

 <p> Université de Liège Geo³- Hydrogéologie - Département ArGENCo (Architecture, Géologie, Environnement et Constructions) Université de Liège </p>
 <p> Département de Géologie Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix à Namur </p>
 <p> Cellule d'Hydrogéologie - Département GFA (Géologie Fondamentale et Appliquée) Faculté Polytechnique de Mons </p>

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 D.2.22 – partie MESO RWM021

Rapport synthétique de caractérisation :

- Contexte géologique et hydrogéologique régional
- Caractérisation hydraulique
- Etat quantitatif
- Etat qualitatif

TABLE DES MATIERES

<u>1</u>	<u>INTRODUCTION</u>	<u>1</u>
<u>2</u>	<u>ASPECT GEOLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES</u>	<u>5</u>
2.1	ASPECTS GÉOMORPHOLOGIQUES	5
2.2	CADRE GÉOLOGIQUE DE LA MASSE D’EAU ET DE SA COUVERTURE	8
2.2.1	TECTONIQUE DU SYNCLINORIUM DE DINANT	8
2.2.2	STRATIGRAPHIE	11
2.2.2.1	Le Dévonien	13
A.	Le Dévonien inférieur	13
B.	Le Dévonien moyen	13
C.	Le Dévonien supérieur	14
2.2.2.2	Le Carbonifère	15
A.	Le Dinantien	15
B.	Le Namurien	18
2.2.2.3	Terrains de couverture	18
2.2.2.4	Alluvions modernes	19
2.2.2.5	Variations latérales de faciès	19
<u>3</u>	<u>HYDROGEOLOGIE</u>	<u>23</u>
3.1	DESCRIPTION DES UNITES HYDROGEOLOGIQUES	23
3.1.1	COUPES HYDROGEOLOGIQUES	26
3.2	ETAT QUANTITATIF	33
3.2.1	BILANS HYDROGEOLOGIQUES	33
3.2.2	PIEZOMETRIE	39
3.2.3	HYDRODYNAMIQUE DES AQUIFERES	44
3.2.4	INTERACTIONS EAUX DE SURFACE – EAUX SOUTERRAINES	49
3.2.4.1	Introduction et typologie des interactions ESO-ESU	49
3.2.4.2	Cartographie des interactions ESO-ESU	51
3.2.5	CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES	54
3.2.5.1	Paramètres de transport de la RWM021	54
3.2.5.2	Paramètres d’écoulements de la RWM021	55
3.2.6	ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES	59
3.2.7	RESEAU DE SURVEILLANCE QUANTITATIVE	60

3.3	ETAT QUALITATIF	64
3.3.1	CARTOGRAPHIE RÉGIONALE DE LA CHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES	64
3.3.2	RESEAU DE SURVEILLANCE QUALITATIF	67
3.3.3	APPLICATION DU SEQ-ESO ET RISQUE QUALITATIF	69
4	<u>CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LA CARACTÉRISATION DE LA MASSE D'EAU ET SUR SON ÉTAT QUANTITATIF ET QUALITATIF</u>	73
5	<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	75

1 Introduction

La masse d'eau RWM021, dénommée « Calcaires et grès du Condroz », occupe une position centrale en Wallonie (Figure 1-1). Son étendue correspond plus ou moins à celle du Condroz. Elle se situe intégralement dans le district hydrographique de la Meuse. Le substrat géologique sur laquelle elle repose correspond à une succession de synclinaux calcaires et d'anticlinaux gréseux orientés Est – Ouest à Nord-Est – Sud-Ouest.

Elle est entourée par :

- à l'Ouest, la masse d'eau RWM022 (Calcaires et grès de la Sambre) ; la limite entre les deux masses d'eau se situe au niveau de la ligne de crête séparant les bassins hydrographiques de l'Eau d'Heure et de la Biesmes ;
- au Sud, la masse d'eau RWM023 (Calcaires et grès de la Calestienne), dont elle est séparée par des crêtes topographiques entre divers affluents de la Meuse ou de ses principaux sous bassins (Eau d'Heure, Lesse, Ourthe). La dépression de la Famenne est partagée entre ces deux masses d'eau ;
- à l'Est, la masse d'eau RWM142 (Calcaires et grès de la Vesdre), dont elle est séparée par la ligne de partage des eaux entre l'Ourthe et la Vesdre (à l'exception de l'extrémité Nord, matérialisée par l'Ourthe elle-même).
- au Nord, la masse d'eau RWM012 (Calcaires de la Meuse, bord Sud), la frontière entre ces deux masses d'eau correspondant grossièrement à la limite d'affleurement des calcaires dévono-carbonifères du Synclinorium de Dinant, la limite étant déplacée dans les terrains peu perméables du Dévonien inférieur, de manière à correspondre à une limite de bassins versants.

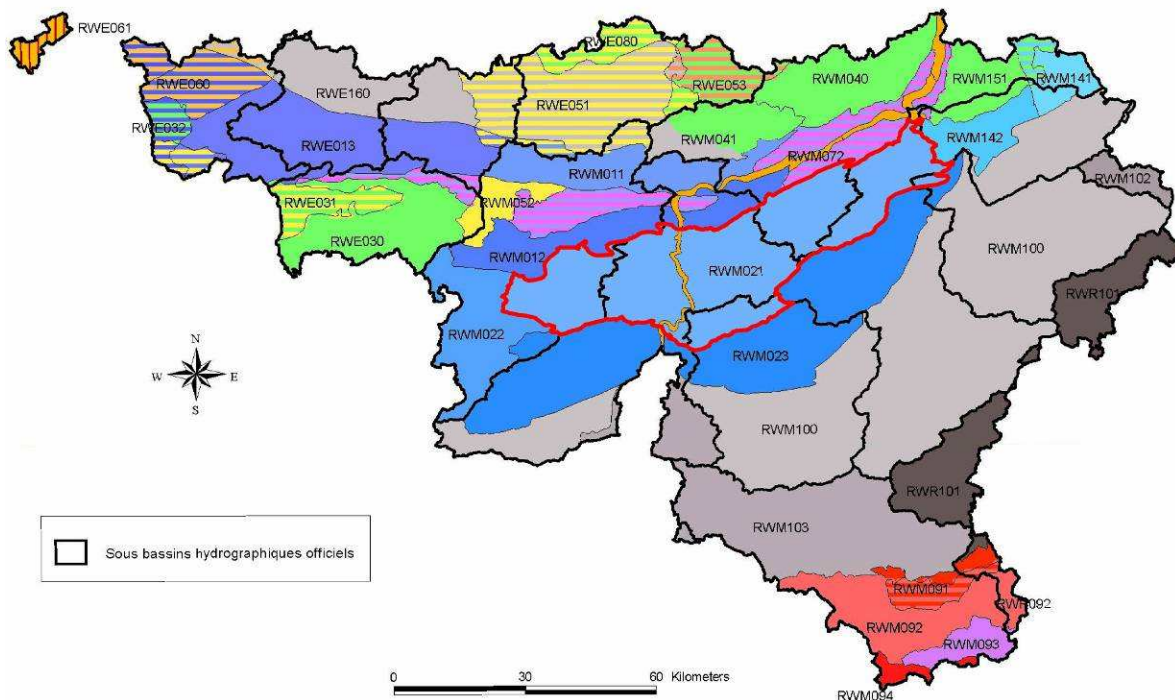


Figure 1-1 : Localisation de la MESO RWM021

D’une superficie de 1660 km², la masse d’eau RWM021 s’étend principalement sur les provinces de Namur et de Liège, seule une son extrémité Ouest se situant sur le territoire de la commune de Froidchapelle, dans la province du Hainaut. Les différentes communes situées au droit de cette masse d’eau sont présentées à la Figure 1-2.

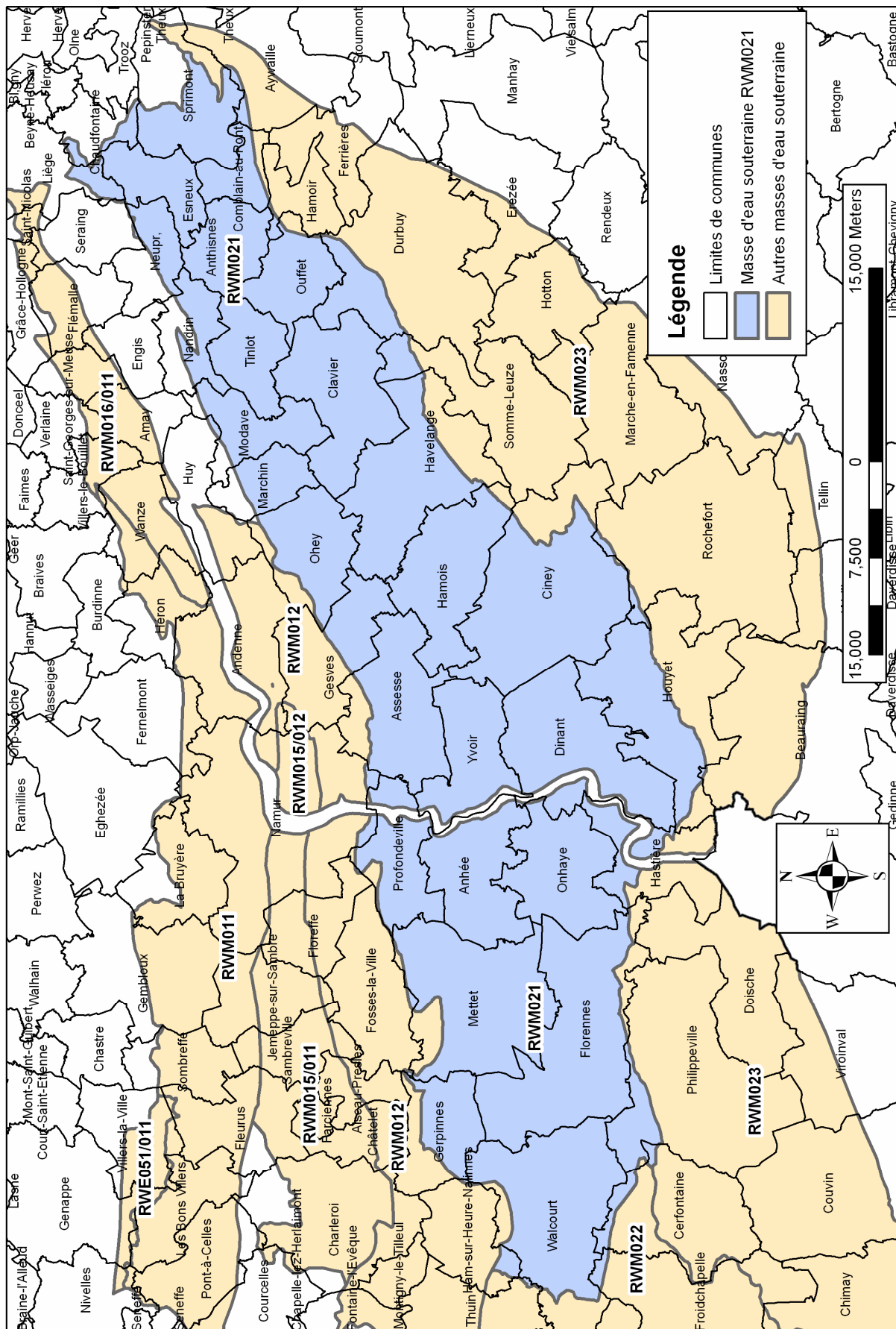


Figure 1-2 : Communes incluses dans la MESO RWM021

Les principaux aquifères exploités par les sociétés de distribution d'eau au sein de cette masse d'eau sont situés dans les synclinaux calcaires (les « chavées condruziennes »). Ceux-ci sont plus ou moins perméables en fonction de leur degré de fracturation et de karstification. Ces calcaires fracturés sont compartimentés entre des formations schisto-gréseuses, moins perméables, occupant les sommets des anticlinaux (les « tiges du Condroz »). Généralement, ces formations moins perméables alimentent par drainage latéral les aquifères calcaires qu'elles surplombent

La masse d'eau RWM021 constitue une ressource importante en eau souterraine en Wallonie (Figure 1-3). Les aquifères constituant cette masse d'eau sont libres excepté par endroit, lorsque des schistes du Silésien recouvrent les formations calcaires dévono-carbonifères, au cœur de certains synclinaux.

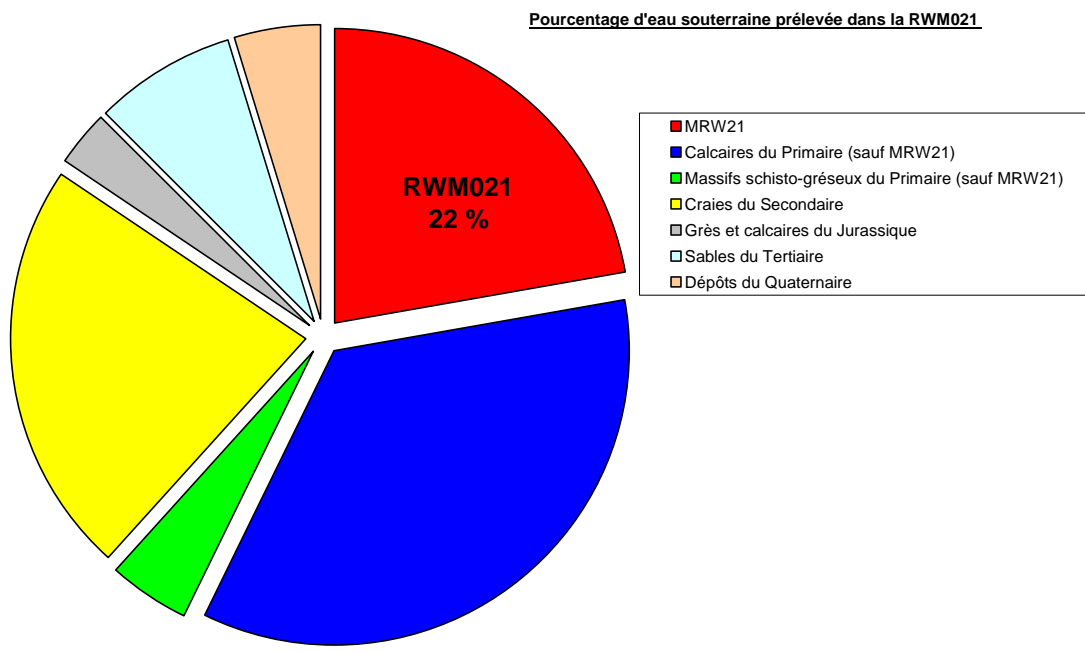


Figure 1-3 : Pourcentages des volumes d'eau prélevés dans la RWM021 et dans les autres types d'aquifères en Wallonie

2 Aspect géologiques et géomorphologiques

2.1 Aspects géomorphologiques

Du point de vue géomorphologique, la masse d'eau RWM021 correspond à l'extension du Condroz (Figure 2-1). Elle est limitée au Nord par la bande calédonienne formant le « Condroz ardennais » et au Sud par la dépression schisteuse de la Famenne.

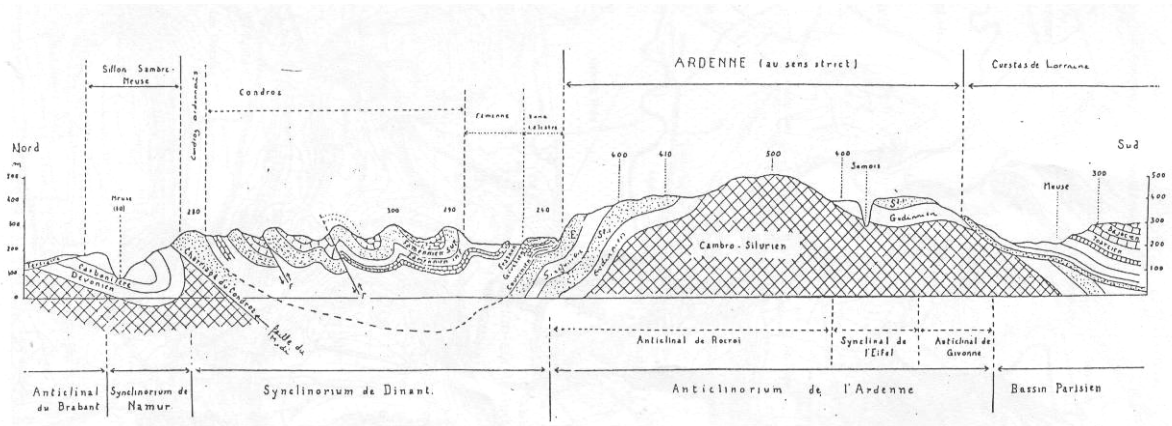


Figure 2-1 : Coupe géomorphologique schématique de la Wallonie

Le réseau hydrographique de la masse d'eau RWM021 (Figure 2-2) est situé intégralement dans le bassin versant (et donc dans le district hydrographique) de la Meuse.

Le bassin versant majeur de la Meuse peut-être subdivisé, au sein de la masse d'eau, en divers bassins hydrographiques.

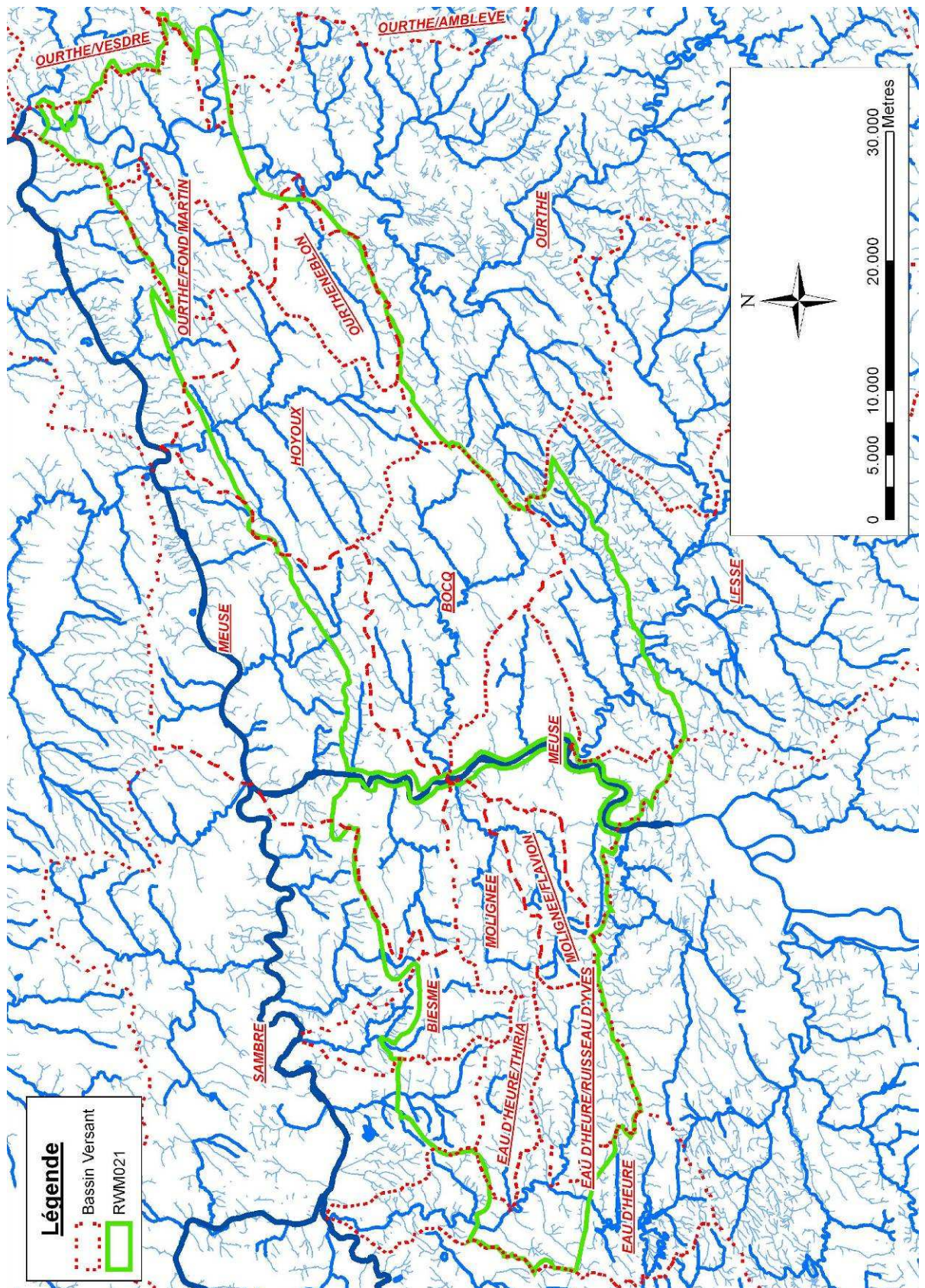


Figure 2-2 : Réseau hydrographique au droit de la RWM 021

<u>Bassin versant</u>	<u>Affluent de :</u>	<u>Superficie au sein de la RWM 021</u>	<u>Autres MESO concernées</u>
Eau d'Heure	Sambre	198 km ²	RWM012
Biesme	Sambre	50 km ²	RWM012
Molignée – Flavion	Meuse	137 km ²	/
Bocq	Meuse	237 km ²	/
Lesse	Meuse	132 km ²	RWM100 RWM023
Meuse (Burnot et Samson inclus) ¹	Meuse	347 km ²	/
Hoyoux	Meuse	228 km ²	RWM012
Néblon	Ourthe	80 km ²	RWM023
Ourthe (Néblon exclu)	Ourthe	224 km ²	/

Tableau 2-1 : Principaux bassins versants au sein de la MESO RWM021

Le Condroz se caractérise par une succession de dépressions occupées par des calcaires (les chavées) et de crêtes gréseuses (les tiges) (Figure 2-3). Cette structure, d'orientation Ouest – Est à Sud-Ouest – Nord-Est, est due à l'érosion différentielle des calcaires et des grès. Les calcaires sont plus facilement érodés, principalement du fait de leur solubilité. Ils occupent donc les vallées principales. Les grès, par contre, sont plus résistants à l'érosion et sont par conséquent mis en relief.

Une autre conséquence de la solubilité des calcaires est la présence, par endroits, de poches de dissolutions (paléokarsts) comblées par des sédiments tertiaires. L'activité karstique est toujours présente actuellement, menant à l'apparition de nouvelles dolines d'effondrement, pertes, ...

¹ Le détail des masses d'eau des bassins versants de l'Ourthe et de la Meuse peut-être consulté en ligne, à l'adresse http://environnement.wallonie.be/de/eso/atlas/pdf/c4_3_a4.pdf

Le drainage par le réseau hydrographique de la RWM021 se fait principalement au sein des chavées, d'orientation Ouest – Est à Sud-Ouest – Nord-Est. Généralement, les rivières sont situées au cœur des dépressions (synclinaux) calcaires et sont alimentées par de nombreux ruisseaux dévalant les pentes des tiges gréseuses. Les vallées centrales peuvent être localement « sèches ».

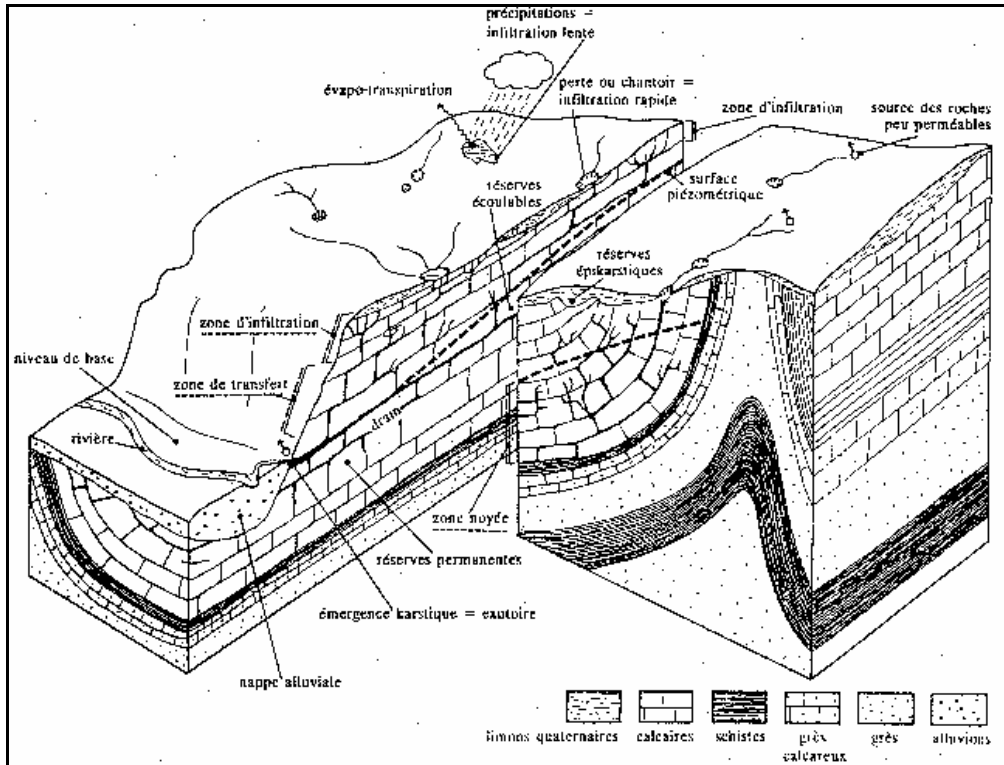


Figure 2-3 : Structure-type d'une succession tige – chavée (d'après Funcken et Meus, 1999)

2.2 Cadre géologique de la masse d'eau et de sa couverture

2.2.1 *Tectonique du synclinorium de Dinant*

Le plissement varisque est à l'origine de la structure de la région couverte par la masse d'eau RWM021 ainsi que d'une grande partie de l'Europe de l'Ouest et Centrale. Une compression, orientée Nord-Sud, a provoqué le charriage du Condroz et la translation du Synclinorium de Dinant et de l'Ardenne (l'allochtone ardennais) sur le Synclinorium de Namur et le Massif de Brabant (l'unité para-autochtone de Namur) (Figure 2-4). La frontière entre ces deux entités correspond à une zone intensément faillée (Faille du Midi – Faille Eifelienne – Faille de Aachen) (Boulvain, 2006).

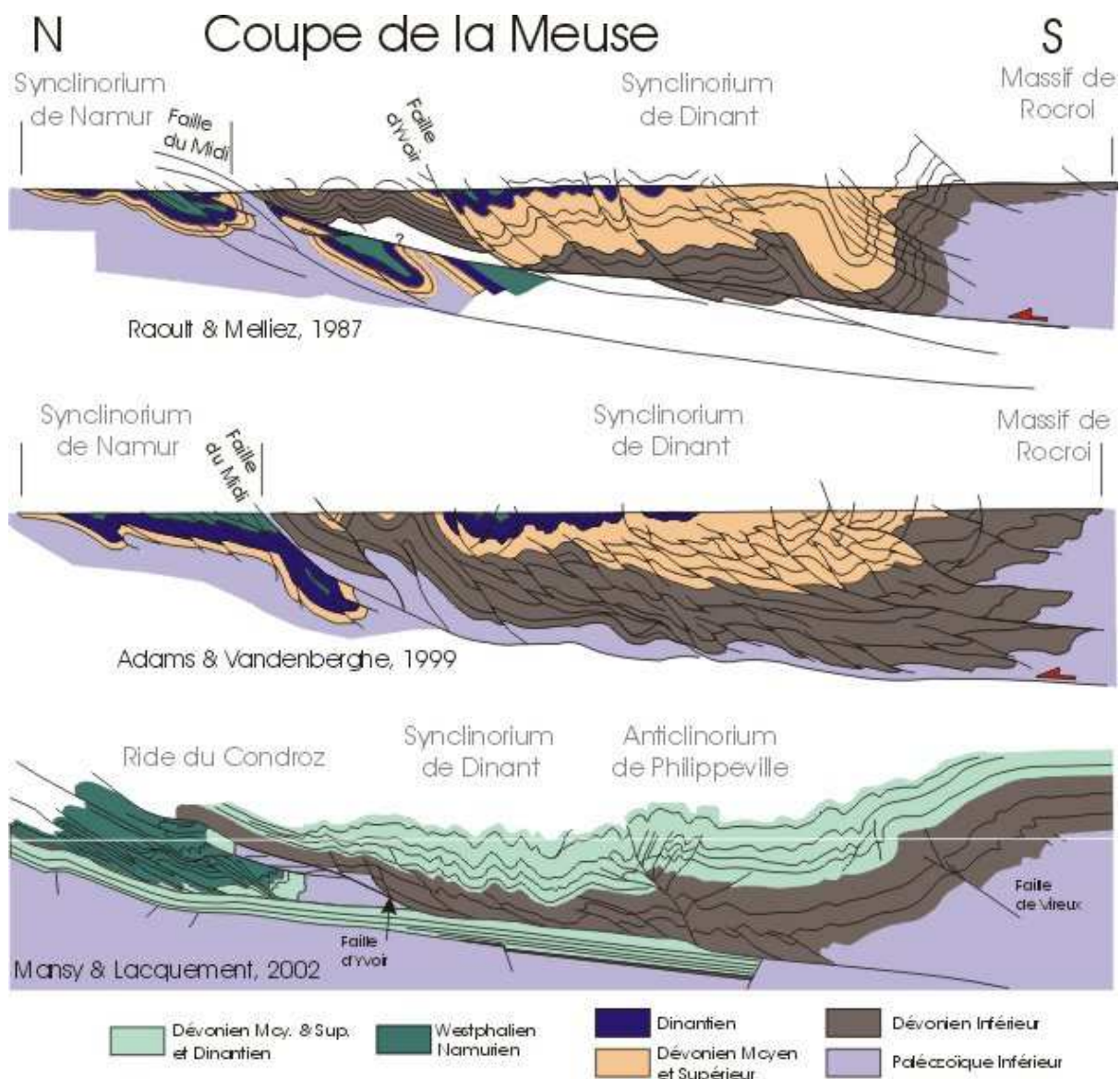


Figure 2-4 : Coupe le long du méridien de la Meuse, suivant différents auteurs (compilé par Boulvain, 2006).

La masse d'eau RWM021 se situe au sein du Synclinorium de Dinant (Figure 2-5). Dans ce synclinorium, la tectonique varisque a entraîné la formation de plis droits, voire légèrement déversés vers le Nord. La masse d'eau RWM023 se localise au Sud du Synclinorium ; au Nord, les masses d'eau RWM012 RWM011 font partie du Synclinorium de Namur.

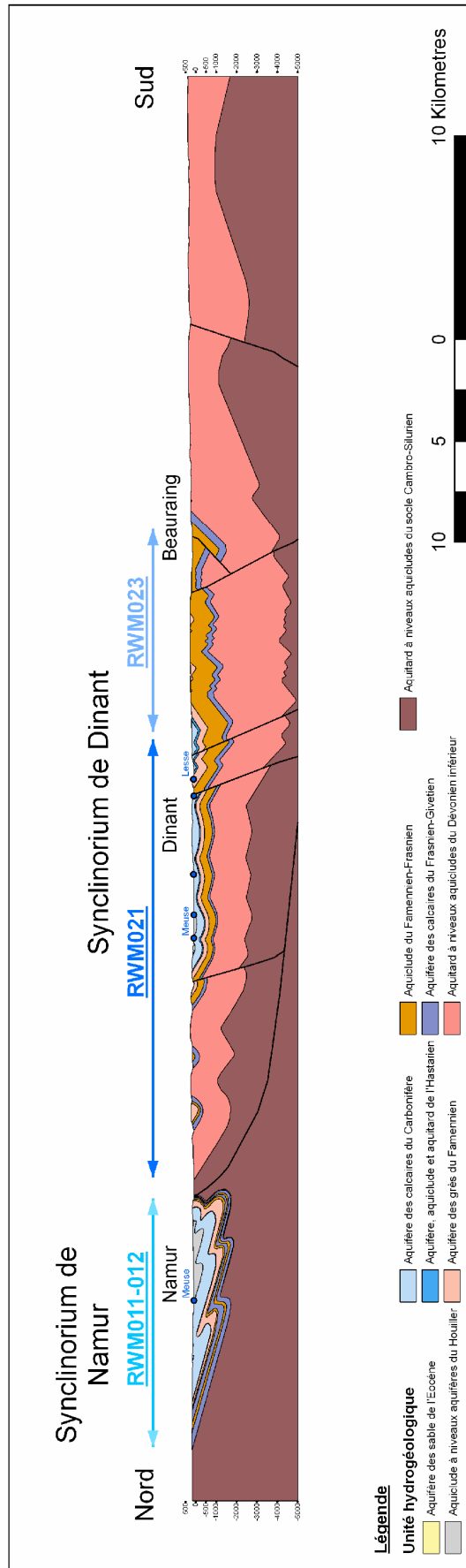


Figure 2-5 : Localisation des masses d'eau RWM011, 012, 021 et 023.

2.2.2 Stratigraphie

Les formations géologiques rencontrées dans l'étendue de la masse d'eau RWM021 peuvent se répartir en deux catégories (Figure 2-6) :

1. des formations du Primaire, du Dévonien inférieur au Namurien, qui constituent le bedrock au sein duquel se situent les principaux aquifères de la masse d'eau ;
2. des formations mésozoïques et cénozoïques constituant les rares terrains de couvertures surplombant par endroits le bedrock primaire.

Il existe des variations latérales de faciès au sein des formations géologiques du Synclitorium de Dinant. Ces variations ont cependant relativement peu d'influence sur les caractéristiques hydrogéologiques des formations de même âge. En effet, ces variations latérales concernent généralement les faciès sédimentaires et non la lithologie proprement dite, ce qui ne change pas fondamentalement les caractéristiques hydrogéologiques.

Le présent chapitre décrit les formations rencontrées dans la partie centrale de la masse d'eau RWM021 (axe de la vallée de la Meuse, en amont de Namur) ; les variations latérales de faciès seront ensuite évoquées.

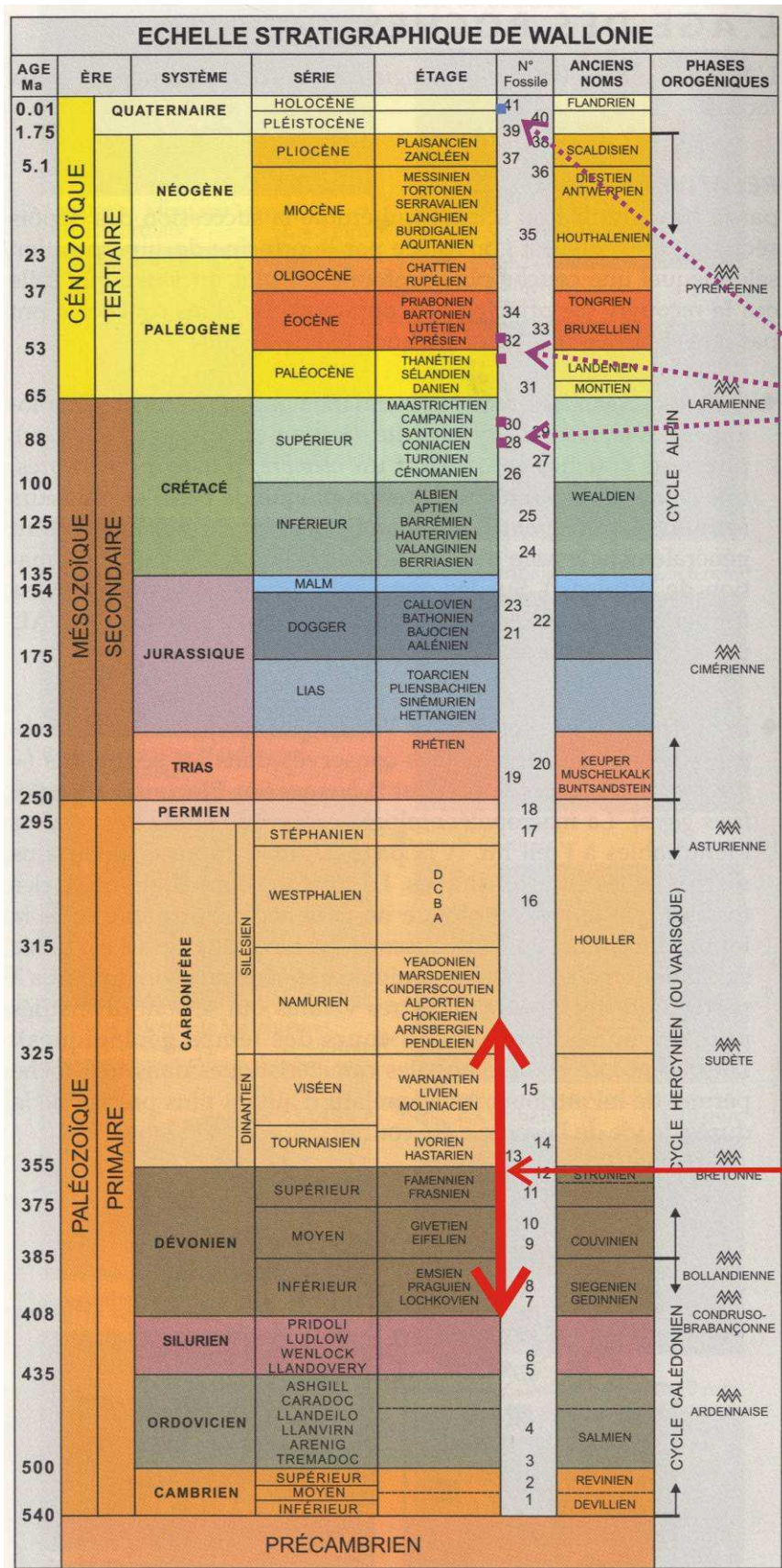


Figure 2-6 : Echelle stratigraphique de Wallonie et extension des formations dans la masse d'eau RWM021 (d'après L. Dejonghe, 2001)

2.2.2.1 Le Dévonien

A. *Le Dévonien inférieur*

Au Dévonien inférieur, on assiste à une série de transgressions marines sur les massifs calédoniens érodés. La sédimentation est détritique dans ce qui constitue maintenant le territoire de la Wallonie. L'épaisseur des formations augmente du Nord au Sud, du fait du jeu de failles normales provoquant un approfondissement du bassin au Sud (Godefroid et *al.*, 1994).

Au Nord, les terrains du Dévonien inférieur longent la limite entre les masses d'eau RWM012 et 021. Leur caractère peu perméable constitue une barrière hydrogéologique séparant les deux masses d'eau.

Les étages suivants sont observés, du plus ancien au plus jeune :

Lochkovien

En bordure Nord du Synclinorium de Dinant, le Lochkovien est représenté par des formations silteuses et micacées à nodules de carbonate dissous, caractéristiques d'environnements peu profonds.

Praguien

Au Nord du Synclinorium de Dinant, le Praguien est représenté par des formations littorales à alluvio-littorales (grès, quartzites et siltites avec par endroit des passées de shales).

Emsien

Au cours de l'Emsien, une régression importante marque son empreinte. Les roches emsiennes présentent une évolution allant de grès et quartzites à intercalations pélitiques (Formation de Wépion) à un conglomérat à passées plus fines (Formation de Burnot). Les faciès développés correspondent à des environnements littoraux, deltaïques et fluviaux (Corteel et De Paepe, 2003).

B. *Le Dévonien moyen*

Au Dévonien moyen, une transgression plus radicale s'installe. Aux faciès terrigènes, succèdent des faciès argilo-calcaires et les premiers calcaires construits. Des terrains du Dévonien moyen se retrouvent aux bordures de la masse d'eau RWM021.

Eifelien

A la base de l'Eifelien (base de la Formation de Rivière), la sédimentation terrigène perdure. Les mêmes lithologies qu'à l'Emsien se retrouvent. Cependant, la sédimentation devient rapidement très carbonatée, avec des calcaires argileux, des schistes et des grès calcaires.

Givetien

Au Givetien, la transgression marine entamée à l'Eifelien se prolonge. Les apports terrigènes se réduisent très fortement. Les lithologies calcaires dominant nettement les lithologies schisto-gréseuses sur l'ensemble du Synclinorium de Dinant.

Le Givetien débute par une accumulation de calcaires fins organoclastiques et de calcaires grenus et oolithiques, parfois dolomitisés (Formation de Nèvreumont). Les lithologies passent ensuite à des schistes, des dolomies et des calcaires gréseux (formations de Fromelennes et de Le Roux).

C. Le Dévonien supérieur

Au Frasnien, la transgression entamée à l'Eifelien se poursuit. La sédimentation passe alors à des faciès calcaro-détritiques mixtes. Le Famennien correspond quant à lui à une importante régression, induisant le retour progressif de faciès littoraux terrigènes.

Frasnien

La base du Frasnien est caractérisée par la présence de shales, avec localement quelques faciès carbonatés à la base. Ces lithologies forment la Formation de Nismes.

La lithologie passe ensuite à des alternances de calcaires massifs ou stratifiés, parfois biostromaux et de schistes. Cet étage présente de nombreuses variations latérales de faciès mais les lithologies restent à forte dominance de calcaire.

A la fin du Frasnien, la sédimentation terrigène se généralise. Cette caractéristique se prolonge tout au long du Famennien.

Famennien

Le Famennien coïncide avec un important épisode régressif. Une sédimentation terrigène de type plate-forme peu profonde se généralise. Le Famennien inférieur correspond à une sédimentation essentiellement pélitique qui a donné naissance aux schistes de la Famenne, épais de plusieurs centaines de mètres. Ces schistes sont surmontés par des formations à caractère plus

silteux et comportant par endroit des barres gréseuses. On passe ensuite à une formation de grès fin à nodules calcaires (Formation de Souverain-Pré).

Au Famennien supérieur, le comblement du bassin de sédimentation entraîne une évolution vers une nature essentiellement gréseuse, parfois à ciment carbonaté (Formation de Ciney). Le sommet du Famennien comporte quelques passées plus fines (siltites) avant d'évoluer vers des calcaires grossiers, souvent gréseux, annonciateurs du caractère essentiellement calcaire du Dinantien. Cette évolution correspond à l'arrivée d'une nouvelle transgression.

2.2.2.2 *Le Carbonifère*

En Wallonie, le Carbonifère est subdivisé en trois séries :

- Le Dinantien, caractérisé par une sédimentation carbonatée marine ;
- Le Namurien, comprenant des dépôts terrigènes de milieux côtiers ;
- Le Westphalien, caractérisé par une sédimentation paralique (côtière) et la présence de veines de houille.

A. *Le Dinantien*

Le Dinantien est historiquement subdivisé en deux séries (le Tournaisien et le Viséen) et plus récemment en cinq étages (l'Hastarien, le l'Ivorien, le Moliniacien, le Livien et le Warnantien). La sédimentation redevient franchement marine et les carbonates dominant à nouveau largement. Elle correspond à une plate-forme marine avec un très faible apport de sédiments terrigènes (climat aride).

Cette plate-forme subit une subsidence différentielle marquée, entraînant, d'une zone à l'autre, des variations importantes d'épaisseurs des dépôts. On peut distinguer au sein de cette plate-forme (Figure 2-7) : l'aire de sédimentation du Hainaut (ASH), l'aire de sédimentation de Namur (ASN), l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht (ASVM), l'aire de sédimentation du Condroz (ASC), l'aire de sédimentation de Dinant (ASD) et enfin l'aire de sédimentation de l'Avesnois (ASA).

La masse d'eau RWM 021 se situe à cheval sur les aires de sédimentation de Dinant et du Condroz. Des variations latérales (faciès, épaisseurs de formation, ...) existent donc au sein de cette masse d'eau. Le plissement varisque a cependant complexifié la structure de ces dépôts (répétitions des séquences par plissement ou par faille, ...). L'épaisseur des formations aquifères ne dépend donc pas nécessairement de l'épaisseur de l'accumulation calcaire mais principalement des structures géologiques (plis, failles) et du pendage des couches.

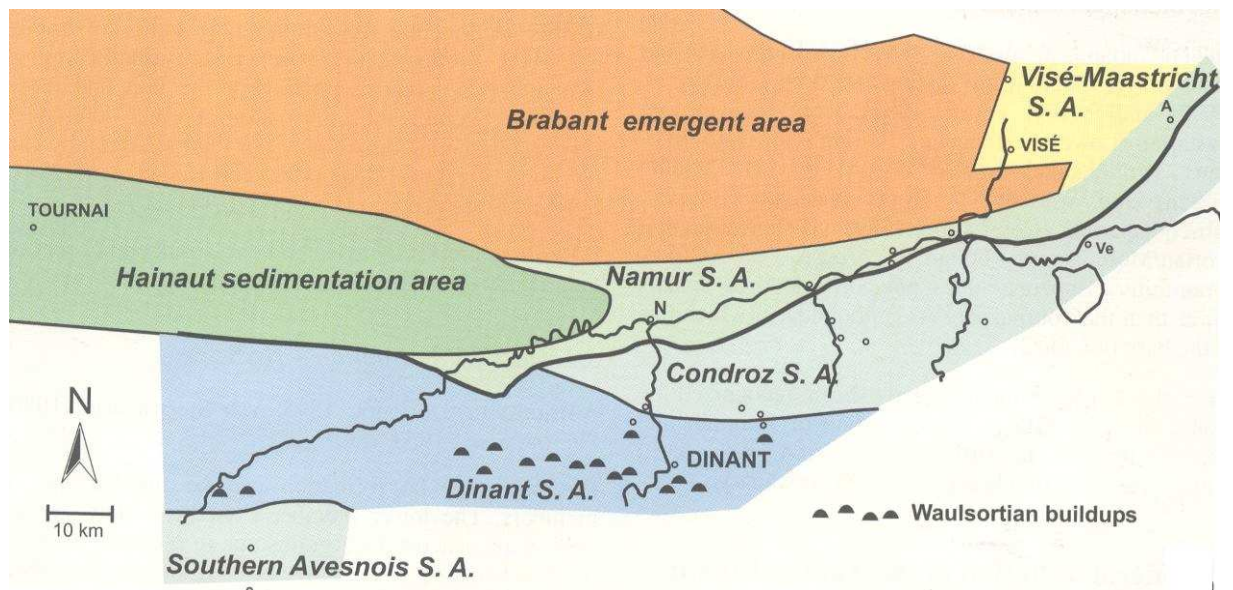


Figure 2-7 : Aires de sédimentation au Dinantien (Poty et al., 2001).

Hastarien

A l'Hastarien, la transgression de la fin du Dévonien se poursuit. Une sédimentation carbonatée s'installe sur une plate-forme couvrant la majeure partie des Synclinoria de Namur et de Dinant (Boulvain, 2006).

La sédimentation débute par des dépôts de calcaires bioclastiques entrecoupés d'épisodes finement détritiques (Formation d'Hastièrre). Ensuite, apparaît la Formation de Pont d'Arcole, composée de shales brun vert, parfois légèrement carbonatés. Cette formation n'est épaisse que d'une dizaine de mètres mais elle semble jouer un rôle important du point de vue hydrogéologique en séparant deux grosses masses de calcaires fracturés et karstifiés (barrière hydrogéologique).

Surmontant la Formation de Pont d'Arcole, la Formation de Landelies marque le redémarrage de la production de carbonates. Les faciès sont à nouveau de type calcaires bioclastiques. A la fin de l'Hastarien et au début de l'Ivorien, des apports détritiques se mêlent à la sédimentation carbonatée, conduisant à la constitution de la Formation de Maurenne. Celle-ci est principalement constituée de calcschistes incorporant par endroit des calcaires argileux.

Ivorien

A l'Ivorien, la subsidence différentielle de la plate-forme carbonatée mène à l'individualisation de domaines contrastés d'un point de vue paléogéographique. Des monticules récifaux se développent dans l'aire de sédimentation dinantaise, tandis que d'autres régions seront uniquement le siège d'une sédimentation bioclastique, riche en crinoïdes.

Dans l'auge dinantaise, les monticules récifaux waulsortiens (Formation de Waulsort) s'édifient à partir d'une semelle crinoïdique (Formation de Bayard). Ils forment des lentilles de 300-400 m de puissance, d'un diamètre plurikilométrique. Ils sont formés par des accumulations de boues calcaire à stromatactis et fénestelles.

En périphérie des monticules waulsortiens, la Formation de Leffe comporte des calcaires lithoclastiques à cherts. Des phases de démantèlement (coulées de débris) sont présentes localement.

Ces différentes formations calcaires de l'Ivorien présentent des faciès sédimentaires différents. Cependant, leur comportement hydrogéologique est globalement le même d'une formation à l'autre et elles constituent toutes une seule entité aquifère qui se prolonge au sein des calcaires du Moliniacien.

Moliniacien

Au Moliniacien, les dépressions formées durant l'Ivorien par la subsidence différentielle de la plate-forme et par la croissance des monticules waulsortiens vont être remplies, aplanissant le relief. Dans l'aire de sédimentation de Dinant, ces sédiments constituent la Formation de la Molinee qui se sont déposés dans des conditions extrêmement calmes, en milieu pauvre en oxygène. La Formation de la Molinee est en grande partie dolomitisée par endroits. Dans l'aire de sédimentation du Condroz, les faciès sont relativement confinés. La sédimentation y est également essentiellement calcaire (Formation de Terwagne). Par endroits, des phases d'émersions entraînent le développement de brèches calcaires qui toucheront également les formations surincombantes.

A la fin du Moliniacien, les reliefs constitués au cours de l'Ivorien sont totalement aplanis. La sédimentation est alors uniforme sur la plus grande partie de la plate-forme constituant la Formation de Neffe (calcaires massifs en gros bancs).

Le sommet du Moliniacien correspond à un important retrait de la mer, provoquant l'émersion de la plate-forme carbonatée. Ceci entraîne une karstification du sommet de la Formation de Neffe et l'apparition d'un conglomérat de galets calcaires.

Livien

Au Livien, une mer très peu profonde envahit la plate-forme carbonatée exondée à la fin du Moliniacien. La Formation de Lives débute par des faciès évaporitiques et confinés à stromatolithes. Elle est ensuite caractérisée par deux membres intimement imbriqués, impossible à cartographier séparément:

- des calcaires en bancs minces bien stratifiés, à caractère séquentiel ;
- la fameuse « Grande Brèche » qui est une brèche calcaire à blocs de tailles variées, dont la genèse est controversée (De Putter, 1995).

Warnantien

Le Warnantien est caractérisé par des alternances de calcaires bioclastiques et de faciès stromatolithiques. Ces séries ont un caractère séquentiel, tout comme la Formation de Lives.

Au centre de la masse d'eau et sur sa majeure partie, le Warnantien est représenté par le Groupe du Hoyoux. Ce groupe comporte uniquement des formations de calcaires, parfois entrecoupées de fines intercalations argileuses cinéritiques dans sa partie basale (Formation de Thon-Samson). Le sommet de ce groupe (Formation d'Anhée) renferme quelques petites veines de charbon terreux, annonciatrices du Groupe Houiller.

B. Le Namurien

Le Namurien comprend exclusivement des sédiments terrigènes. Seul le Namurien inférieur est représenté sur l'étendue de la masse d'eau RWM021. Le cœur de certains synclinaux est occupé par les séries inférieures du Groupe Houiller. Celles-ci correspondent à des schistes et à des siltites foncés au sein desquels s'intercalent parfois des bancs de grès micacés.

2.2.2.3 Terrains de couverture

Les terrains de couverture jouent un rôle peu important sur l'étendue de la masse d'eau RWM021, leur extension étant relativement faible. Tous ces dépôts sont généralement constitués de successions de sables (parfois indurés en grès), de lentilles d'argiles, de marnes, ... Leur origine peut être marine ou continentale (lacustre ou fluviatile).

Ces terrains sont présents de manière plus importante dans la partie septentrionale de la masse d'eau, sous la forme de nappes de sédiments meubles recouvrant par endroits les roches paléozoïques plissées au Varisque (Groupe de Marbaix-la-Tour, Formation de Bruxelles, ...).

Plus au Sud, l'extension de ces formations meubles, post-orogéniques, est nettement moins importante. Elles occupent alors des cavités paléokarstiques creusées dans les calcaires dévoniens et carbonifères et comblées par des sédiments cénozoïques au cours d'une des dernières transgressions marines (Formation d'Erquelinnes, Formation de l'Entre-Sambre-et-Meuse, ...). Les terrains de couverture peuvent aussi constituer des terrasses anciennes des principaux cours d'eau (Meuse et Ourthe), abandonnées lors de l'encaissement de ceux-ci. L'extension de ces

dépôts est cependant locale et ils ne jouent par conséquent qu'un faible rôle du point de vue de l'hydrogéologie régionale.

2.2.2.4 Alluvions modernes

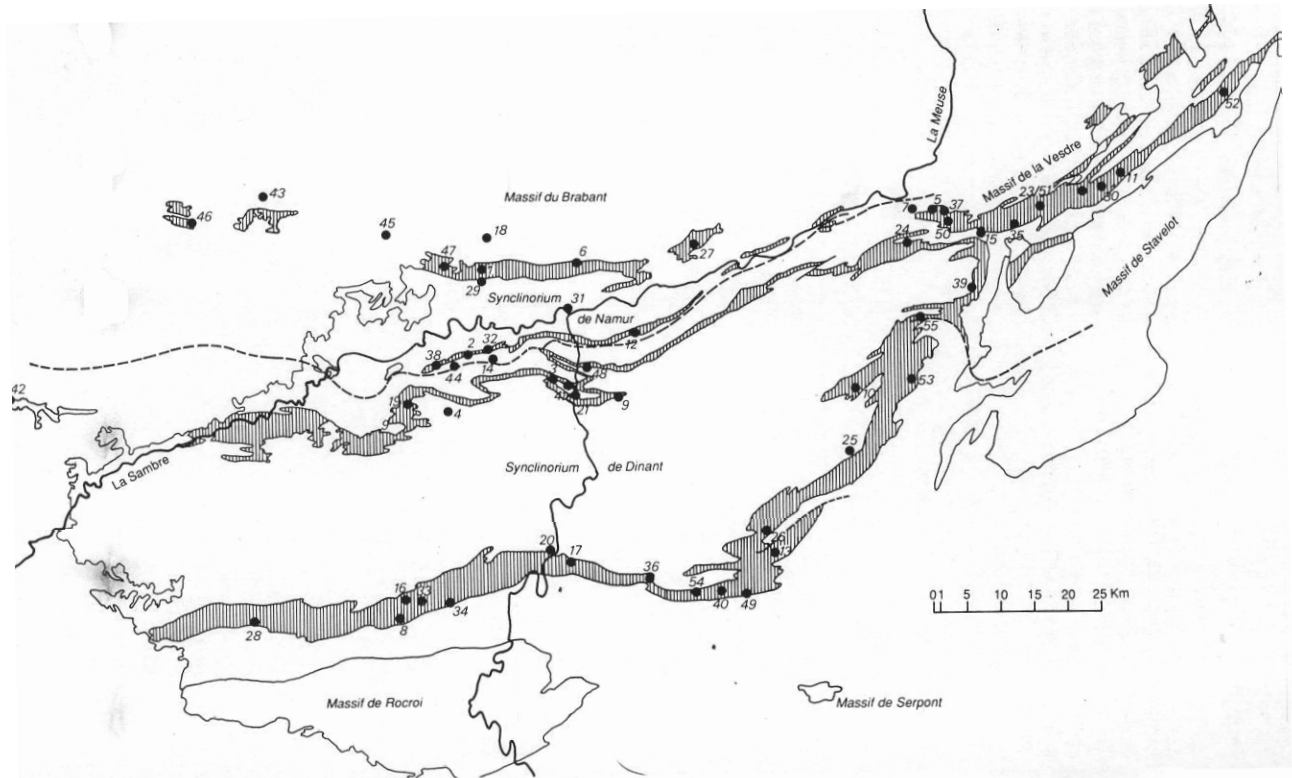
Les alluvions modernes sont localisées dans les fonds des vallées et sont composées de limons, d'argiles, de sables et de graviers. Par endroits, de la tourbe peut se mêler à ces matériaux.

2.2.2.5 Variations latérales de faciès

La description lithologique ci-dessus correspond à la succession de formations que l'on peut rencontrer au centre de la masse d'eau RWM021. Des variations latérales de faciès sont cependant remarquées.

La Figure 2-8 et la Figure 2-9 montrent les variations spatiales des formations du Dévonien moyen au sein des Synclinoria de Dinant et de Namur. Comme cela a déjà été mentionné précédemment, il est important de noter que, pour le Synclinorium de Dinant, ces variations latérales de faciès n'ont pas de grandes conséquences sur les caractéristiques hydrogéologiques des formations isochrones. En effet, la lithologie de ces formations ne change pas drastiquement. Par exemple, les formations calcaires de Trois-Fontaines, des Terres d'Hairs et du Mont d'Hairs, présentes au bord Sud du Synclinorium de Dinant, passent latéralement, à l'Est et au Nord du Synclinorium, à la Formation de Névremont, elle aussi calcaire.

Au Dinantien, la subdivision du territoire de la Wallonie en différentes aires de sédimentation (Figure 2-7 , Figure 2-10 et Figure 2-11) accentue le phénomène de variations latérales de faciès. Cependant, le type de sédimentation (carbonatée ou détritique fine) est analogue sur toute l'extension de la masse d'eau RWM021. Les différentes formations isochrones peuvent donc être regroupées dans de mêmes unités hydrogéologiques, leurs caractéristiques hydrodynamiques étant analogues.



- | | |
|------------------------|--------------------------|
| 1. Alvaux | 29. Mazy |
| 2. Aisemont | 30. Membach |
| 3. Arbre | 31. Namur |
| 4. Biesme | 32. Névremont |
| 5. Chaudfontaine | 33. Nismes |
| 6. Cognelée | 34. Olloy-sur-Viroin |
| 7. Colonster | 35. Pépinster |
| 8. Couvin | 36. Ponderôme |
| 9. Crupet | 37. Prayon |
| 10. Durbuy | 38. Presles |
| 11. Eupen | 39. Remouchamps |
| 12. Faulx-les-Tombes | 40. Resteigne |
| 13. Forrières | 41. Rivière |
| 14. Fosses-la-Ville | 42. Roisin |
| 15. Fraipont | 43. Ronquières |
| 16. Frasnes-lez-Couvin | 44. Le Roux |
| 17. Fromelennes | 45. Sart-Dames-Avelines |
| 18. Gembloux | 46. Soignies |
| 19. Gerpennes | 47. Sombreffe |
| 20. Givet | 48. Tailfer |
| 21. Godinne | 49. Tellin |
| 22. Goé | 50. Trooz |
| 23. Heusy | 51. Verviers |
| 24. Hony | 52. Vicht |
| 25. Hotton | 53. Villers-Ste-Gertrude |
| 26. Jemelle | 54. Wellin |
| 27. Lavoir | 55. Xhoris |
| 28. Macon | |

Figure 2-8 : Localisation des stratotypes des formations du Dévonien Moyen de la Belgique (Bultynck et al., 1991)

**BORD SUD ET BORD SUD-EST DU
SYNCLINORIUM DE DINANT**

		MACON → GIVET	WELLIN	JEMELLE	HAMPTEAU → VILLERS-ST-GERT.	
FRASNIEN	Frasnes	Nismes	Nismes	Nismes	Nismes	
	GIVETIEN	Fromelennes 135 m	Fromelennes	Fromelennes	Fromelennes	
		Mont d'Haus 160 m	Mont d'Haus	Mont d'Haus	Mont d'Haus	
		Terres d'Haus 70 m	Terres d'Haus	Terres d'Haus	Terres d'Haus	
		Trois-Fontaines 80 m	Trois-Fontaines	Trois-Fontaines	Trois-Fontaines	
	COUVINIEN	EIFELIEN	Hanonet 50-70 m	Hanonet	Hanonet	Hanonet ?
			Lomme ?	Formation "X" 120 m	Lomme 113 m	Lomme ?
		Jemelle	Jemelle	Jemelle 345 m	Jemelle	
		Couvin 380 m				
		Eau Noire 60 m	Eau Noire	Eau Noire	Eau Noire ?	
St.-Joseph 45 m		St.-Joseph	St.-Joseph	St.-Joseph		
EMSIEEN		Hierges	Hierges	Hierges ?	Hierges ? Wéris	

		BORD EST DU SYNCLINORIUM DE DINANT	VEDRE	BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT	BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR	BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR
REMOUCHAMPS						
FRASNIEN		Nismes	Presles/ Nismes	Presles/ Nismes	Presles	Bovesse
	GIVETIEN	Fromelennes	Le Roux	Le Roux	Le Roux 28 m	
		Névremont	Névremont	Névremont	Névremont 55 m	Bois de Bordeaux 125 m
		Pépinster	Pépinster 97 m	Rivière 77 m	Rivière	Discordant sur le Silurien
	COUVINIEN	EIFELIEN	Vicht 80 m	Winenne		
			Burnot ?		Burnot	Burnot discordant sur le Silurien
EMSIEEN						

**Figure 2-9 : Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique et leurs variations latérales de faciès
(Bultynck et al., 1991)**

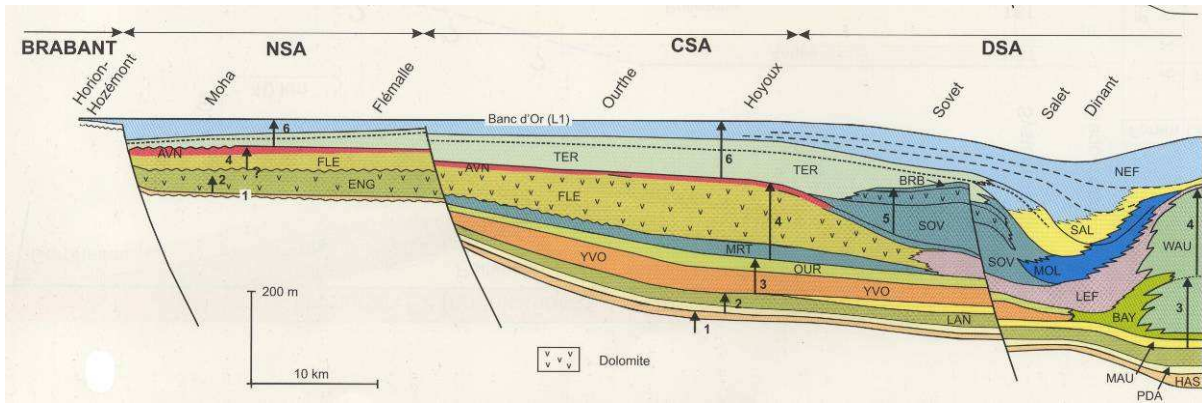


Figure 2-10 : Formations du Dinantien.

(Noms des formations: BAY= Bayard; ENG= Engihoul; FLE= Flémalle; HAS= Hastière; LAN= Landelies; LEF= Leffe; MAR= Martinrive; MAU= Maurenne; MOL= Mognée; NEF= Neffe; OUR= Ourthe; PAR= Pont d'Arcole; SAL= Salet; SOV= Sovet; TER= Terwagne; WAU= Waulsort; YVO= Yvoir. (D'après Poty et al., 2001).

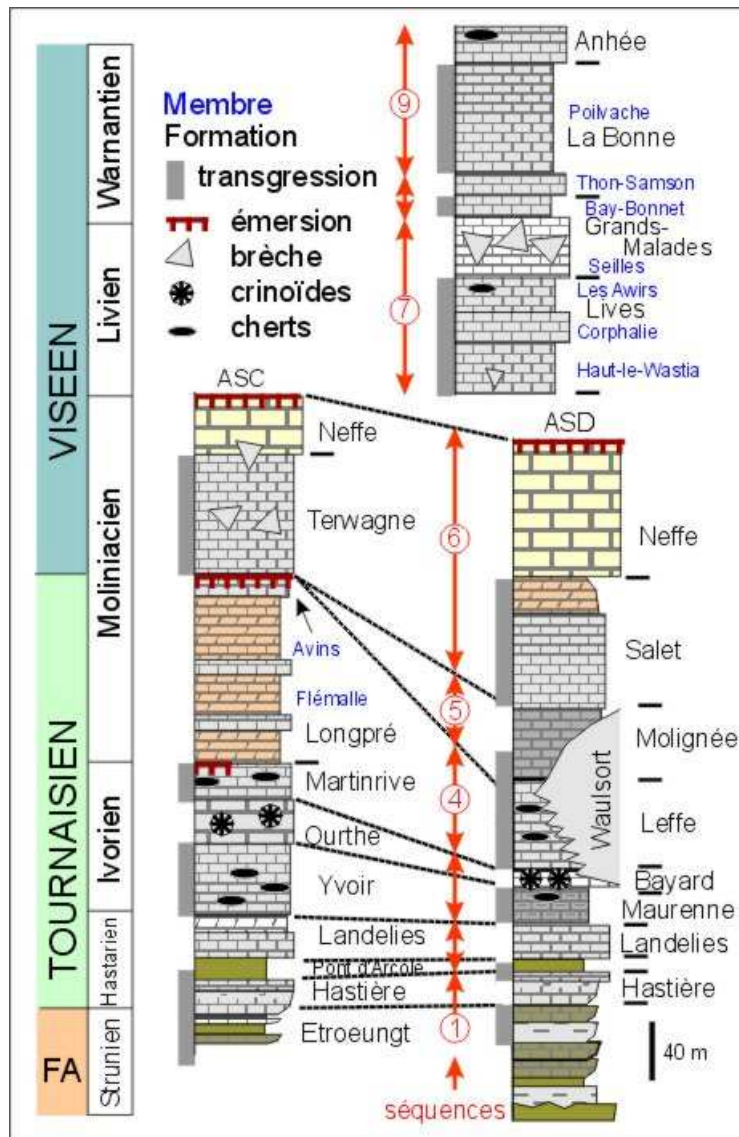


Figure 2-11 : colonnes lithologiques des formations du Dinantien dans les vallées de la Meuse (ASD) et de l'Ourthe (ASC). L'interprétation séquentielle (flèches rouges) et la biostratigraphie permettent de constater qu'il n'y a pas d'équivalent de la Formation de la Mognée dans l'aire de sédimentation du Condroz. (D'après Hance et al., 2001, modifié par Boulvain, 2006).

3 Hydrogéologie

3.1 Description des unités hydrogéologiques

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

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

Pour la masse d'eau RWM021, cette classification conduit au regroupement des formations géologiques selon le schéma repris au Tableau 3-1 et détaillé par la suite.

ERE	SYSTÈME	SERIE	ETAGE		Formation et Membre		Lithologie (description carte géologique 1999)	Abréviation de la carte géologique	Caractéristiques hydrogéologiques																
			FACIES	SV	NE																				
C E N O Z O I Q U E	QUATERNAIRE	HOLOCENE	Handrielle		Alluvions modernes des vallées		Argile sableuse et argiles issues de la décomposition des grès et des schistes famenniens	HZN	Aquatide																
							Graviers, sables, limons et argiles	AMO	Localement aquifère																
	PALEOGENE	MIOCENE	AQUITANEN	Entre-Sambre-et-Meuse				Sable, argile et couches de lignite tourbeux	ESH	Aquifère															
				EOCENE	LUTETIEN	Bruxelles				Sables grossiers à rognons de grès	DXL	Aquifère													
						THANETIEN		Enghiennes				Sables fins et argileux à niveaux de grès et d'argile	ERQ	Aquifère											
P A L E O G È N E	C A R B O N I F È R E	N O U V E L L E	V I S E E N	N A M U R I E N	A R N S B E R G I E N	Groupe Houllier		Schistes et siltites à intercalations gréseuses		HOU	Aquatide à niveaux aquifères														
						V A R B A N T I E N	Aché		Calcaires				ANH	H O Y	A q u i f è r e										
							Pohrache		Calcaires à stromatolites				PLV												
							Thon-Sanson		Calcaire à minces intercalations argileuses				TSS												
						T O U R N A I S I E N	M O L I N A C I E N	L I V I E N	Lives		Brèche calcaire englobant de gros paquets de calcaire striés de calcaire bioclastique, de calcaire fin et de calcaire thrombolitique				LIV	A q u i f è r e									
									N E F F E	Neffe		Calcaires massifs bioclastiques avec au sommet un conglomérat à galets de calcaire et matrice argileuse						NEF							
										Molignée		Calcaires divisés en plaquettes argileuses et calciscléuses alternant avec des calcaires plus massifs						MOL							
									I V O I R I E N	L E F F E	Lette		Calcaire et dolomie					LEF	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e						
											Vieuxort		Lentilles de calcaire et dolomie construits					VYU							
											B a y a r d	Pott Grant Yvoir		Encrible Calcaire argileux							BAY	PGR YVY			
												Maurenne		Calcschistes alternant avec des calcaires argileux							MAU	S G D			
											Landelles		Calcaire crinoïdique à intercalations de calciscléuses					LAN							
											H A S T A R I E N	P O A	Pont d'Arcole		Shales						POA	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e			
													Hastière		Calcaire à intercalations schisteuses Gros bancs de calcaire crinoïdique Calcaire bioclastique à intercalations schisteuses et calciscléuses						HAS			ANS	
						P A L E O G È N E	D E V O N I E N	S U P E R J U R			F A M E N N I E N	F A M E N N I E N	F A M E N N I E N	Ciney		Grès en gros et petits bancs à intercalations siliceuses		CIN			A q u i f è r e				
									Souverain-Péru					Grès et siltites à nodules calcaires et calcaires noduleux bioclastique				SVP	CON	A q u i f è r e					
									Esneux					Siltites et grès en petits bancs				ESH	A q u i f è r e						
									Famenne					Famenne		Shales en fins feuilletés		FAM	N E F A	F A I F A	A q u i f è r e				
									F R A S I E N	Neuville				Aisemont		Schiste à nodules calcaires		Schistes et schistes noduleux avec barre de calcaire à stromatopores au sommet		NEU	A q u i f è r e				
										Philippeville				Lustin		Gros bancs de calcaire à stromatopores Calcaires en bancs minces Masse de calcaire construit		Alternance de calcaires construits et de calcaires striés, quelques bancs de calcaire argileux à la base		PHV	LUS	A q u i f è r e			
Pont de la Folle		Hymée		Calcaires argileux, schistes noduleux, schistes Calcaires massifs construits						Barres de calcaire massif, calcaires striés et schistes parfois noduleux au sommet				FOL	HYM	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e									
Nismes				Schistes parfois carbonatés										NIS	A q u i f è r e										
G I V E T I E N	F R O M E L L E N N E S	Le Roux		Calcaires					Schistes carbonatés, calcoschistes, calcaires fins, dolomites et calcaires à stromatopores					FRO	ROU	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e									
		Mont d'Haurs		Nivemont					Calcaire en gros bancs alternant avec des calcaires argileux et calciscléuses					Calcaire strié avec de minces intercalations de calciscléuses		MHR	NEV	A q u i f è r e							
E I F E L I E N	R I V I E R	Rivière		Siltites surmontées d'un petit niveau de poulingue puis grès calcaires, calcaires argileux et calcoschistes au sommet										RIV	A q u i f è r e										
		Burnot		Alternance de barres de grès graveleux souvent lentulaire avec des masses de siltites et de schistes, poulingue au sommet										BUR	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e										
		Vieplon		Grès et quartzite en gros bancs avec de minces intercalations de schistes et de siltites										VEP	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e										
		P R A G U I E N	Acoz		Barres de grès argileux Siltite									ACO	A q u i f è r e										
			Bois d'Assise		Grosses barres de grès et de quartzites Gros bancs de siltites et de grès argileux Grès lentulaires à intercalations de schiste									BAU	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e										
		L O C H O V I E N	Fooz		Siltite renfermant quelques bancs métriques de grès, poulingue et grès arkosique à la base									FOO	A q u i f è r e										
			Moncheret		Schiste siliceux à barres et lentilles de grès				MCH	A q u i f è r e															
P A L E O G È N E	S I L U R I E N	Longues Royes		Schiste un peu argileux parfois siliceux à intercalations de siltites				LGR	A q u i f è r e																
		Groupe de Cléptia		Schistes et schistes siliceux				CRJ	A q u i f è r e																
		Oénicot		Schistes et siltites avec intercalation de petits bancs de grès contenant un horizon de grès poulinguiforme				ONC	A q u i f è r e																
		O R D O W I C I E N	Fosses		Calcaire, calcaire gréseux, calcoschiste et schiste siliceux au sommet				FOS	A q u i f è r e à n i v e a u x a q u i f è r e															
			Basse-aux-Canees		Schistes siliceux et siltites gréseuses				BCN	A q u i f è r e															
		Sart-Demard		Schiste fin parfois siliceux				SBN	A q u i f è r e																

Tableau 3-1 : Tableau Stratigraphique et hydrogéologique de la zone centrale de la MESO RWM021 (Extrait de la notice de la carte hydrogéologique de Biesmes-Mettet)

Au sein de la masse RWM021, les unités hydrogéologiques suivantes peuvent être distinguées (des unités géologiques les plus anciennes au plus jeunes) :

- Aquitard à niveaux aquiclude du Dévonien inférieur

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

- Aquifère des calcaires du Frasnien et du Givetien :

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

- Aquitard du Famennien et aquiclude du Famennien - Frasnien :

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

- Aquifère des grès du Famennien :

Grâce à leur fissuration et à leur altération importantes, les anticlinaux gréseux, fissurés et altérés du Famennien présentent des potentialités aquifères intéressantes bien qu'inférieures à celles des calcaires carbonifères. On y retrouve quelques puits de pompage de compagnies de distribution publique d'eau potable, ainsi que de nombreux puits domestiques.

- Aquifère – aquitard – aquiclude de l'Hastarien :

Les formations géologiques constituant la base du Tournaisien contiennent de nombreux lits schisteux intercalés entre les bancs de calcaires. Ces niveaux schisteux forment une barrière imperméable entre les anticlinaux gréseux dévoniens et les synclinaux calcaires carbonifères.

- Aquifère des calcaires du Carbonifère :

Les formations calcaires du Dinantien, à l'exception de celles du Tournaisien inférieur, peuvent être groupées en une seule unité hydrogéologique. Ces formations contiennent les aquifères principaux de la masse d'eau RWM021. Il s'agit d'aquifères de fissures, localement karstifiés. La karstification la plus importante a affecté les calcaires viséens, à cause de leur teneur

plus élevée en calcite. Les synclinaux calcaires se succèdent du Sud-Ouest vers le Nord-Est et sont délimités par les crêtes topographiques gréseuses.

- Aquiclude à niveaux aquifères du Houiller :

Les formations schisto-gréseuses du Houiller présentes au cœur des synclinaux carbonifères contiennent des nappes de fissures localisées dans les horizons plus gréseux. L'extension de ces nappes est limitée et leur capacité aquifère est faible. La présence d'une ceinture schisteuse assure en profondeur l'étanchéité de ces petites structures synclinales.

- Aquifère des sables de remplissage et aquitard limoneux :

L'intérêt hydrogéologique de ces formations tertiaire et quaternaire est faible. Les sables tertiaires sont très hétérogènes et d'extension très limitée. Leur capacité aquifère est faible. Les limons quaternaires sont peu perméables et atteignent au maximum une épaisseur de quelques mètres.

- Aquifères locaux des alluvions :

Les lentilles de sédiments plus grossiers (sables et graviers) peuvent constituer des aquifères locaux si leur extension et leur épaisseur sont assez importantes. Les potentialités de ces petits aquifères locaux sont cependant minimales par rapport aux aquifères calcaires de la région et leur contact direct avec les eaux de surface leur confère une vulnérabilité potentiellement importante face aux pollutions.

3.1.1 Coupes hydrogéologiques

Une coupe géologique et hydrogéologique a été réalisée dans le cadre du projet Synclin'EAU, pour la zone centrale des Masses d'eau souterraine RWM011, RWM012, RWM021 et RWM023 (Figure 3-1, trait de coupe n°1). Cette coupe (Figure 3-2) permet de visualiser aisément les limites de la RWM021.

On peut constater que les limites Nord et Sud de cette Masse d'eau coïncident bien avec des limites de bassins versants hydrographiques et hydrogéologiques. La limite Nord y correspond à celle du bassin des Fonds de Lustin, un petit affluent de la rive droite de la Meuse, à Profondeville. La limite Sud correspond quant à elle à celle du bassin du Ruisseau de Falmagne-Colébi, près du village de Mesnil-Saint-Blaise. La partie centrale de la RWM021 est occupée par une succession d'anticlinaux et de synclinaux de calcaires carbonifères tandis que les zones Nord et Sud sont occupées par des formations détritiques et carbonatées du Dévonien.

Dans la partie centrale de la Masse d'eau RWM021, les calcaires carbonifères ne sont pas séparés par des anticlinaux de grès famenniens. Du fait de l'ennoyage des plis, les synclinaux de calcaires carbonifères fusionnent dans la partie centrale de cette Masse d'eau en un seul massif de calcaires plissés et karstifiés. Seuls quelques synclinaux de schistes et de grès du Houiller viennent perturber la monotonie du substrat calcaire, dans la partie Nord. Cette coalescence des bandes de calcaires karstifiés entraîne une incertitude quant aux limites des bassins hydrogéologiques, ceux-ci pouvant alors différer des limites des bassins hydrographiques. Cette observation vaut pour les différents affluents de la Meuse, tant en rive droite (ex : le Bocq) qu'en rive gauche (ex : la Molinee et le Burnot). Il est probable que des pertes en eau souterraine aient lieu au niveau de cette masse calcaire au profit de la Meuse, niveau de base régional. La réalisation de piézomètres et de traçages dans le cadre du projet Synclin'EAU, ainsi que la réalisation de bilans hydrogéologiques a permis de vérifier ou d'émettre des doutes sur ces hypothétiques pertes en eau souterraine des différents affluents de la Meuse au profit de son bassin direct.

La zone Est de la Masse d'eau RWM021 (Figure 3-3, Figure 3-4 et Figure 3-5) présente une meilleure compartimentation des bandes calcaires excepté dans la partie centrale, au niveau du bassin hydrographique du Hoyoux et du Néblon. A cet endroit, la structure brachysynclinal des calcaires du Carbonifère induit une connexion hydrogéologique entre les synclinaux. C'est le cas notamment entre le sous bassin du Torrent de Bonne et celui du Hoyoux ainsi qu'entre les sous bassins appartenant au bassin du Néblon définis dans le cadre du projet Synclin'EAU. De part et d'autre de cette structure, les synclinaux de calcaires carbonifères qui s'étendent du Sud-Ouest au Nord-Est sont généralement séparés par des anticlinaux de grès famenniens. Les limites Nord et Sud des bassins versants hydrogéologiques y sont donc mieux marquées et les échanges en eau souterraine selon une direction N-S entre deux bassins voisins y sont rares. Par contre, les limites Est et Ouest de ces bassins sont souvent assez floues et permettent des échanges en eau souterraine selon cette direction. Les écoulements souterrains ayant lieu dans le synclinal d'Anthisnes illustrent bien les différences entre bassin hydrographique et hydrogéologique. Enfin, la masse d'eau RWM021 possède en son extrémité Est une plus grande superficie formation géologiques plus anciennes allant des anticlinaux gréseux du Famennien aux formations détritiques du Dévonien inférieur en passant par les calcaires du Givetien-Frasnien.

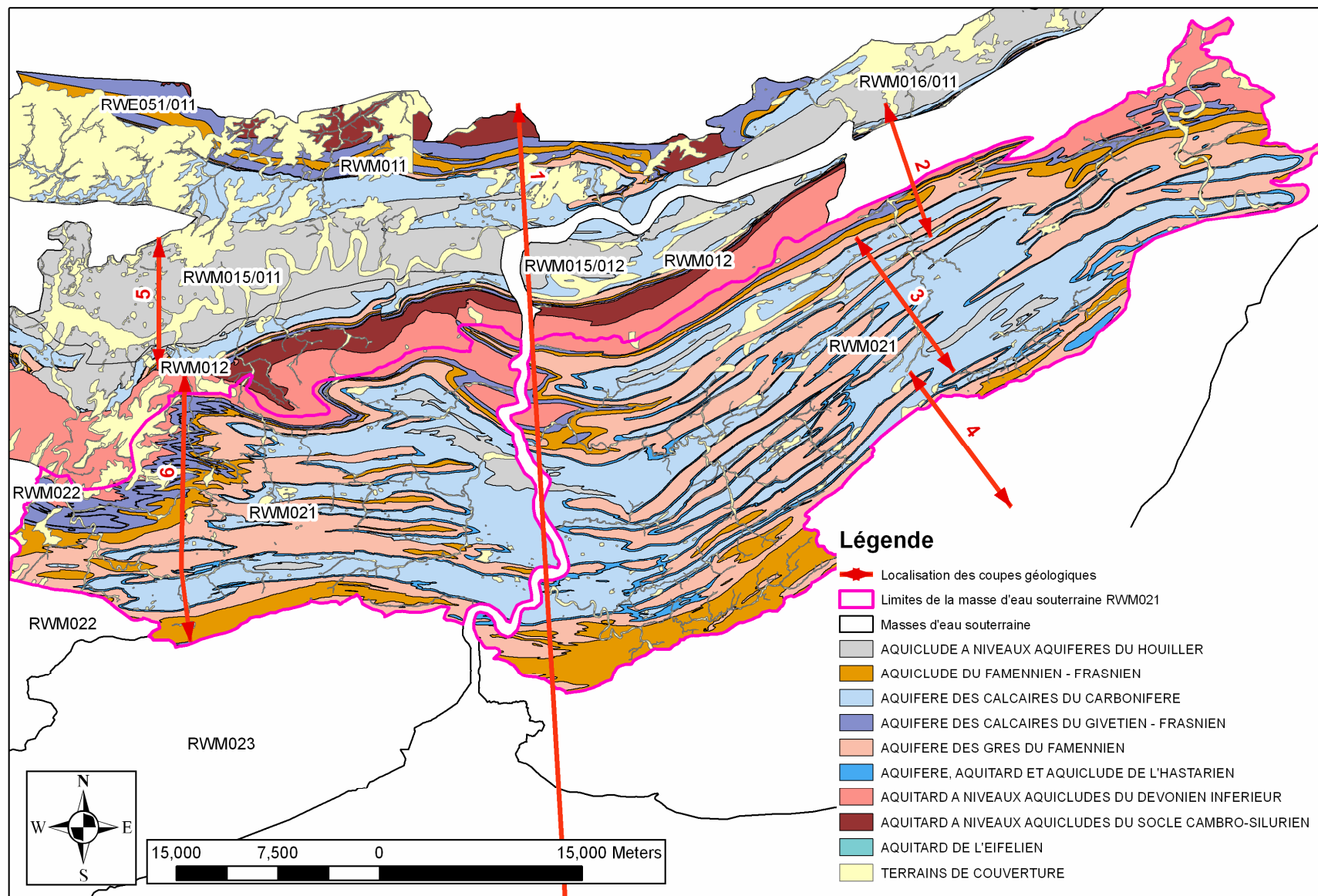


Figure 3-1 : Localisations des coupes hydrogéologiques

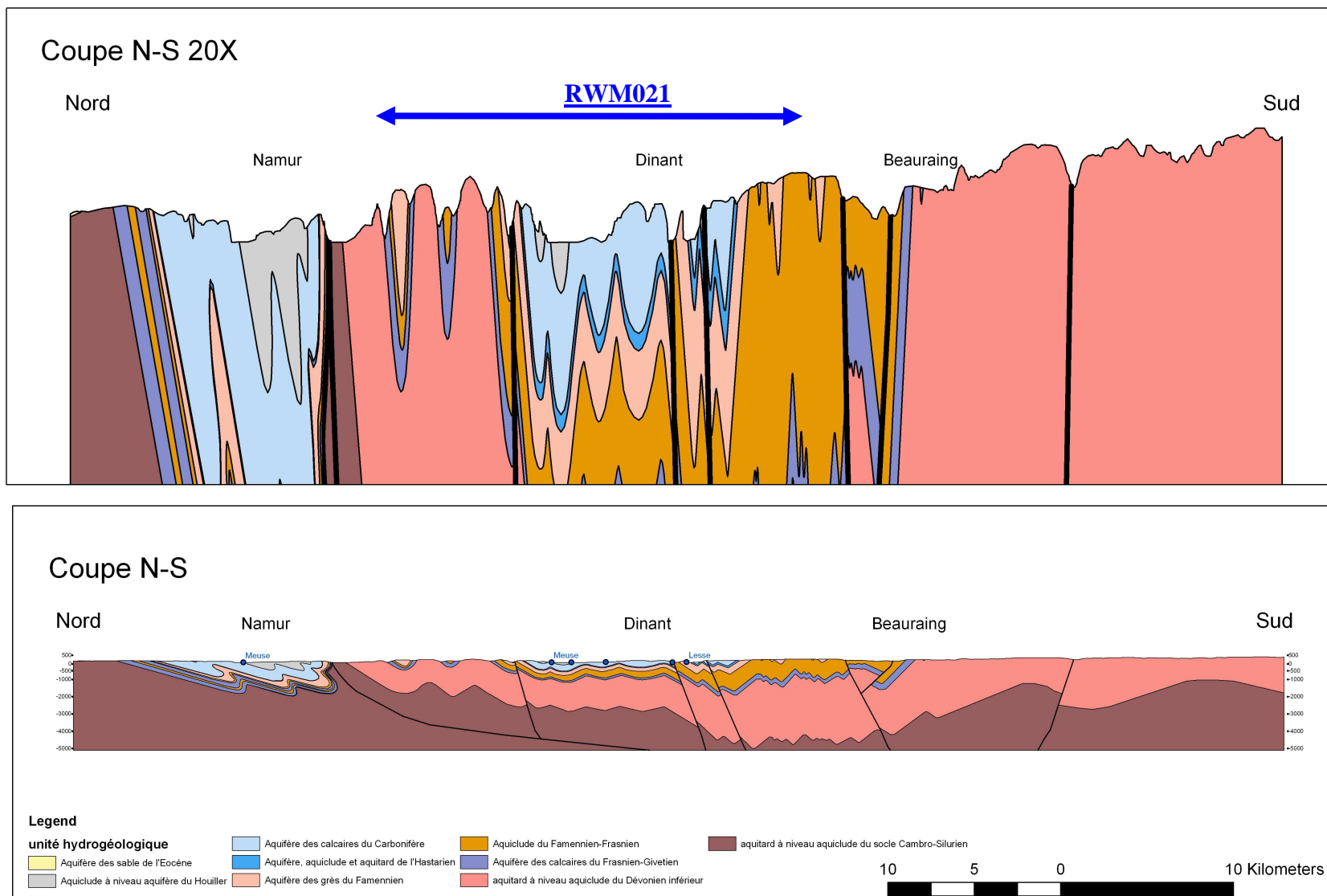


Figure 3-2 : Coupe géologique et hydrogéologique de la zone centrale des masses d'eau RWM011, RWM012, RWM021 et RWM023 (n°1)

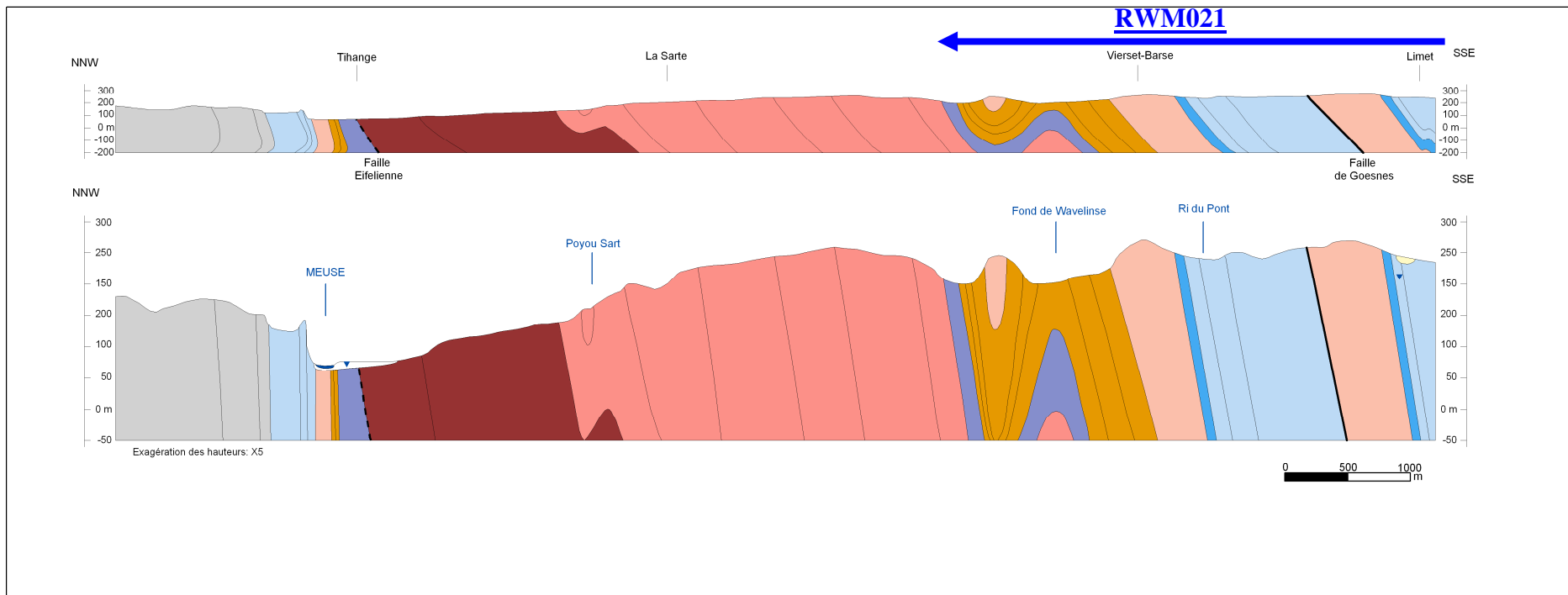


Figure 3-3 : Coupe géologique et hydrogéologique de la carte 48/3-4 Huy - Nandrin (n°2)

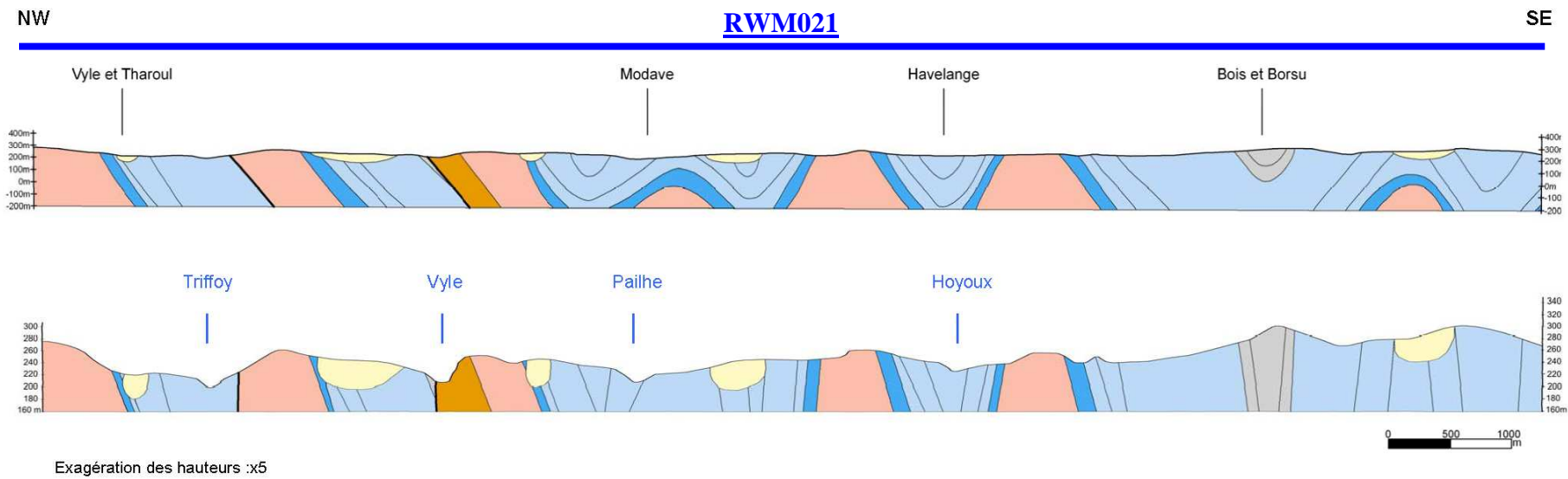


Figure 3-4 : Coupe géologique et hydrogéologique de la carte 48/7-8 Modave – Clavier (n°3)

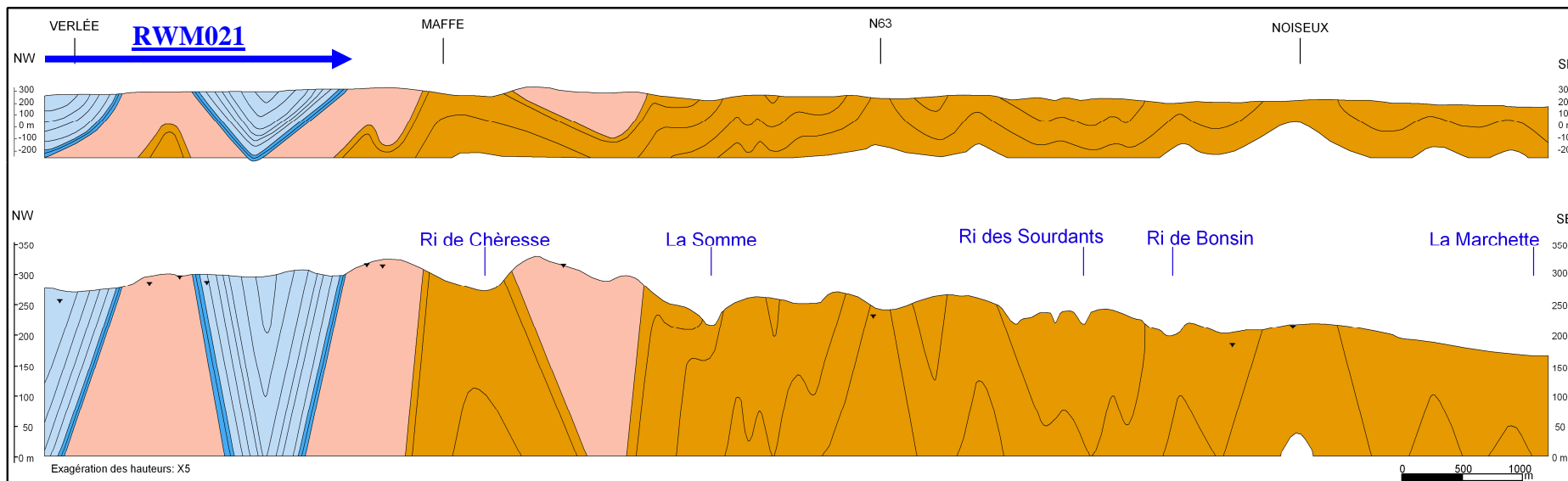


Figure 3-5 : Coupe géologique et hydrogéologique de la carte 54/3-4 Maffe – Grandhan (n°4)

3.2 Etat quantitatif

3.2.1 *Bilans hydrogéologiques*

Afin de pouvoir mettre en évidence des éventuels échanges d'eaux souterraines entre bassins versants, des bilans hydrogéologiques ont été réalisés dans le cadre du projet Synclin'EAU. Les résultats détaillés de ces bilans sont repris en détails dans le rapport D.3.12 Caractérisation hydraulique pour la masse d'eau RWM021.

Dans un premier temps, les bilans ont été réalisés pour les stations limnimétriques du réseau Aqualim (DGRNE) et du réseau Sathy (MET) situées au droit des masses d'eau étudiées. Les données de débit de ces stations ont été fournies par ces deux services, pour toute la durée d'activité des stations. Leur intégration dans le temps a permis de calculer les volumes mensuels sortant du bassin versant par écoulement de surface. Les précipitations et l'évapotranspiration potentielle ont été calculées mensuellement à partir des données de précipitations et de températures des stations météorologiques de l'IRM et du MET. Les données de chaque station ont été interpolées et pondérées pour les différents bassins versants en utilisant la méthode des polygones de Thiessen. L'évapotranspiration réelle ainsi que l'eau utile ont été calculées en utilisant la méthode modifiée de Thornthwaite, sur base des données climatologiques pondérées. Les éventuels exportations et importations d'eau réalisées par les captages entre les bassins versants ont été calculées sur base des données fournies par les producteurs d'eau (Figure 3-7). La localisation des différentes stations climatologiques et de mesures de débits est reprise à la Figure 3-6.

Ces bilans calculés sur base de données historiques ont permis de tirer des premières conclusions sur les échanges d'eau souterraine entre bassins hydrographiques. Une seconde série de bilans a ensuite été réalisée pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 pour ces mêmes stations ainsi que pour de nouvelles stations mises en place spécifiquement pour le projet Synclin'EAU (Figure 3-6). Les bassins sur lesquels ont été établis des bilans hydrologiques sont repris à la Figure 3-8.

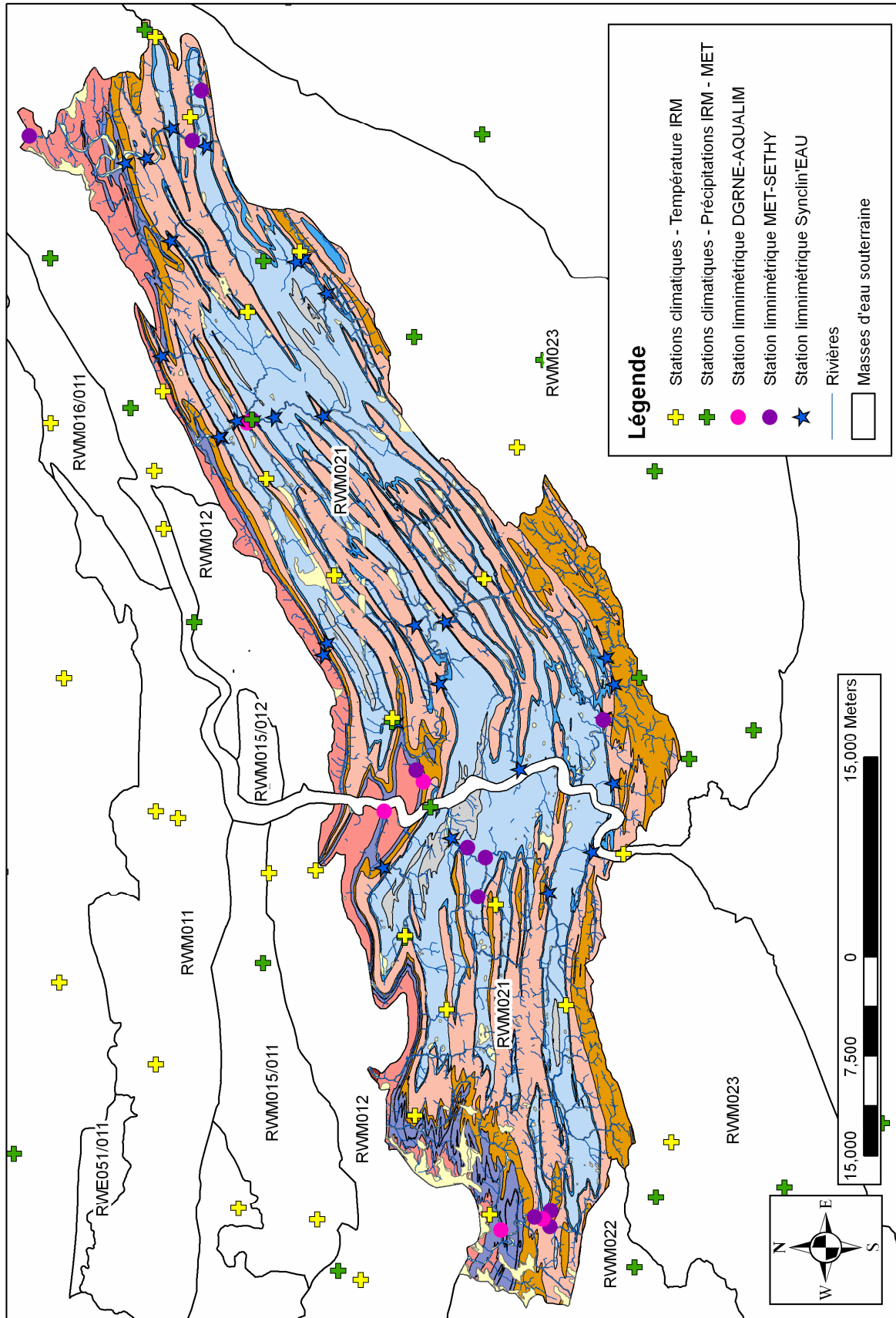


Figure 3-6 : Stations de mesure (débit, pluviométrie, température et ETR) de la MESO RWM021

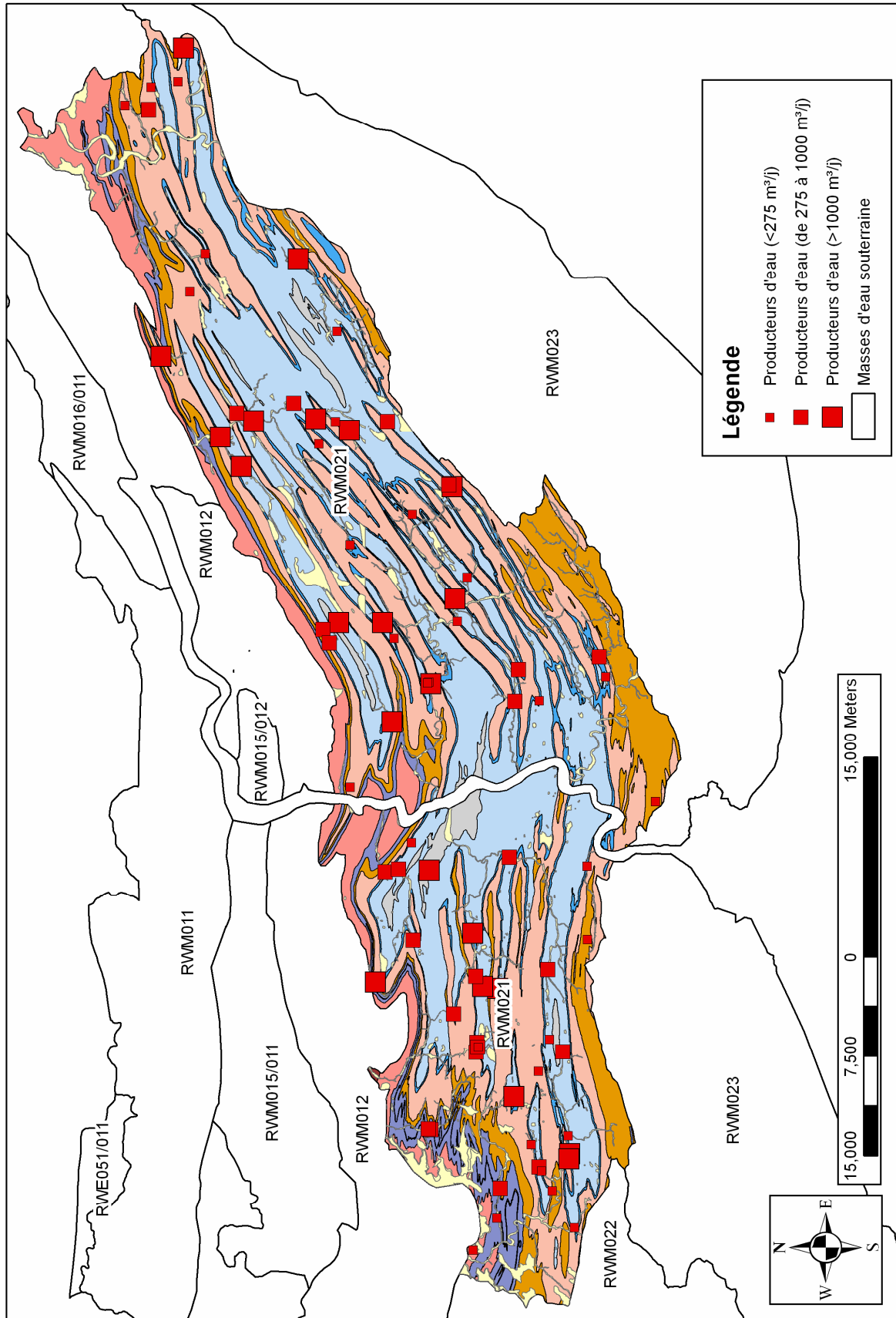


Figure 3-7 : Captages de la MESO RWM021

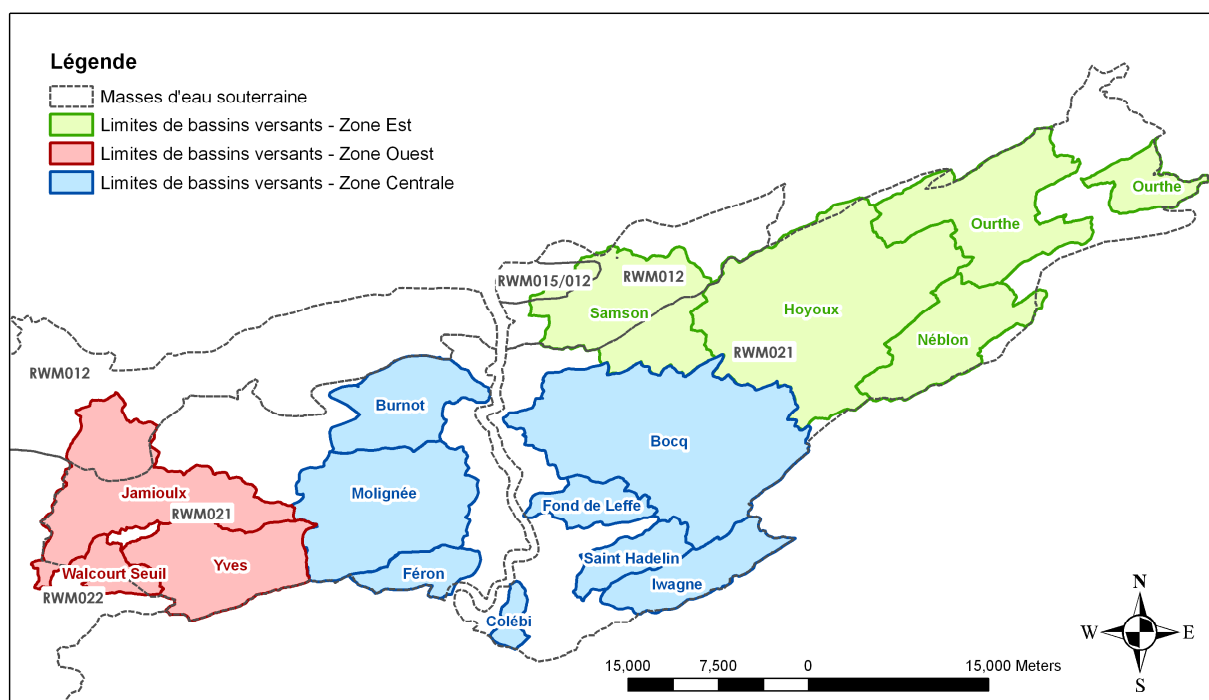


Figure 3-8 : Localisation des bassins étudiés.

Les bilans établis pour la partie Est de la masse d'eau souterraine RWM021 ont permis de mettre en évidence des échanges d'eau pouvant atteindre des volumes importants entre les bassins mais aussi et surtout entre les sous bassins.

Le bilan pour l'ensemble du bassin du Hoyoux montre que les échanges d'eau avec les bassins adjacents sont faibles. La plupart des sous bassins drainant des surfaces calcaires en rive gauche du Hoyoux présentent un léger déficit traduisant un flux sortant. Ces écoulements mis en évidence semblent se produire d'une part principalement vers le Hoyoux et d'autre part, dans une moindre mesure, en direction le Sud-Ouest vers les bassins du Bocq et du Samson. Enfin le bassin du Torrent de Bonne situé dans l'axe du synclinal calcaire de Modave montre un terme de bouclage élevé et nettement déficitaire alors que le bassin de Modave présente un caractère excédentaire. Ceci démontre que d'importants écoulements souterrains ont lieu via l'axe du synclinal calcaire de Modave à partir du bassin du Torrent de Bonne.

D'après les résultats des bilans effectués sur l'intégralité du bassin du Nèblon, les échanges d'eau vers les bassins adjacents via l'écoulement souterrain sont faibles, voir inexistantes. Les conclusions des bilans historiques et des bilans effectués sur base d'une année hydrologique semblent converger sur ce point. En ce qui concerne les sous bassins Synclin'EAU, le sous bassin

N1_Jenneret semble très largement déficitaire. Des échanges d'eau importants peuvent être interprétés au travers de l'aquifère du synclinal calcaire d'Ocquier en direction du Néblon. Le bassin N2_Ocquier est vraisemblablement capable de tels transferts d'eau via le synclinal d'Ocquier vers le Néblon.

Le bilan concernant le bassin de l'Ourthe se limite à la portion comprise entre les stations de Tabreux et de Sauheid. L'incertitude sur le calcul des débits sortant à l'exutoire de cette portion de bassin enlève toute possibilité d'interprétation sur la totalité du bassin considéré. Néanmoins, les bilans hydrologiques effectués sur les sous bassin Synclin'EAU ont fourni des résultats intéressants. Les bassins O3_Haze et O6_Oxhe présentent tout deux des termes de bouclage inférieurs à 2 % ne laissant supposer aucun transfert d'eau souterraine majeur. Le bassin hydrographique O1_Comblain a été étendu jusqu'à la limite du bassin du Néblon afin de prendre en compte l'entièreté du synclinal d'Anthisnes. Ce bilan boucle de manière plus qu'acceptable et indique que le bassin délimité reprend effectivement l'entièreté du bassin hydrogéologique. L'erreur de fermeture pour le bilan du bassin Trou Bleu (O2) ne pourrait trouver son origine que dans une erreur dans les données utilisées ou dans un import d'eau d'origine anthropique. Les bassins O5_Magrée et O4_SceMartin sont déficitaires. Un flux sortant est donc possible vers le bassin du Hoyoux via les synclinaux calcaires du Carbonifère.

Dans le Samson, Les termes de bouclage des différents bilans ne dépassent jamais les 3 %, tant pour les sous bassins Synclin'EAU que pour l'entièreté du bassin. Ceci signifie que les transferts d'eau via l'écoulement souterrain sont quasi inexistant tant entre les sous bassins du Samson et les bassins adjacents qu'entre les sous bassins délimités par les stations de mesure mise en place pour cette étude. Les échanges éventuels mis en évidence avec les bassins du Hoyoux et du Bocq seraient donc dans un état d'équilibre entre les flux entrants et sortants.

Dans la zone centrale de la masse d'eau, de part et d'autre de la Meuse, de nombreux bassins versant ont également été investigués. Les résultats obtenus aux deux stations limnimétriques installées dans le bassin du Burnot sont clairement concordants. Le bilan calculé à la station de d'Arbre présente un déficit d'écoulement égal à 24,5 % des précipitations. Il indique qu'un écoulement déficitaire se produit au travers de l'aquifère des calcaires carbonifères, en direction de l'Est, donc de la Meuse qui imposerait alors le niveau de base local de l'aquifère.

Les termes de bouclages calculés aux stations limnimétriques installées dans le bassin de la Molignée confirment certaines hypothèses. La station de Serville sur le Flavion affiche un excédent d'écoulement (-5%). Un flux d'eau entrerait donc dans le bassin par l'Ouest en provenance du bassin du ruisseau d'Yves. Cet excédent d'écoulement n'apparaît plus dans le bilan

calculé à la station de Foy située en aval et toujours sur le Flavion. Ceci semble confirmer la présence de pertes d'écoulement significatives en direction de l'Est, vers le bassin du Féron et vers la Meuse, via les synclinaux calcaires.

Le bilan hydrologique établis pour le bassin du Féron ne montre qu'un terme de bouclage de 7 % des précipitations. Or de toute évidence, un écoulement souterrain important traverse la limite Est du bassin versant pour continuer vers la Meuse. Ce faible terme de bouclage est expliqué par une compensation des pertes en eaux souterraines du bassin du Féron par des apports provenant de l'Ouest, du bassin du Flavion.

Le bassin versant limité à résurgence du Colébi présente un bilan hydrologique excluant tout décalage entre bassin hydrographique et hydrogéologique. Un essai de traçage a confirmé le fait qu'aucun transfert d'eau souterraine ne traverse les limites du bassin hydrographique.

Les résultats obtenus pour le bassin de l'Iwagne laissent supposer que ce bassin versant n'échange que des volumes d'eau souterraine minimes avec les bassins voisins, le bassin étant situé majoritairement au droit d'un substratum de faible perméabilité limitant ainsi les échanges d'eau souterraine entre bassins.

Les limites hydrographiques et hydrogéologiques du bassin du Saint Hadelin semblent correspondre car le bilan effectué ne présente qu'un terme de bouclage inférieur à 1% du total des précipitations annuelles.

Le bassin des Fonds de Leffe montre un bilan hydrologique déficitaire. Un transfert d'eau souterraine est fortement soupçonné au travers de la limite septentrionale du bassin, sur le plateau calcaire où le ruisseau est manifestement perdant.

Les bilans calculés sur les deux stations limnimétriques installées à l'exutoire du bassin du Bocq affichent globalement un déficit d'écoulement. Ceci indique une perte en eau via les eaux souterraines vers l'Ouest, au profit du bassin direct de la Meuse. Les synclinaux calcaires carbonifères sont une fois de plus les vecteurs de ces flux souterrains transfrontaliers. Les pertes ou excès d'écoulements ne sont pas démontrés en dehors des bassin limités aux stations limnimétriques Synclin'EAU de Natoye, Crupet ou Spontin.

A l'Ouest de la masse d'eau souterraine RWM021, le bassin de Jamioulx (Eau d'Heure) présente un bilan moyen avec un terme de fermeture très faible. L'analyse des termes des bilans sur plusieurs années indique clairement un effet de réserve joué par les aquifères. La bande des calcaires givetiens, plus perméables que les terrains silto-gréseux, a probablement un rôle prépondérant dans cet effet de réserve.

Les résultats obtenus par le calcul de bilans hydrologiques sur le bassin de l'Eau d'Heure limité à la station limnimétrique de Walcourt Seuil font état d'un faible excédent d'écoulement. Ce dernier ne reflète sans doute que les incertitudes liées aux déversements d'eau provenant des lacs de l'Eau d'Heure dans les cours d'eau de surface et ne reflète pas de flux d'eau souterrains importants.

Le calcul des bilans d'année en année sur le bassin du ruisseau d'Yves met en évidence plus d'années déficitaires qu'excédentaires. Une faible quantité d'eau pourrait donc être exportée hors des limites du bassin versant du ruisseau d'Yves. Ce transfert aurait vraisemblablement lieu vers l'Est et le bassin du Flavion, au travers du synclinal calcaire carbonifère qui constitue la partie centrale du bassin d'Yves.

3.2.2 Piézométrie

Un inventaire des données piézométriques existantes a été réalisé. De longues chroniques piézométriques existent dans les aquifères calcaires, pour certaines zones très localisées de la masse d'eau. Par contre, aucun suivi régulier n'est disponible pour les aquifères logés au sein des formations détritiques.

La structure géologique régionale est constituée d'une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires. Ces discontinuités géologiques induisent une séparation des aquifères et empêche l'établissement d'une piézométrie globale à l'échelle de la masse d'eau. L'examen des données de piézométrie conduit donc d'avantage à l'établissement de directions générales d'écoulements au sein de chaque entité aquifère. Toutefois, la zone centrale de la masse d'eau ainsi que la zone Est au niveau des bassins du Hoyoux et du Néblon montrent toutes deux un double ennoyage des synclinaux suffisamment prononcé pour permettre la coalescence des aquifères calcaires. Dans ces zones particulières, les directions d'écoulement des eaux souterraines sont précisées sur une plus grande superficie.

En vue de définir au mieux les conditions d'écoulement de la nappe, un réseau de suivi a été mis en place par les équipes Synclin'EAU. Celui-ci couvre l'ensemble de la masse d'eau et a été élaboré en tenant compte des différents aquifères présents. Il comprend 141 puits et piézomètres, relevés mensuellement. Certains piézomètres sont équipés de sondes de pression afin de suivre les fluctuations du niveau de la nappe à un pas de temps horaire. De nouveaux forages viendront compléter ce réseau.

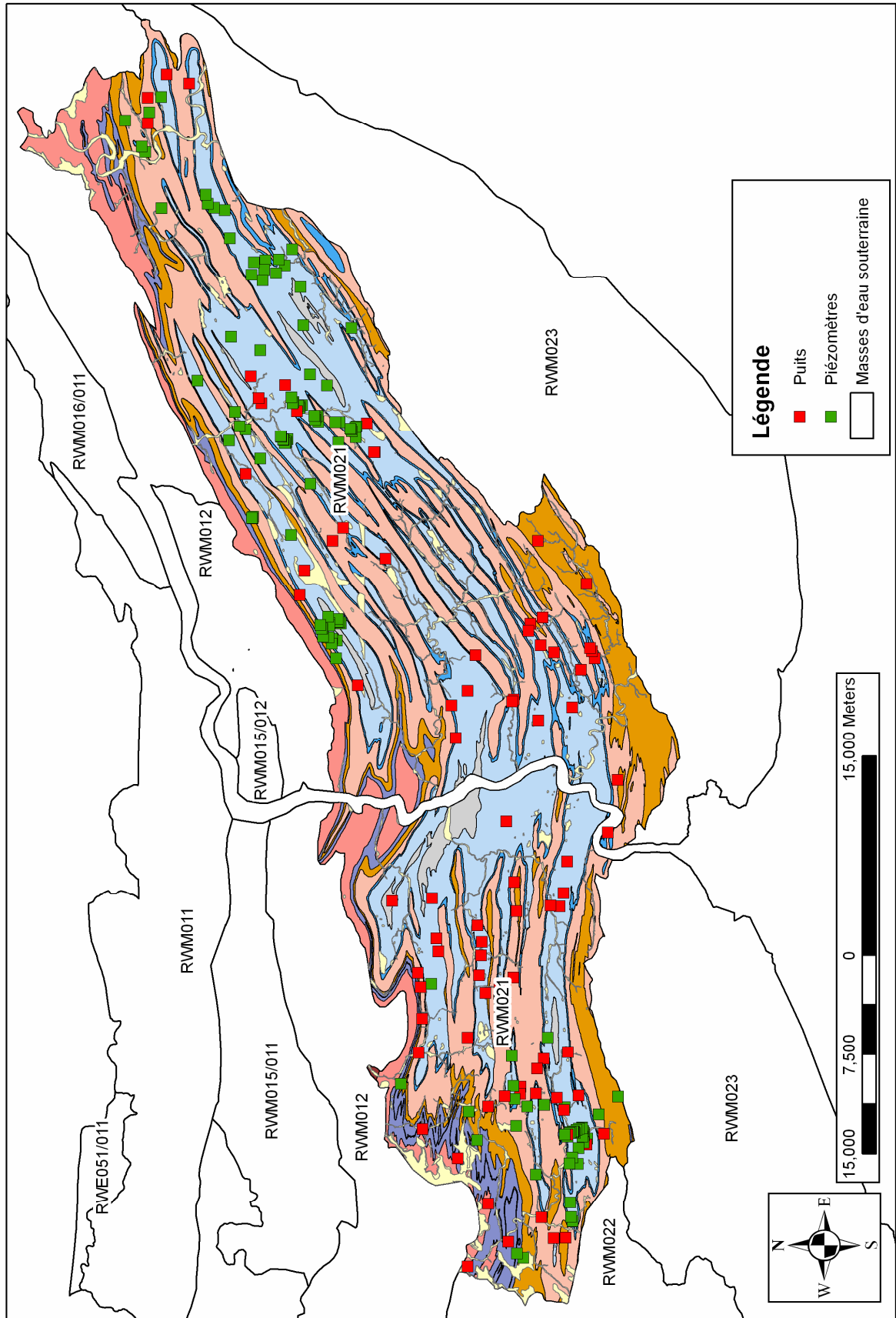


Figure 3-9 : Puits et piézomètres du réseau de caractérisation de la MESO RWM021.

Les chroniques piézométriques « historiques » et les mesures réalisées mensuellement (ou plus fréquemment, par le biais de sondes automatiques) dans le cadre du projet Synclin'EAU ont permis de tirer certaines conclusions quant aux variations locales de la piézométrie des nappes et aux sens des écoulements souterrains. La faible densité des points de mesures et la compartimentation des synclinaux calcaires, séparés par des anticlinaux gréseux a généralement empêché le dessin de courbes isopièzes à l'échelle des synclinaux calcaires, principales réserves aquifères exploitables dans la Masse d'eau RWM021. Des courbes isopièzes ont cependant pu être dessinées localement dans certains synclinaux calcaires, là où un nombre suffisant de puits et de piézomètres étaient accessibles. Il s'agit notamment du synclinal calcaire s'étendant de Florennes à Saint-Aubin. Des informations piézométriques ponctuelles sont cependant disponibles pour l'entièreté de la RWM021 et ont permis de dresser une cartographie des sens d'écoulements des eaux souterraines, à l'échelle de la Masse d'eau. Deux cartes globales des informations piézométriques, au format A0, sont reprises en annexe à ce rapport.

Les différents bassins versants au droit de la Masse d'eau RWM021 présentent généralement une succession de synclinaux calcaires et d'anticlinaux gréseux. De manière générale, les écoulements souterrains au sein des aquifères des grès fameniens sont orientés vers les calcaires carbonifères. La base des formations carbonifères présente des niveaux peu perméables (shales de la Formation du Pont d'Arcole et calcschistes de la Formation de Maurenne entraînant l'apparition d'alignements de sources au contact entre les formations fameniennes et carbonifères. Ces sources alimentent de nombreux ruisseaux qui se perdent fréquemment au sein des calcaires carbonifères. Le centre des synclinaux calcaires est généralement occupé par un cours d'eau plus important qui collecte les eaux provenant de ces ruisseaux ou de leur écoulement souterrain. Ces rivières ont alors une orientation globale O-E, parallèle aux structures géologiques et viennent se jeter dans la Meuse ou dans un de ses affluents principaux (Eau d'Heure, Bieme, Molinee, Bocq, Hoyoux, Ourthe, ...). En bordure Ouest de la Masse d'eau, le schéma géologique est plus complexe. L'envoyage des plis vers l'Est provoque l'affleurement des calcaires du Givetien à la limite Ouest de la Masse d'eau, sous une allure cartographique fortement découpée. Le réseau hydrographique y draine les eaux des calcaires du Givetien qui eux même drainent les schistes et grès voisins.

La partie centrale de cette Masse d'eau est drainée par la Meuse, entre Hastière et Profondeville. Ses affluents, en rive droite (la Lesse et le Bocq principalement) comme en rive gauche (Féron, Molinee et Burnot), drainent les aquifères selon une orientation globale O-E parallèlement aux formations géologiques. Seul le bassin du ruisseau de Falmagne est orienté selon une direction Sud-Nord, perpendiculairement à l'orientation des formations géologiques. La Meuse

joue un rôle important pour les écoulements souterrains dans cette zone car elle y constitue le niveau de base régional. Ce niveau de base est très bas par rapport à l'altitude moyenne au droit des bassins versants de ses affluents. Ceci a provoqué le développement de plusieurs réseaux karstiques à gradient hydraulique importants au sein des calcaires dévoniens et carbonifères ainsi que des pertes en eau souterraines de ces bassins versants au profit du bassin direct de la Meuse.

Les zones Est et Ouest de la masse d'eau sont drainées respectivement par les affluents de la Sambre en amont de Namur et de la Meuse en aval de Namur. Ces deux cours d'eau sont situés en dehors de la RWM021 et n'ont donc pas d'influence directe sur les écoulements souterrains dans cette Masse d'eau. Leurs affluents (Biesme, Samson, Hoyoux, Ourthe,...) sont orientés selon une direction générale Sud-Nord, en recoupant la succession de synclinaux calcaires et d'anticlinaux gréseux. Ils collectent les écoulements souterrains et de surface des différents synclinaux calcaires qu'ils recourent.

Il est possible de tirer des dynamiques communes pour les nappes situées au sein des masses calcaires dans l'Est de la masse d'eau. Le niveau d'eau dans ces nappes varie annuellement avec des amplitudes de 1 à 6 mètres à l'exception de la nappe située dans le bassin du Néblon dont les variations peuvent atteindre 30 mètres. L'amplitude des fluctuations piézométriques mesurée au niveau des piézomètres est fonction de l'emplacement de ceux-ci dans le bassin hydrogéologique. C'est en tête de bassin, au niveau des zones de crête piézométriques, que l'amplitude est maximale. A l'inverse les piézomètres situés à proximités de captages ou de ruisseaux drainants ou encore implantés dans un réseau karstique important ne montrent que de faibles variations de niveau d'eau (Figure 3-10 : PT01, 02 et 04 Havelange situé à distance décroissante d'un captage). La dynamique de la nappe est assez rapide. En effet celle-ci montre une augmentation de son niveau d'eau quasi synchrone avec les pics d'eau utile. Seuls les piézomètres atteignant les nappes calcaires recouvertes de dépôts terrigènes du Houiller montre un décalage entre eau utile et haut niveau piézométrique. Cette couverture peu perméable a comme effet de retarder l'élévation du niveau piézométrique par rapport aux valeurs d'eau utile. La seconde explication de ce décalage pourrait également être due à l'éloignement de la zone de recharge (Figure 3-10 : PR11 situé sous couverture du Houiller).

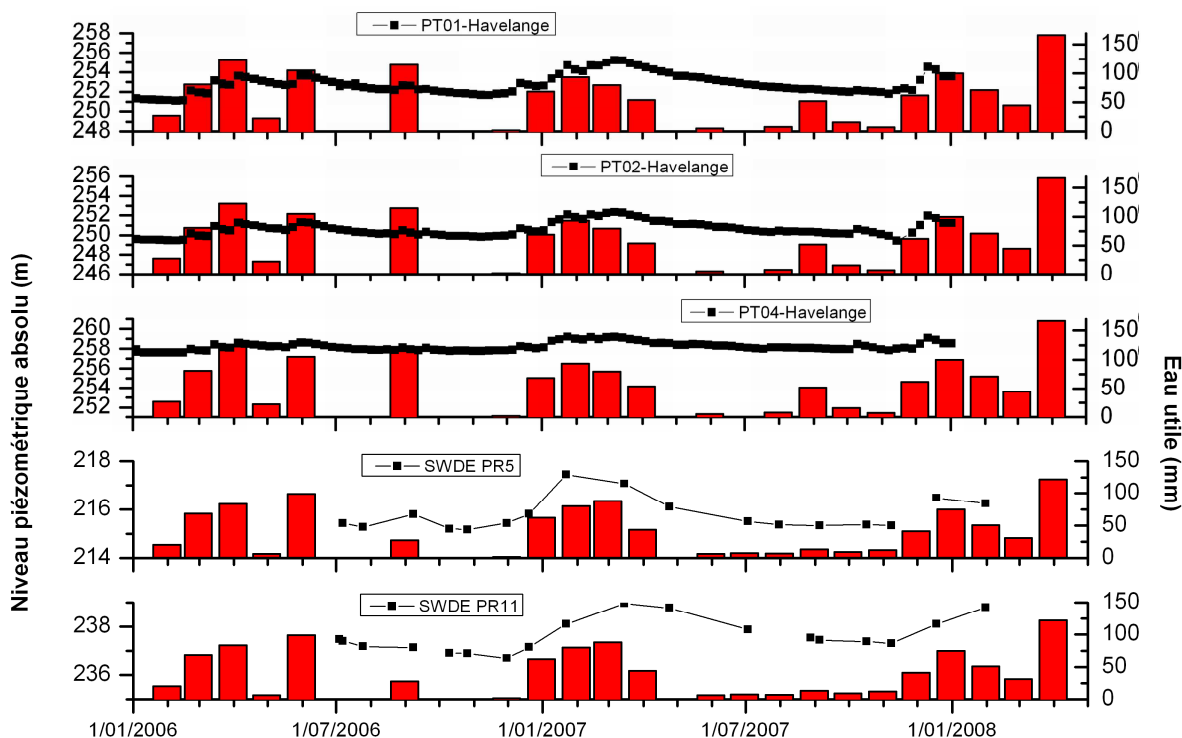


Figure 3-10 : Comparaison des fluctuations de niveau piézométrique et de l'eau utile mensuelle pour deux piézomètres implantés dans le synclinal de Gesves et le synclinal d'Havelange

Le suivi horaire du niveau piézométrique grâce aux sondes de pressions installées dans le cadre de cette étude a montré son utilité. La chronique des relevés mensuels du puit Campagne PZ5 dans le synclinal de Gesves montre un profil identique à celui de PZ4 (Figure 3-11). Toutefois, le suivi horaire de la piézométrie fait état d'une nappe à la dynamique beaucoup plus rapide et donc d'une recharge de la nappe quasi instantanée par rapport aux précipitations.

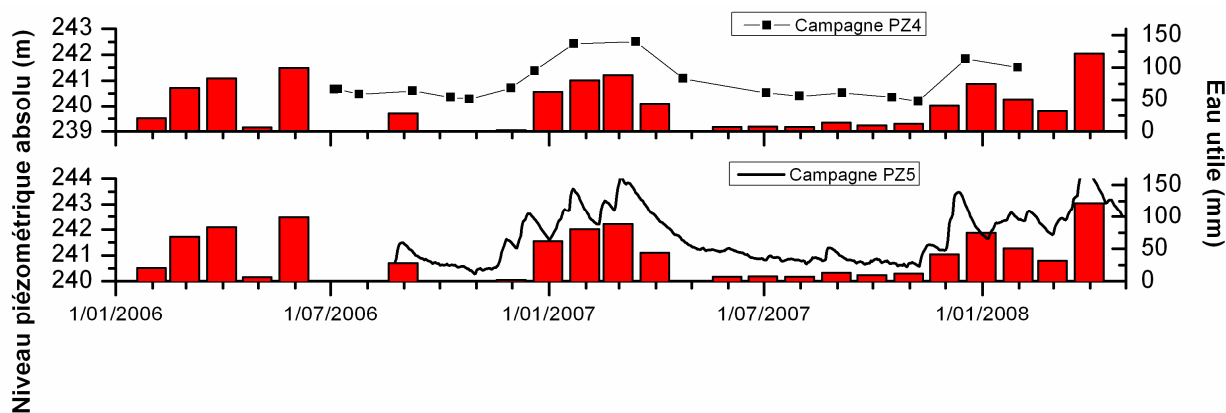


Figure 3-11 : Comparaison des fluctuations de niveau piézométrique et de l'eau utile mensuelle pour deux piézomètres implantés dans le synclinal de Gesves.

3.2.3 Hydrodynamique des aquifères

Les synclinaux calcaires du Carbonifère contiennent la plus grande partie des réserves en eau souterraine exploitables et exploitées de la masse d'eau RWM021. Ils sont alimentés non seulement par l'infiltration des eaux météoriques à travers la couverture de limons quaternaires, mais aussi par le déversement diffus ou concentré des nappes gréseuses voisines vers les dépressions calcaires et le ruissellement des précipitations sur les terrains schisto-gréseux famenniens. Les synclinaux calcaires sont généralement drainés à leur tour par les rivières qui les recourent (Eau d'Heure, Biesme, Meuse à l'amont de Namur, Hoyoux et Ourthe). Des cours d'eau de débit moindre s'écoulent parallèlement à l'axe des synclinaux mais n'en constituent quasi jamais l'exutoire. Les directions d'écoulement de l'eau souterraine au sein des synclinaux calcaires ne dépendent pas exclusivement de la topographie mais sont aussi influencées par l'orientation des couches géologiques, voir des directions préférentielles de diaclases et autres réseaux de fracturation. Les différents bassins versant des affluents de la Meuse, en amont de Namur (entre autres le Burnot, la Molinee, et le Bocq) peuvent être cités à titre d'exemple. Les limites hydrographiques de ces bassins versants recourent perpendiculairement l'axe des synclinaux calcaires carbonifères ce qui autorise les décalages avec les limites hydrogéologiques. Les bancs de calcaires sont de plus orientés selon une direction E-O, soit vers la Meuse. Celle-ci impose un niveau de base régional très bas par rapport à l'altitude moyenne au droit des bassins versants de ses affluents. Des écoulements souterrains ont été mis en évidence au sein de ces bassins versant et orientés vers le bassin direct de la Meuse.

Les bilans réalisés pour le bassin du Burnot montrent un terme de bouclage clairement positif et donc un déficit en écoulement notable. La limite entre ce bassin versant et le bassin direct de la Meuse se situe majoritairement au droit de formations calcaires du Carbonifère. Des pertes en eau souterraines ont donc lieu au sein de ces calcaires karstiques. Ces pertes ne peuvent être compensées par des apports en eaux souterraines en provenance du bassin de la Sambre, la limite entre celui-ci et le bassin du Burnot se situant majoritairement au droit de formations peu perméables du Dévonien.

Les bassins de la Molinee et du Bocq ne sont pas séparés de leurs voisins par des formations peu perméables. Bien que, comme le suggèrent les résultats de l'étude piézométrique, ces bassins subissent des pertes en eaux souterraines au profit du bassin direct de la Meuse, leurs bilans hydrogéologiques bouclent sans déficit en écoulement notable. Il est

donc très probable que les écoulement supposés vers le Meuse ne mettent en jeu que des quantités d'eau restreintes ou que des écoulements souterrains aient lieux en provenance des bassins des affluents de la Sambre (la Biesmes, le Ruisseau de Fosses) et des affluents de la Meuse en aval de Namur (le Hoyoux, le Samson, ...) et au profit des bassins hydrographiques de la Molinee et du Bocq. Ces gains en eaux souterraines viendraient compenser les pertes au profit de la Meuse.

En rive droite de la Meuse, la « rivière souterraine de Dinant » (Figure 3-12) constitue un autre exemple de distinction entre bassin hydrogéologique et bassin hydrographique. Les eaux de plusieurs petits ruisseaux appartenant au bassin versant du Ravin de Sorinnes se perdent dans plusieurs dolines et viennent resurgir en dehors de ce bassin versant, dans la vallée de la Meuse, directement au Nord de la ville de Dinant.

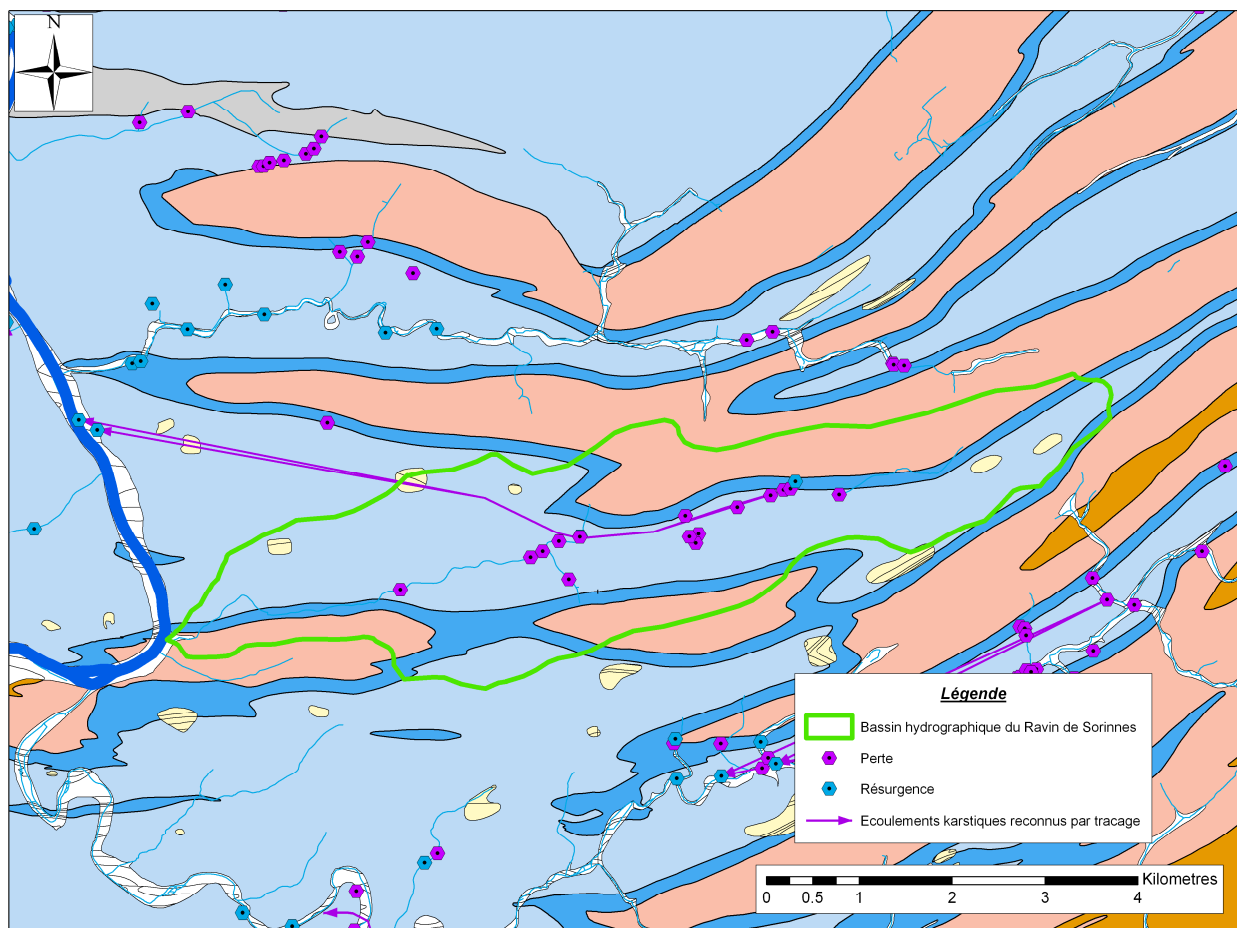


Figure 3-12: Localisation du bassin versant du Ravin de Sorinnes et de la Rivière Souterraine de Dinant

Les formations calcaires du Carbonifères présentent, dans la partie Est de la masse d'eau souterraine RWM021, des comportements hydrodynamiques généralement semblables à ceux de l'Ouest.

Le bassin du Samson n'est recoupé que par deux synclinaux calcaires dans son extrémité amont. Ces synclinaux ont été reconnus comme vecteurs de faibles transferts d'eau souterraine depuis le bassin du Hoyoux.

Autre masse calcaire importante, celle du bassin du Hoyoux. Elle en recouvre l'essentiel de la superficie par des synclinaux dont le double ennoyage dans la partie centrale du bassin provoque l'interconnexion des aquifères. Les écoulements souterrains ont lieu selon l'étirement des synclinaux calcaires. L'eau souterraine voit donc son trajet dicté par les directions préférentielles des réseaux de fractures présents selon l'axe des synclinaux. Ces écoulements se font dans deux sens. L'un vers le Hoyoux qui détermine le niveau de base local des aquifères et comme le prouve de nombreuses sources le long de sa berge. Le bassin du Torrent de Bonne en est un cas particulier de par l'importance du flux d'eau échangé avec le bassin du Hoyoux (Figure 3-13). L'autre sens, aux extrémités Ouest du bassin est dirigé vers les bassins du Samson et du Bocq ne vaut que pour les bassins en rive gauche du Hoyoux et ne concerne que des quantités d'eau limitées.

La nappe présente au sein de la structure synclinale d'Ocquier trouve son exutoire dans le ruisseau du Néblon. En effet le sens général d'écoulement dans le bassin du Néblon est orienté vers celui-ci et vers les galeries de captage de la CILE. De nombreuses pertes et résurgences ont été identifiées dans ces calcaires et un essai de traçage a été initié afin de préciser l'hydrodynamique locale. Ce traçage n'a fournis aucun résultat interprétable à ce jour.

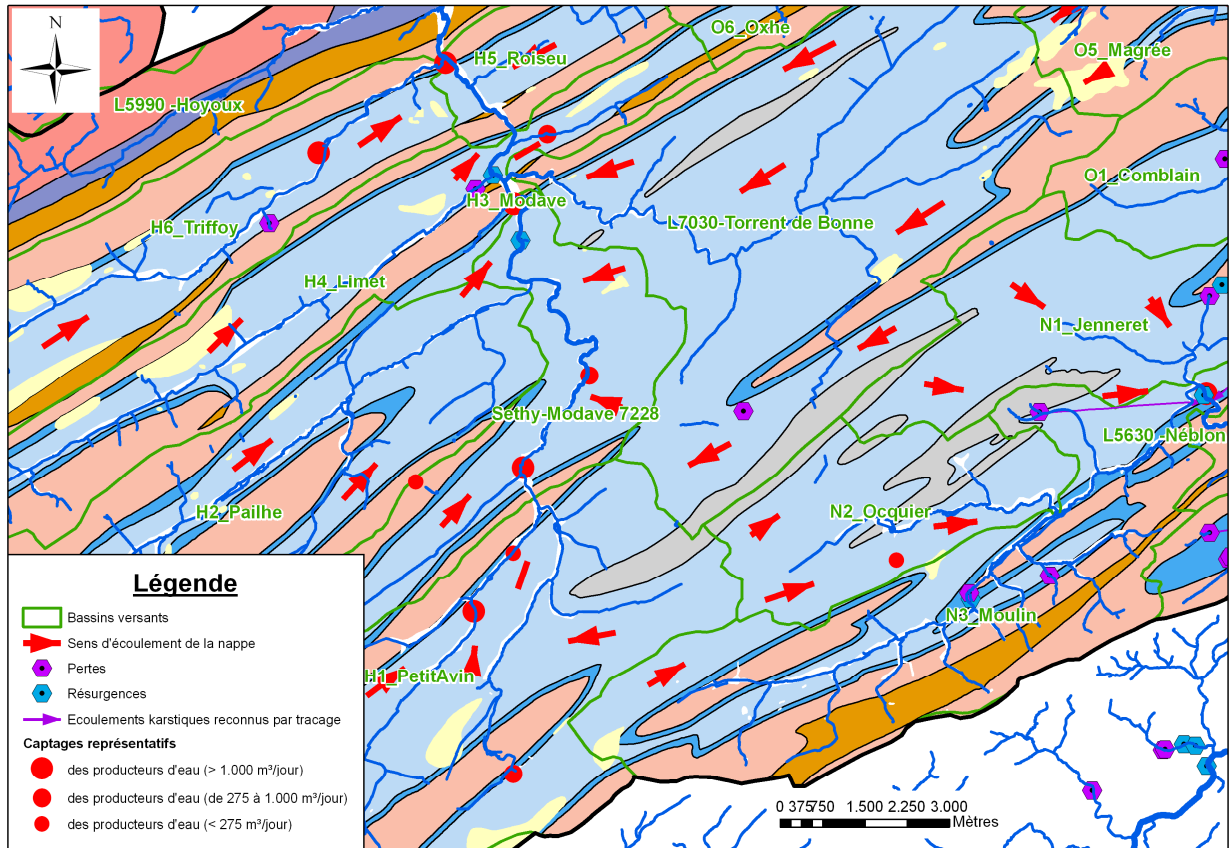


Figure 3-13 : Ecoulements souterrains dans les bassins du Hoyoux et du Néblon

L'extrême Est de la masse d'eau regroupe deux synclinaux calcaires importants. Ils appartiennent tout deux au bassin versant de l'Ourthe et présente tous deux des écoulements souterrains de type karstique. Le synclinal d'Anthisnes présente une composante hydrogéologique dominante des écoulements. Le réseau hydrographique de surface est sec une grande partie de l'année et de nombreux phénomènes karstiques sont reconnus. Les mêmes propriétés sont reconnues pour le synclinal calcaire de Chanxhe-Sprimont. Ces deux synclinaux d'Anthisnes et de Chanxhe-Sprimont sont donc responsables d'importants écoulements souterrains à travers des conduits karstiques (Figure 3-14).

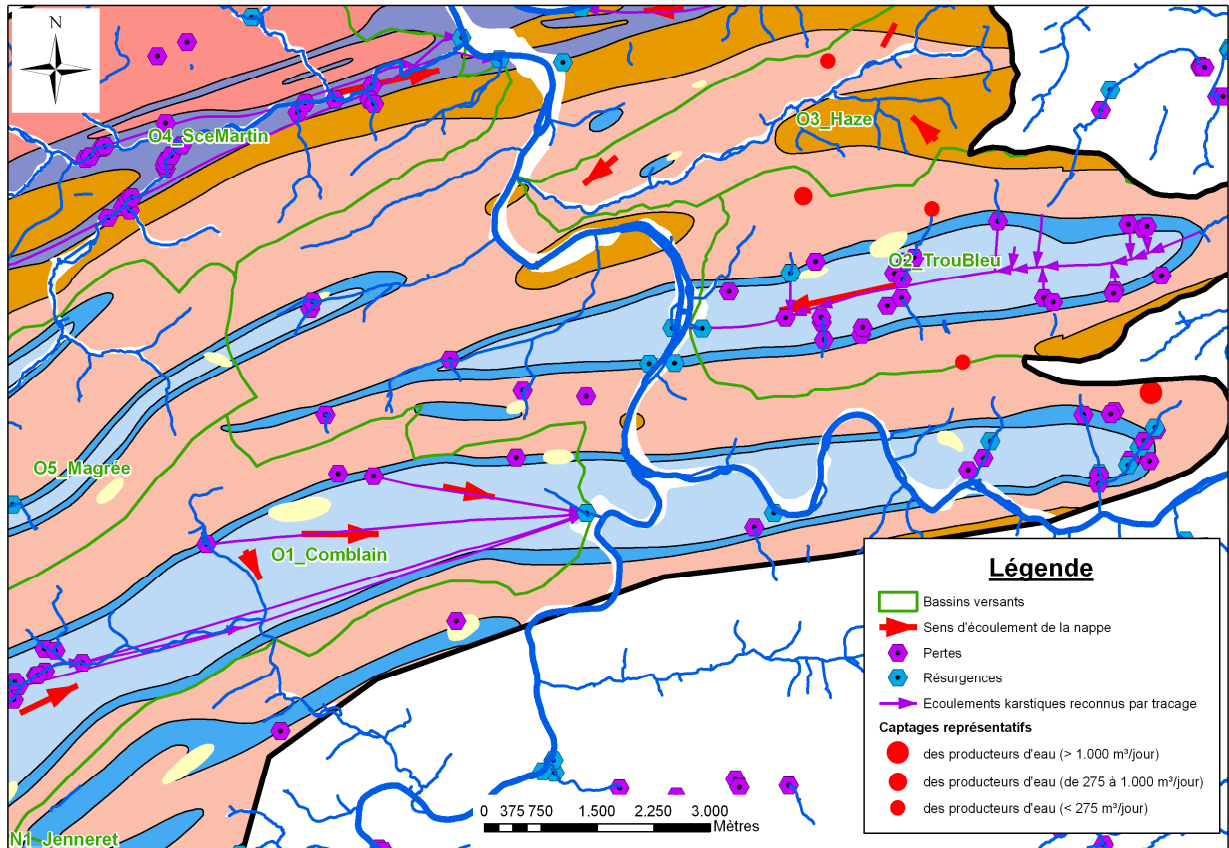


Figure 3-14 : Mise en évidence des écoulements souterrains dans les synclinaux d’Anthignes et de Chanxhe-Sprimont.

La position des crêtes de partage entre bassins hydrogéologiques, au sein d’un même synclinal calcaire, peut ainsi varier dans le temps. Le suivi mensuel des puits et piézomètres proches des limites de bassins permet à moyen terme une meilleure compréhension et un meilleur positionnement des limites et de la dynamique des bassins hydrogéologiques. De nouveaux forages ont été implantés dans cette optique, aux endroits où l’accès à la nappe est actuellement limité.

Les anticlinaux gréseux du Famennien contiennent des nappes qui se déversent vers les dépressions calcaires par différents modes, soit des écoulements souterrains diffus au droit de failles, soit par l’intermédiaire de sources de débordement, temporaires ou pérennes, localisées au contact entre les grès et les formations schisteuses peu perméables de la base du Tournaisien. Les écoulements souterrains au sein des grès sont vraisemblablement dépendants de la topographie. Le suivi mensuel des puits et piézomètres, ainsi que les nouveaux forages,

permettront également d'affiner les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique des grès.

Les calcaires Givetiens et Frasniens sont fortement karstifiés. Les écoulements y sont principalement souterrains et dépendent de la karstification. Les ruisseaux sont intermittents et caractérisés par des successions de pertes et résurgences. Du fait de leur important mélange avec les eaux de surface et de leur grande vulnérabilité, les ressources en eau souterraine de ces formations ne sont presque pas exploitées, si ce n'est par quelques puits domestiques.

Les nappes des formations schisto-gréseuses du Houiller sont des nappes de fissures, libres et perchées. Elles se déversent vers les calcaires carbonifères soit de manière diffuse au droit de failles, soit par débordement au contact de niveaux plus schisteux.

Bien que d'extension et d'épaisseur limitées, il est admis que *les placages de sables* dans les poches de dissolution et la couche de *limons quaternaires* jouent un rôle protecteur vis-à-vis des couches sous-jacentes. Ces formations contribueraient à la filtration des eaux météoriques. La faible perméabilité des limons devrait induire un retard temporel dans l'alimentation des aquifères calcaires sous-jacents.

3.2.4 Interactions eaux de surface – eaux souterraines

3.2.4.1 Introduction et typologie des interactions ESO-ESU

Au regard de la DCE, le travail de caractérisation détaillée des masses d'eau souterraine recensées comme courant un risque doit, entre autres, comprendre un « *inventaire des systèmes de surface associés, et les masses d'eau de surface auxquels la masse d'eau souterraine est dynamiquement liée* » complété d'une estimation « *des directions et taux d'échange de l'eau entre la masse d'eau souterraine et le système de surface associé* ». Dans le cadre du projet Synclin'EAU, les recherches menées à ce niveau, ont été abordées sous deux approches :

- une approche régionale visant à déterminer la direction des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface pour l'ensemble des masses d'eau de surface. Le

résultat majeur est une cartographie des interactions ESO-ESU offrant une vision d'ensemble des flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

- Une approche locale, dans laquelle, différentes méthodes d'études des mécanismes d'échange entre les ESO ESU ont été investiguées.

Dans le présent livrable, seul un résumé des résultats de l'approche régionale est repris. La cartographie des interactions est décrite ci-dessous pour la RWM021. L'étude complète des interactions ESO-ESU, constitue un livrable à part entière (D3.52 – D4.52).

Afin de cartographier les différents types d'échange ayant lieu entre les eaux souterraines et les eaux de surface, une typologie mettant en évidence 4 mécanismes d'échange différents, a été développée. Chacun de ces systèmes a ses caractéristiques qui lui sont propres, et met en évidence l'influence qu'il a sur les eaux souterraines et les eaux de surface, quantitativement et qualitativement. La cartographie permet alors d'évaluer les risques potentiels qu'une pression qualitative ou quantitative peut avoir sur les eaux de surface ou/ et sur les eaux souterraine. Les 4 systèmes d'échange sont les suivants :

- 1) Système potentiellement drainant : dans ce cas, l'aquifère alimente le cours d'eau et contribue à maintenir un « niveau de base ». La qualité des eaux du cours d'eau est influencée, entre autre, par la qualité des eaux souterraines.
- 2) Système potentiellement perdant : dans ce cas, le cours d'eau alimente l'aquifère et la qualité des eaux souterraines est influencée, entre autre, par la qualité des eaux de surface.
- 3) Système en pseudo-équilibre : les fluctuations de la nappe (hautes eaux – basses eaux) et du ruisseau (crues ou étiages) font en sorte que le sens des échanges peut être variable, de l'aquifère vers le cours d'eau (ESO->ESU) ou du cours d'eau vers l'aquifère (ESU->ESO).
- 4) Système perte-résurgence : dans les zones karstiques, un cours d'eau peut présenter des sections où l'essentiel des écoulements sont souterrains et d'autres sections où ces écoulements ont lieu à la surface du sol. Les pertes correspondent aux points d'entrée des eaux de surface dans le milieu souterrain et les résurgences correspondent à leur réapparition en surface.

3.2.4.2 *Cartographie des interactions ESO-ESU*

La Figure 3-15 reprend la cartographie des interactions ESO-ESU et des unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM021. Les cours d'eau² se répartissent principalement dans les systèmes perdant et drainant. La majorité (en termes de longueur cumulée) des cours d'eau (64%) a été évaluée comme étant drainant. Ces cours d'eau sont surtout localisés au droit des unités hydrogéologiques les moins perméables de la masse d'eau, à savoir, l'aquifère des grès du Famennien, l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur, et l'aquiclude du Frasnien-Famennien. A peu près 22% des cours d'eau sont cartographiés selon la typologie perdant. Ils s'écoulent principalement au droit des calcaires carbonifères. Cela signifie que 22% des cours d'eau de la masse d'eau RWM021, soit 405 km de cours d'eau, constituent des systèmes « à risques ». D'un point de vue qualitatif, en cas de pollution des eaux de surface, celle-ci peuvent en s'infiltrant, contaminer les eaux souterraines. D'un point de vue quantitatif, les systèmes perdants ne sont pas soutenus par un apport en eau souterraine. Le débit du cours d'eau s'en retrouve alors plus ou moins affecté selon le taux d'infiltration et peut conduire jusqu'à l'assèchement du tronçon en période d'étiage. Le bon état écologique (faune et flore) qui nécessite un apport en eau souterraine permettant de stabiliser la température du cours d'eau s'en retrouve affecté. Une partie non négligeable du réseau hydrographique de la masse d'eau (7,5%) fonctionne selon un mécanisme « perte-résurgence ». On retrouve celui également pour la majorité des cas dans les calcaires carbonifères. D'un point de vue qualitatif, en cas de pollution des eaux de surface, la qualité des eaux souterraines peut être directement altérée par des contaminants venant de la surface, en l'absence de filtration ou de dégradation suffisantes des contaminants véhiculés. Ces zones constituent donc des zones où l'intrusion d'un polluant dans la nappe peut être très rapide. Une très faible proportion des masses d'eau de surface (2%) a pu être caractérisée comme étant en pseudo-équilibre, témoignant d'une dynamique des échanges au cours du temps. Enfin sur 4% des cours d'eau les échanges n'ont pu être évalués.

Au vu de la cartographie, il apparaît donc clairement que les cours d'eau drainants sont concentrés au droit des terrains les moins perméables (l'aquifère des grès du Famennien,

² Sont considérés ici, les cours d'eau constituant le réseau secondaire, c'est-à-dire tout le réseau hydrographique de la masse d'eau RWM021 excepté la Meuse.

l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur, et l'aquiclude du Frasnien-Famennien). Tandis qu'on retrouve au droit des calcaires carbonifères beaucoup de cours d'eau perdants, ainsi que des cours d'eau de type perte-résurgence. La potentialité d'une contamination de l'eau souterraine au sein de cette unité hydrogéologique vulnérable (porosité de fissure) est donc importante. Rappelons que c'est l'unité qui présente le plus important potentiel aquifère, et qui est la plus exploitée.

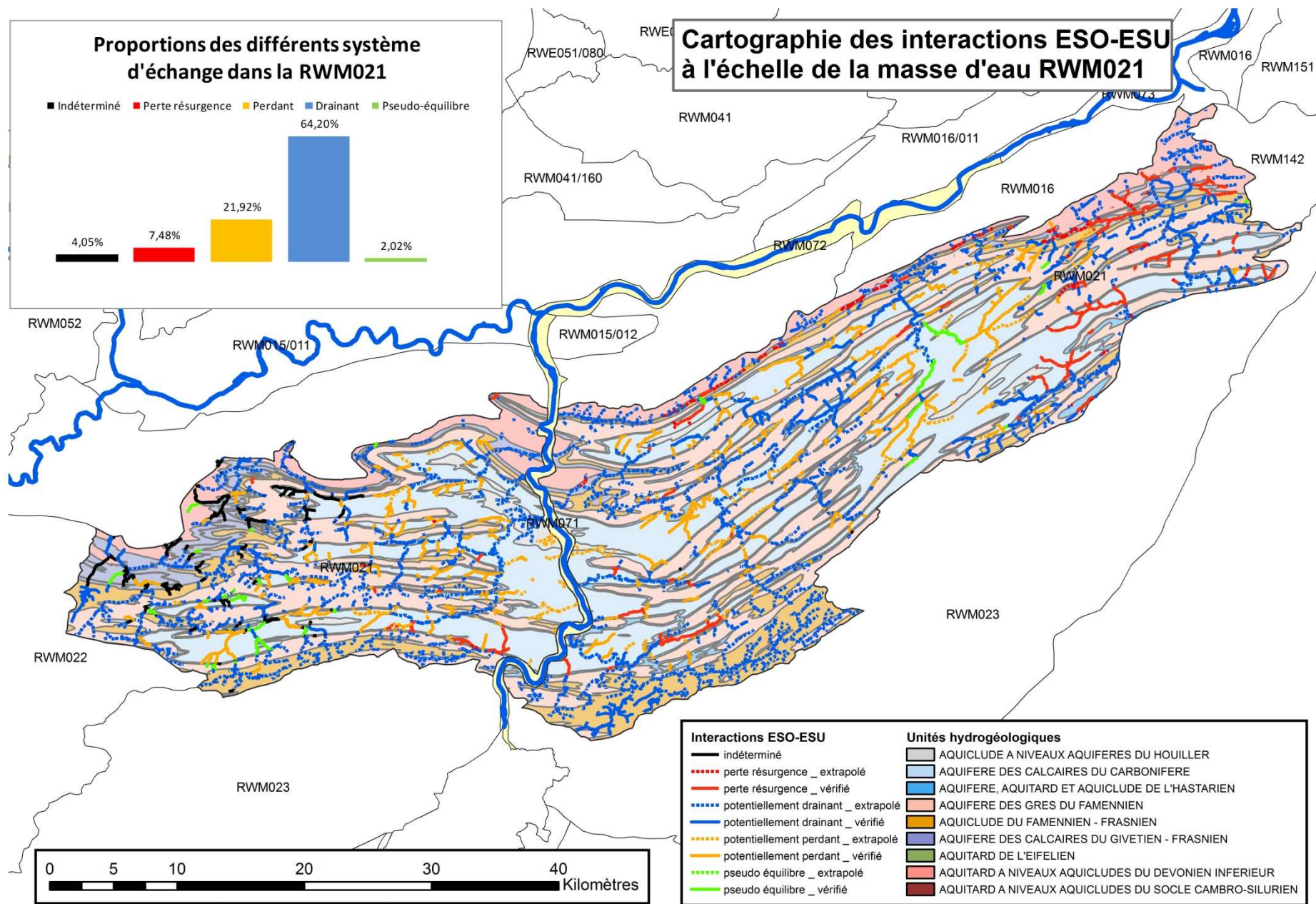


Figure 3-15 : Cartographie des interactions ESO-ESU à l'échelle de la masse d'eau RWM021. Les proportions correspondent au pourcentage de la longueur cumulée des différents systèmes d'échange par rapport à la longueur totale du réseau hydrographique de la masse d'eau, excepté la Meuse.

3.2.5 *Caractéristiques hydrauliques*

La caractérisation hydraulique a pour but de mieux comprendre les écoulements souterrains 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 propriétés hydrauliques sont identifiées, sur le terrain, grâce aux essais de traçage et aux essais de pompage. Une synthèse des données relatives aux paramètres hydrauliques des principales formations aquifères (conductivité hydraulique, transmissivité, dispersivité) a été réalisée sur base d'informations provenant d'études antérieures, mais également sur base de données récoltées dans le cadre du projet.

Les différences entre les propriétés hydrauliques des différentes unités hydrogéologiques en termes d'écart-type, de moyenne et de nombre d'échantillons compliquent la comparaison visuelle des données. Pour vérifier de manière plus pertinente les écarts observés, des tests d'hypothèses, le test t de Student (t-test) et le test de Mann-Whitney (MW), ont été appliqués. Les résultats sont repris en détails dans le livrable D3.12 relatif à la caractérisation hydraulique.

3.2.5.1 *Paramètres de transport de la RWM021*

La réalisation d'essais de traçages dans le cadre de ce projet avait pour objectif d'étudier les interactions entre les eaux de surface (ESU) et les eaux souterraines (ESO) d'un système karstique et de mettre en évidence des connections entre bassins hydrographique. Ils permettent également, dans un second temps, d'estimer des paramètres hydrauliques de transport, dont un des plus importants est la dispersivité longitudinale. Le Tableau 3-2 : Résumé des vitesses de transport mesurés lors des essais de traçages réalisés dans le cadre du projet Synclin'EAU reprend les valeurs de vitesses modales et de dispersivité longitudinale obtenus grâce aux essais de traçages réalisés dans le cadre du projet Synclin'EAU. Les paramètres de transport ont été modélisés par Qtracer pour les traçages dans les calcaires et par CATTI pour les deux traçages réalisés dans les grès famenniens. Les détails des essais ainsi que leurs interprétations font l'objet d'un livrable intitulé « Compte rendu des traçages du programme Synclin'EAU ».

méga-unité	Date	Points d'injection	Traceurs injectés	distance (m)	Points d'échantillonnage / d'analyse	V modale (m/h)	Dispersivité longitudinale (m)
Aquifère des calcaires du Carbonifère	Mars 2007	Perte du Château St.-Martin	250 gr d'urarine	3950	Fontaine Saint-Hadelin	102,9	10,8
				4450	Grande Fontaine	112,9	8,1
		Perte de Petite-Trussogne	100 gr de sulforhodamine B	1500	Fontaine Saint-Hadelin	82,2	5,2
				2000	Grande Fontaine	102,6	4,3
	Jun 2007	Pertes de Falmignoul	500 gr d'Uranine	1270	Résurgence de Naiwy	11,3	5,7
	Février 2008	Pertes de Falmignoul	100 gr d'urarine	1270	Résurgence de Naiwy	41,3	6,1
	Janvier 2008	Ferme de Jauvelant	500 gr d'urarine	8000	Fontaine Patenier	156,9	62,5
				8000	Pichelotte	106,3	90,0
	Mai 2008	Chantoir de Rostenne	50 gr d'urarine	1880	Egout de Bouvignes-sur-Meuse	41,0	17,4
					Puits des Vaux	2,7	-
	Jun 2008	Trou qui Fume	100 gr d'urarine	650	Galerie des Sources	3,5	-
					Trou de la Loutre	4,8	-
	Aout 2008	Puits des Vaux	200 gr d'urarine	650	Trou de la Loutre	35,0	26,2
Galerie des Sources					4,5	-	
				Trou de la Loutre	3,7	-	
Aquifère des grès du Famennien	Mai 2007	Dolembreux PZ1	25 kg SrCl ₂ .6H ₂ O	50,5	Dolembreux P3	0,11	19,99
	Mai 2007	Dolembreux PZ2	60 kg LiCl	68,1	Dolembreux P4	< 0,047	19,67

Tableau 3-2 : Résumé des vitesses de transport mesurés lors des essais de traçages réalisés dans le cadre du projet Synclin'EAU.

La majorité des essais de traçages ont été réalisés dans les calcaires carbonifères. Les vitesses mesurées de restitutions des traceurs y sont extrêmement variables, allant de 3,8 m/h entre le Trou qui Fume et le Puits des Vaux et jusqu'à 225 m/h entre la Ferme de Jauvelant et la Fontaine Patenier à Dinant. Cette haute variabilité des vitesses est caractéristique des systèmes karstiques type « pertes-résurgence ». Elle dépend du degré de karstification du milieu et du gradient d'écoulement. Les valeurs de dispersivité longitudinale sont également fort variables, allant de 4,3 m entre la Perte de Petite-Trussogne et la Grande Fontaine du St-Hadelin, à 90 m pour le traçage de Jauvelant. Dans le cas de ce dernier, la grande distance parcourue par le traceur (8 km) expliquerait en partie les valeurs de dispersivités plus élevées obtenues pour ce traçage.

Le site de Dolembreux a également fait l'objet de deux essais de traçage dans les grès du Famennien. Les vitesses modales de restitution sont très nettement inférieures aux vitesses mesurées dans les calcaires et les deux valeurs de dispersivités longitudinales sont quasi identiques, proches des 20 m.

3.2.5.2 Paramètres d'écoulements de la RWM021

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. Les valeurs de ces paramètres et les informations relatifs aux ouvrages associés sont fournies sous forme de tableau en annexe de ce document. La plupart des données proviennent de la Banque de Données Hydrologique (BDHydro). D'autres

informations, issues des essais de pompage réalisés sur les forages Synclin'EAU ou fournies par des sociétés de distribution d'eau, viennent compléter ce set de données.

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 RWM022 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, les valeurs « aberrantes » sont écartées). La conductivité hydraulique est ensuite estimée en divisant T par l'épaisseur du réservoir aquifère. Dans de nombreux cas, la transmissivité est répertoriée, mais pas la conductivité hydraulique. 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.

L'examen de la figure Figure 3-16 indique une variabilité élevée des valeurs de conductivités hydrauliques au sein des méga-unités calcaires et une variabilité plus faible pour les grès et shales du Frasnien et Famennien. Les aquifères calcaires présentent également les perméabilités moyennes les plus élevées, tandis que l'aquiclude des shales du Frasnien-Famennien et, surtout, les formations terrigènes du Dévonien Inférieur présentent les perméabilités moyennes les plus faibles. Les tests d'hypothèses confirment les tendances majeures déduites du graphe visuellement, en particulier le caractère aquiclude des formations du Frasnien-Famennien et du Dévonien Inférieur. Les aquifères calcaires et gréseux ne semblent pas présenter de différences significatives de perméabilité. Enfin, remarquons que la dispersivité des valeurs de conductivité hydraulique (mesuré par l'écart-type) est clairement plus élevée dans les formations calcaires que dans les formations terrigènes.

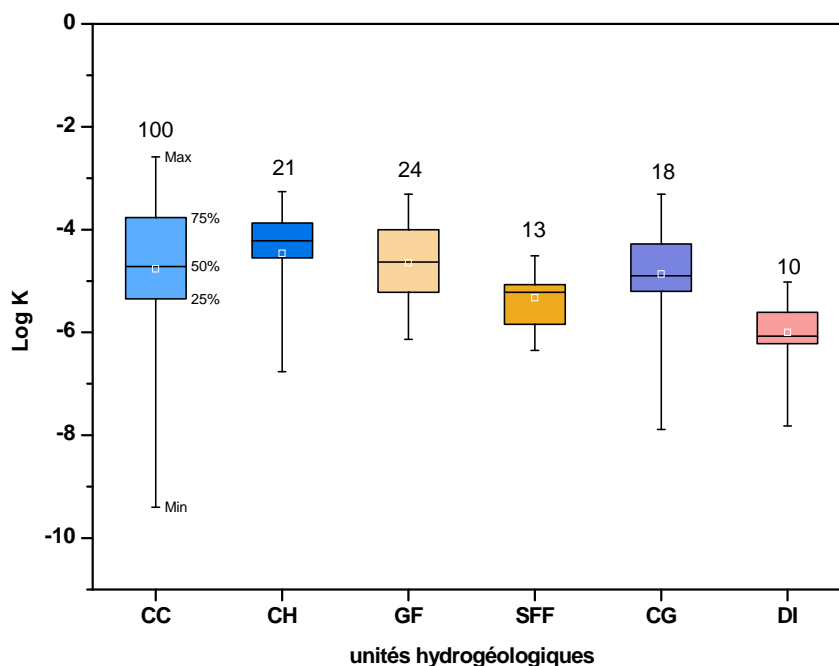


Figure 3-16 : Variabilité des valeurs de conductivité hydraulique (exprimées en logarithmes) au sein des méga-unités de la RWM021. Les chiffres indiquent le nombre d'échantillons disponibles par méga-unités. CC= aquifère des calcaires carbonifères ; CH=aquifère des calcaires de l'Hastarien ; GF= aquifère des grès du Famennien ; SFF=aquiclude des schistes du Frasnien-Famennien ; CG= aquifère des calcaires du Givétien Frasnien ; DI = aquiclude à niveaux aquifères du Dévonien Inférieur

Les valeurs de conductivité hydrauliques observé au sein de l'aquifère des calcaires carbonifères (CC) s'étend sur quasi six ordres de grandeur, de $4,00 \times 10^{-10}$ à $2,55 \times 10^{-3}$ m/s. La gamme de valeurs observée dans l'aquifère des calcaires hastariens (CH) est moins étendue (de $1,73 \times 10^{-7}$ à $5,50 \times 10^{-4}$ m/s), mais le nombre d'échantillons est nettement plus faible (21). Enfin, les calcaires givétiens (CG), qui n'affleurent que sur 5,2% de la superficie de la masse d'eau, présentent une plus grande variabilité de perméabilité que les calcaires hastariens. Les valeurs varient entre $1,29 \times 10^{-8}$ à $4,95 \times 10^{-4}$ m/s.

Les valeurs de conductivités hydrauliques au sein des grès famenniens varient entre $7,4 \times 10^{-7}$ à $4,8 \times 10^{-4}$ m/s avec un écart-type de 0,75. Ainsi, l'aquifère des grès famenniens apparait comme une unité hydrogéologique plus homogène en terme de perméabilité que les aquifères calcaires. Il est à noter que la quasi-entièreté des ouvrages sur lesquels des essais de pompage ont été effectués est implanté dans la Formations de Ciney. Dans le Condroz, du fait de l'érosion différentielle, les anticlinaux gréseux présentent la particularité de constituer les crêtes topographiques. Les sables d'altération développés aux sommets des niveaux gréseux procurent au réservoir une importante porosité de pores, caractéristique des nappes de type manteau d'altération. Combinée à une porosité de fissures, en raison de la fracturation sous-

jaçentes, l'altération superficielle confère à l'aquifère des grès du Famennien une perméabilité élevée, équivalente à la moyenne observée dans les calcaires carbonifères. Remarquons que si les perméabilités des grès et des calcaires sont comparables, la potentialité du réservoir n'est pas aussi élevée. Certaines propriétés de l'aquifère gréseux limite en effet sa productivité comme par exemple sa faible profondeur.

Les tests d'hypothèse indiquent qu'aucune des méga-unités calcaires ne se distingue objectivement des autres. Un plus grand nombre d'échantillons, ainsi qu'une subdivision plus fine des unités hydrogéologiques seraient nécessaire pour observer des différences significatives de perméabilité entre les différentes formations calcaires qui composent la RWM021.

L'effet de la topographie sur les valeurs de conductivités hydrauliques des calcaires du Carbonifère a été investigué. Les ouvrages ont été classés dans trois configurations selon leurs positions par rapport à topographie : Vallée (V), Plateau (P) ou Pente (S). Les variabilités des valeurs de conductivités hydrauliques (exprimés en logarithmes) sont représentées dans la Figure 3-17. Ensuite, après avoir vérifié la normalité des distributions, les sous-ensembles sont soumis aux tests de Student et de Mann-Whitney deux par deux pour voir si les différences de perméabilités sont significatives.

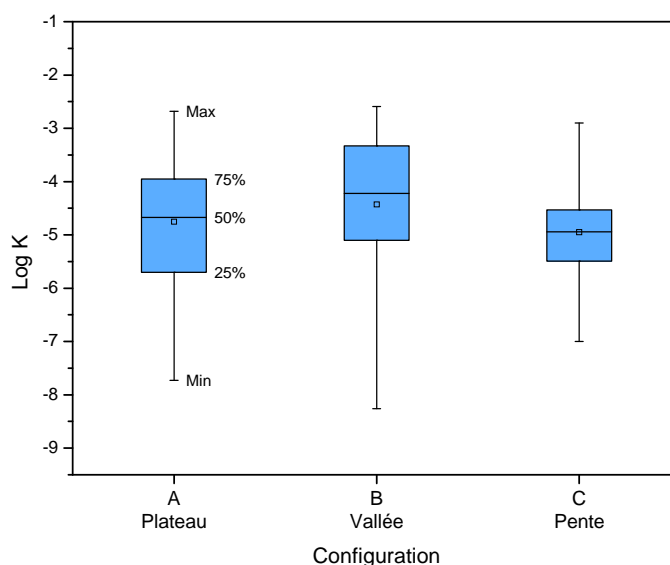


Figure 3-17. Variabilité des valeurs de conductivités hydrauliques (exprimés en logarithmes) de chaque configuration topographique dans l'aquifère des calcaires carbonifères

Les tests indiquent des valeurs de perméabilité significativement plus élevées en fond de vallées que sur les flancs (pente). L'examen visuel de la Figure 3-17 laisse supposer une perméabilité intermédiaire pour les plateaux. Celle-ci n'est toutefois pas confirmée par les

tests d'hypothèses. Ces différences de perméabilités en fonction de la topographie ont déjà fait l'objet de plusieurs études (Verbovsec & Veselic, 2008). Il en ressort que les perméabilités les plus élevées sont observées en fond de vallées. Généralement, il s'agit de zones où le degré de fracturation est plus élevé qu'au niveau des pentes.

3.2.6 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 RWM021, l'estimation des ressources renouvelables est de 406 (+/- 150) millions de m³ par an.

Une analyse des ressources renouvelables engendrées par unité hydrogéologique a permis de mettre en évidence certaines tendances. Suivant cette analyse, les calcaires carbonifères sont les plus productifs (41% des ressources renouvelables totales) et les plus exploités, 60% des ressources renouvelables sont prélevées selon le scénario le plus pessimiste (scénario dans lequel on considère l'estimation des ressources renouvelables – 37%). Les grès du Famennien, qui engendrent 35% des ressources renouvelables totales, sont largement sous-exploités au vu des 4% des ressources renouvelables prélevées selon le scénario le plus pessimiste. Cette différence est due au fait d'une part que les puits d'exploitation ne sont pas rentables dans les grès, les caractéristiques hydrodynamiques de ces aquifères n'étant pas aussi propices, d'autre part que les eaux souterraines logées dans les formations gréseuses sont nettement plus vulnérables aux pollutions. La répartition des ressources renouvelables au sein des différentes unités hydrogéologiques est représentée dans le diagramme de la Figure 3-18.

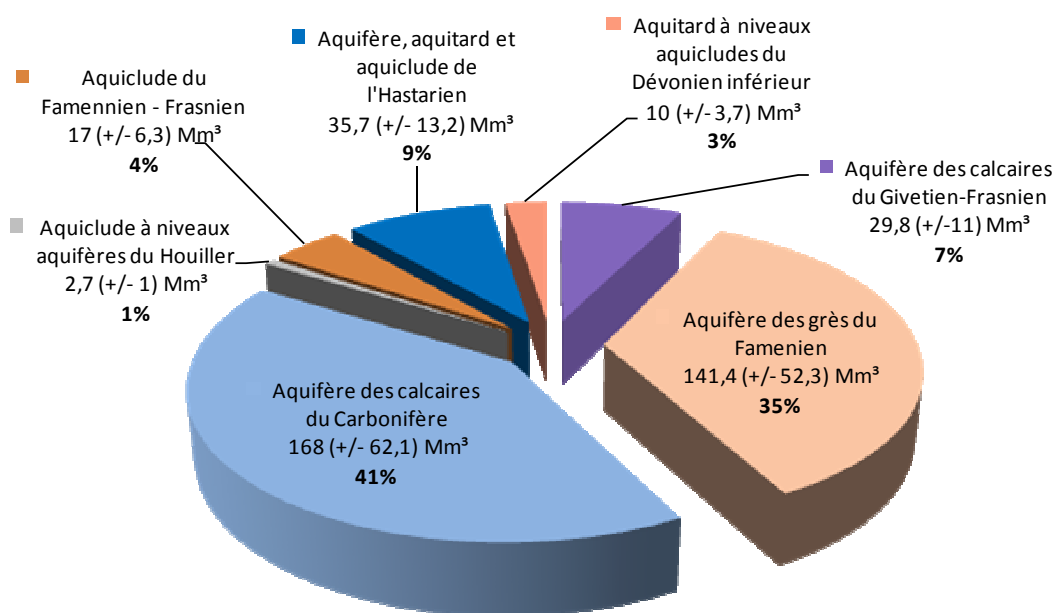


Figure 3-18 : Répartition des ressources renouvelables au sein des différentes unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM021.

3.2.7 Réseau de surveillance quantitative

La directive européenne 2000/60/CE indique que le réseau de surveillance quantitatif doit être conçu de manière à fournir une estimation fiable de l'état quantitatif de toutes les masses ou tous les groupes de masses d'eau souterraine, y compris une évaluation des ressources disponibles en eau souterraine. Pour les masses d'eau souterraine recensées comme risquant de ne pas répondre aux objectifs de bon état, il faut de surcroît assurer une fréquence suffisante de surveillance afin d'évaluer l'impact des activités anthropiques, captages et rejets sur le niveau de l'eau souterraine. Différentes méthodes d'évaluation de l'état quantitatif de la masse d'eau ont été appliquées à la masse d'eau souterraine RWM021. Elles ont été présentées et discutées dans le livrable D 3.41 relatif à l'établissement d'indicateurs quantitatifs.

Un réseau de surveillance provisoire de la Masse d'eau souterraine RWM021 a été proposé fin septembre 2006, sur base des connaissances et de points de mesures existants où à établir (nouveaux piézomètres) à cette date. Ce réseau de surveillance provisoire a ensuite été modifié en cours de convention au fur et à mesure de l'évolution des connaissances sur cette masse d'eau et son fonctionnement hydraulique. La méthodologie suivie pour réaliser ce

réseau de surveillance quantitatif est détaillée dans le livrable D3.31 (Détermination d'un réseau quantitatif provisoire).

Le réseau de surveillance proposé intègre trois types de points : (1) suivi piézométrique, (2) suivi de sources et émergences, (3) suivi limnimétrique de seuils hydrogéologiques. Le schéma représenté à la Figure 3-19 permet globalement de conceptualiser la démarche suivie pour la sélection des points intégrés dans le réseau de surveillance. Cette figure représente cependant une démarche idéale, de laquelle il a parfois fallu s'éloigner pour tenir compte des contraintes imposées sur le terrain.

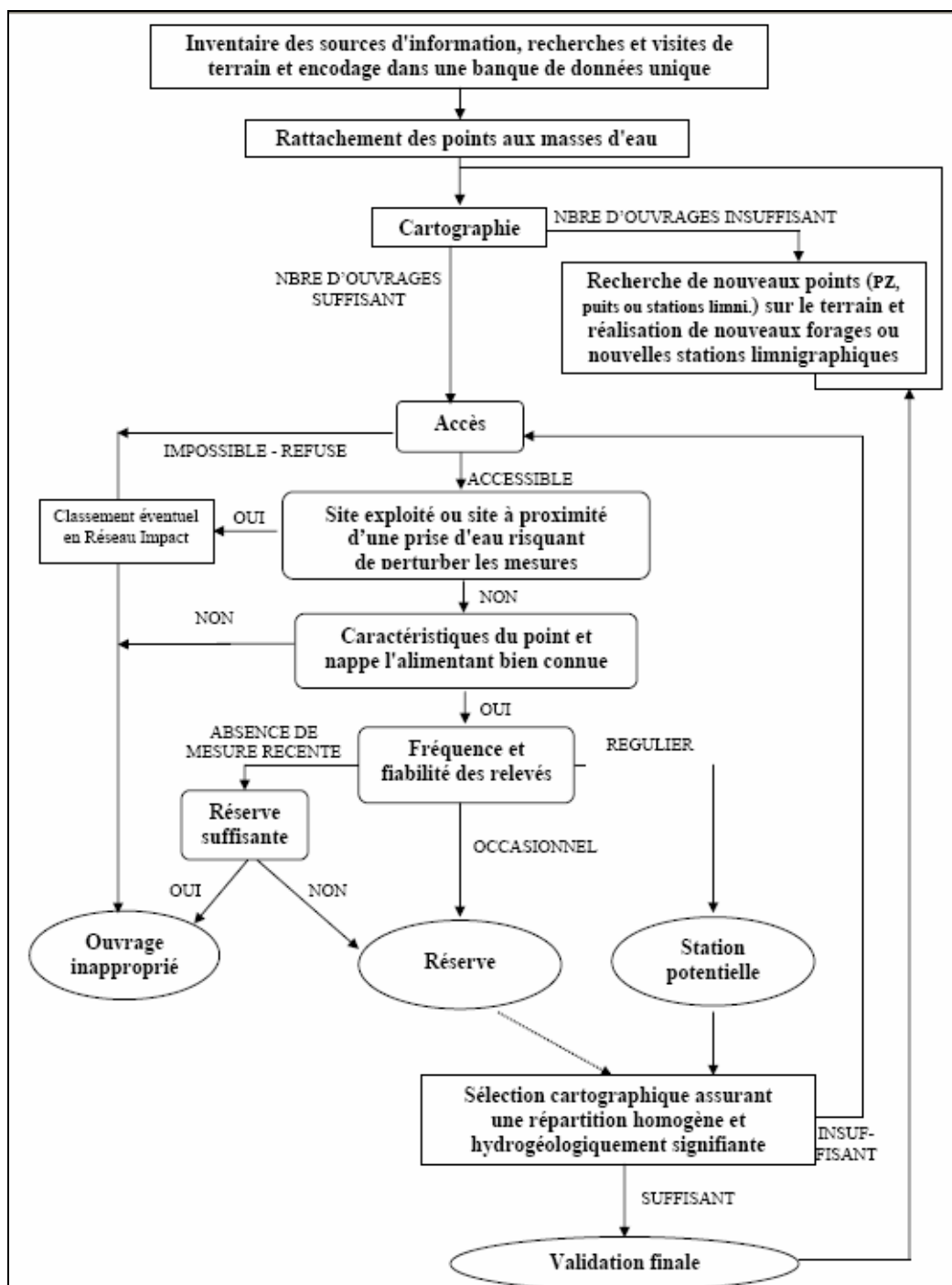


Figure 3-19 : Déroulement idéal du processus de rationalisation des points d'observation.

La Figure 3-20 présente le réseau de caractérisation quantitatif final, au terme de ce premier volet de la convention Synclin'EAU. Les aquifères productifs étant situés au droit des synclinaux calcaires, la majorité des points de surveillance piézométriques retenus sont implantés dans les formations calcaires du carbonifères. Cependant, plusieurs ouvrages implantés dans les grès ont été également été retenus dans ce réseau afin d'assurer une surveillance plus globale des variation piézométrique au sein de la Masses d'eau. Plusieurs stations limnimétriques, implantées en queue de bassin versant ou au niveau de seuils hydrogéologiques, à l'aval de masses calcaires constituant d'importantes réserves en eau, figurent également dans ce réseau de surveillance afin de multiplier les types d'informations.

Certaines zones relativement étendues ne présentaient pas de points d'accès à la nappe de qualités. Pour cette raison, 28 nouveaux forages ont été implantés dans le cadre de cette convention afin de figurer dans le réseau de surveillance quantitatif (Figure 3-20).

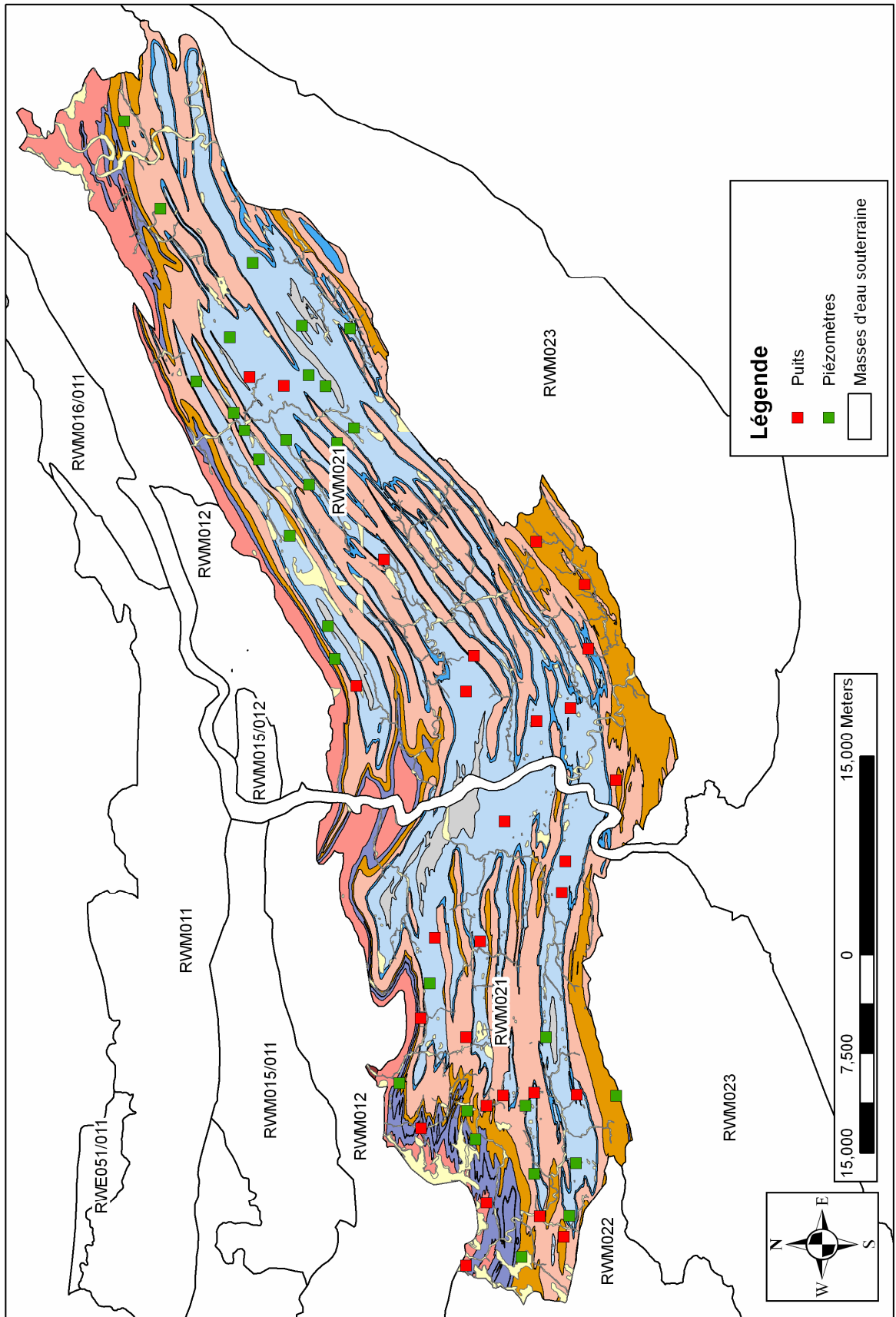


Figure 3-20 : Réseau de surveillance quantitatif pour la masse d'eau souterraine RWM021.

3.3 Etat qualitatif

Afin de caractériser au mieux les masses d'eau souterraine du point de vue de leur hydrochimie générale, un réseau de caractérisation qualitatif a été établi dans ce sens (voir point 3.2.2). D'autre part, en support à la mise en œuvre de la Directive cadre 2000/60/CE, un réseau de surveillance qualitatif a été mis en place, susceptible d'être amélioré par la suite, à la lumière des données et des connaissances acquises dans le cadre des travaux de caractérisation.

3.3.1 *Cartographie régionale de la chimie des eaux souterraines*

Afin de (1) caractériser l'hydrochimie des trois masses d'eaux souterraines RWM011, RWM012 et RWM021 à travers les unités hydrogéologiques qui les composent ; (2) identifier les variations saisonnières de la chimie des eaux souterraines et (3) identifier d'éventuelles pollutions dans les eaux souterraines, deux campagnes d'échantillonnages ont été réalisées en 2007, la première en juillet-août et la seconde en novembre. Les points échantillonnés sont représentés sur les Figure 3-23 et Figure 3-24. Une approche multi méthodes a été utilisée pour le traitement des résultats d'analyses chimiques. Elle fait l'objet d'un livrable intitulé « D4.1. Rapport relatif aux échantillonnages complémentaires des éléments majeurs ».

Les échantillons, prélevés principalement dans les calcaires carbonifères, dans des puits domestiques et des sources, ont été analysés sur les paramètres physico-chimiques suivants :

- Conductivité, résistivité, pH, pHS, indice de Langelier, dureté, titre alcalimétrique ;
- Cations : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{3+} , Fe total, Mn^{2+} ;
- Anions : Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , F^- , $\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$, CO_3^{2-} , HCO_3^{2-} , CO_2 libre, SiO_2 .

L'étude statistique et cartographique a permis de montrer que les eaux souterraines des différentes MESO ne présentaient pas de différences significatives au niveau de leur qualité. Les unités hydrogéologiques composant ces MESO sont en effet globalement de même caractère. Cependant, une distinction peut être faite entre les eaux originaires d'une part, de formations calcaires et gréseuses (Famennien) et d'autre part, des formations gréseuses du Dévonien et du socle Cambro-silurien du Massif de Brabant, ces dernières étant moins minéralisées. La différence principale entre ces deux groupes est la concentration en calcium logiquement plus importante pour les unités calcaires par rapport aux eaux des unités schisto-

gréseuses. Au sein de la RWM021, la différenciation des eaux souterraines provenant des différents aquifères est malaisée par des approches classiques type diagrammes de Piper (Figure 3-21 et Figure 3-22).

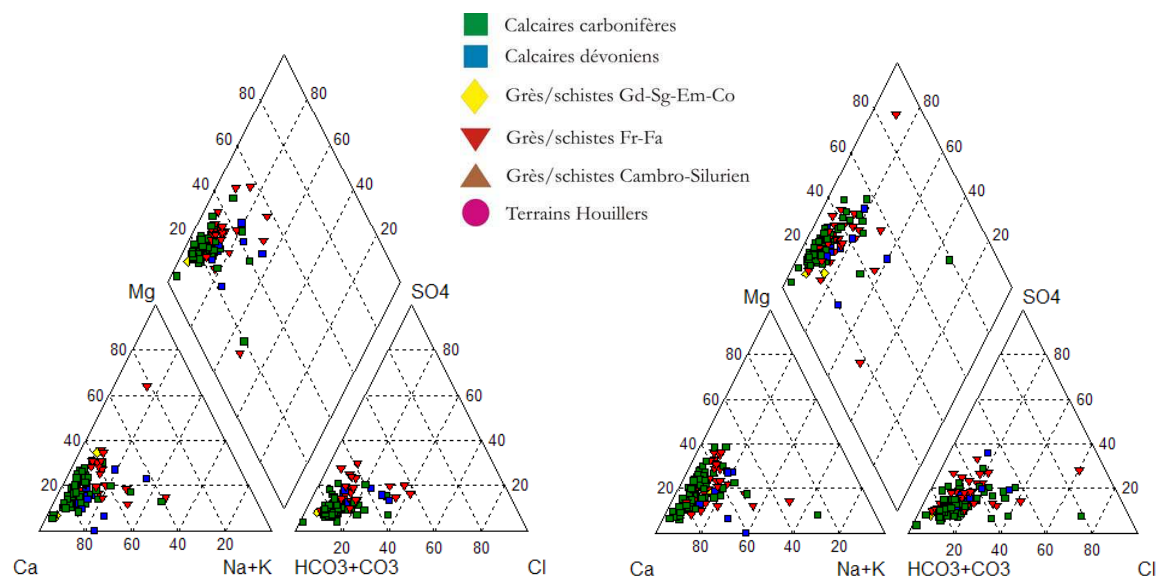


Figure 3-21 : Diagramme de Piper été RWM021

Figure 3-22 : Diagramme de Piper hiver RWM021

Les diagrammes de dispersion été – hiver n’ont pas mis en évidence de variations temporelles importantes dans la qualité des eaux souterraines. De même, l’étude des histogrammes nous a permis de constater que peu de pollutions pouvaient être détectées. Il s’agit la plupart du temps de problèmes ponctuels d’origine anthropique.

L’utilisation des matrices auto-organisantes a permis de définir une composition chimique « type » de chaque unité hydrogéologique étudiée dans ce livrable. L’utilisation de cette méthode, plus robuste que le calcul d’une valeur moyenne ou médiane pourrait être poussée sur l’entièreté des MESO de la Région Wallonne.

RWM021 : Réseau de caractérisation - Juillet-Août 2007

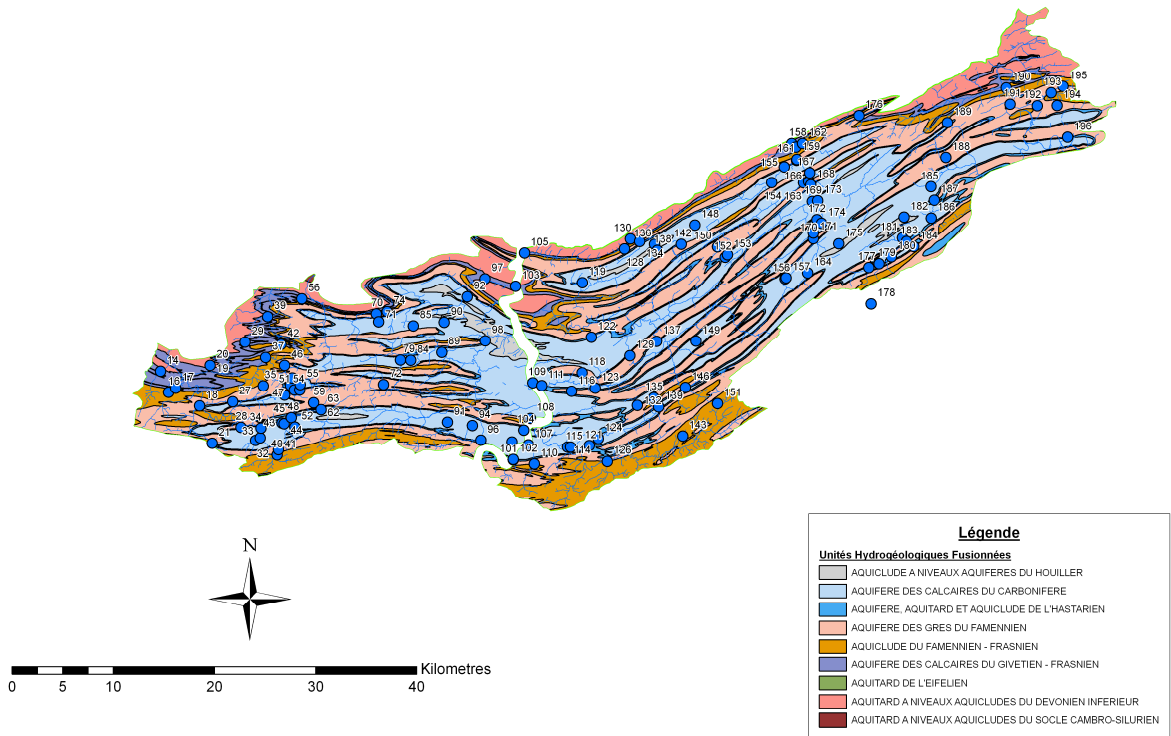


Figure 3-23. Points d'échantillonnage de la campagne Juillet-Août 2007

RWM021 : Réseau de caractérisation - Novembre 2007

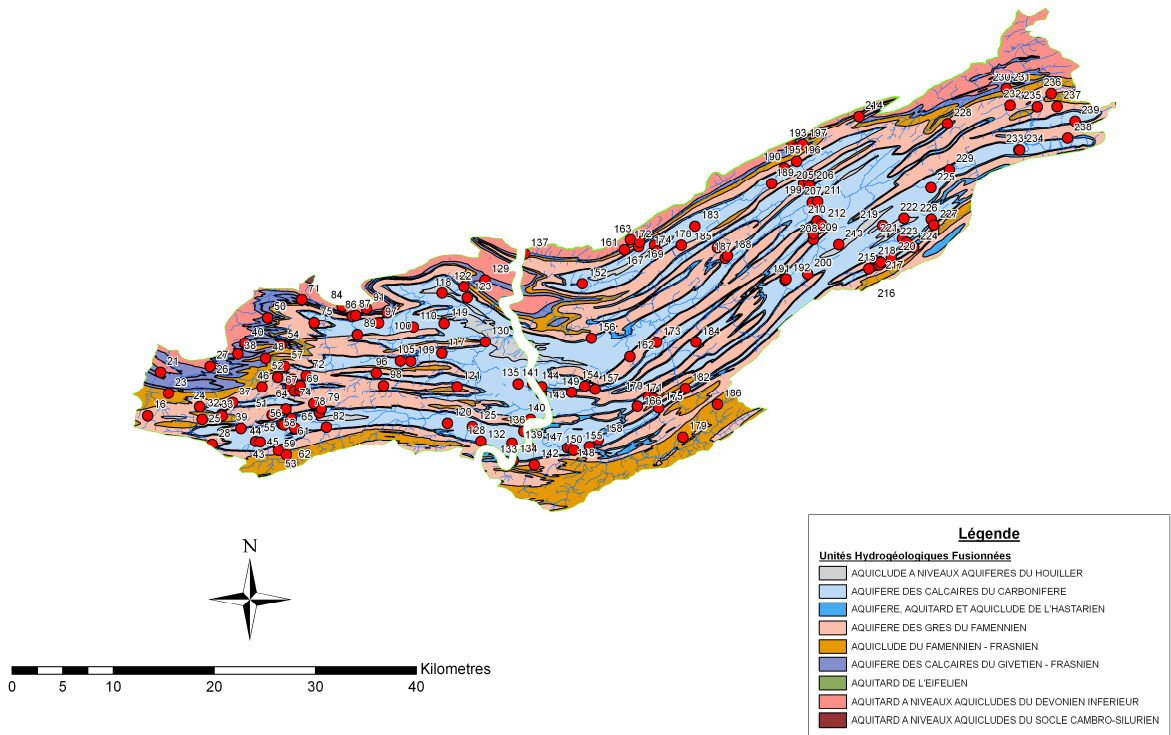


Figure 3-24. Points d'échantillonnage de la campagne de Novembre 2007

3.3.2 Réseau de surveillance qualitatif

Le réseau de surveillance qualitatif mis en place est constitué de deux types de sites : « points producteurs » et « points patrimoniaux ». Les analyses des « points producteurs » seront transmises aux équipes concernées via la DGRNE par les sociétés de distribution d'eau publique. L'échantillonnage et l'analyse de l'eau prélevée dans les « points patrimoniaux » sont pris en charge par l'ISSEP. La liste des paramètres analysés est celle définie dans le cadre de la mise en œuvre du Système d'évaluation de la qualité des eaux souterraines en Région wallonne (SEQ-ESO). L'ensemble du réseau de surveillance qualitatif de la masse d'eau est décrit à la Figure 3-25.

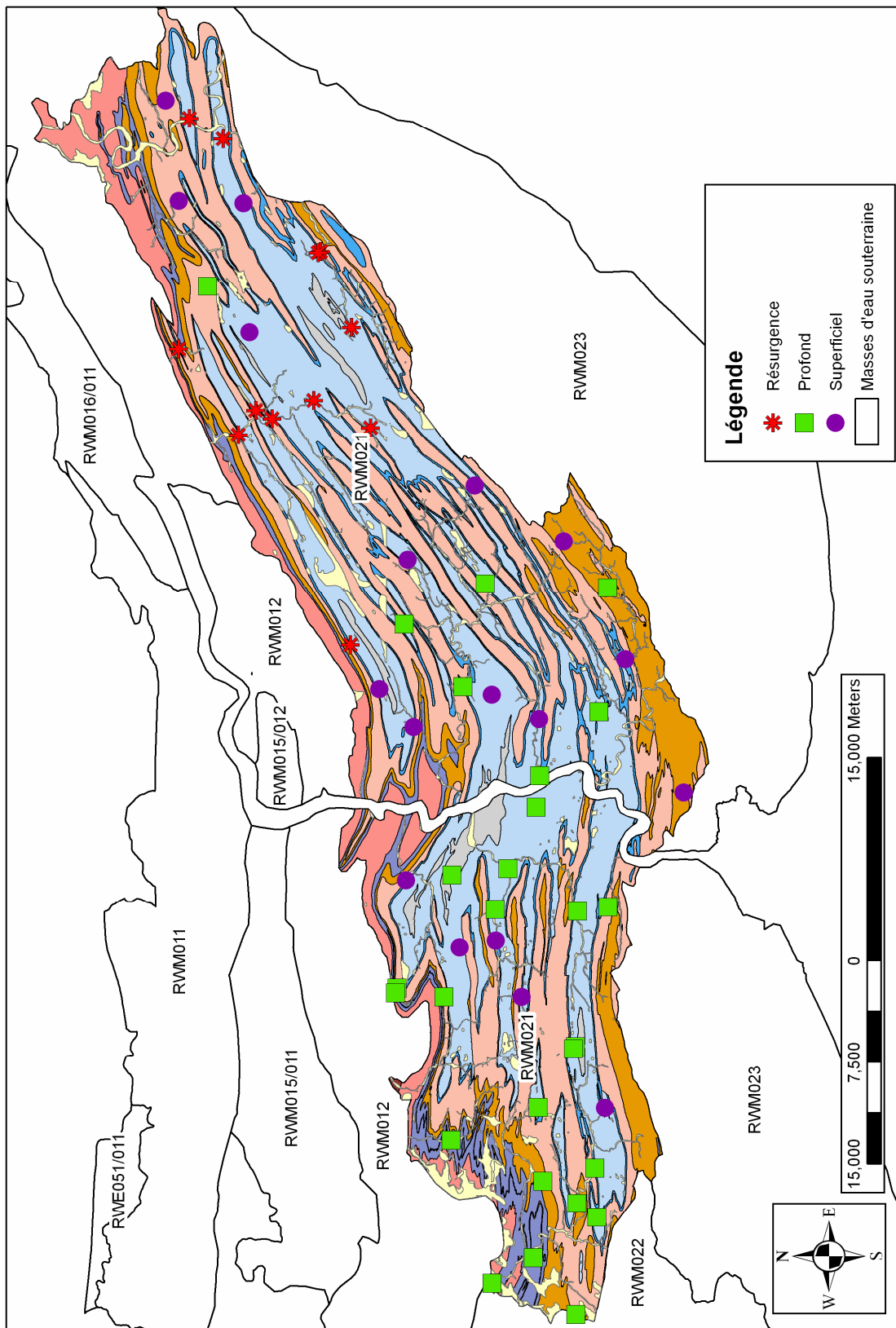


Figure 3-25 : Réseau de surveillance qualitatif de la MESO RWM021

3.3.3 Application du SEQ-ESO et risque qualitatif

Le principal outil mis en œuvre pour apprécier l'état chimique des masses d'eau souterraine de Wallonie et répondre ainsi aux objectifs de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau est le Système d'Evaluation de la Qualité des Eaux Souterraines (SEQ-ESO) développé par la DGRNE – DESO du Ministère de la Région Wallonne (Delloye & Rentier, 2004)³. Ce système, qui repose sur le SEQ – Eaux Souterraines développé par les Agences de l'Eau françaises, utilise une échelle d'appréciation générale de la qualité des eaux souterraines élaborée à partir de l'étude des usages et autres fonctions de celles-ci (notamment le concept d'état patrimonial des réserves en eau souterraine). A l'aide d'indices adimensionnels, tous les paramètres sont traités sur un pied d'égalité en les regroupant sous forme d'altérations (substances appartenant à une même famille chimique ou présentant des comportements similaires). Moyennant certaines règles d'agrégation, cet outil permet de qualifier l'état général d'une masse d'eau souterraine à partir des données issues d'un réseau de sites de surveillance représentatif notamment (1) de la géologie et de l'hydrogéologie de la masse d'eau et (2) de l'ensemble des fonctions et usages qui sont faits des réserves en eau souterraine de cette masse d'eau.

Dans le cadre de l'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la masse d'eau RWM021, le réseau de surveillance qualitative a fait l'objet d'un traitement par l'outil SEQ-ESO. Une évaluation de la qualité des eaux souterraines prélevées dans la période 2000 – 2007 sur chaque site de surveillance de cette masse d'eau a été réalisée selon les critères du SEQ-ESO. Les résultats de cette analyse, illustrés à la Figure 3-26, montrent que les principaux problèmes de qualité rencontrés dans les eaux souterraines de la masse d'eau RWM021 relèvent presque exclusivement des apports anthropiques que constituent les nitrates et les pesticides. Les couleurs sont attribuées aux différents sites en fonction de la classe de qualité SEQ-ESO tandis que le paramètre le plus limitant est repris en label du site.

Ces résultats ont été agrégés de manière à obtenir une évaluation globale de la qualité pour l'ensemble de la masse d'eau RWM021. Cette évaluation est synthétisée à la Figure 3-27 sous forme d'une fiche qualité. Celle-ci montre qu'à l'échelle de la masse d'eau RWM021, la

³ Delloye F. & Rentier C. (2004). Système d'évaluation de la qualité des eaux en Région wallonne. Tribune de l'eau.

qualité des eaux souterraines doit être considérée comme moyenne (classe jaune du système SEQ-ESO). La problématique des nitrates y est bien visible. Les pesticides apparaissent également comme paramètres limitant mais dans une moindre mesure.

A ce titre, la masse d'eau souterraine RWM021 doit être considérée comme étant '*A Risque*' d'un point de vue qualitatif et devra faire l'objet d'une surveillance étroite notamment pour les nitrates et les pesticides.

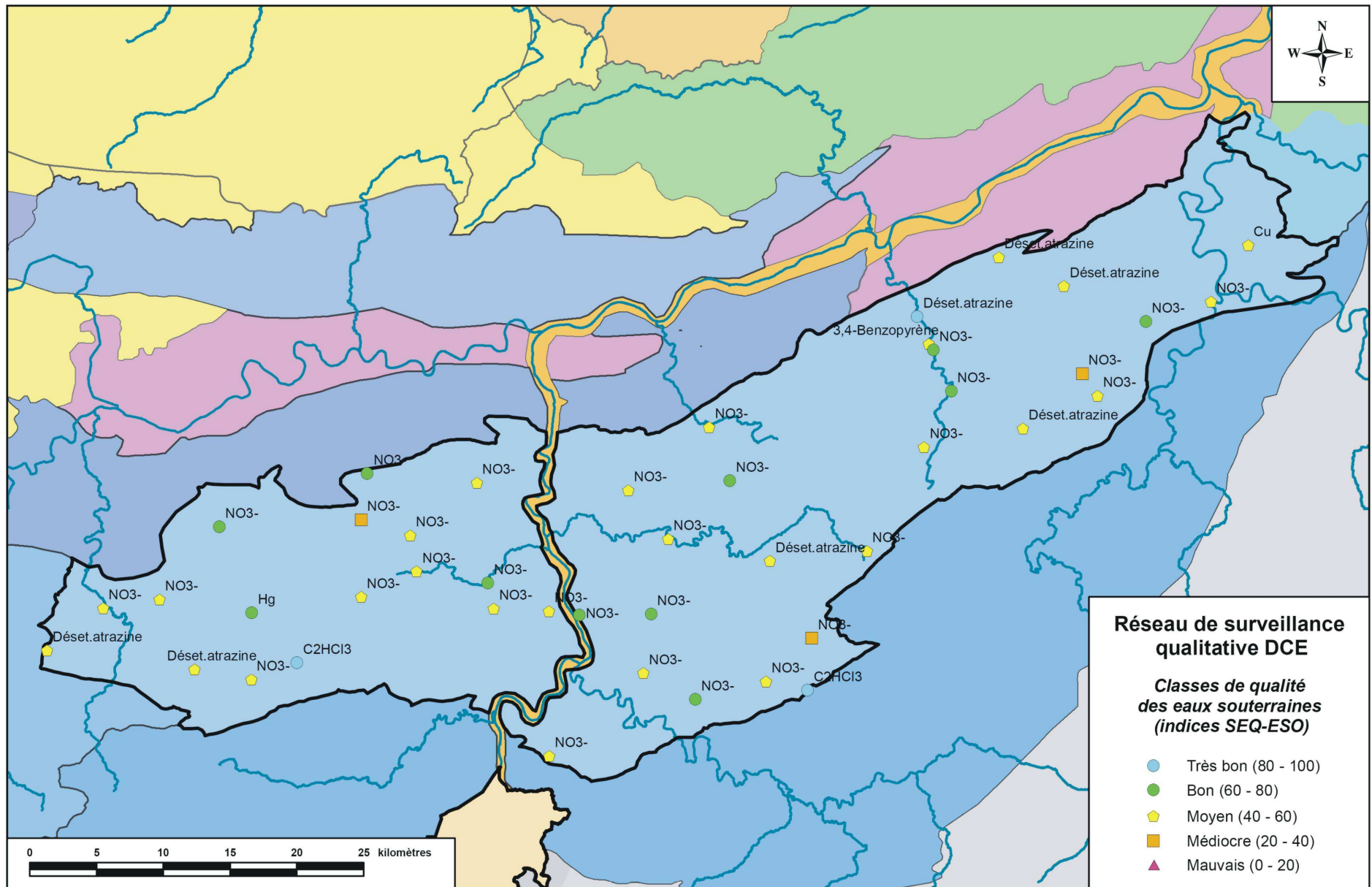


Figure 3-26. Evaluation de la qualité des eaux souterraines de la masse d'eau RWM021 à l'aide de l'outil SEQ-ESO (période 2000 – 2007)

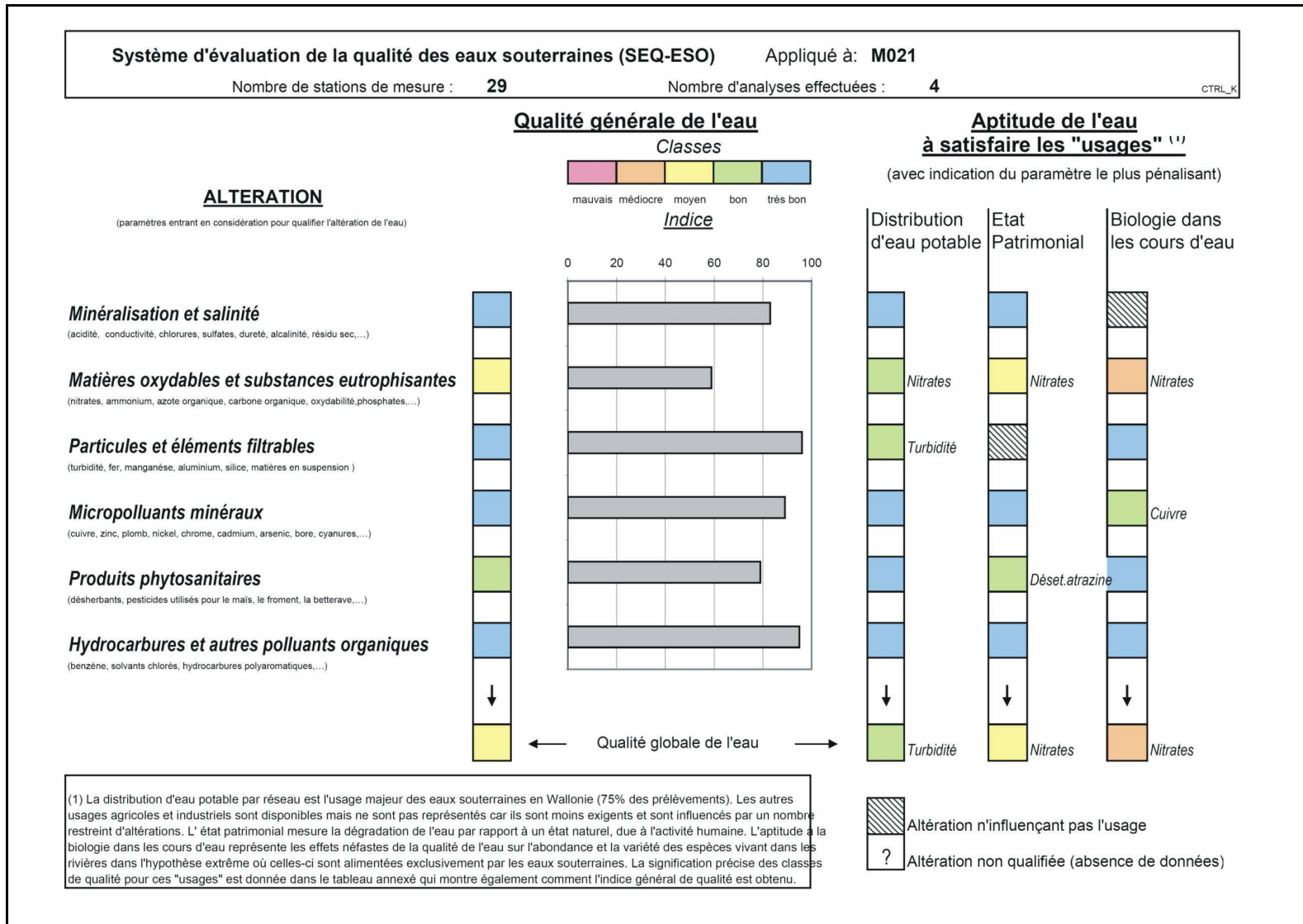


Figure 3-27. Fiche SEQ-ESO d'évaluation de la qualité des eaux souterraines de la masse d'eau RWM021

4 Conclusions générales sur la caractérisation de la masse d'eau et sur son état quantitatif et qualitatif

Lors de la convention Synclin'EAU, la masse d'eau souterraine RWM021, calcaires et grès du Condroz a fait l'objet d'une caractérisation géologique, hydrologique et hydrogéologique approfondie.

L'étude de bassins hydrographiques par bilan hydrologique a permis de mettre en lumière des transferts d'eau souterraine entre bassin et entre sous bassins, mais aussi et principalement à partir des bassins situés en bord de Meuse en amont de Namur et en direction de celle-ci via les synclinaux calcaires.

L'étude de la piézométrie et des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines a mené à une précision de l'hydrodynamique globale de la masse d'eau souterraine. Elle est décrite par rapport à la structure géologique. L'eau souterraine présente dans les tiges (anticlinaux) gréseuses du Famennien se déverse par débordement dans les calcaires du Carbonifère ou arrive à la surface par des sources au contact des schistes du Pont d'Arcole. Le réseau hydrographique de surface ainsi initié sur les grès famenniens est souvent de type drainant par rapport à la nappe et se perd ensuite dans les calcaires du Carbonifère. Ces calcaires constituent la plus importante réserve en eau souterraine de la MESO 021. Au sein de ce réservoir, l'eau s'écoule parallèlement aux chavées c'est-à-dire selon une direction Est-Ouest. L'exutoire de ces aquifères calcaires se situe au niveau des grandes rivières (Samson, Hoyoux, Ourthe, Bocq, Molinee,...) qui s'écoulent selon une direction Nord-Sud. La Meuse sert également d'exutoire en amont de Namur. L'hydrodynamique sur les substrats géologiques détritiques du socle Cambro-silurien, du Dévonien inférieur et du Houiller est essentiellement gouvernée par le ruissellement de surface car la faible perméabilité des terrains ne permet pas d'écoulements souterrains importants. Les rivières et ruisseaux sont drainants sur ces substrats géologiques peu perméables. Les calcaires du Givetien-Frasniens ont, eux, été reconnus pour leur potentialité à présenter des réseaux karstiques très développés.

Du point de vue de l'état quantitatif de la masse d'eau, les volumes prélevés restent inférieurs à la ressource renouvelable qui a été estimée. Quelques bassins présentent toutefois une baisse constante du niveau piézométrique de la nappe comme le bassin du Crupet. Il est une fois de plus nécessaire de rappeler la précaution avec laquelle doivent être utilisés les résultats de l'estimation des ressources renouvelables.

L'état qualitatif de la masse d'eau souterraine RWM021 est relativement bon. Toutefois certains paramètres physico-chimiques sont à surveiller comme le contenu en nitrates et en produits phytosanitaires.

Le suivi de l'état quantitatif et qualitatif des eaux souterraines de la masse d'eau RWM021 est désormais assuré grâce à des réseaux de suivi qui ont été mis en place au cours de projet.

5 Bibliographie

- Adams R. et Vandenberghe N., 1999, The Meuse section across the Condroz-Ardenne (Belgium) based on a predeformational sediment wedge, *Tectonophysics*, 309, 179-195.
- Battle Alguilar J., Orban Ph., Brouyère S., 2004. Report on point by point statistical trend analysis and extrapolated time trends at test sites. Deliverable Trend 2.4, AquaTerra, Integrated Project FPG n°505428, 30 pp.
- Boulvain F., 2006, une introduction à la géologie de la Wallonie, Université de Liège, Faculté des Sciences, cours en ligne.
- Bultinck P., Coen-Aubert M., Dejonghe L., Godefroid J., Hance L., Lacroix D., Prémat A., Stainier P., Steemans P., Streel M., Tourneur F., 1991, Les formations du Dévonien moyen de la Belgique, *Mém. expl. cartes géol. et min. Belg.*, 30, 206 pp.
- Corteel C. et De Paepe P., 2003, Boron Metamorphism in the Brabant Massif (Belgium), Geochemical and Petrographical evidence of Devonian tourmalinite pebbles, *Geologie en Mijnbouw*, 82, 197-208.
- Convention ULg – Ministère de la Région wallonne, 2000. Notice explicative des planches de la carte hydrogéologique de Wallonie : Dejonghe L., Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie, Ministère de la Région Wallonne.
- De Putter T., 1995, Etude sédimentologique de la Grande Brèche viséenne (« V3a ») du Bassin de Namur-Dinant, *Mém. Expl. Cartes géol. Et min. Belg.*, 40, 264 pp.
- Funcken L et Meus P., 1999, Hydrogéologie des calcaires, Atlas du Karst Wallon – Haute Meuse, Province de Namur, Région Wallonne – CWEPS, 1999, ISBN 2-87 401-0 88-X.
- Godefroid J., Blicq A., Bultinck P., Dejonghe L., Gerrienne P., Hance., Meillez F., Stainier P., Steemans P., 1994, Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique – France), *Mém. Expl. Cartes géol. Et min. Belg.*, 38, 144 pp.
- Hance L., Poty E., et Devuyt F-X., 2001, Stratigraphie séquentielle du Dinantien Type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bull. Soc. Géol. De France*, 172, 4, 411-426.
- Mansy J-L. et Laquement F., 2002, Le Paléozoïque du Nord de la France et de Belgique, *Géologues, Rev. off. De l'Union Française des Géologues*, 133-134, 7-24.

- Popescu I.C., Dachy M., 2004. Test d'une méthode de cartographie de la vulnérabilité intrinsèque applicable aux nappes aquifères de la Région Wallonne. Application à l'aquifère calcaire du Néblon. Rapport final. Convention RW – ULG, GeomaC (Hydrogéologie), 154 pp.
- Poty E., Hance L., Lees A., Hennebert M., 2001, Dinantian lithostratigraphic units (Belgium), *Geologica Belgica*, 2001, 4, 1-2, 69-94.
- Raoult J-F. et Meilliez F., 1987, The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River, *Journal of Structural Geology*, 9, 473-479.