est en général délicate à réaliser. Cela demande en effet de calculer non pas l'eau utile mais la composante de l'eau utile qui recharge effectivement la nappe ($R_{nappe} = P - ETR - \text{Ruissellement}$).

Afin d'estimer les ressources renouvelables à l'échelle des masses d'eau, une méthode « exploratrice » a été développée lors du projet. Cette méthode prend pour hypothèse l'assimilation du débit de base à l'infiltration, et, via un raisonnement mathématique, tente de répondre à deux difficultés engendrées par le manque de disponibilité de données en tout point de la masse d'eau et par l'ampleur de la région étudiée. La méthode développée est une tentative d'estimation, sur des bassins de référence, de coefficients d'infiltration moyens propres aux différentes unités hydrogéologiques qui peuvent ensuite être extrapolés à l'ensemble de la masse d'eau. Ces coefficients permettent alors d'estimer les ressources renouvelables.

Les ressources renouvelables ne doivent pas être confondues avec les ressources exploitables. Une partie seulement de ces ressources renouvelables est exploitable du fait de différentes contraintes hydrogéologiques, hydrologiques, écologiques, environnementales, technico-économiques, politiques et sociales, et notamment le soutien du débit d'étiage des rivières. De plus, d'un point de vue hydrogéologique, les caractéristiques hydrogéologiques, telle que la conductivité hydraulique des roches, ne permettent pas d'exploiter économiquement toutes les formations pour la production d'eau.

4.2 Détermination des coefficients d'infiltration

Une méthode d'estimation globale des ressources renouvelables par les coefficients d'infiltration est exposée au point 2.3 de ce rapport. Elle nécessite la détermination d'autant de coefficients d'infiltration moyens CI_i que de grandes catégories de terrains distingués pour cette estimation. L'équation utilisée est celle du bilan, exprimée de manière à identifier la recharge comme le produit d'un coefficient d'infiltration par la surface concernée. Elle est reprise ci-dessous (Point 2.3, Equation 6) :

$$\sum(CI_i \cdot Si) \cdot (P - ETR) / (Q_w + Q_{out}) = 1$$

Les masses d'eau RWM021, RWM012 et RWM011 et RWM023 présentent des terrains de natures lithologiques similaires. Pour ces masses d'eau, regroupant certaines formations aux propriétés hydrodynamiques semblables, 5 coefficients CI_i peuvent être définis:

- $CI_{cc+hast}$: coefficient d'infiltration pour l'aquifère des calcaires du Carbonifère et pour l'aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien ;
- CI_g : coefficient d'infiltration pour l'aquifère des grès du Famennien ;
- CI_{cgf} : coefficient d'infiltration pour l'aquifère des calcaires du Givetien – Frasnien ;
- CI_{h+a} : coefficient d'infiltration pour l'aquiclude à niveaux aquifères du Houiller et pour l'aquiclude du Famennien – Frasnien ;
- CI_{ats+at} : coefficient d'infiltration pour l'aquitard à niveaux aquicludes du socle cambro-silurien et pour l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur.

La détermination de ces coefficients nécessite d'écrire au minimum autant d'équations que d'inconnues CI_i , soit cinq équations.

Dans les masses d'eau concernées, 15 bassins ont été retenus, considérant que la connaissance et les données acquises sur ceux-ci étaient suffisamment fiables. Il s'agit, d'une part, des bassins sur lesquels les données couvrent des périodes suffisamment longues (point 3 du rapport) pour lisser les variations temporelles et spatiales, et d'autre part de bassins pour lesquels les données ont été acquises dans le cadre de l'étude et dont les résultats sont propices à l'expression d'une équation fiable. Il s'agit d'une sélection de bassins pour lesquels les résultats des bilans hydrogéologiques traduisent un certain équilibre de la nappe. Cet équilibre est indiqué par un terme de fermeture proche de 0 (à +/- 10%). La nappe du système n'est ni dans une phase de vidange (excès d'écoulement) ni dans une phase de recharge (déficit d'écoulement). On peut alors considérer que le débit de base à l'exutoire du bassin est fort proche de la quantité d'eau infiltrée.

Il s'agit des bassins suivants (cfr Point3):

1. Bassins dont l'historique des données (données MET-SETHY et Aqualim) est suffisamment long :
 - Samson
 - Yves
 - Bocq
 - Molignée
 - Hoyoux aval
 - Néblon
 - Brouffe (bassin situé dans la masse d'eau RWM023)
2. Bassins suivis dans le cadre de l'étude :
 - Reumont
 - S3 Wanet

- H1 PetitAvin
- L5990-Hoyoux
- S1-Vaux
- 01-Comblain
- 03-Haze
- 06-Oxhe

L'équation (6) est écrite pour chaque bassin sélectionné. Le Tableau 4.2-1 reprend l'ensemble de ces équations.

$$\sum(Cli \cdot Si) \cdot (P - ETR) / (Qw + Qout) = 1$$

Pour chaque bassin, chacun des coefficients d'infiltration est multiplié par un terme multiplicateur qui reprend :

- S_i , la surface à l'affleurement de l'unité hydrogéologique relative au coefficient d'infiltration ;
- $(P-ETR)$, Q_w et Q_{out} , relatifs à l'ensemble du bassin.

MESO	Nom du bassin	Type de bilan														
RWM012	Samson	Historique		0,647		0,234		0,062		0,33		1,019				
	Reumont	Synclin'eau		0		0		0		0		5,153				
	S3 Wanet	Synclin'eau		0,293		0,151		0,042		0,107		0,512				
RWM021	Yves	Historique		0,744		0,266		0		0,68		0				
	Bocq	Historique		0,635		0,647		0,02		0,107		0,004				
	Molignée	Historique		0,871		0,581		0		0,292		0				
	Hoyoux Aval	Historique		0,644		0,272		0,025		0,061		0,056				
	Néblon	Historique	$Cl_{CC+hast}$	0,735	+	Cl_g	0,292	+	Cl_{cgf}	0	+	Cl_{hta}	0,21	+	Cl_{ats+at}	0
	H1 PetitAvin	Synclin'eau		0,761		0,233		0		0,031		0				
	L5990 -Hoyoux	Synclin'eau		0,627		0,265		0,025		0,06		0,055				
	S1-Vaux	Synclin'eau		0,67		0,286		0		0,102		0				
	01-Comblain	Synclin'eau		0,593		0,326		0		0		0				
	03-Haze	Synclin'eau		0,008		0,733		0		0,429		0,03				
06-Oxhe	Synclin'eau		0,249		0,451		0,045		0,103		0,11					
RWM023	Brouffe	Synclin'eau		0		0		0		4,99		0				

Tableau 4.2-1: Equations des bassins retenus.

h : aquiclude à niveaux aquifères du Houiller ;
 cc : aquifère des calcaires carbonifères ;
 hast : aquifère, aquitard et aquiclude de l'Hastarien ;
 g : aquifère des grès du Famennien ;
 a : aquiclude du Famennien-Frasnien ;

gf : aquifère des calcaires givetiens-frasniens ;
 at : aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur ;
 ats : aquitard à niveaux aquicludes du socle cambro-silurien.

La résolution du système d'équations à cinq inconnues a été menée suivant une méthode mathématique.

4.2.1 Détermination des coefficients d'infiltration par la méthode mathématique

Le système global à résoudre est un système de 15 équations linéaires à 5 inconnues, qui peut s'écrire sous la forme matricielle $A.X = B$, où X est le vecteur des solutions CI_i , et A la matrice des coefficients (voir tableau des équations des bassins retenus). Le nombre d'équations étant supérieur au nombre d'inconnues, le système est surdimensionné et ne possède pas de solution unique.

Dans un premier temps, la résolution directe par inversion de matrice a été tenté en sélectionnant des systèmes où le nombre d'équations était égal au nombre d'inconnues. Cependant cette méthode de résolution conduit à des valeurs non réalistes physiquement (valeurs négatives ou supérieures à 1). Par ailleurs, ces systèmes se trouvent être « mal conditionnés », c'est-à-dire qu'une faible perturbation des coefficients de la matrice A ou du vecteur B conduit à une solution tout à fait différente. Cette erreur rend la solution numérique inexploitable.

Dans un second temps, une méthode itérative a donc été employée sur le système global de 15 équations à 5 inconnues, $A.X=B$ où B est le vecteur unitaire. Une fonction de Matlab a été utilisée afin de résoudre ce système et optimiser la solution au sens des moindres carrés (minimalisation de la norme euclidienne de $A.X-B$). Cette fonction a l'avantage de permettre la spécification de contraintes, c'est-à-dire dans notre cas, de chercher des coefficients d'infiltration compris dans des fourchettes de valeurs plausibles admises au départ par les experts du groupe d'étude.

Ces fourchettes de valeurs plausibles ont été proposées de commun accord et de façon conventionnelle pour les différentes unités hydrogéologiques:

- Aquifère des calcaires carbonifères
 et aquifère, aquitard et aquiclude de l'Hastarien : $0.7 \leq CI_{cc+hast} \leq 0.8$
- Aquifère des grès du Famennien: $0.5 \leq CI_g \leq 0.7$
- Aquifère des calcaires givetiens-frasniens : $0.7 \leq CI_{caf} \leq 0.9$
- Aquitards à niveaux aquicludes du socle
Cambro-silurien et du Dévonien inférieur : $0.1 \leq CI_{ats+at} \leq 0.3$

- Aquiclude à niveaux aquifères du Houiller
et aquiclude du Famennien-Frasnien :

$$0.1 \leq CI_{h+a} \leq 0.3$$

Les résultats obtenus mathématiquement sont les suivants :

$CI_{cc+hast}$	CI_G	CI_{Cgf}	CI_{ats+at}	CI_{h+a}
80 %	70 %	90 %	20.6 %	21.6 %

Tableau 4.2-2: Estimation des coefficients d'infiltration par résolution matricielle.

4.2.2 Discussion sur la validité des coefficients d'infiltration

L'infiltration est un phénomène très complexe, qui dépend d'une série de facteurs variables dans l'espace et dans le temps. Elle dépend de la nature du substratum, mais aussi du taux et du type de couverture végétale, de la topographie, de l'urbanisation, du degré préalable de saturation dans le sol, de l'intensité des précipitations,... Pour une même unité hydrogéologique, le coefficient d'infiltration réel varie (localement) suivant la configuration de ces facteurs de bassin à bassin. On peut dès lors comprendre la difficulté à résoudre un système d'équation qui intègre plusieurs bassins différents.

Les coefficients d'infiltration sont déterminés pour des groupes d'unités hydrogéologiques, c'est-à-dire des regroupements de formations géologiques aux propriétés hydrodynamiques jugées globalement similaires. Cependant, il se trouve que certains des regroupements rassemblent des formations géologiques dans lesquelles la différence d'infiltration peut être marquée. C'est le cas, par exemple, de l'unité aquiclude du Famennien-Frasnien. Cette dernière est constituée de formations silto-gréseuses (formations de Esneux et de Souverain-Pré) considérées comme peu perméables et de formations schisteuses (formations de Neuville et de Famenne) qui le sont encore moins. L'infiltration sera, logiquement, plus importante dans les formations silto-gréseuses. L'infiltration propre à cette unité hydrogéologique sera différente d'un bassin à l'autre suivant la répartition des formations silto-gréseuses et schisteuses.

Comme signalé à la section 2.3, la détermination des coefficients d'infiltration se base sur l'hypothèse que les variations spatiales et temporelles des paramètres qui régissent l'infiltration réelle sont totalement lissées si on les considère sur de grandes surfaces et des périodes suffisamment longues. En réalité, à l'échelle d'une MESO, la variabilité des paramètres qui régissent l'infiltration peut varier significativement. Les coefficients d'infiltration déterminés constituent donc des moyennes pour la masse d'eau, auxquelles il faut idéalement associer un intervalle de confiance. Les valeurs des coefficients d'infiltration calculés, réintroduites dans les équations des bassins (Tableau 4.2-1), laissent

penser que les coefficients amènent une marge certaine d'imprécision puisqu'idéalement, les valeurs recalculées au second membre devraient être égales à 1. Cette imprécision peut être quantifiée en calculant un intervalle de confiance qui dépend de la distribution statistique des valeurs du second membre.

La distribution des valeurs (colonne « Résultat » du Tableau 4.2-3) calculées au second membre permet d'estimer une valeur moyenne ainsi que la dispersion autour de cette moyenne, en prenant l'hypothèse d'une distribution gaussienne.

Le poids statistique de chacune de ces valeurs est dépendant de l'importance du bassin associé. Cette importance est principalement liée à la superficie du bassin, ce qui permet de définir une moyenne pondérée des résultats et l'écart type pondéré de la distribution par les relations suivantes :

$$\text{Moyenne pondérée (MP)} = \sum \text{résultat}_i \cdot S_i / \sum S_i$$

$$\text{Ecart type pondéré} = \sqrt{\sum [(\text{résultat}_i - \text{MP})^2 \cdot S_i] / \sum S_i}$$

où - résultat_i est la valeur du second membre pour le bassin i,
- S_i est la surface du bassin i.

MESO	Nom du bassin	Type bilan	0,8	0,7	0,9	0,216	0,206	Résultat
RWM012	Samson	Historique	0,647	0,234	0,062	0,33	1,019	1,018
	Reumont	Synclin'eau	0	0	0	0	5,153	1,062
	S3 Wanet	Synclin'eau	0,293	0,151	0,042	0,107	0,512	0,506
RWM021	Yves	Historique	0,744	0,266	0	0,68	0	0,928
	Bocq	Historique	0,635	0,647	0,02	0,107	0,004	1,003
	Molignée	Historique	0,871	0,581	0	0,292	0	1,167
	Hoyoux Aval	Historique	0,644	0,272	0,025	0,061	0,056	0,753
	Néblon	Historique	0,735	0,292	0	0,21	0	0,838
	H1 PetitAvin	Synclin'eau	0,761	0,233	0	0,031	0	0,779
	L5990 -Hoyoux	Synclin'eau	0,627	0,265	0,025	0,06	0,055	0,734
	S1-Vaux	Synclin'eau	0,67	0,286	0	0,102	0	0,758
	01-Comblain	Synclin'eau	0,593	0,326	0	0	0	0,703
	03-Haze	Synclin'eau	0,008	0,733	0	0,429	0,03	0,618
06-Oxhe	Synclin'eau	0,249	0,451	0,045	0,103	0,11	0,600	
RWM023	Brouffe	Synclin'eau	0	0	0	4,99	0	1,078

Ecart-type pondéré:	0,164
Moyenne pondérée:	0,889

Tableau 4.2-3 : Estimation de la marge d'erreur associée au calcul des ressources renouvelables.

La moyenne pondérée par les surfaces est de 0.889 et l'écart-type pondéré de 0.164 (ou 18,4 %).

L'incertitude liée à la méthode peut alors être exprimée grâce à la valeur de l'écart type pondéré. En prenant deux fois l'écart-type autour de la valeur calculée, la confiance à accorder à l'intervalle est statistiquement de 95 % (en prenant l'hypothèse que les écarts suivent une loi de

Gauss). Les différentes estimations réalisées ci-dessous sont alors accompagnées d'une incertitude de +/- 37 %.

4.2.3 Estimation des ressources renouvelables pour la MESO RWM011

La méthode de détermination des coefficients d'infiltration ci-dessus a été développée pour les terrains paléozoïques que l'on retrouve dans les trois masses d'eau de l'étude Synclin'EAU, à savoir RWM011-012-021. Une grande partie du sous-sol paléozoïque de la masse d'eau RWM011 a la particularité d'être recouvert par des terrains de couverture éocènes (cénozoïques). Ces terrains de couverture constituent l'aquifère des sables de l'Eocène et l'aquifère à niveaux aquicludes des sables argileux de l'Eocène. Pour déterminer les ressources renouvelables de la masse d'eau RWM011, les coefficients d'infiltration de ces terrains de couverture ont été repris d'une étude réalisée en 2002 sur les mêmes unités hydrogéologiques et dans la même région⁵. Les coefficients d'infiltration sont de 85 % pour l'aquifère des sables de l'Eocène et de 75 % pour l'aquifère à niveaux aquicludes des sables de l'Eocène.

A partir des coefficients d'infiltration, on peut estimer la recharge annuelle de la MESO RWM011. La recharge est définie comme étant la quantité d'eau infiltrée à travers le sol pour rejoindre la nappe, c'est la composante de l'« eau utile » qui recharge effectivement la nappe. On peut l'écrire de différentes manières:

$$\text{Recharge} = P - \text{ETR} - \text{Ruissellement}$$

$$\text{Recharge} = \text{EU} - \text{Ruissellement}$$

$$\text{Recharge} = \text{CI.EU}$$

Pour la MESO RWM011, il suffit d'introduire les coefficients d'infiltration dans l'équation (6). L'eau utile annuelle a été calculée pour l'ensemble de la MESO, de la même manière que dans le calcul des bilans, avec le logiciel WaterBudget. Le Tableau 4.2-4 reprend les valeurs de recharge annuelle calculées pour la période de 1980 à 2007. La recharge annuelle varie en fonction de l'eau

⁵Etude de la nappe des calcaires carbonifères du bord Nord du Synclinorium de Namur entre la vallée de la Dendre occidentale, à l'Ouest, et la vallée de l'Orneau, à l'Est. Etude réalisée pour la RW, DGRNE, Service des eaux souterraines par FPMS, septembre 2002.

utile (voir Figure 4.2-1), elle a été la moins importante pour l'année 1990 où elle est estimée à 12 (+/- 4,4) millions de m³, et la plus importante pour l'année 1981 avec 153 (+/- 56,6) millions de m³.

On a défini les ressources renouvelables en eau souterraine comme étant le flux d'eau annuel **moyen** qui s'infiltré dans le sol pour atteindre la zone saturée des terrains. L'estimation des ressources renouvelables pour la masse d'eau RWM011 est la moyenne de la recharge annuelle sur une période de 27 ans : 84 millions de m³ avec une incertitude de +/- 37% soit :

84 (+/- 31) millions de m³ d'eau par an

Il faut rappeler qu'une partie seulement de ces ressources naturelles est exploitable du fait de différentes contraintes hydrogéologiques, hydrologiques, écologiques et technico-économiques.

En raison de l'importance que peut avoir un tel chiffre sur la gestion des ressources en eau et de l'incertitude élevée liée à l'estimation de ces ressources, on peut conseiller, par prudence, d'utiliser comme valeur des ressources renouvelables, une estimation « basse » des ressources renouvelables qui consiste à considérer la valeur la plus basse de l'estimation engendrée par l'intervalle de confiance (84 millions de m³ - 37%, voir Figure 4.2-1) soit :

**Estimation «basse » des ressources renouvelables
= 54 millions de m³ d'eau par an**

RWM011			
	EU (mm)	Recharge annuelle répartie +/- 37% (mm)	Recharge annuelle +/- 37% (millions m ³)
1980	440,356	309,2	132
1981	509,645	357,9	153
1982	252,543	177,3	76
1983	289,38	203,2	87
1984	352,732	247,7	106
1985	225,316	158,2	68
1986	285,136	200,2	86
1987	302,126	212,2	91
1988	303,703	213,3	91
1989	127,551	89,6	38
1990	38,571	27,1	12
1991	149,243	104,8	45
1992	213,063	149,6	64
1993	264,012	185,4	79
1994	167,333	117,5	50
1995	244,765	171,9	74
1996	155,404	109,1	47
1997	120,895	84,9	36
1998	409,277	287,4	123
1999	455,679	320,0	137
2000	396,266	278,3	119
2001	471,802	331,3	142
2002	449,141	315,4	135
2003	178,608	125,4	54
2004	236,528	166,1	71
2005	146,898	103,2	44
2006	286,818	201,4	86
2007	322,722	226,6	97

Tableau 4.2-4 : Recharge annuelle de la RWM011 (estimation à +/- 37% près) calculée en millions de m³, et recharge répartie en mm, calculées de 1980 à 2007.

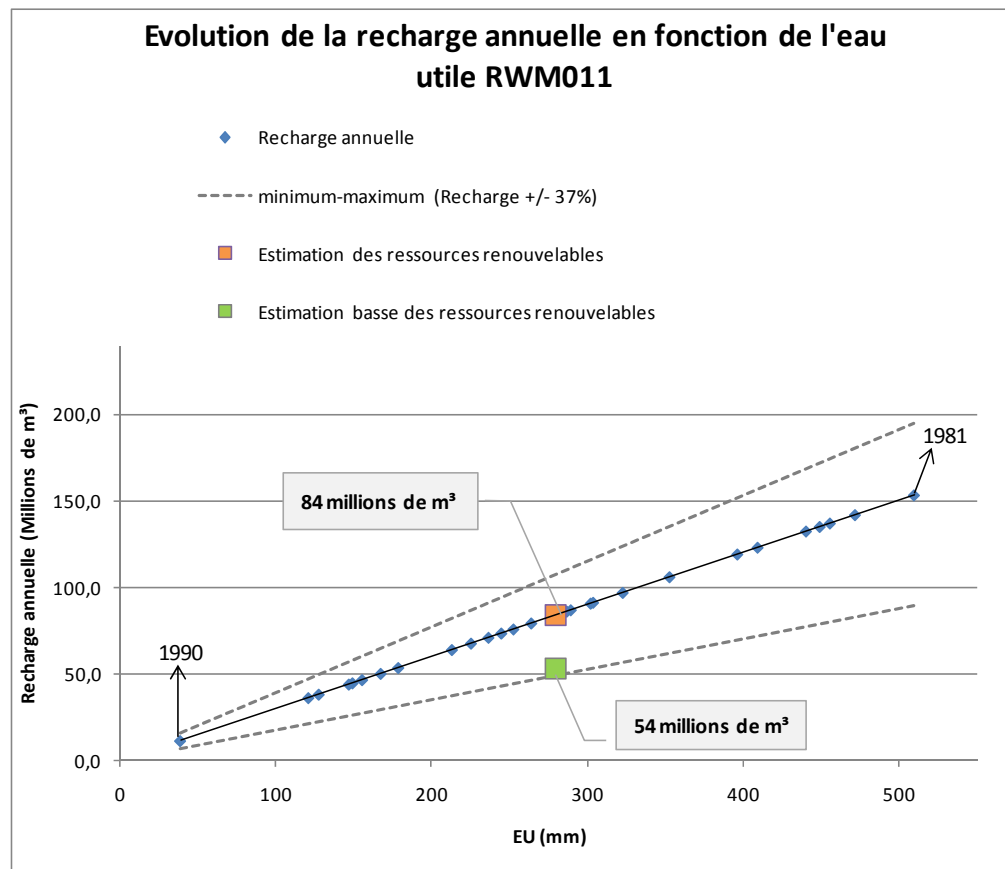


Figure 4.2-1 : Recharge annuelle en fonction de l'eau utile. Avec indication des ressources renouvelables.

4.2.4 Répartition des ressources renouvelables au sein de la masse d'eau

Connaissant la surface à l'affleurement de chaque unité hydrogéologique, la répartition des ressources renouvelables par unité hydrogéologique peut être estimée. Le diagramme de la Figure 4.2-2 représente le pourcentage des ressources renouvelables pour chaque unité hydrogéologique.

C'est dans les calcaires carbonifères très bien représenté dans la masse d'eau (voir Figure 4.2-3) et avec un coefficient d'infiltration de 80% que l'on retrouve, logiquement, la plus grande part des ressources renouvelables, qui représente 35% des ressources de la masse d'eau. Le diagramme indique qu'une grande partie des ressources renouvelables (41%) s'infiltrate au droit de l'aquifère des sables de l'Eocène et de l'aquifère à niveaux aquicludes des sables de l'Eocène. Une grande partie des ressources renouvelables engendrées au droit des sables s'infiltrate vers les terrains sous jacents, la majorité des sables éocènes recouvrent l'aquifère des calcaires carbonifères. Les ressources renouvelables des calcaires carbonifères bénéficient alors d'une partie des ressources renouvelables engendrées au niveau des sables éocènes. L'aquifère des calcaires du Givetien – Frasnien engendre 15% des ressources renouvelables de la masse d'eau.

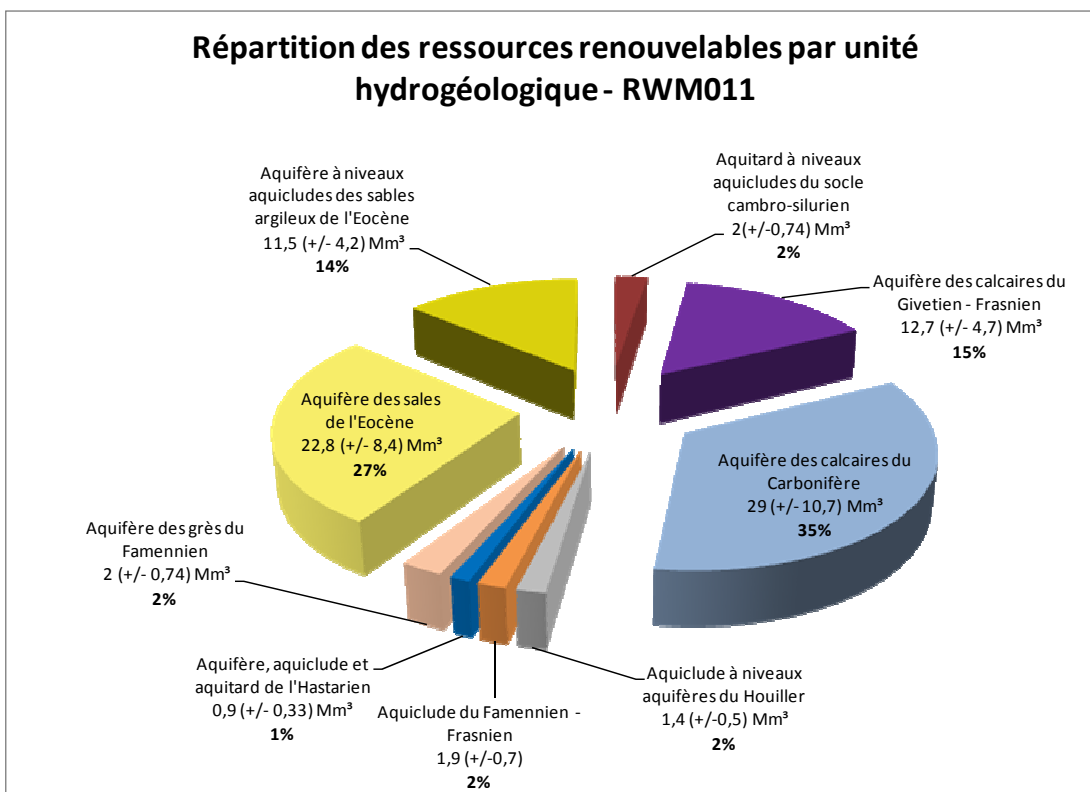


Figure 4.2-2 : Ressources renouvelables par unité hydrogéologique en millions de m³ (Mm³) et pourcentage que cela représente par rapport aux ressources renouvelables totales de la RWM011.

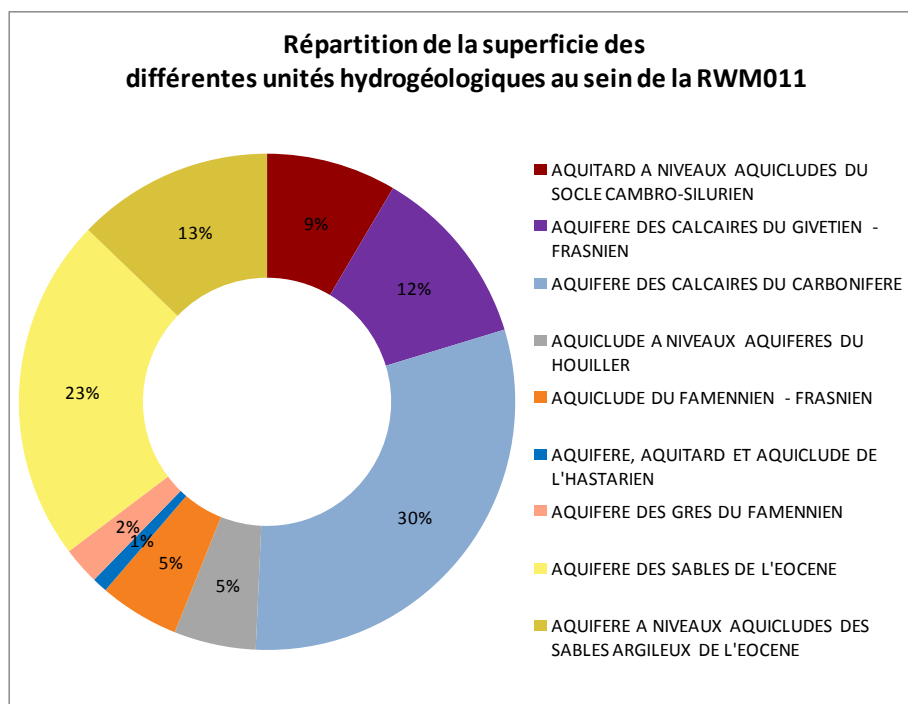


Figure 4.2-3 : Pourcentage de la superficie des différentes unités hydrogéologiques par rapport à la superficie totale de la RWM011.

4.2.5 Comparaison des ressources prélevées aux ressources renouvelables

A titre indicatif, le volume annuel prélevé dans la masse d'eau RWM011 peut être comparé aux ressources renouvelables afin de visualiser la proportion que cela représente. Cette comparaison peut également être faite pour certaines unités hydrogéologiques.

La Figure 4.2-4 représente le pourcentage du volume prélevé sur les ressources renouvelables pour la masse d'eau RWM011 dans son entièreté. Le volume prélevé considéré est le volume moyen annuel⁶ de 30,5 millions de m³. Celui-ci est comparé aux ressources renouvelables en considérant trois estimations :

- estimation « théorique » des ressources renouvelables : estimation des ressources renouvelables calculée à partir des coefficients d'infiltration ;
- estimation « basse » des ressources renouvelables: estimation qui minimise les risques d'une surestimation des ressources renouvelables, en considérant comme valeur, la limite inférieure de la marge d'imprécision, soit, les ressources renouvelables - 37% (deux fois l'écart-type);

⁶ En fait, volume prélevé pour l'année 1999 considéré comme représentatif du volume prélevé moyen annuel. Chiffres provenant de l'atlas du karst wallon.

- estimation « haute » des ressources renouvelables : estimation qui maximise les risques d'une surestimation des ressources renouvelables, en considérant comme valeur, la limite supérieure de la marge d'imprécision, soit, les ressources renouvelables + 37% (deux fois l'écart-type).

En estimant par le bas les ressources renouvelables de la RWM011, c'est-à-dire en appliquant un « principe de précaution » quant aux chiffres cités, et en considérant la limite inférieure de l'estimation des ressources renouvelables soit 53 millions de m³ (84 millions de m³ - 37%), on voit que le volume prélevé dans la masse d'eau représente 58% des ressources renouvelables.

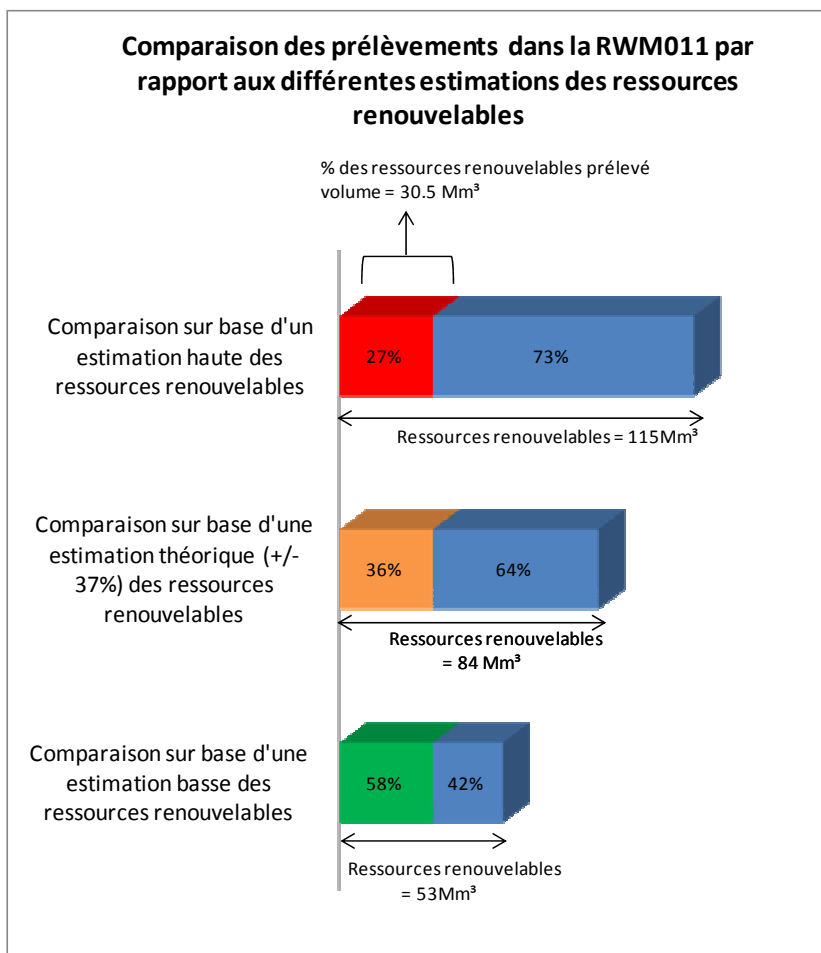


Figure 4.2-4 : Prélèvement au sein de la masse d'eau RWM011 rapporté sur les différentes estimations des ressources renouvelables.

On peut appliquer cette comparaison par unité hydrogéologique. Cependant la séparation par unité n'est pas toujours judicieuse, des transferts d'eau pouvant se produire d'une unité à l'autre. Le

RWM011 captages Versus Ressources renouvelables								
	Volume prélevé (m³)	Volume prélevé/Volume prélevé total (%)	Ressources renouvelables (m³)			Pourcentage (Volume prélevé/Ressources)		
			Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute	Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute
Total RWM011	30.564.257	100,00	52.886.144	83.946.261	115.006.377	58	36,4	26,6
AQUIFERE DES CALCAIRES DU CARBONIFERE	27.362.032	89,52	36.887.256	58.551.200	80.215.144	74,2	46,7	34,1
AQUIFERE DES CALCAIRES DU GIVETIEN - FRASNIEN	2.009.005	6,57	8.016.324	12.724.323	17.432.323	25,1	15,8	11,5
Reste	1.193.220	3,90						

Tableau 4.2-5 reprend les volumes prélevés dans les unités hydrogéologiques de la RWM011, ainsi que leur comparaison avec les différentes estimations des ressources renouvelables engendrées au droit de l'unité hydrogéologique. Pour les ressources renouvelables engendrées au sein des calcaires carbonifères sont considérées, les ressources engendrées là où les calcaires affleurent, mais aussi la part des ressources engendrée au droit des sables éocènes là où celui-ci est sus-jacent aux calcaires carbonifères. La grande majorité des prélèvements est concentrée dans les calcaires carbonifères (89.5%) et dans les calcaires du Givetien-Frasnien (6.5%). Les 4% restants se répartissent dans les autres unités hydrogéologiques. La différence d'exploitation entre les calcaires carbonifères et les calcaires givetiens-frasniens est marquée. Selon des estimations basses des ressources renouvelables, le volume prélevé dans les calcaires carbonifères représenterait 74% des ressources engendrées. Tandis que dans les calcaires givetiens-frasniens, le pourcentage du volume prélevé représenterait 25% des ressources renouvelables engendrées au sein de cette unité hydrogéologique.

RWM011 captages Versus Ressources renouvelables								
	Volume prélevé (m³)	Volume prélevé/Volume prélevé total (%)	Ressources renouvelables (m³)			Pourcentage (Volume prélevé/Ressources)		
			Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute	Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute
Total RWM011	30.564.257	100,00	52.886.144	83.946.261	115.006.377	58	36,4	26,6
AQUIFERE DES CALCAIRES DU CARBONIFERE	27.362.032	89,52	36.887.256	58.551.200	80.215.144	74,2	46,7	34,1
AQUIFERE DES CALCAIRES DU GIVETIEN - FRASNIEN	2.009.005	6,57	8.016.324	12.724.323	17.432.323	25,1	15,8	11,5
Reste	1.193.220	3,90						

Tableau 4.2-5 : Comparaison du volume prélevé annuel moyen aux différentes estimations des ressources renouvelables. Pour la MESO RWM011 et pour chaque unité hydrogéologique dans lesquelles il y a un prélèvement significatif.

L'aquifère des calcaires carbonifères est fort sollicité par rapport aux autres unités hydrogéologiques. Le diagramme de la Figure 4.2-5 illustre le pourcentage du volume prélevé au sein des calcaires carbonifères par rapport aux différentes estimations des ressources renouvelables. Les ressources renouvelables dont il est question ici, sont les ressources engendrées au droit des aquifères

calcaires carbonifères. Selon une estimation des ressources renouvelables que l'on peut qualifier « d'optimiste » (estimation haute), le volume prélevé (27 millions de m³) représenterait 34% des ressources renouvelables. Selon l'estimation théorique, le prélèvement serait de 46%, et enfin selon l'estimation basse, les volumes prélevés correspondraient à 74% des ressources renouvelables. A ce niveau, il paraît bon de rappeler que les ressources renouvelables ne constituent pas les ressources exploitables.

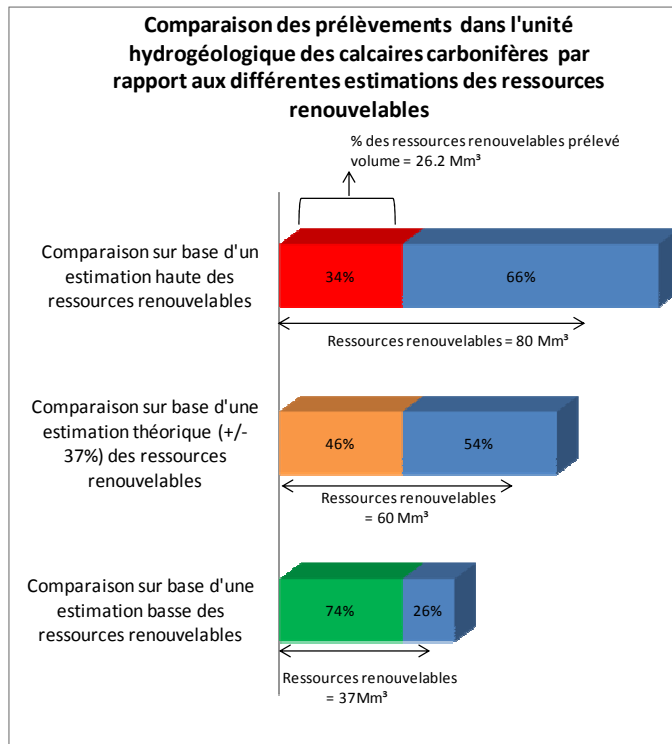


Figure 4.2-5 : Prélèvement au sein de l'unité hydrogéologique des calcaires carbonifères de la masse d'eau RWM011 par rapport aux différentes estimations des ressources renouvelables.

4.2.6 *Ressources renouvelables et ressources exploitables*

Si la détermination des ressources renouvelables à l'échelle d'une masse d'eau est une tâche délicate engendrant un degré d'incertitude important associé à l'estimation, la détermination, d'une manière objective, des ressources exploitables est un exercice encore plus difficile qui sort du cadre stricte de l'hydrogéologie. Au regard de la DCE, la ressource exploitable peut être comprise comme étant le flux annuel moyen calculé à long-terme (les ressources renouvelables) pour la masse d'eau diminué du flux moyen annuel nécessaire pour atteindre les objectifs de qualité écologique⁷ pour les eaux de surface associées, et pour éviter toute diminution significative de l'état écologique des ces eaux de surface, pour éviter tout dommage significatif aux écosystèmes terrestres associés (Wojciech, 2006).

Du point de vue hydrologique, il faut rappeler que les eaux souterraines contribuent au maintien du débit des cours d'eau, en particulier en période d'étiage. Ecologiquement, beaucoup de zones humides sont liées à la présence des nappes d'eau souterraine.

L'exploitation des ressources renouvelables de chaque bassin doit être examinée à la lumière de critères spécifiques, et tout particulièrement le maintien d'un débit d'étiage garantissant la qualité des eaux de surface. L'estimation de ce débit réservé de qualité acceptable nécessite des études environnementales qui n'entrent pas dans le cadre des objectifs du projet Synclin'EAU.

⁷ Défini dans l'article 4 de la DCE

5 Caractéristiques hydrauliques – écoulement

La partie "caractérisation hydraulique" a pour but de mieux comprendre les écoulements au sein des différents types d'aquifères rencontrés dans la région étudiée. Ces écoulements sont imposés par les propriétés hydrauliques du réservoir, d'une part, et par les conditions aux limites géologiques et hydrodynamiques de l'autre (Castany, 1982).

Les conditions aux limites sont déterminées, sur le terrain, par l'identification des structures hydrogéologiques et par les mesures de niveau piézométriques et leurs fluctuations. Une importante campagne de mesures piézométriques a été effectuée en ce sens dans le cadre de ce projet, grâce auquel une carte régionale contenant les informations piézométriques a été réalisée. Les directions principales d'écoulement y sont également spécifiées dans la mesure où les données disponibles le permettent. Les résultats des mesures piézométriques sont exposés au point 5.2.

Les propriétés hydrauliques sont identifiées, sur le terrain, grâce aux essais de pompage. Une synthèse des données relatives aux paramètres hydrauliques des principales formations aquifères (conductivité hydraulique, transmissivité) a été réalisée sur base d'informations provenant d'études antérieures, mais également sur base de données récoltées dans le cadre du projet. La variabilité de ces paramètres et les facteurs pouvant les influencer sont examinés au point 5.1.

5.1 Paramètres Hydrauliques

Ce chapitre est consacré aux propriétés hydrauliques des unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM011. Une synthèse (non-exhaustive) des données relatives à la perméabilité (conductivité hydraulique et transmissivité) des principales méga-unités hydrogéologiques de la masse d'eau a été réalisée. La plupart des données proviennent de la Banque de Données Hydrologique (BDHydro). D'autres informations, issus des essais de pompage Synclin'eau ou fournies par des sociétés de distribution d'eau (SWDE principalement), viennent compléter ce set de données.

5.1.1 *Rappels théorique*

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau, sous l'effet d'un gradient hydraulique. C'est le paramètre le plus important pour estimer le potentiel aquifère d'un réservoir. La perméabilité totale *d'une roche* est définie par sa porosité d'une part (perméabilité primaire), et par son degré de fracturation d'autre part (perméabilité secondaire).

La perméabilité primaire est liée aux conditions de genèse de la roche. La taille des grains, la morphologie et l'interconnexions des pores au sein de la roche sont les facteurs définissant sa perméabilité primaire. Dans la masse d'eau RWM011, les unités hydrogéologiques principales sont constituées de formations cohérentes. En générale, ces types de formations possèdent une perméabilité primaire faible.

La perméabilité secondaire se développe dans un second temps, après que la roche soit formée. La fracturation, généralement d'origine tectonique, permet à l'eau de s'infiltrer et d'agrandir les fractures par érosion chimique et/ou mécanique. Les aquifères possédant une grande perméabilité secondaire sont appelés aquifère de fissure. Ceux-ci constituent la majorité des aquifères dans la RWM011.

Le paramètre qui mesure la perméabilité d'une roche est la conductivité hydraulique (K) (ou coefficient de perméabilité). C'est « le volume d'eau gravitaire en m^3 traversant en une unité de temps (s), sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section en m^2 orthogonale à la direction d'écoulement, dans les conditions de validité de la loi de Darcy » (Castany, 1982). Elle s'exprime en m/s. La variabilité de ce paramètre au sein des unités hydrogéologiques de la RWM011 est décrite ci dessous.

La transmissivité (T) sert à évaluer la productivité d'un captage dans un aquifère. Il est fonction de K par la relation suivante : $T = K \cdot e$ où e est l'épaisseur du réservoir. La transmissivité est considérée comme étant un paramètre intrinsèque à l'ouvrage, elle ne servira qu'à calculer la perméabilité et ne fera donc pas l'objet d'attentions particulières dans ce chapitre.

5.1.2 Méthodologie

Les paramètres d'écoulements sont estimés à partir d'essais de pompage. Les méthodes de calcul utilisées dans la détermination de ces paramètres varient selon la nature de la nappe aquifère (captive, libre, semi-captive). La nappe de la RWM011 étant généralement libre, la méthode de calcul la plus couramment utilisée est celle de Theis-Jacob, où la transmissivité (T) est directement déduite à partir d'un graphique semi-logarithmique du rabattement en fonction du temps de pompage. La valeur de T retenue est la moyenne de toutes les valeurs de transmissivité calculées à chaque étape de l'essai de pompage (paliers et remontées).

La conductivité hydraulique est ensuite estimée en divisant T par l'épaisseur du réservoir aquifère. Dans de nombreux cas, la conductivité hydraulique n'est pas répertoriée. Ne disposant pas

d'informations quant à l'épaisseur de l'aquifère au droit de chaque ouvrage, nous avons alors estimé K en divisant T par la hauteur des crépines dans l'ouvrage.

5.1.3 Variabilité des conductivités hydrauliques de la RWM011

Les données de conductivité hydraulique répertoriées dans cette masse d'eau ne concernent que les calcaires devono-carbonifère. La Figure 5.1-1 représente les logarithmes des conductivités hydrauliques pour chaque unité hydrogéologique de la masse d'eau RWM011. Le détail de ces valeurs est également fourni en annexe de ce document.

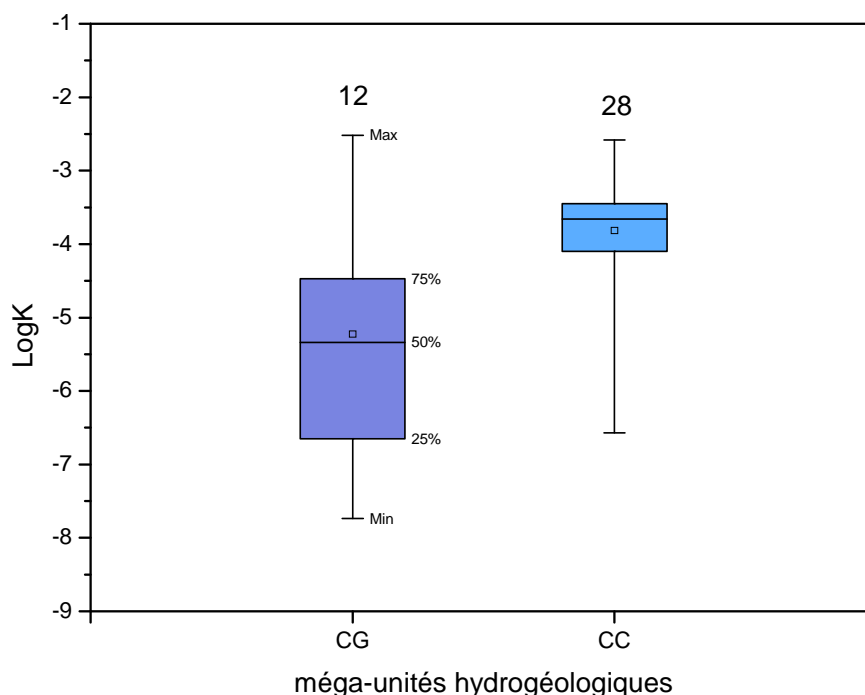


Figure 5.1-1. Variabilité des valeurs de conductivité hydraulique (exprimées en logarithmes) au sein des méga-unités de la RWM011. Les chiffres indiquent le nombre d'échantillons disponibles par méga-unités. CC= aquifère des calcaires carbonifères ; CG = aquifère des calcaires givétiens.

De manière générale, l'examen visuel de la Figure 5.1-1 montre que la gamme de valeurs de perméabilité répertoriées dans les calcaires est très étendue. Elle s'étend sur quasi cinq ordres de grandeurs dans les calcaires dévoniens (de $1,83 \times 10^{-8}$ à $4,72 \times 10^{-3}$ m/s) et quatre en ce qui concerne les calcaires carbonifères ($2,71 \times 10^{-7}$ à $2,6 \times 10^{-3}$ m/s). Cette extrême variabilité est caractéristique des aquifères de fissure. En effet, la porosité primaire des calcaires dévono-carbonifères est faible, mais la présence de failles et diaclases améliore la conductivité hydraulique du réservoir. De plus, ces zones fracturées peuvent être altérées et karstifiées. Par conséquent, les perméabilités calculées sont variables

en fonction de la nature lithologique des roches traversées (calcaire, dolomie,..), mais surtout de la présence de fractures et du degré d'altération et de karstification qui en découle.

Malgré une meilleure représentativité en en terme de nombre d'échantillons, la dispersivité des valeurs de conductivité hydraulique dans les calcaires carbonifères est clairement plus faible que dans les calcaires du Givétien-Frasnien, se traduisant respectivement par des écarts-types de 0,77 et 1,52. Cette différence reflète l'hétérogénéité hydrogéologique de l'aquifère des calcaires dévoniens. Contrairement aux calcaires carbonifères, celui-ci contient plusieurs niveaux schisteux (ex. Formation De Nismes) conférant à la méga-unité hydrogéologiques un caractère partiellement aquiclude.

Enfin, la Figure 5.1-1 indique des perméabilités globalement plus faibles dans l'aquifère des calcaires du Givétiens-Frasniens. Cette différence est confirmée par le test statistique de Mann-Whitney à un seuil de confiance de 5% ($p = 0,002$). Cependant, la représentativité des échantillons, tant au niveau du nombre qu'au niveau de la répartition spatiale, n'est certainement pas suffisante pour généraliser cette différence de perméabilité à l'échelle de la masse d'eau (ou, plus globalement, à l'échelle des méga-unités). Un grand nombre de facteurs, dont l'hétérogénéité hydrogéologique (essentiellement lié à la présence ou non de formations aquicludes, du degré de dolomitisation etc.) et le degré de fissuration/altération des méga-unités doivent certainement être examinés en priorité lorsque la population est sous-échantillonnée, comme c'est le cas ici.

5.2 Piézométrie

Les données de piézométrie comptent parmi les données les plus importantes lors d'une étude hydrogéologique. Aussi, au cours de ce projet, le suivi et l'étude des variations de niveau piézométrique ont fait l'objet d'une attention particulière. Un réseau de caractérisation comptant 55 puits et piézomètres a été mis en place sur l'ensemble de la masse d'eau souterraine RWM011 (Figure 5.2-1). Une partie de ce réseau constitue le réseau de surveillance quantitatif de la masse d'eau.

Les informations issues du réseau de caractérisation concernent la variation de niveau piézométrique au droit des ouvrages qui le composent. Les niveaux piézométriques de ce réseau ont été mesurés avec deux types de fréquence. Des mesures manuelles à la sonde piézométrique ont été effectuées mensuellement dans chacun des piézomètres par les équipes Synclin'EAU. De plus, certains piézomètres situés à des endroits supposés déterminants dans la caractérisation de l'hydrodynamique d'un aquifère ont été équipés de sondes pressiométriques permettant la mesure du niveau d'eau dans la nappe avec un pas de temps allant de 15 minutes à 24 heures. Enfin, pour certains piézomètres appartenant à des sociétés de production ou distribution d'eau de consommation, les données de piézométrie enregistrées par les propriétaires eux-mêmes ont été mises à disposition des équipes Synclin'EAU.

Les résultats concernant l'étude de la piézométrie de la masse d'eau sont présentés en fonction de la localisation des piézomètres au sein de bassins hydrographiques. Le regroupement de plusieurs piézomètres sur un seul et même graphique est fonction de leur appartenance à un bassin hydrographique, du substrat géologique dans lequel ils sont implantés ou de leur position hydrogéologique dans le bassin. Les variations de niveau piézométriques sont mises en relation avec les valeurs d'eau utile mensuelles (précipitations – évapotranspiration) afin de représenter la réaction de la nappe à la recharge. Une réaction rapide à la recharge se traduit par une élévation du niveau piézométrique synchrone avec les hautes valeurs d'eau utile. Cela suppose la proximité d'une zone de recharge ou la grande conductivité hydraulique des terrains recouvrant l'aquifère. A l'inverse, une réaction tardive par rapport la recharge renseigne sur la séparation entre l'aquifère et la surface par une couverture de faible conductivité hydraulique et/ou de l'éloignement de la zone de recharge.

Etant donnée la forte hétérogénéité de la répartition spatiale des piézomètres, il s'est avéré impossible de tracer des isopièzes sur l'entièreté de la masse d'eau souterraine. Toutefois, certaines zones à forte concentration en piézomètres sont étudiées plus en détails, tels les abords d'une carrière, d'un cours d'eau ou d'un captage. Les directions générales d'écoulement souterrain au sein de la masse d'eau RWM011 seront précisés à la lumière des données piézométriques mais aussi à l'aide des

conclusions des bilans hydrogéologiques et des investigations menées sur les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines (voir livrable D3.52 D4.52 – Interactions ESO-ESU).

Enfin, l'analyse temporelle des fluctuations de niveau piézométrique et de leur amplitude, mise en relation avec les périodes de recharge de l'aquifère permet de tirer certaines conclusions quant à la position hydrogéologique de l'ouvrage, la nature du substrat hydrogéologique au sein duquel il est implanté ainsi que sa situation par rapport à une zone de recharge de l'aquifère.

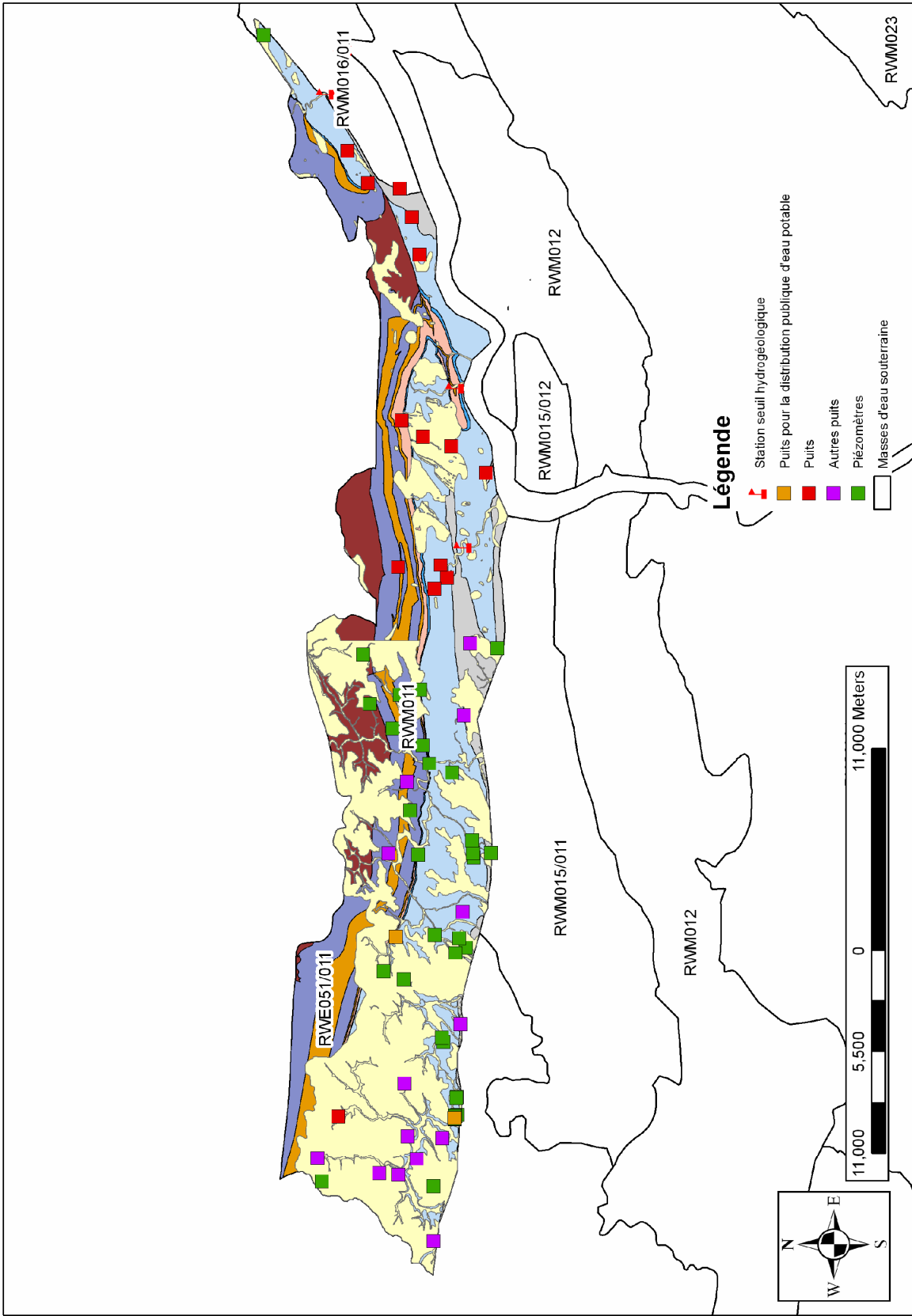


Figure 5.2-1 : Puits et piézomètres du réseau de caractérisation piézométrique de la masse d'eau souterraine RWM011.

les variations piézométriques de la nappe des calcaires carbonifères là où ils sont recouvert par les sables éocènes (Figure 5.2-3 et Figure 5.2-4) et les piézomètres implantés dans la nappe libre des calcaires (Figure 5.2-4).

Les piézomètres sous couverture argilo-sableuses ont un comportement semblable : des fluctuations de faibles amplitudes (moins d'un mètre), non influencées par les valeurs d'eau utile. Le puits « FPMS25362 » (anciennement dénommé « vancompernelle ») (Figure 5.2-4) présente des variations légèrement plus accentuées.

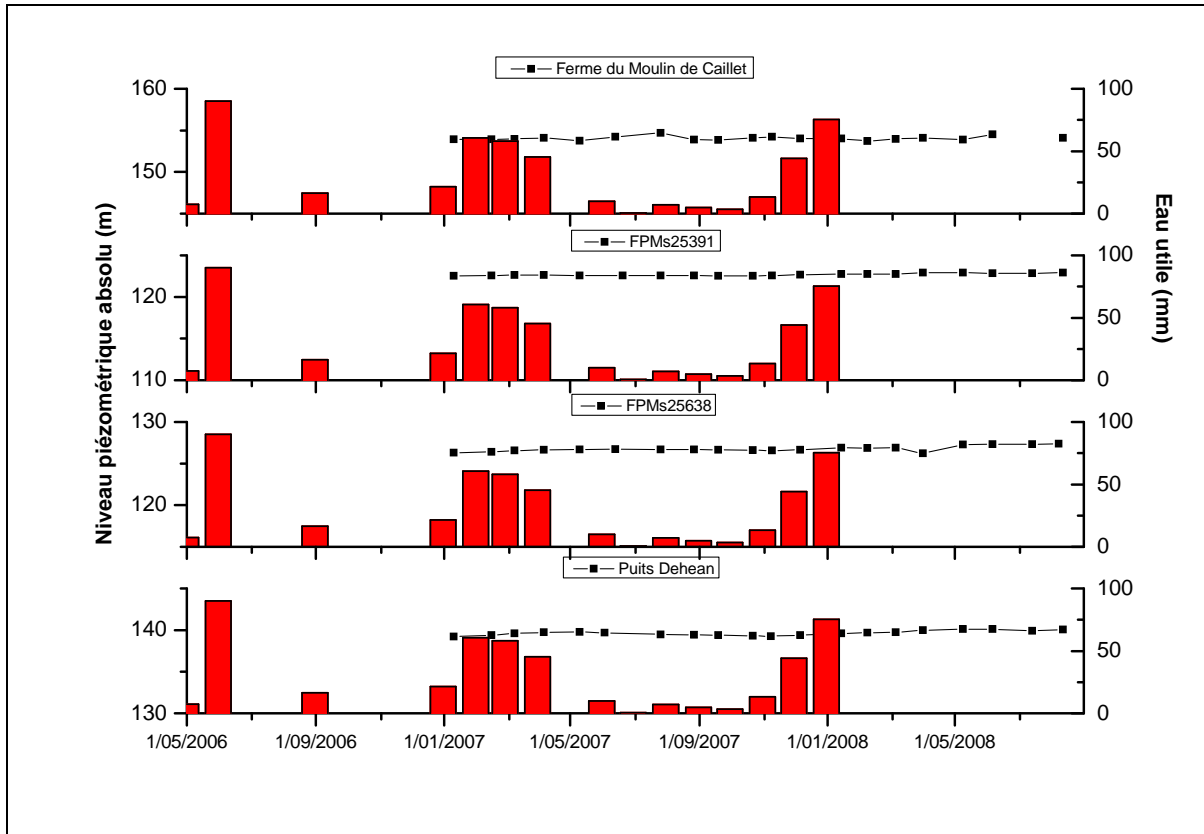


Figure 5.2-3 : Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère des calcaires carbonifères dans le bassin hydrogéologique du Piéton avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge) – zone sous couverture argilo-sableuse.

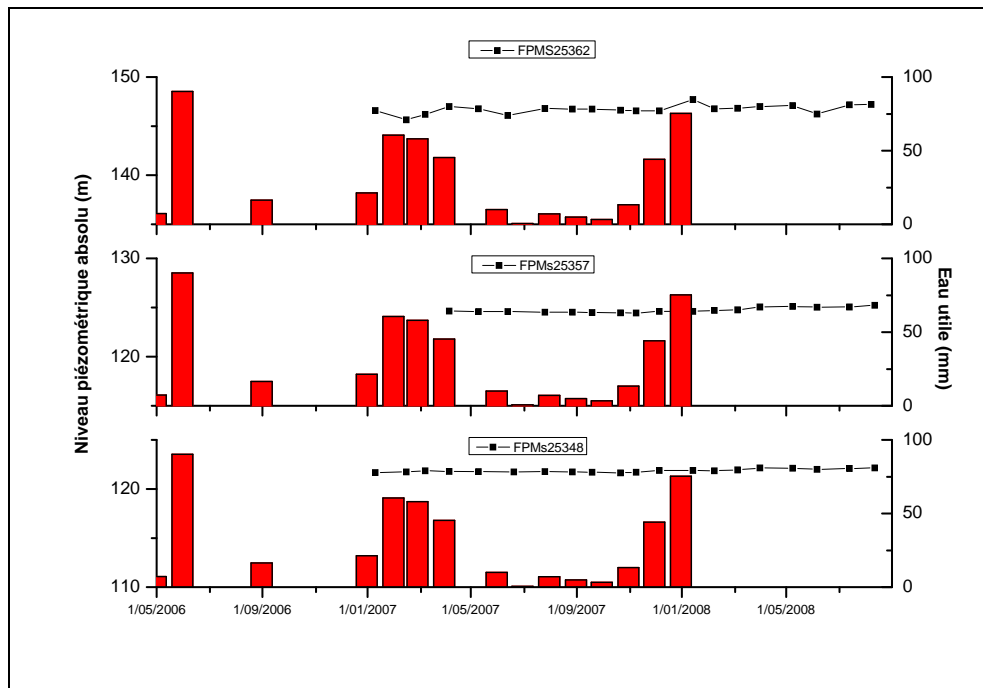


Figure 5.2-4: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique du Piéton avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/01/2006 au 01/01/2008 (en rouge) – zone sous couverture argilo-sableuse.

Dans la nappe libre des calcaires, on constate une bonne corrélation avec l'eau utile au puits « prairie » ainsi que des périodes de hautes et basses eaux plus marquées (fluctuations de 3m). Les fluctuations du puits « pont à Migneloux » sont moins importantes dû au fait de sa position en fond de vallée, proche d'un ruisseau (Figure 5.2-5).

L'ensemble de ces observations montre l'influence de l'aquifères des sables de l'Eocène dans la réalimentation de la nappe de l'aquifère des calcaires Dévono-carbonifère. En effet, la relation entre l'apport d'eau utile est nulle lorsque l'aquifère est captif et est marquée lorsque l'aquifère est libre.

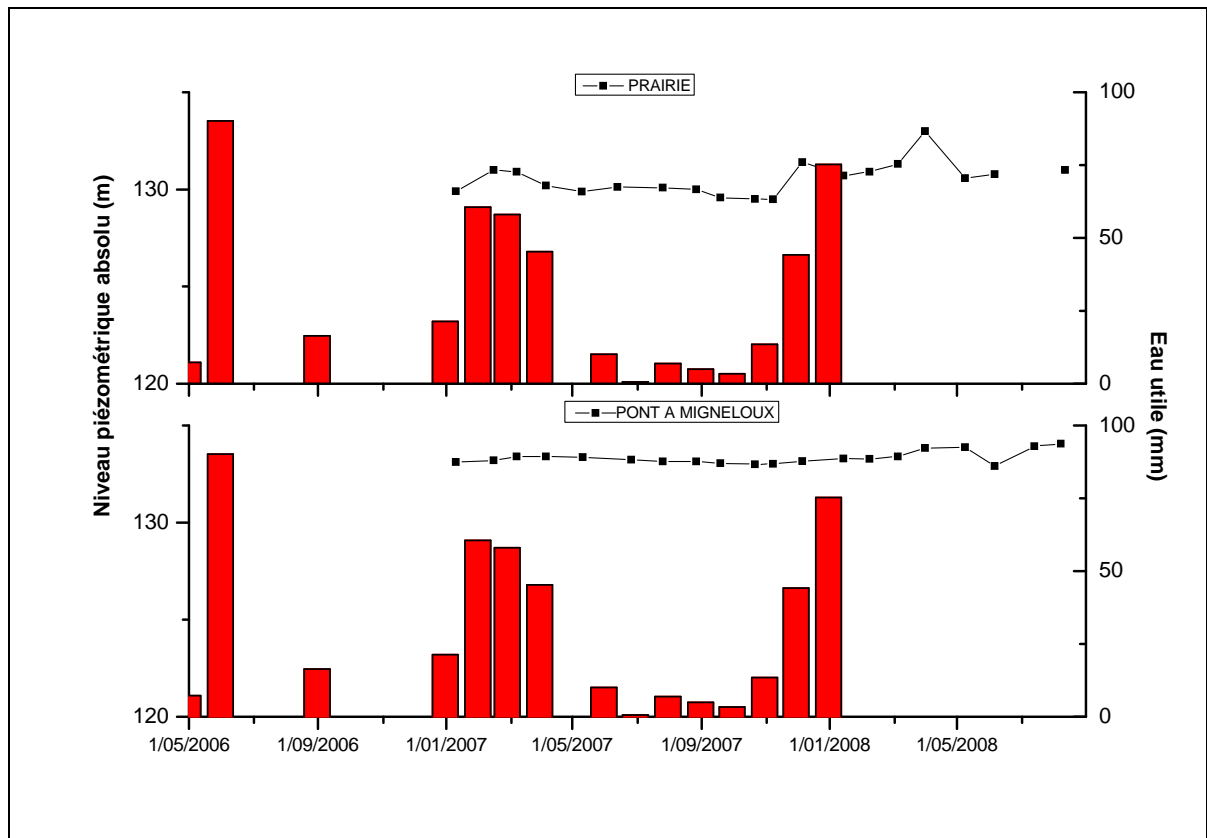


Figure 5.2-5: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique du Piéton avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge) – zone nappe libre des calcaires.

5.2.2 Bassin hydrogéologique de Wagnelée

Au centre de la partie Ouest de la masse d'eau, dans la région de Villers-Perwin, se trouve le bassin hydrogéologique de Wagnelée. L'existence de ce bassin hydrogéologique est due à la présence du champ captant de Villers-Perwin. Ce champ a été développé, par la S.W.D.E., au début des années 70 (3 puits en 1970 et 6 puits en 1971) pour sécuriser et satisfaire aux besoins en eau du grand Charleroi. A cette époque, l'Administration des Mines avait autorisé un prélèvement de 10.000 m³/jour pour l'ensemble des ouvrages de production, soit plus de 3.600.000 m³/an. Les statistiques de débits depuis 1980 montrent que ces volumes ont été atteints et parfois fortement dépassés même si la moyenne annuelle depuis 25 ans s'établit aux environs de 2.500.000 m³/an. En 2006, la production s'est élevée à 4 millions de m³ d'eau.

Le bassin hydrogéologique de Wagnelée compte 2 piézomètres retenus dans le réseau de caractérisation quantitatif. Le puits « FPMS25419 » et le « PZ11 Villers » sont implantés dans l'aquifère des calcaires Dévono-carbonifères, sous la nappe superficielle des sables de l'Eocène (Figure 5.2-6). Le puits « FPMS20364 » a été retiré du réseau car il était sujet à des infiltrations directes d'eau de pluie.

Les écoulements de la nappe dans ce bassin hydrogéologique sont fortement influencés par le champ captant de Villers-Perwin (captages VP repris en rouge sur la Figure 5.2-6). La cote y est de plus ou moins 130 mètres.

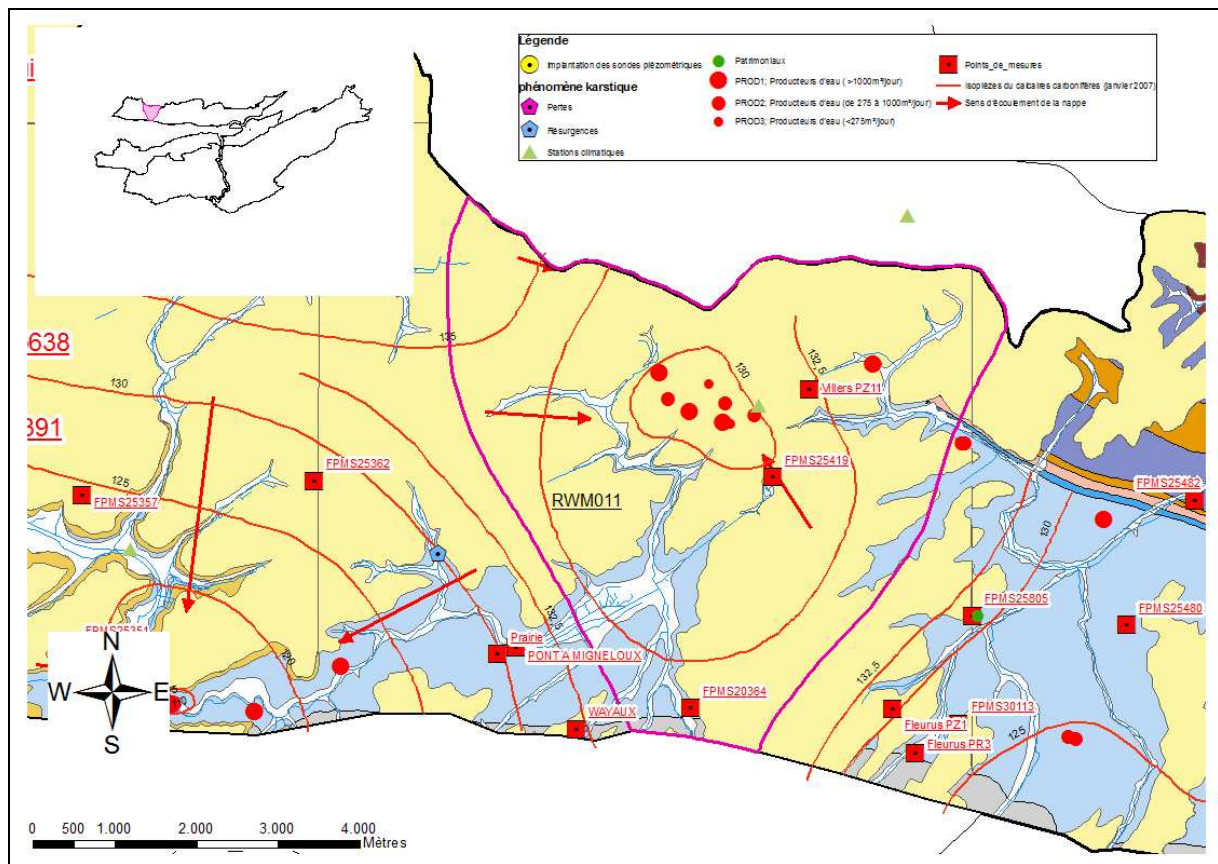


Figure 5.2-6: Localisation des piézomètres dans le bassin hydrogéologique de Wagnelée.

Les variations piézométriques sont similaires dans les 2 puits mesurés (Figure 5.2-7). Ni les variations saisonnières, ni l'influence de la pluviométrie n'apparaît sur le graphique. Outre le fait que ces piézomètres soient sous couverture, l'influence des captages de Villers Perwin doit être responsable de ces phénomènes, de même que les brutales variations enregistrées tel qu'en juin 2008.

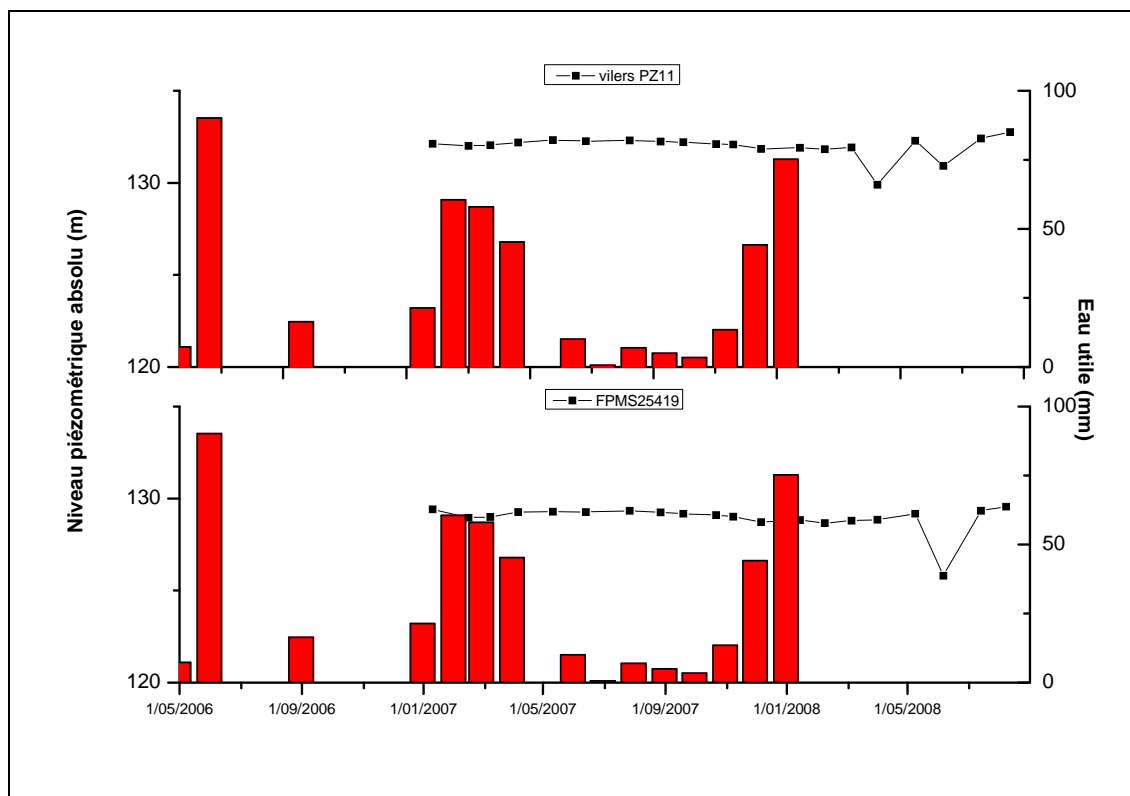


Figure 5.2-7: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique de Wagnelée avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge)

5.2.3 Bassin hydrogéologique de l'Orneau

Le bassin hydrogéologique de l'Orneau se compose principalement de la nappe des calcaires carbonifères et de la nappe des calcaires du Givetien. La nappe des sables s'est amoindrie de l'ouest à l'est de la RWM011 et a disparu dans ce bassin hydrogéologique. Les eaux souterraines sont drainées par l'Orneau.

Ce bassin compte 12 piézomètres du réseau quantitatif (Figure 5.2-8). Le puits « Ligny » est implantés dans l'aquifères des calcaires du givetien-frasnien, le « FPMs 20442 » appartient à l'aquiclude du Famennien-Frasnien et le « FPMS25469 » serait dans l'aquiclude à niveau aquifère du Houiller.

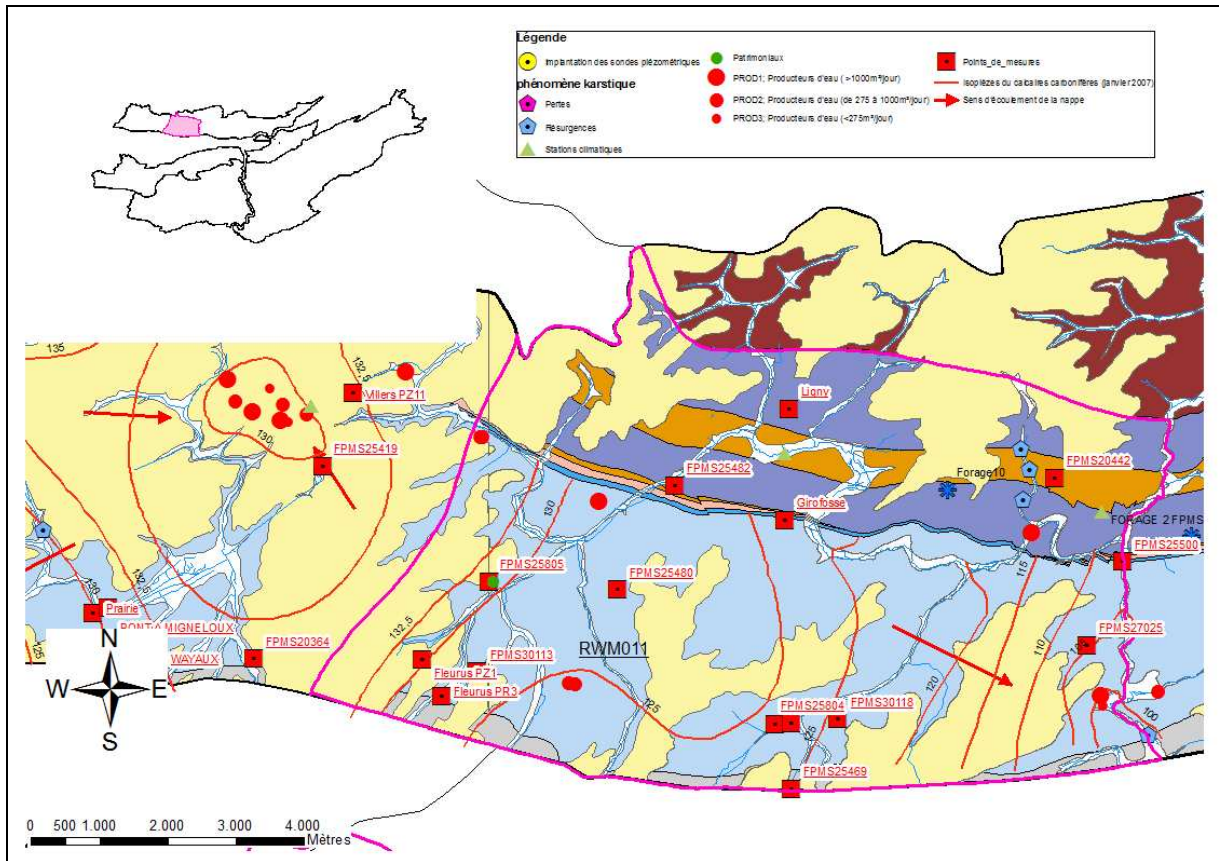


Figure 5.2-8: Localisation des piézomètres du bassin hydrogéologique de l'Orneau.

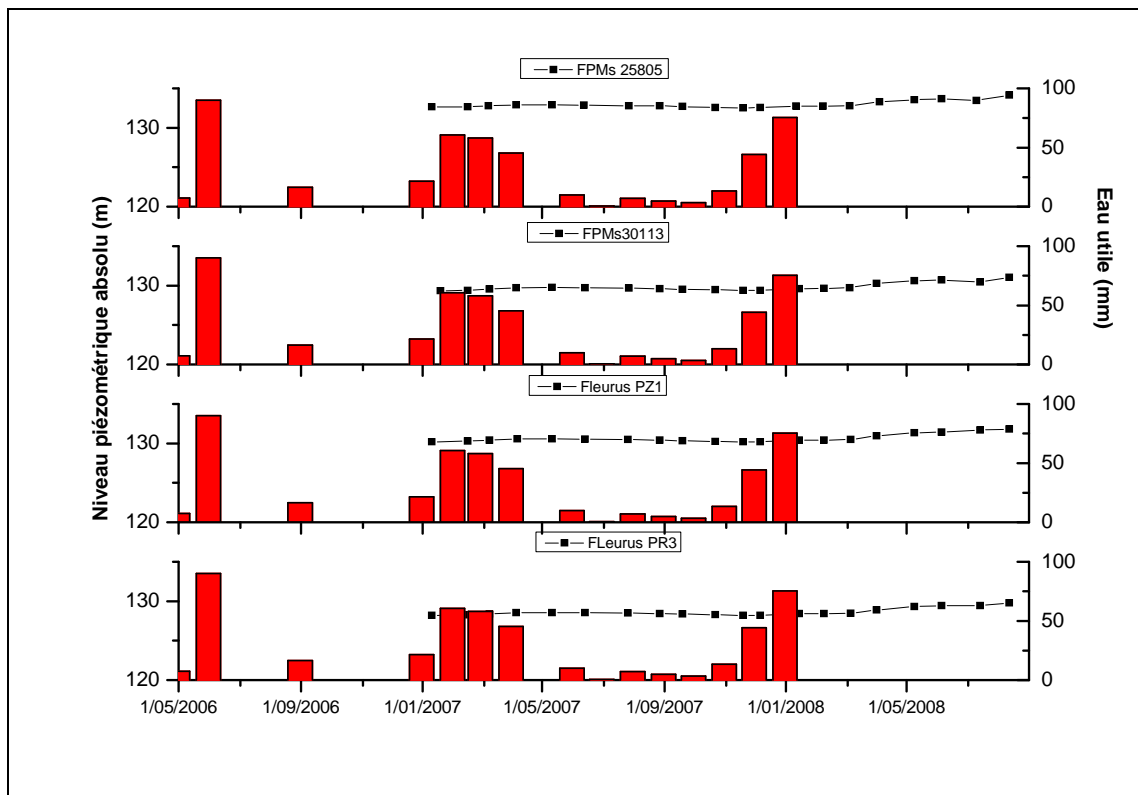


Figure 5.2-9: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique de l'Orneau avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge).

La Figure 5.2-10 montre des variations piézométriques similaires pour les piézomètres implantés dans les calcaires carbonifères. Les fluctuations sont de l'ordre de 2 mètres. Ces piézomètres enregistrent une variation saisonnière de hautes et basses eaux avec une tendance à la hausse jusqu'aux dernières mesures prises en septembre 2008. L'influence de l'eau utile se ressent apparemment avec un décalage d'approximativement deux mois sur la hauteur de la nappe.

La piézométrie (tracée en janvier 2007) indique un écoulement qui se fait vers l'Orneau, qui coule à la cote 100 mètres. Cette partie semble donc drainée vers l'Orneau et localement vers les captages de Fleurus. A noter que dans ce bassin, la plupart des cours d'eau sont perdants.

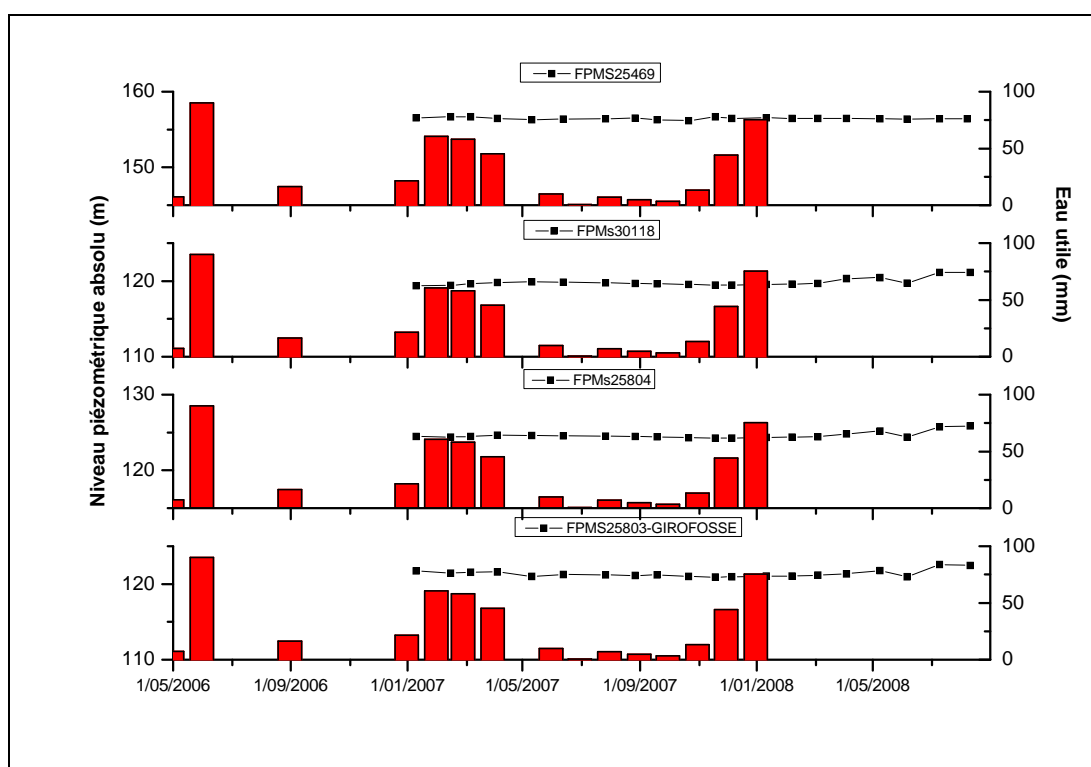


Figure 5.2-10 Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique de l'Orneau avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge).

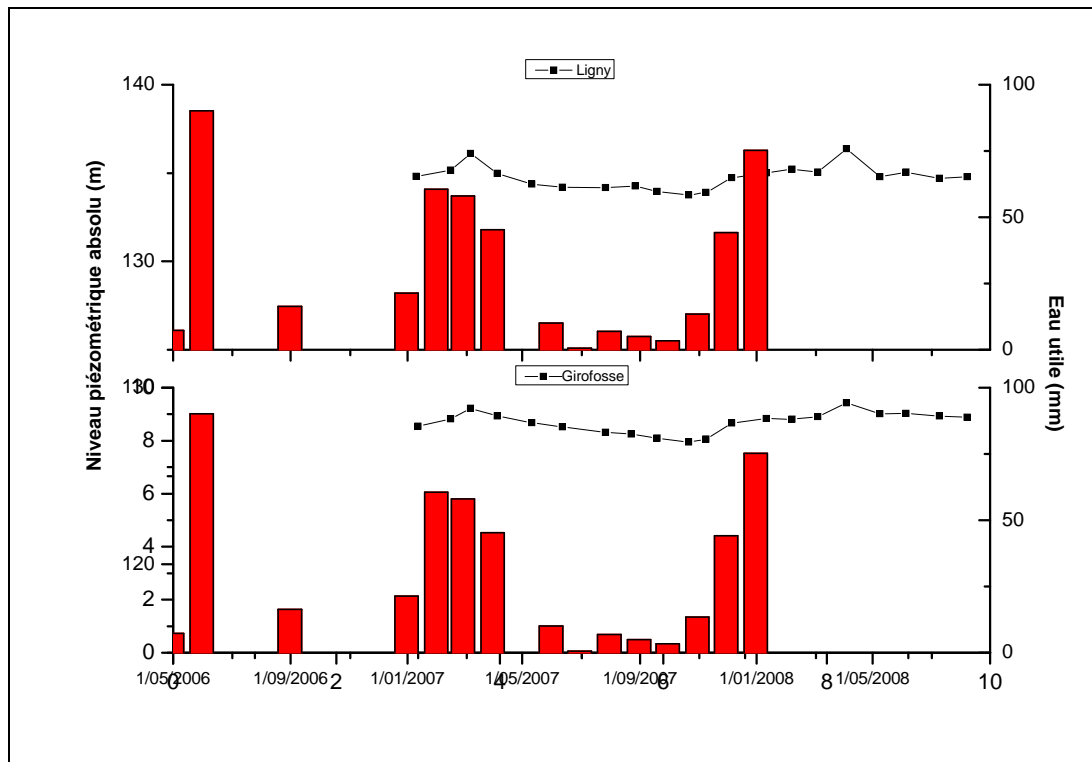


Figure 5.2-11 : Mise en relation des variations piézométriques de l'aquifère des calcaires du givetien –Frasnien dans le bassin hydrogéologique de l'Orneau avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge).

La Figure 5.2-11 présente les fluctuations piézométriques enregistrées pendant le courant de l'étude pour deux piézomètres implantés dans l'aquifère du Givetien –Frasnien. Les fluctuations enregistrées sont de l'ordre de 3 mètres et les variations saisonnières sont bien marquées. L'influence de la pluviométrie se ressent plus rapidement que sur l'aquifère des calcaires dévono-carbonifères. Le décalage, s'il y a, est d'un mois au plus.

Les fluctuations relatives au piézomètre « FPMS20442 » implanté dans l'aquiclude du Famennien-Frasnien sont présentées à la Figure 5.2-12. L'influence de l'eau utile se marquerait de janvier à mai 2007. Par contre, plus aucune corrélation n'est à remarquer depuis août 2007 et une légère tendance à la baisse, malgré l'apport en eau utile, est enregistrée depuis cette date. Une augmentation du pompage « occasionnel » dans ce puits est peut être à l'origine de ce phénomène.

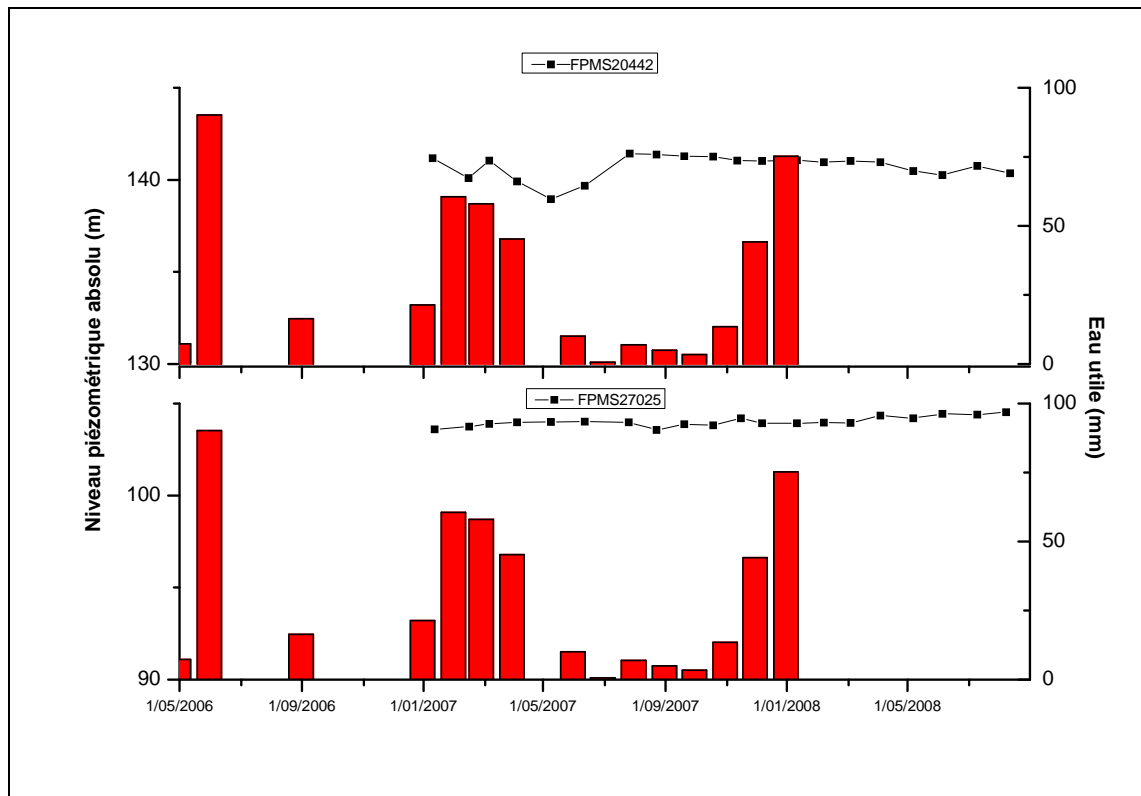


Figure 5.2-12: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrogéologique de l'Orneau avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge)

5.2.4 Bassin versant de l'Orneau

La zone considérée dans ce chapitre se situe dans la partie à l'Est de l'Orneau (Figure 5.2-13).

Cette zone compte 5 piézomètres faisant partie du réseau de caractérisation quantitatif. Les puits « FPMS25505 » et « PZ2-bossière » sont implantés dans l'aquifère des calcaires du Givetien, les puits « FPMS2703 » et « FPMS27036 » sont dans l'aquitard à niveaux aquiclude du socle cambro-silurien et le « FPMS25511 » est à la limite des calcaires du Carbonifère.

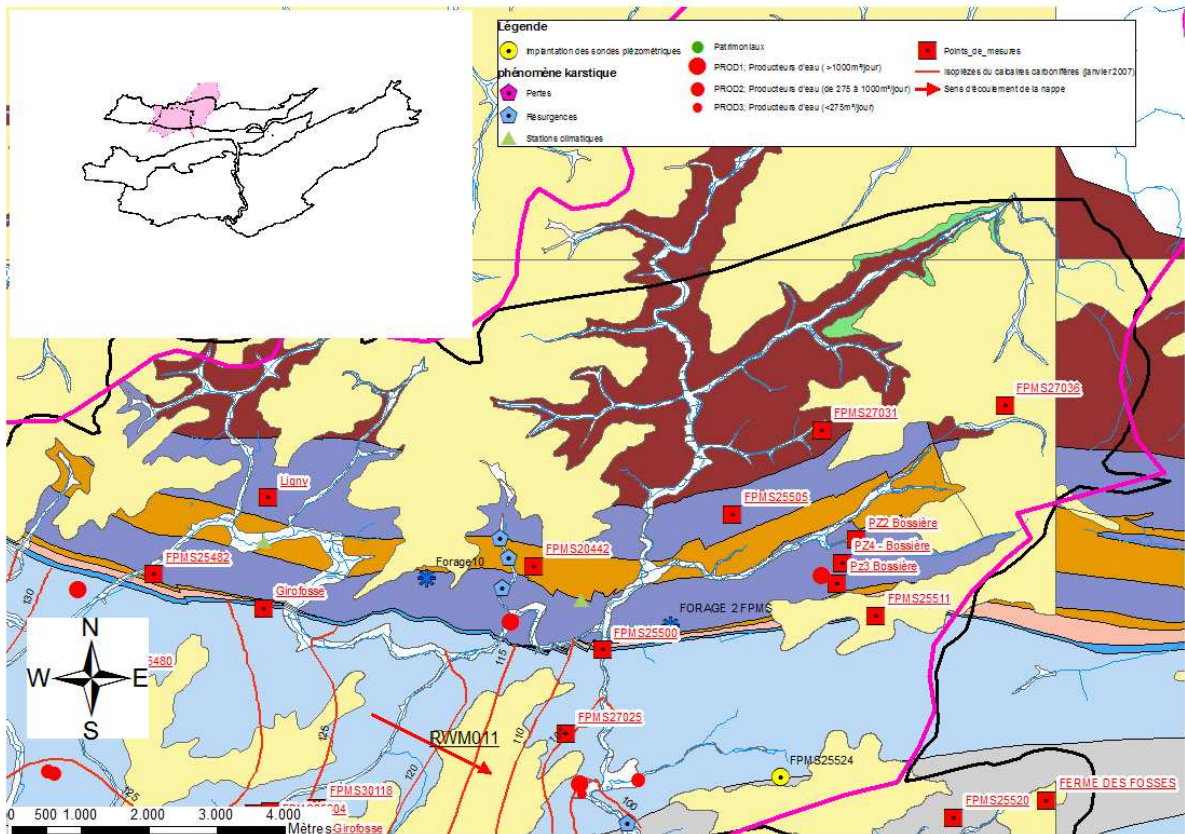


Figure 5.2-13 : Localisation des piézomètres du bassin versant de l'Orneau, à l'Est de l'Orneau.

Pour le « FPMS27031 », aucune fluctuation n'est enregistrée, ce qui amène à penser qu'il se trouve dans un endroit où la recharge en eau souterraine est très faible.

Les variations enregistrées au « PZ2 Bossière » sont chaotiques mais semble corrélées avec les valeurs d'eau utile excepté en janvier 2008, où l'on enregistre une baisse de niveau de la nappe alors que l'apport est important. L'influence de captage situé à 700 m est peut être à l'origine de ce phénomène.

Les profils des puits « FPMS25505 » et « FPMS25511 » présentent des fluctuations similaires et une corrélation (avec un décalage de 1 mois) par rapport à l'apport d'eau utile.

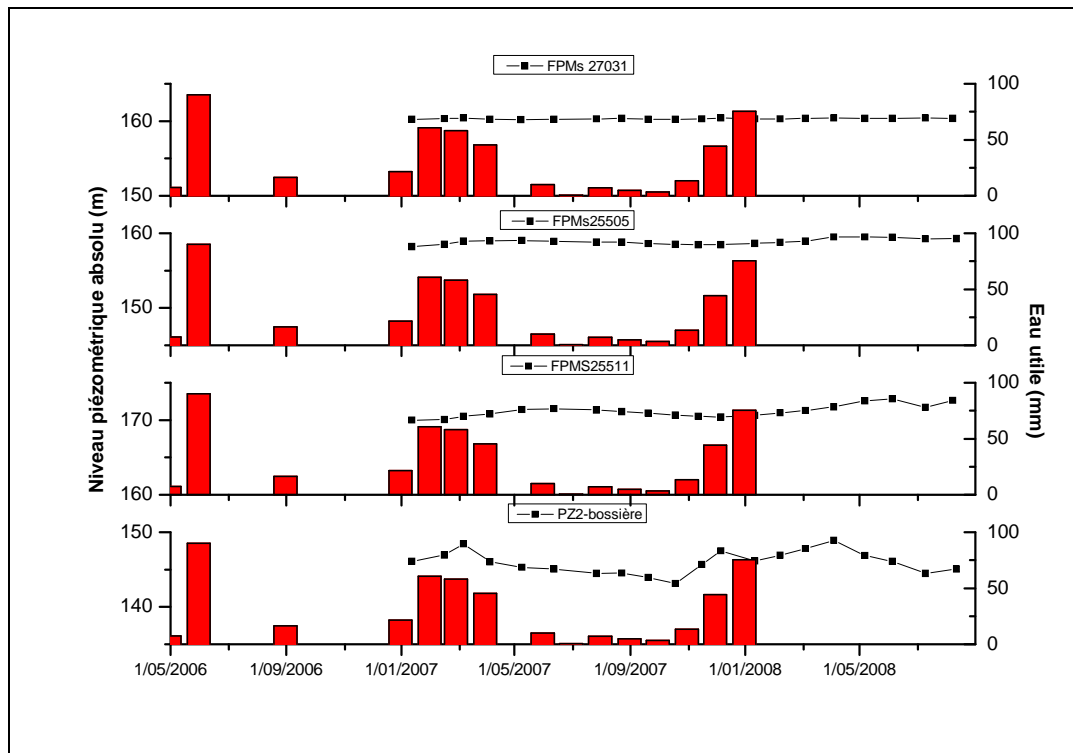


Figure 5.2-14: Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin hydrologique de l'Orneau, à l'est de l'Orneau, avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge)

5.2.5 Sondes de contrôle

Deux sondes de contrôle pour la partie ouest de la masse d'eau RWM011 ont été implantées pendant le projet, l'une (« FPMs 25841 ») était située sous la couverture argilo-sableuse à 155 m, en bordure ouest de la masse d'eau (Figure 5.2-15), l'autre (« FPMS25524 »), superficielle (5.45m) à la frontière entre l'aquiclude du houiller et l'aquifère des calcaires.

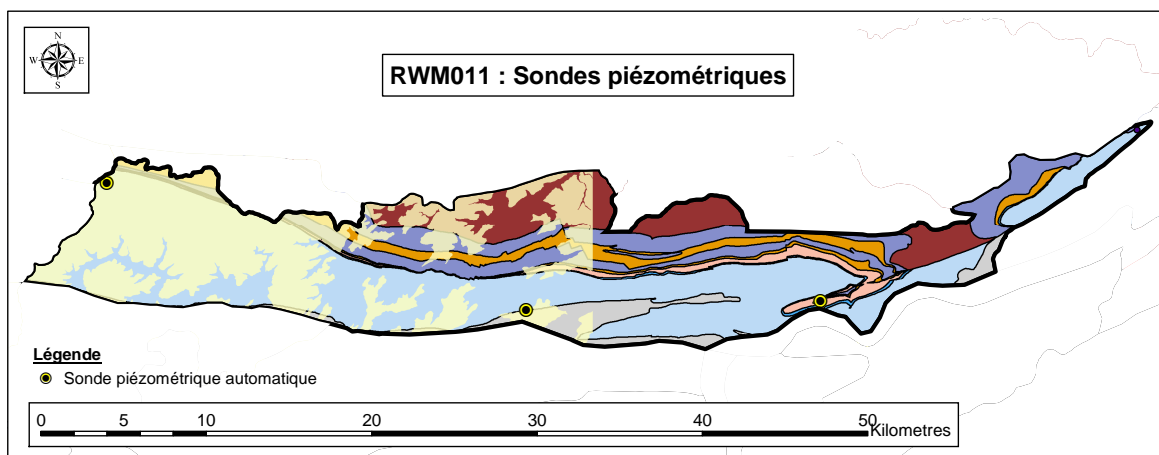


Figure 5.2-15 : Localisation des sondes piézométriques dans la masse d'eau RWM011.

Sous couverture, le peu de fluctuation rencontrée confirme l'importance de la nappe superficielle dans la réalimentation de la nappe du calcaire. L'infiltration s'effectue lentement, par drainance (« FPMs 25841 »).

Pour l'autre sonde (« FPMS25524 »), on peut remarquer une légère ondulation saisonnière mais pas de corrélation avec les valeurs de l'eau utile.

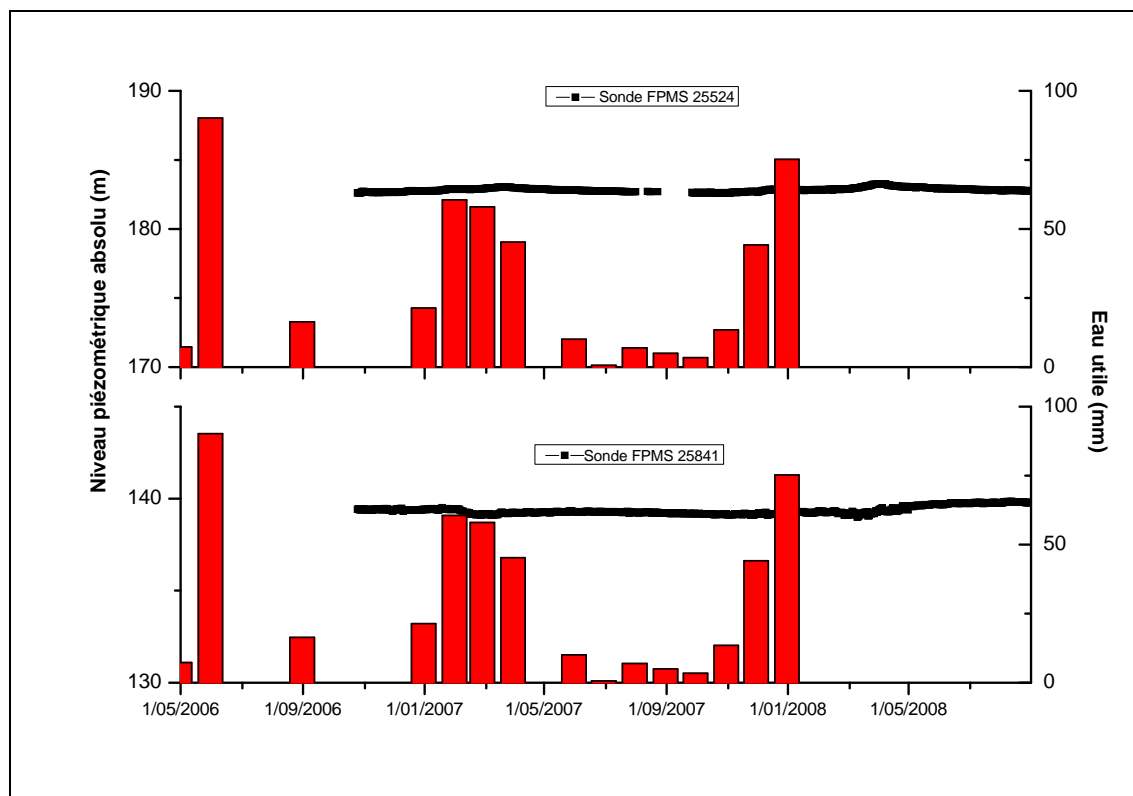


Figure 5.2-16: Mise en relation des variations piézométriques des sondes implantées dans la RWM011 avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/01/2008 (en rouge)

5.2.6 Bassin versant de la Gelbressée

Le bassin versant de la Gelbressée compte deux ouvrages ayant été repris dans le réseau de caractérisation quantitatif. Les deux puits, situés à un kilomètre l'un de l'autre, sont implantés dans les calcaires du Famennien, en tête de bassin (Figure 5.2-17). Suite au refus du propriétaire de laisser continuer les mesures mensuelles, le puits de la Ferme de Côme a remplacé celui de la Ferme de Bauloy dans le courant du mois de juin 2007.

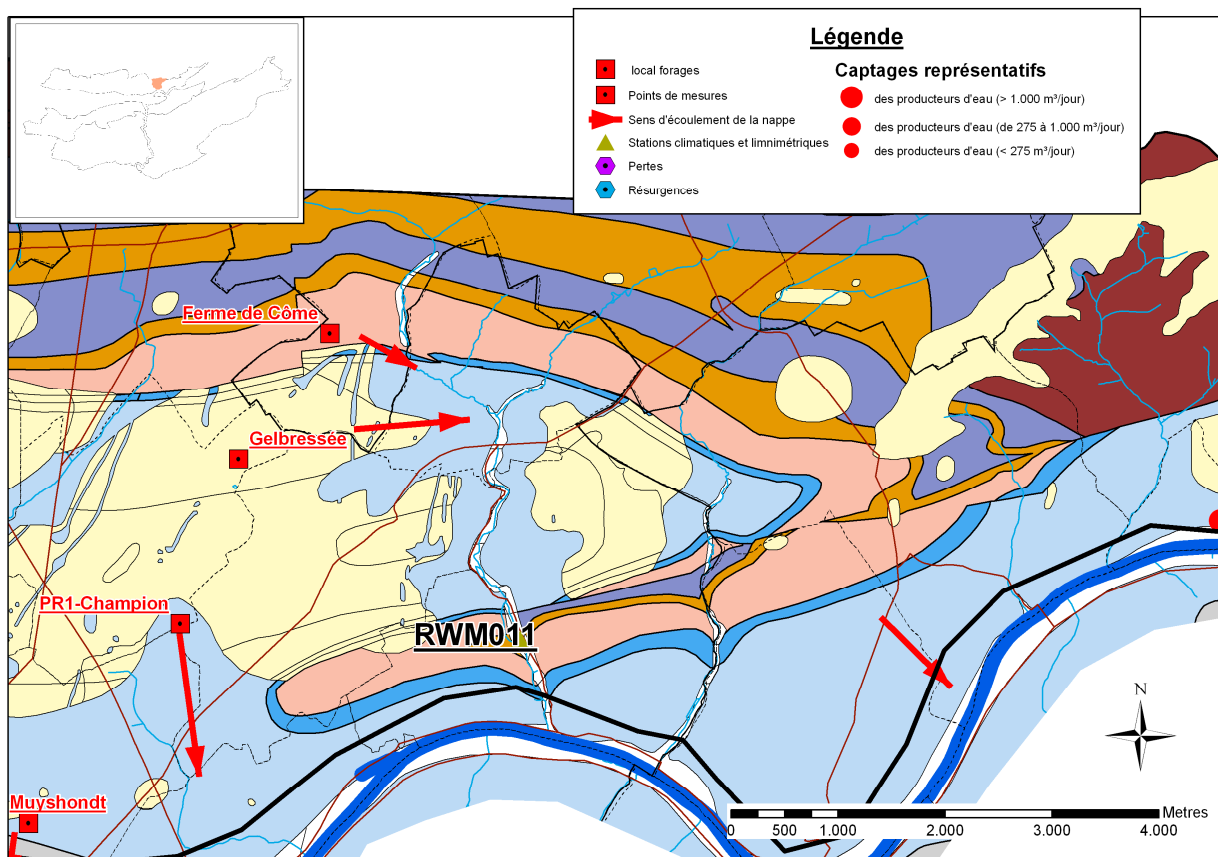


Figure 5.2-17. Localisation des piézomètres dans le bassin versant de la Gelbressée

La Figure 5.2-18 représente les variations piézométriques de la nappe aquifère en fonction de l'eau utile dans le bassin versant de la Meuse. Entre juillet 2007 et septembre 2008, l'amplitude maximale mesurée à la Ferme de Côme est de 3,5m. Les fluctuations piézométriques semblent bien corrélées avec les valeurs d'eau utile. Nous ne disposons actuellement pas de chroniques pour la partie calcaire du bassin versant. Le forage de Gelbressée-Marchovelette, réalisé dans le cadre de cette étude, devrait permettre de comparer le comportement de la nappe selon qu'elle se trouve dans les calcaires carbonifères ou les grès du Famennien.

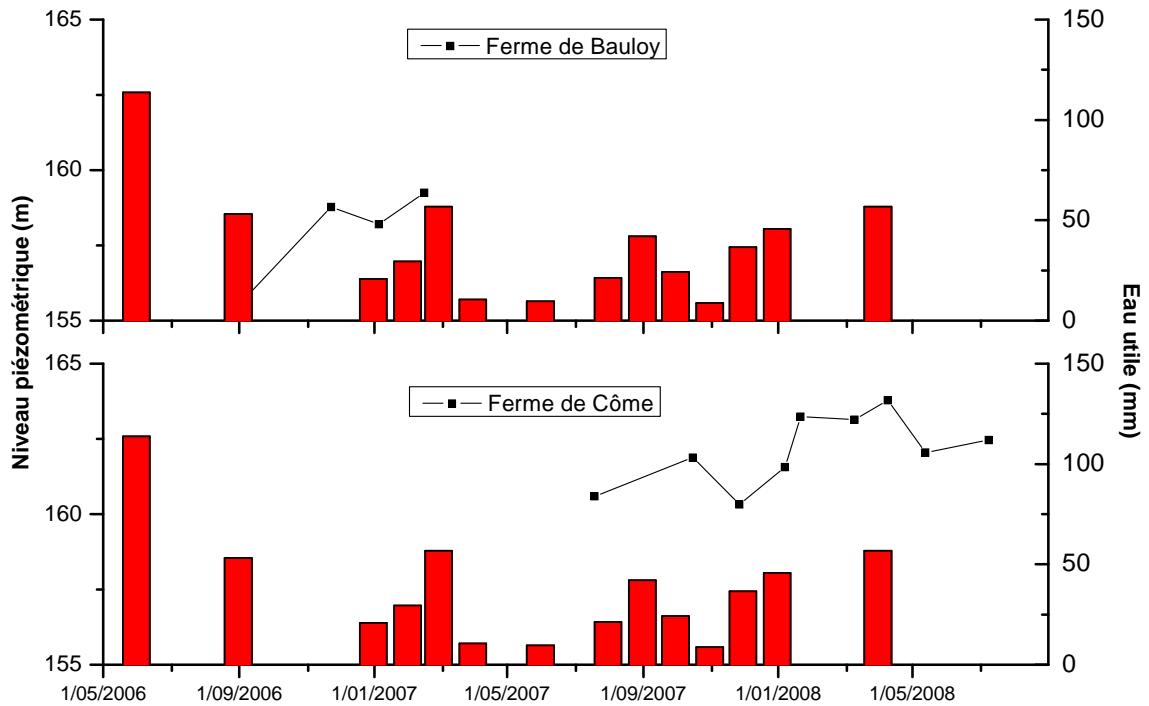


Figure 5.2-18. Mise en relation des variations piézométriques des nappes dans le bassin versant de la Gelbressée avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/04/2008 (en rouge).

5.2.7 Bassin du Houyoux

Le bassin versant du Houyoux compte quatre piézomètres retenus dans le réseau de caractérisation quantitative : les puits PZ5 Rhisnes, Falize 2 et Artet sont tous les trois implantés dans l'aquifère des calcaires carbonifères, non loin du captage de Rhisnes P2 (Figure 5.2-19), tandis que le puits Aidant est situé dans l'aquifère des calcaires du Frasnien, au nord des trois autres piézomètres.

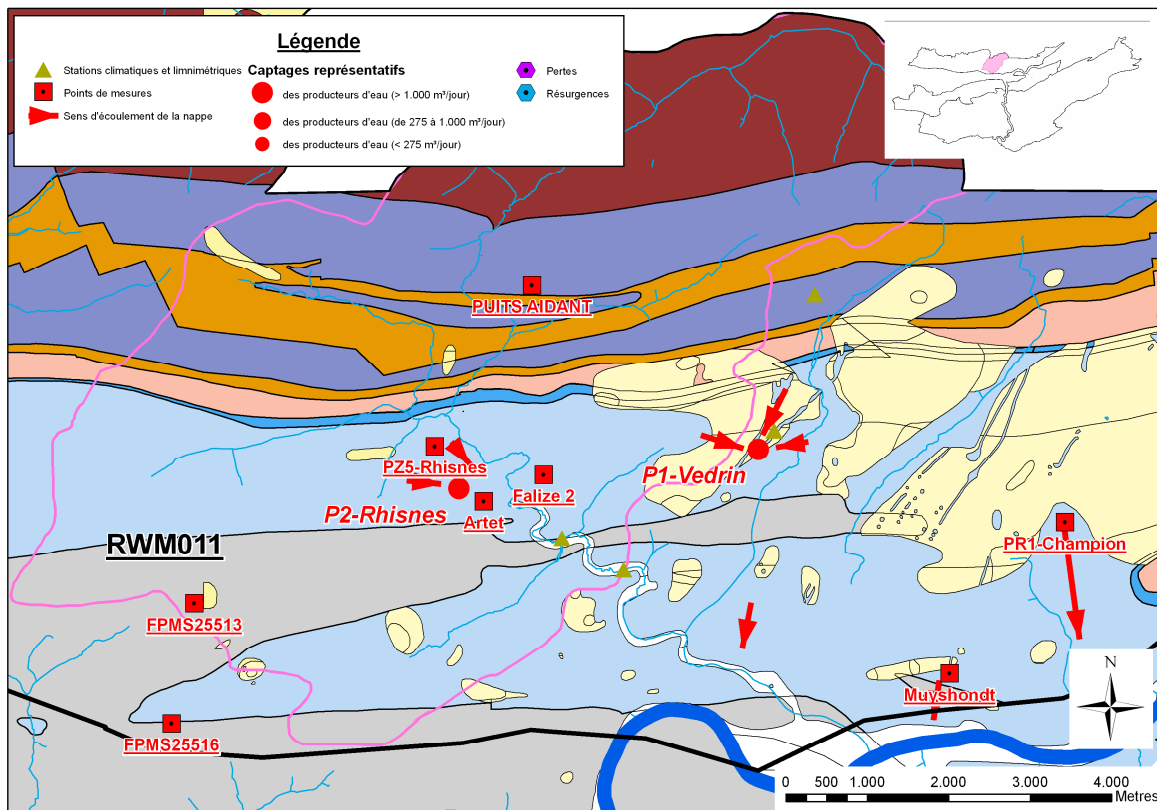


Figure 5.2-19. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du Houyoux

La Figure 5.2-20 représente les variations piézométriques des nappes en fonction de l'eau utile dans le bassin versant du Houyoux.

Les piézomètres Falize et PZ5 Rhisnes ont un comportement semblable : des fluctuations de faibles amplitudes, peu influencées par les valeurs d'eau utile, avec une augmentation progressive du niveau de la nappe jusqu'en juin, là où s'arrête la chronique. Cette observation nous laisse penser que la nappe est vraisemblablement sous l'influence du captage de Rhisnes P2. Le puits d'Artet, situé à quelques centaines de mètres seulement du captage, présente un profil plus chaotique, mais présente une meilleure corrélation avec les valeurs d'eau utile.

Le puits Aidant est équipé d'une sonde pressiométrique, ce qui nous a permis de faire suivi continu du niveau de la nappe. Les fluctuations sont du même ordre de grandeur que les autres piézomètres (entre 4 et 5 m maximum). On y observe une bonne corrélation avec l'eau utile, ainsi que des périodes de hautes et basses eaux bien marquées (contrairement à PZ5 et Falize 2).

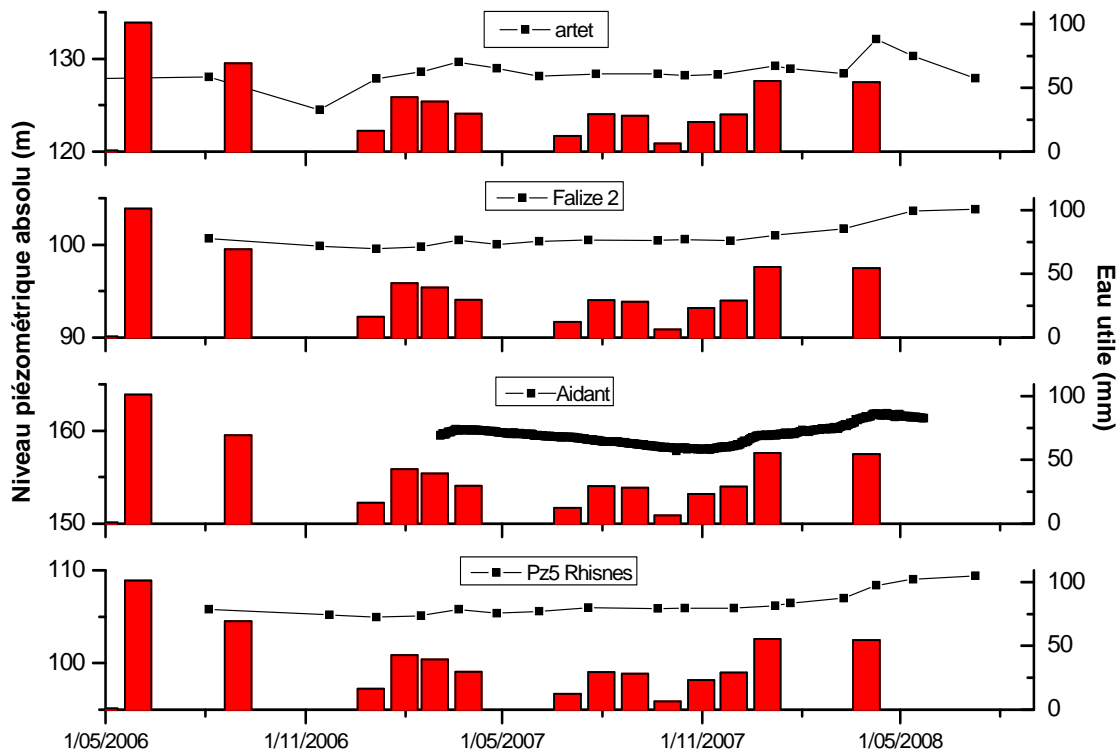


Figure 5.2-20. Mise en relation des variations piézométriques de la nappe aquifère dans le bassin versant du Houyoux avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/05/2006 au 01/04/2008 (en rouge).

5.2.8 Bassin direct de la Meuse

Cette partie du bassin de la Meuse, entre Andenne et Namur, compte cinq puits repris dans le réseau de caractérisation quantitatif. Les puits/piézomètres Muyshondt, Andenne Tramaka PR4, Andenne Dumont PR4 et Champion sont tous situés dans l'aquifère des calcaires carbonifères, tandis que le puits Brulées est implanté dans la zone d'altération des schistes et grès du houiller, une entité majoritairement aquiclude (Figure 5.2-21).

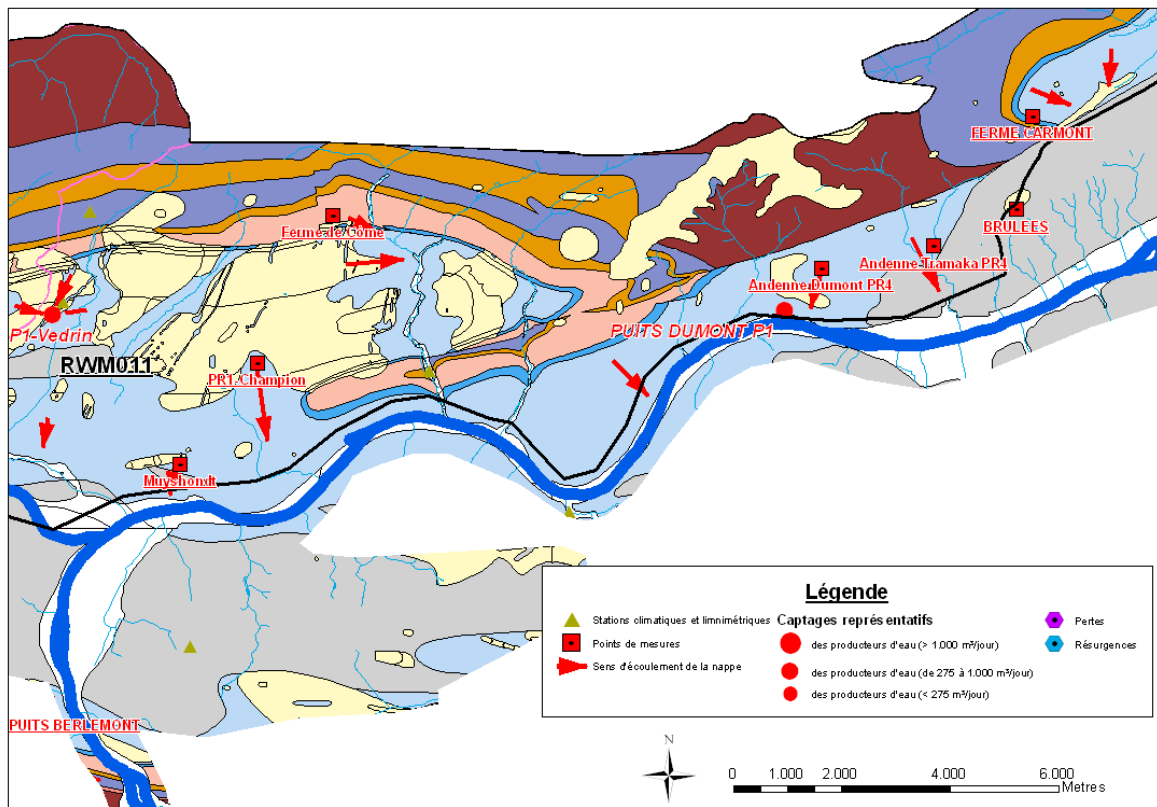


Figure 5.2-21. Localisation des piézomètres du bassin versant de la Meuse, entre Andenne et Namur.

La Figure 5.2-22 représente les variations piézométriques des nappes aquifères en fonction de l'eau utile dans le bassin versant direct de la Meuse.

Andenne-Dumont PR4 affiche une chronique très stable en terme de fluctuations. La cote piézométrique, proche de 80m, est égale à l'altitude de la Meuse, indiquant de fait le très faible gradient hydraulique de la nappe à cet endroit. A titre de comparaison, le puits Muysshondt, pourtant situé à une altitude identique (180m) et à une distance équivalente de la Meuse (700m), affiche une cote piézométrique moyenne beaucoup plus élevée (autour de 170m). Cette différence peut probablement être attribuée à la bande schisteuse, situé en aval du puits Muysshondt. Celui ci jouerait le rôle d'un seuil hydrogéologique, ayant pour effet d'augmenter le gradient hydraulique de la nappe vers la Meuse.

Le piézomètre Champion PR1 affiche un comportement semblable à celui du puits Muysshondt. Situé plus en amont du bassin, les fluctuations sont légèrement plus élevées, mais semblent subir un retard important (2 à 3 mois) par rapport aux pics d'eau utile.

Enfin le puits Brulées, situé dans le manteau d'altération des schistes houillers, semble complètement déconnecté de tout régime hydrologique (absence de période basses eaux/hautes eaux,

absence de corrélations avec l'eau utile et la pluviométrie). On en déduit que l'infiltration, et par conséquent la recharge en eau de la nappe à cet endroit y est très faible.

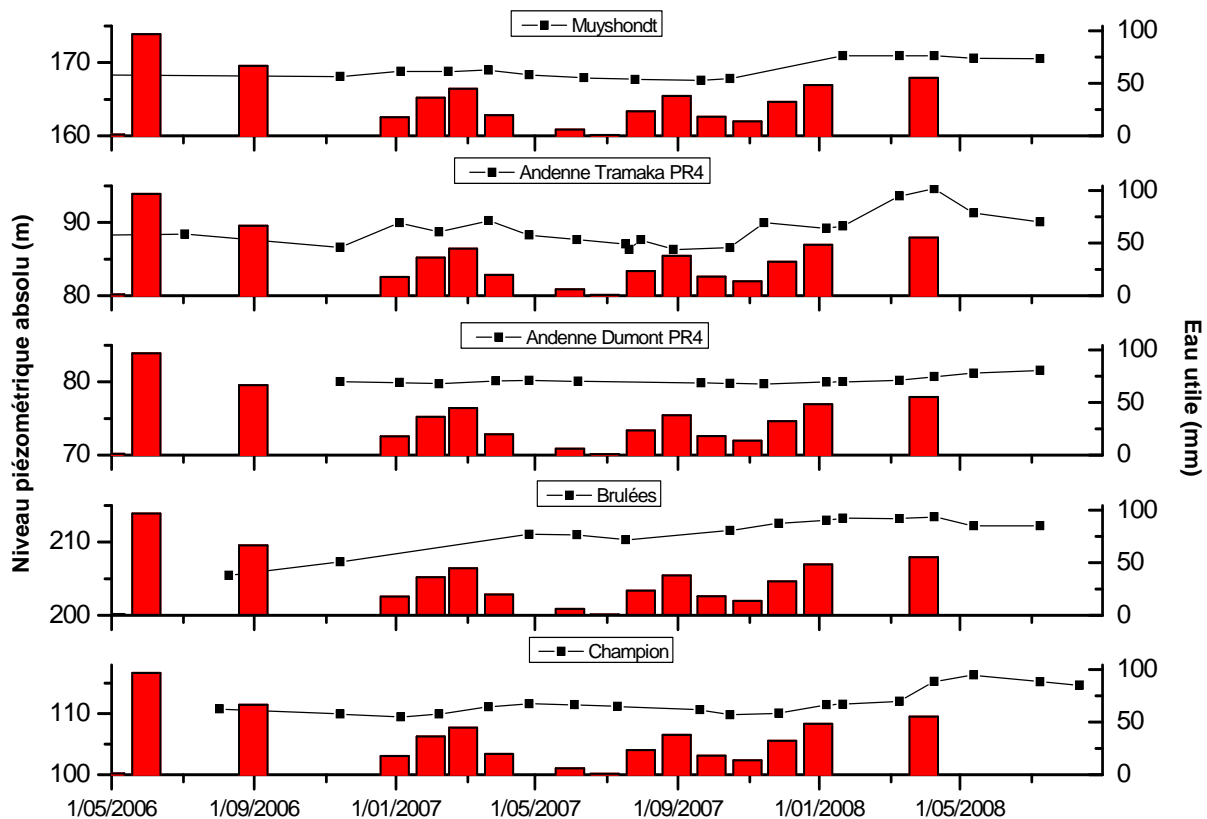


Figure 5.2-22. Mise en relation des variations piézométriques des nappes dans le bassin versant de la Meuse entre Andenne et Namur avec l'eau utile mensuelle calculée du 01/01/2006 au 01/04/2008 (en rouge).

5.2.9 Bassin de la Mehaigne

Le bassin de la Mehaigne est constitué dans sa partie aval d'un synclinal calcaire du Carbonifère recoupé par une faille le mettant en contact avec des formations schisto-gréseuses du Houiller. Seule cette partie aval est comprise dans les limites de la masse d'eau souterraine RWM011. Quatre piézomètres sont implantés dans cette structure calcaire : FERME CARMONT, PR1, PR2 et PR3 – VILLERS-LE-BOUILLET.

L'écoulement de la nappe dans le synclinal calcaire est dirigé vers la Méhaigne qui constitue l'exutoire naturel de la nappe. À l'extrémité Sud-Ouest du synclinal, une ancienne galerie minière d'exhaure draine la nappe vers la Meuse. Les cours d'eau secondaire présent sur le synclinal sont perdants par rapport à la nappe.

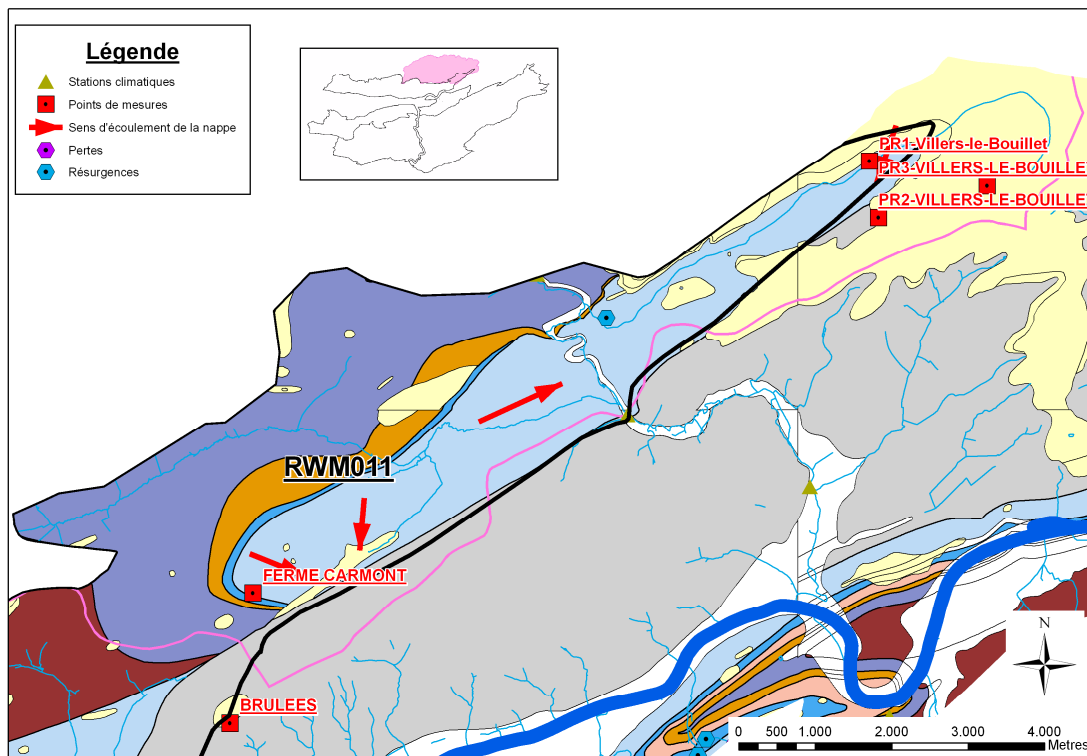
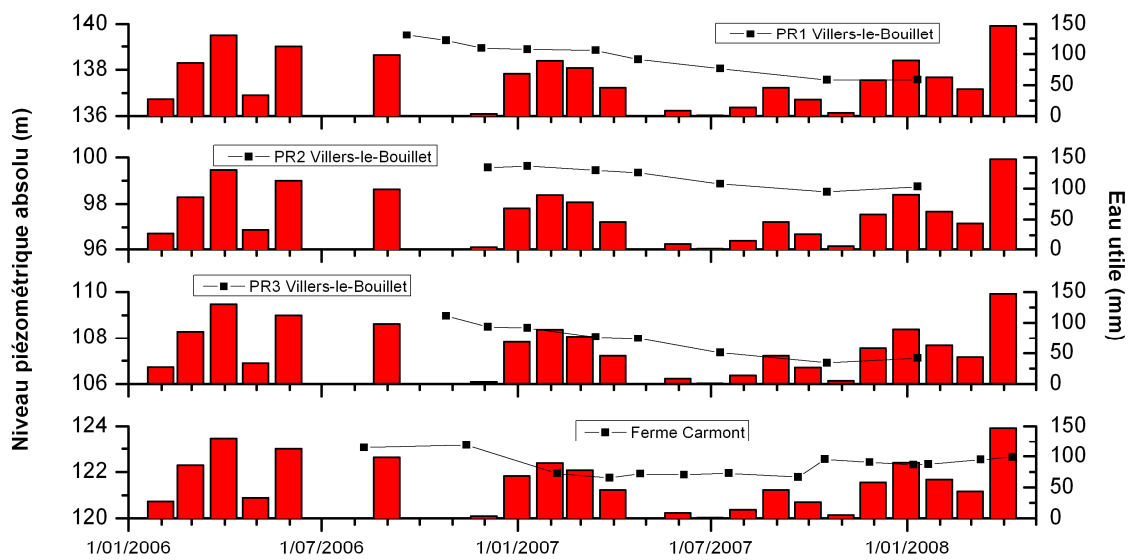


Figure 5.2-23 : Localisation des piézomètres de l'extrémité aval du bassin de la Meuse

Le piézomètre « FERME CARMONT » est situé en rive droite de la Meuse. Il montre des fluctuations du niveau de la nappe de 2 mètres d'amplitude entre hautes et basses eaux. Ces fluctuations ne semblent pas liées aux périodes de recharge.

Les trois ouvrages aux alentours de Villers-le-Bouillet, en rive gauche de la Meuse, présentent des niveaux piézométriques dont la décroissance continue interpelle. En effet cette baisse de niveau atteint jusqu'à 2 mètres sur une période d'un an. De plus, le niveau de la nappe semble ne remonter que très légèrement malgré d'abondantes précipitations utiles. Une telle situation mériterait des investigations plus poussées sur une période plus longue afin de déterminer les causes de la chute du niveau piézométrique.



5.3 Comportement hydrodynamique de l'aquifère

Le principal objectif de cette partie du rapport est de présenter le fonctionnement hydrodynamique de la masse d'eau souterraine RWM011. Dans les parties précédentes, les sens d'écoulements et la réactivité de nappes ont été déterminés localement grâce, notamment, à l'interprétation des profils piézométriques. Ce chapitre a pour but de décrire les principaux flux d'eau souterraine mis en évidence afin de présenter un modèle simplifié de l'hydrodynamique globale de la masse d'eau. La Figure 5.3-2 reprend les sens d'écoulements principaux identifiés au sein de la masse d'eau.

Le sous-sol de cette zone correspond principalement au flanc Nord d'un grand synclinal calcaire carbonifère orienté Ouest-Est. Au Nord de cette zone, se succèdent en fines bandes orientées Ouest-Est l'aquifère des grès du Famennien, l'aquiclude du Famennien-Frasnien, et l'aquifère des calcaires du Givetien-Frasnien. A l'extrême Nord de la Masse d'eau, apparaît le socle cambro-silurien aquitard. La masse d'eau a la particularité d'être recouverte (surtout dans sa partie Ouest) par des terrains de couverture.

Tous les cours d'eau prennent leur source au Nord de la Masse d'eau dans les terrains aquitards du socle cambro-silurien ou dans les sables de couverture éocènes (à l'Ouest). Ils s'écoulent du Nord au Sud vers la Sambre à l'Ouest de la masse d'eau, vers l'Orneau dans la partie centrale et vers la Meuse à l'Est. Dans les zones recouvertes par les sables éocènes, les cours d'eau drainent la nappe des sables, qui est perchée par rapport à la nappe des calcaires carbonifères sous-jacents.

L'aquifère des calcaires carbonifères, dans sa partie Ouest est relativement bien fourni en informations piézométriques. Un inventaire de mesures piézométriques (115 ouvrages) réalisé en janvier 2007 a permis de tracer les isopièzes de la nappe de l'aquifère des calcaires carbonifères. Il est alors possible de dessiner les écoulements globaux dans cette partie de la masse d'eau (Figure 5.3-2). Dans la partie la plus à l'Ouest, les écoulements se font vers le Sud, vers le canal du centre dont le bief est à la cote de 121 mètres. Au centre de la partie Ouest, la nappe est déprimée par le champ captant de Villers-Perwin. La cote y est de plus ou moins 130 mètres. Plus vers l'Est, la piézométrie indique un écoulement orienté Ouest-Est vers l'Orneau, qui coule à la cote 100 mètres. Cette partie semble donc drainée vers l'Orneau. Contrairement à sa partie occidentale, il n'a pas été possible de dessiner des courbes piézométriques pour la zone orientale de la masse d'eau RWM011, la densité des mesures piézométriques ponctuelles y étant trop faible. La Meuse impose le niveau piézométrique de base, les écoulements sont globalement dirigés vers le fleuve. Les schistes houillers viennent quelque peu perturber la direction d'écoulement là où ils affleurent.

La couverture sableuse située à l'Ouest de la masse d'eau influence la dynamique de l'aquifère sous-jacent (majoritairement, les calcaires carbonifères). L'analyse des variations piézométriques des ouvrages implantés dans cette zone ont montré très peu de fluctuations de la nappe (moins de un mètre). Le transfert d'eau entre l'aquifère de couverture et l'aquifère des calcaires s'effectue par drainance continue « per descencum », les variations d'apport en eau utile ne se marquent pas.

Grâce aux isopièzes il est possible de mieux cerner l'influence du champ captant de Villers-Perwin. Avant la présence de la prise d'eau, dans cette partie de la masse d'eau, il n'y avait que deux bassins hydrogéologiques (bassin de l'Orneau et bassin du Pieton) limités par les crêtes topographiques. Le cône de rabattement engendré par les captages de Villers-Perwin est bien visible à la Figure 5.2-6, et a pour effet de créer un bassin hydrogéologique « induit ». Les limites hydrogéologiques de ce bassin (bassin de Wagnelée) ne correspondent plus à des limites hydrographiques.

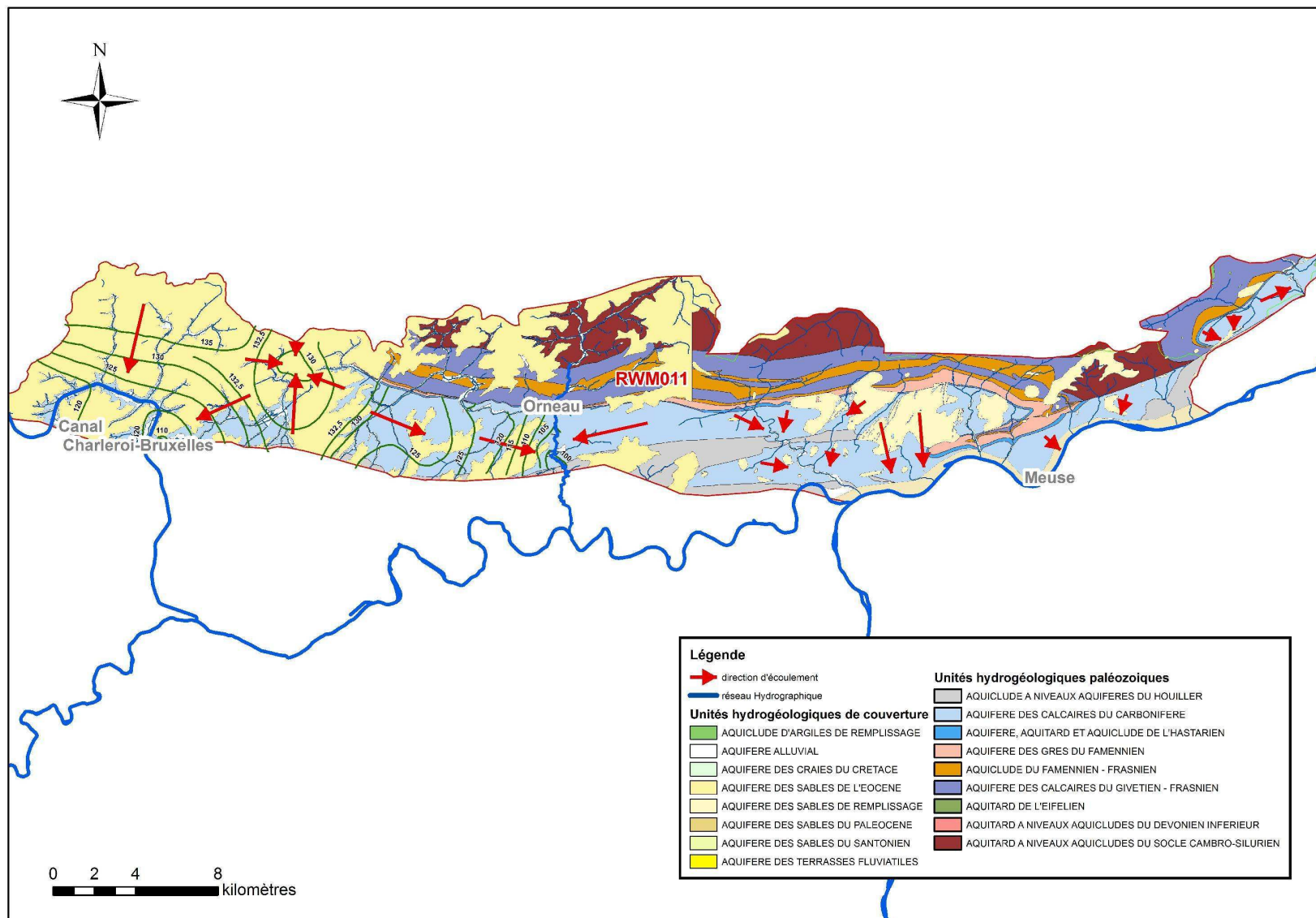


Figure 5.3-2. Principales directions d'écoulement dans la RWM011

6 Conclusions

La masse d'eau RWM011 est une entité constituée d'une succession de formations géologiques hétérogènes (calcaires, grès, shales) générant une juxtaposition d'aquifères, d'aquitards et d'aquicludes. Le contexte géologique et structural, montre une continuité de ces unités d'orientation Ouest-Est. Elles sont drainées par 3 vallées majeures. D'Ouest en Est il s'agit du canal Charleroi-Bruxelles (orienté Ouest-Est) qui suit le Piéton, de l'Orneau (orienté Nord-Sud) et de la Meuse (orienté SO-NE). De nombreux affluents viennent s'y déverser. Ils consistent un réseau hydrographique dense, d'orientation Nord-Sud.

Pour rappel, le présent livrable D3.12 relatif à la masse d'eau RWM011, reprend les résultats et interprétations des mesures expérimentales réalisées dans le cadre du projet Synclin'EAU afin de d'estimer les ressources et de préciser les caractéristiques hydrauliques de la masses d'eau. Ces mesures ont consisté en :

- La collecte de données météorologiques (précipitations, températures) auprès de l'IRM et du SETHY ;
- La collecte de données relatives aux débits de différents cours d'eau mesurés au droit de 13 stations de jaugeage gérées par le SETHY ou la DGRNE ;
- Un inventaire des données hydrogéologiques compilées dans la banque de données BD-Hydro.
- La mise en place et la gestion durant deux ans de 28 stations de jaugeage localisées dans la RWM021, au droit de seuils hydrogéologiques ;
- Le suivi piézométrique, durant deux ans, des aquifères à partir d'un réseau de 141 piézomètres ;

Les données récoltées ont permis :

- De calculer l'eau utile selon un pas de temps mensuel, selon la méthode modifiée de Thornthwaite, à l'aide du logiciel « WaterBudget » développé par le département ArGEnCo de l'ULg;
- de calculer 13 bilans hydrogéologiques dits « historiques » sur des périodes s'étalant de 5 à 38 ans ;
- de calculer 28 bilans hydrogéologiques s'étendant sur une à deux années hydrogéologiques et ce pour des bassins versants caractéristiques de la masse d'eau ;
- d'estimer, par différentes méthodes, les débits de base de rivières caractéristiques ;
- Préciser l'amplitude et la dynamique des fluctuations piézométriques saisonnières de la masse d'eau ;
- d'évaluer, par une approche mathématique à confirmer expérimentalement, le coefficient d'infiltration des différentes unités hydrogéologiques ;
- de définir les grands principes du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de la masse d'eau souterraine RWM021.

6.1 Bilans hydrogéologiques

Le calcul de bilans hydrogéologiques sur les bassins hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM011 a permis de caractériser les quantités d'eau en jeu dans leurs cycles hydriques.

Les précipitations annuelles sur l'ensemble de la masse d'eau RWM011 varient entre 550 et 1050 mm entre 1970 et 2008. L'évapotranspiration est le terme le plus important du bilan car elle retourne près de 70% de l'eau à l'atmosphère, laissant au bassin 30% pour le ruissellement et l'infiltration (« eau utile »). L'écoulement total, qui comprend le ruissellement et l'écoulement de base, représente, selon la nature plus ou moins perméable du substratum, de l'occupation du sol, de la géomorphologie, ... 17 à 30% des précipitations annuelles.

Les bilans, calculés sur base d'années calendaires et sans tenir compte des variations de réserve des aquifères, montrent des termes de fermeture positifs (déficit d'écoulement à l'exutoire du bassin) durant les années présentant de grande quantité d'eau utile, à l'inverse, les périodes de faibles quantités d'eau utile montre des termes de fermeture négatifs (excès d'écoulement à l'exutoire du bassin). Ces observations montrent très clairement l'importance que jouent les aquifères en terme d'amortissement des précipitations : stockage les années pluvieuses, déstockage les années plus sèches, garantissant d'une part un débit de base minimal et d'autre part un amortissement des crues.

Si une bonne gestion des ressources en eau doit avant tout se faire sur base pluri-annuelle, il n'en demeure pas moins que l'estimation des variations annuelles de la réserve des aquifères est un facteur qui doit systématiquement être intégré dans cette gestion. Le calcul de ces variations de réserve se fait principalement à partir du calcul de l'écoulement de base, d'où la nécessité de la mise en place de stations de jaugeage sur les principaux cours d'eau, au niveau des seuils hydrogéologiques. Un suivi piézométrique est également nécessaire.

6.2 Estimation des ressources renouvelables

Une méthode « exploratrice » visant à estimer les ressources renouvelables de la masse d'eau a été développée dans le cadre du projet Synclin'EAU. A partir de données acquises lors de l'étude des bilans, la méthode tente d'établir des coefficients d'infiltration globaux propres aux unités hydrogéologiques pour l'ensemble de la masse d'eau. Ces coefficients d'infiltration sont ensuite utilisés pour estimer les ressources renouvelables à l'échelle de la masse d'eau.

Les difficultés rencontrées lors de la mise en œuvre de cette approche indiquent l'inhomogénéité des coefficients d'infiltration à l'échelle de la masse d'eau, d'autres facteurs que le substratum conditionnant l'infiltration, par exemple la topographie ou l'occupation du sol. De ce fait

l'application de la méthode reste affectée par une incertitude importante, l'estimation fournie étant accompagnée d'une marge d'imprécision assez importante (un intervalle d'incertitude de 37% autour de l'estimation a été défini). Pour la masse d'eau RWM011, l'estimation des ressources renouvelables est de 84 (+/- 31) millions de m³ par an.

Une analyse des ressources renouvelables engendrées par unité hydrogéologique a permis de mettre en évidence certaines tendances, notamment que les calcaires carbonifères détiennent la majorité des ressources renouvelables de la masse d'eau (68% des ressources renouvelables totales). Une partie provenant de l'infiltration directe là où les terrains carbonifères affleurent (35% des ressources renouvelables totales), et une partie provenant de l'infiltration via les sables de couverture là où ces derniers recouvrent l'aquifère carbonifère (33% des ressources renouvelables). C'est dans cette unité hydrogéologique que sont concentrés les prélèvements en eau (90% des volumes prélevés dans l'ensemble de la masse d'eau). La comparaison de ces volumes aux ressources renouvelables les plus pessimistes (soit l'estimation des ressources renouvelables diminuée des 37% d'incertitude engendrées au droit de cette unité indique que 74% des ressources renouvelables y seraient prélevées.

6.3 Caractéristiques hydrauliques des unités hydrogéologiques

Afin de représenter au mieux les propriétés hydrauliques des principales unités hydrogéologiques de la masse d'eau, une synthèse des données relatives aux paramètres hydrauliques des principales unités hydrogéologiques (conductivité hydraulique et transmissivité) a été réalisée sur base d'informations provenant d'études antérieures, mais également sur base de données récoltées dans le cadre du projet.

Si les gammes de valeurs de perméabilités mesurées dans les deux principales unités hydrogéologiques sont comparables, les calcaires dévoniens se différencient des calcaires carbonifères par une plus grande dispersion des valeurs. Le set de données fait également apparaître une perméabilité moyenne nettement plus faible dans les calcaires dévoniens. Cependant, la représentativité des échantillons, tant au niveau du nombre qu'au niveau de la répartition spatiale, n'est pas suffisante pour généraliser cette différence de perméabilité à l'échelle de la masse d'eau (ou, plus globalement, à l'échelle des méga-unités).

6.4 Piézométrie de la masse d'eau.

Dans le cadre du projet 41 piézomètres ont été suivis mensuellement. Certains, équipés de sondes automatiques, ont enregistré les variations piézométriques selon un pas de temps de 15 minutes.

Les piézomètres ont été sélectionnés en fonction de divers critères : situation au droit d'un aquifère (grès et calcaires) ; accessibilité, profondeur, localisation en tête de bassin ou à l'exutoire, ... Le suivi piézométrique a eu pour objectif de préciser l'hydrodynamisme des aquifères et accessoirement de confirmer les termes du bilan. Durant la période d'observation, certains niveaux piézométriques dans la RWM011 ont fluctué de manière saisonnière avec une amplitude atteignant localement plus de 10 m. Par contre, d'autres piézomètres présentent des niveaux extrêmement stables. Notamment les ouvrages implantés dans la zone sous couverture argilo-sableuse, qui indiquent une alimentation en eau quasiment constante par les nappes superficielles des terrains de couverture sus-jacents. Les fluctuations sont d'autant plus fortes que les piézomètres se situent en tête de bassin versant et dans des aquifères de forte conductivité hydraulique (aquifère des calcaires carbonifères). L'amplitude des fluctuations piézométriques saisonnières augmente selon l'éloignement du piézomètre par rapport au niveau de base régional imposé par les rivières drainantes, le suivi de l'évolution quantitative des nappes doit donc se faire préférentiellement à partir de piézomètres localisés en tête de bassin versant.

6.5 Fonctionnement hydrodynamique de la masse d'eau

L'interprétation cartographique des levés piézométriques et l'analyse des bilans hydrogéologiques ont permis de déterminer les principaux sens d'écoulements souterrains de la masse d'eau RWM011. Grâce à un réseau dense de piézomètres dans la partie Ouest, une carte piézométrique a pu être dessinée lors du projet. Celle-ci permet de bien visualiser les écoulements souterrains qui y sont présents (Figure 5.3-2). Ils sont orientés Nord-Sud à NE-SO vers le canal du centre dans la partie extrême Ouest. Le captage de Villers-Perwin affecte localement ces sens d'écoulements par le cône de dépression qu'il engendre. Plus à l'Est, les écoulements sont orientés parallèlement aux structures géologiques (Ouest-Est et Est-Ouest) vers l'Orneau qui draine la zone. A l'Est les écoulements sont orientés globalement NO-SE vers la Meuse. Des intercalations de niveaux houillers viennent localement perturber cette orientation globale.

Bibliographie

Castany, 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Dunod, Paris, 236.

De Schepper, 2007. Caractérisation hydrogéologique d'écoulements karstiques au sein de la Formation de Waulsort., Mémoire de fin d'études, Université libre de Bruxelles, 152.

Hallet V., 1984. Etude hydrogéologiques de la région de Celles (Houyet), Mémoire de fin d'études, Université de Liège, 128.

Helsel, D.R., and Hirsch, R.M., 1992, Statistical methods in water resources: Amsterdam, Pays-Bas, Elsevier, pp 529.









MICHEL G., 2002, Apport des tracages dans l'établissement des zones de surveillance des captages en milieu karstique : le cas de Hastière, province de Namur in : Actes des Journées de Spéléologie Scientifique Han-sur-Lesse 1997-2000, Verheyden S. & Bernard C., Serv. Géol. Belg., Prof. Pap., 295, 54-61.

Verbovsec & Veselic, 2008. Factors influencing the hydraulic properties of wells in dolomite aquifers of Slovenia, Hydrogeology Journal 16, 779–795.










Wojciech R, 2007. EU water framework directive versus real needs of groundwater management, Water Resour. Manage, 21,1363-1372

ANNEXE 1 : Légende des méga-unités hydrogéologique de la masse d'eau RWM011

Unités hydrogéologiques de couverture (mesozoïque, cénozoïque et quaternaire)

-  AQUICLUDE D'ARGILES DE REMPLISSAGE
-  AQUIFERE ALLUVIAL
-  AQUIFERE DES CRAIES DU CRETACE
-  AQUIFERE DES SABLES DE L'EOCENE
-  AQUIFERE DES SABLES DE REMPLISSAGE
-  AQUIFERE DES SABLES DU PALEOCENE
-  AQUIFERE DES SABLES DU SANTONIEN
-  AQUIFERE DES TERRASSES FLUVIATILES

Unités hydrogéologiques du paléozoïque

-  AQUICLUDE A NIVEAUX AQUIFERES DU HOULLER
-  AQUIFERE DES CALCAIRES DU CARBONIFERE
-  AQUIFERE, AQUITARD ET AQUICLUDE DE L'HASTARIEN
-  AQUIFERE DES GRES DU FAMENNIEN
-  AQUICLUDE DU FAMENNIEN - FRASNIEN
-  AQUIFERE DES CALCAIRES DU GIVETIEN - FRASNIEN
-  AQUITARD DE L'EIFELIEN
-  AQUITARD A NIVEAUX AQUICLUDES DU DEVONIEN INFERIEUR
-  AQUITARD A NIVEAUX AQUICLUDES DU SOCLE CAMBRO-SILURIEN

ANNEXE 2 (Valeurs de transmissivité et de conductivité hydraulique de la masse d'eau

RWM011)

NOM_ELEMEN	X	Y	H crepines (m)	T (m ² /s)			K moy	méga-unité	source des informations
				min	max	moy			
PR1-Villers-le-Bouillet	210950	141437	28,0	2,37E-04	3,66E-03	1,38E-03	6,96E-05	aquifère des calcaires carbonifères	SWDE
P1-Villers-le-Bouillet	210975	141412	17,0	2,08E-04	2,58E-03	1,01E-03	7,91E-05	aquifère des calcaires carbonifères	SWDE
P2-Villers-le-Bouillet	211387	141562	16,1	1,43E-04	4,22E-03	1,50E-03	1,35E-04	aquifère des calcaires carbonifères	SWDE
PR2-Villers-le-Bouillet	211070	140693	168,0	1,88E-03	2,14E-03	2,05E-03	1,20E-05	aquifère des calcaires carbonifères	SWDE
PR3 Villers-le-Bouillet	212492	141111	172,5	2,83E-03	6,75E-03	4,31E-03	2,78E-05	aquifère des calcaires carbonifères	SWDE
FPMS 3 - Pont à Celles	148379	132202	23,7	3,65E-03	6,15E-03	5,05E-03	5,13E-05	aquifère des calcaires carbonifères	Synclin'eau
FUNDP 1 - Gelbressee	189677	132880	55,3	8,45E-03	1,27E-02	1,06E-02	1,08E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Synclin'eau
FUNDP 2 - Couthuin	204326	136280	31,5	1,14E-02	1,24E-02	1,19E-02	1,19E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Synclin'eau
PR5-Jonquièrre	161779	131706	18,0	1,60E-02	2,48E-02	2,04E-02	1,13E-03	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
PR5-Jonquièrre	161779	131706	46,0	1,60E-02	2,48E-02	2,04E-02	4,43E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P2-Jonquièrre	161785	131710	42,0	1,60E-02	2,48E-02	2,04E-02	2,55E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Jonquièrre PR4	162030	132130	66,0	8,46E-03	1,06E-02	9,53E-03	1,44E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
FPMS25806	162101	132129	50,0	7,09E-03	1,10E-02	9,05E-03	1,22E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
FPMS30118	167170	130110	0,0	1,50E-02	1,50E-02	1,50E-02	2,73E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Velaine P3	168450	130050	20,0	7,50E-03	7,50E-03	7,50E-03	1,36E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Velaine P1	166210	130038	20,0	1,50E-02	1,50E-02	1,50E-02	2,73E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Puits de Spy - Cibe 1	171886	130514					5,50E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
PZ1-Champion	188610	131000	74,0	1,40E-06	3,87E-05	2,01E-05	2,71E-07	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Velaine P4	166217	130027	42,0	5,00E-03	2,50E-02	1,50E-02	3,57E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
Velaine PR1	166482	130052	63,0	1,50E-03	4,00E-02	2,08E-02	3,29E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P1-Marches-les-Dames	190721	130075	8,0	5,70E-03	2,50E-02	1,53E-02	1,90E-03	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P2-Marches-les-Dames	190767	130106	5,8	2,80E-03	4,80E-02	2,28E-02	2,60E-03	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P7-Beez	190177	129632	33,0	8,86E-03	2,53E-02	1,71E-02	2,67E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P8-Beez	190146	129718		3,41E-02	3,41E-02	3,41E-02	4,11E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
PR4-Beez	190183	129648	52,0	7,00E-03	1,75E-02	1,23E-02	2,19E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P1-Floreffe	178352	128219	70	1,40E-04	1,50E-03	8,20E-04	1,17E-05	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P2-Flawinne	178977	128307	62,0	3,90E-02	4,00E-02	3,95E-02	6,37E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P3-Flawinne	178977	128315	60,0	2,09E-02	2,77E-02	2,43E-02	2,25E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
FPMS 2 - MAZY	172 364	132 789	25,7				1,83E-08	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Synclin'eau
FPMS 10 - Tongrinne	168 780	133 480	35,6				1,97E-07	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Synclin'eau
PZ1-Bossière	175626	133545	32,0	2,60E-06	2,40E-05	1,33E-05	2,22E-07	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
PZ4-Bossière	174895	133708	44,0	1,40E-03	1,62E-03	1,51E-03	3,35E-05	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F1-Isnes	176335	134160	8,0	3,40E-03	3,40E-03	3,40E-03	1,50E-04	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F2-Isnes	176270	134360	5,0	2,50E-02	2,50E-02	2,50E-02	3,00E-03	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F8-Isnes	176230	134455	4,0	2,00E-03	2,00E-03	2,00E-03	1,70E-04	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F3-Isnes	176190	134550	6,0	1,00E-05	1,00E-05	1,00E-05	1,65E-05	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F4-Isnes	176430	134630	12,0	2,00E-05	2,00E-05	2,00E-05	1,67E-06	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F5-Isnes	176485	134495	5,0	2,30E-05	2,30E-05	2,30E-05	4,60E-06	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F6-Isnes	176570	134330	4,0	1,27E-03	1,27E-03	1,27E-03	3,00E-05	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
F7-Isnes	176750	134615	8,0	2,00E-06	2,00E-06	2,00E-06	2,50E-07	aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	Bdhydro
P1-Floreffe	178352	128219	70	1,40E-04	1,50E-03	8,20E-04	1,17E-05	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P2-Flawinne	178977	128307	62,0	3,90E-02	4,00E-02	3,95E-02	6,37E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro
P3-Flawinne	178977	128315	60,0	2,09E-02	2,77E-02	2,43E-02	2,25E-04	aquifère des calcaires carbonifères	Bdhydro