CRETACE DU PAYS DE HERVE

Ingrid Ruthy [(1)], Tjaard van Ellen [(2)], Alain Dassargues [(1)]

(1) Université de Liège, Département ArGEnCo, GEO³, Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement, Chemin des Chevreuils, 1, B52/3 Sart-Tilman, B-4000 Liège.
(2) Aquaconseil sprl, Rue Général Thys, 36, B-4607 Dalhem.
ingrid.ruthy@ulg.ac.be, info@aquaconseil.com, alain.dassargues@ulg.ac.be.

INTRODUCTION

L'aquifère ou les aquifères du Crétacé du Pays de Herve ne constitue(nt) pas une ressource en eau souterraine majeure à l'échelle de la Belgique. Toutefois, son importance pour les collectivités locales est attestée. Quelques prises d'eau pour la distribution publique exploitent les nappes logées dans les craies et les sables du Crétacé mais la majorité des captages appartiennent à des agriculteurs, des particuliers et quelques industries.

Ce chapitre est consacré aux aquifères du Crétacé du Pays de Herve (sables et craies). A côté de cette ressource majeure pour cette région, d'autres formations géologiques du Paléozoïque présentent des potentialités aquifères, décrites au chapitre relatif aux « Grès et calcaires des bassins de la Vesdre et de la Gueule ».

CADRE GEOGRAPHIQUE

Localisé dans l'est de la Belgique, le Pays de Herve fait partie de la région de l'Entre-Vesdre-et-Meuse, plateau de transition entre la Hesbaye et l'Ardenne. Cette région frontalière avec les Pays-Bas et l'Allemagne est majoritairement située en Wallonie, seule la partie nord-ouest est située en Flandres (Fig. 1).

L'occupation du sol est dominée par les territoires agricoles, essentiellement des prairies permanentes (Photo 1). A l'est, les versants de la Gueule sont dominés par les forêts. La région de Voeren (Fourons) ainsi que les terrasses mosanes sont davantage marquées par les cultures annuelles sarclées (champs). Le nord de la zone s'apparente ainsi plus au paysage hesbignon (openfield) qu'au paysage typique du Pays de Herve (bocage). L'habitat est dispersé en gros villages-centres et en plus petites unités (hameaux). Le Pays de Herve connaît une urbanisation croissante. Les zones d'habitat tendent à se développer le long des principales voies de communication. Les principales localités sont Blegny, Herve, Thimister-Clermont, Aubel, Welkenraedt, Kelmis (La Calamine) et Plombières. A la périphérie de la région étudiée, les communes de Visé, Fléron et Soumagne font également partie des pôles d'attraction urbains (Cresmasco et *al*, 2007).

Photo 1 – Village de Clermont-sur-Berwinne avec le parc d'activités économiques de Battice en arrière-plan (en haut à gauche).

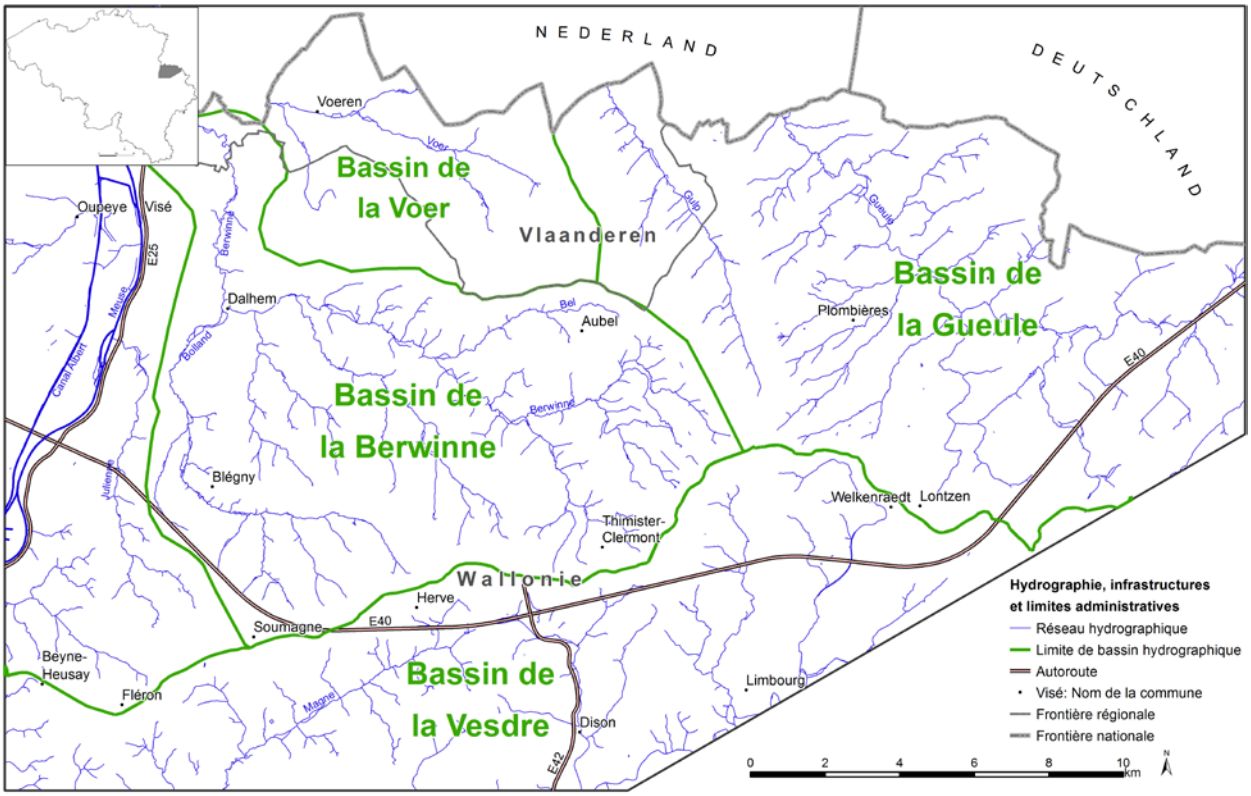

Figure 1 – Cadre géographique du Pays de Herve.

Le pays de Herve appartient au bassin hydrographique de la Meuse. Son relief est fortement vallonné. L'altitude y varie entre 80 m dans la vallée de la Berwinne et 340 m au niveau de l'interfluve des bassins de la Berwinne, de la Gueule et de la Vesdre. Ce plateau est incisé par de nombreux ruisseaux. Les principaux bassins-versants du Pays de Herve sont (Fig. 1) :

- le bassin de la Berwinne, dont le réseau hydrographique a développé une cuvette où se situe Aubel,
- au nord, le bassin de la Voer,
- à l'est, le bassin de la Gueule (Geul, Göhl), dont la Gulp est le principal affluent occidental,
- au sud, la partie nord du bassin de la Vesdre (seules les têtes de vallées des affluents de rive droite de la Vesdre aval sont situées dans le Pays de Herve).

CADRE GEOLOGIQUE

Le Pays de Herve est situé dans la partie orientale du parautochtone brabançon partiellement cachée sous la couverture mésozoïque. L'importante transgression du Crétacé commence par déposer, dans le Pays de Herve, des sédiments sableux d'âge santonien. Au Campanien, la mer continue sa transgression et dépose une marne ou une argile silteuse riche en glauconie. Au-dessus de ce dépôt se retrouvent les niveaux crayeux du Campanien-Maastrichtien. Le Crétacé se termine par une importante régression et émersion au cours de laquelle les craies ont, en partie, été érodées. Cette phase érosive a laissé un conglomérat à silex résiduels. Au cours du Quaternaire, l'Ardenne a subi une surrection rapide, favorisant une érosion intense et l'approfondissement de la vallée de la Meuse et de ses affluents. Les nombreux dépôts alluvionnaires étagés de part et d'autre du cours d'eau sont les témoins de ces étapes d'encaissement (Boulvain & Pingot, 2012).

Le socle paléozoïque affleure au droit des principales vallées, tandis que les formations du Crétacé se rencontrent sur les replats et interfluves. Ces formations du Mésozoïque sont subhorizontales (pendage NNO de 2° à 4°) et reposent directement sur le socle paléozoïque. Ces terrains sont surmontés localement par des sables cénozoïques, par des alluvions quaternaires et, de façon générale, par des loess.

Le cadre structural du Pays de Herve est relativement complexe. La région a connu plusieurs phases d'activités tectoniques : une tectonique de blocs synsédimentaire dévono-dinantienne, la tectonique varisque et la

tectonique post-varisque (Barchy & Marion, 2000). Les failles résultants du plissement hercynien ont une orientation générale NE/SO. Il s'agit pour la plupart de failles longitudinales de chevauchement qui recoupent les structures plissées, ensuite de quelques failles de chevauchement longitudinales très plates (appelées localement plats-crains) et de failles transversales obliques, de direction sensiblement longitudinale. Une phase des mouvements épirogéniques post-varisques est survenue, induisant un réseau de failles transversales sub-verticales d'orientation N-O à NO-SE, avec une succession de horsts et de grabens (activité liée à l'effondrement du graben du Rhin). Ces déformations se sont superposées à la tectonique varisque mais ont aussi affecté les terrains du Crétacé.

Description lithologique

La description des terrains mésozoïques du Crétacé du Pays de Herve est abordée avec plus de détails que celles des formations du Paléozoïque et du Cénozoïque (description sommaire). La figure 2 présente le cadre hydrogéologique général.

Les dépôts paléozoïques affleurant dans les vallées du Pays de Herve s'étagent du Frasnien (Dévonien) au Westphalien (Carbonifère). La lithologie de ces dépôts est assez variée. On passe de roches détritiques terrigènes (grès, siltites, shales et schistes) à des roches biogènes carbonatées (calcaires, dolomies, calcaires argileux). Plusieurs veines de houille et de charbon ont jadis fait l'objet d'exploitations minières dans le Groupe du Houiller. Vers l'est, des gisements plombo-zincifères ont été exploités jusqu'au XIXème siècle.

Les formations du Mésozoïque présentent de rapides et fréquentes variations latérales de faciès et d'épaisseur. Le Crétacé du Pays de Herve débuta avec la Formation d'Aachen (AAC), d'âge santonien. La base de cette formation est composée d'une alternance d'argiles silteuses et sableuses, et de sables silteux et argileux (« Argiles d'Hergenrath »). Suivent les sables d'Aix-la-Chapelle et de Hauset, constitués de sables jaunes et blancs à niveaux argileux. De nombreuses et rapides variations latérales de faciès affectent la formation. Elle se biseaute vers l'ouest. Son épaisseur est comprise entre 5 et 20 m. Vers l'est, elle peut atteindre 45 m d'épaisseur. Ensuite vient la Formation de Vaals (VAA), d'âge campanien. Cette formation, de composition très hétérogène, est encore parfois nommée « Smectite de Herve ». Cet horizon smectitique est relayé latéralement par un mélange d'argilites carbonatées et de craies argileuses. D'ouest en est, le faciès de la Formation de Vaals devient plus sableux; d'une argile carbonatée à Visé, on passe à des sables grossiers à Vaals (Pays-Bas). Localement, on observe la présence d'horizons indurés (concrétions gréseuses ou siliceuses), de niveaux graveleux, d'argile glauconifère décalcifiée ou de sable vert. Au sommet, se trouve généralement une siltite grise sableuse glauconifère. Son épaisseur est variable, de quelques mètres à plus de cinquante mètres. Aux Pays-Bas, une épaisseur de 150 m a été enregistrée dans un forage à environ 15 km au nord de la frontière (Felder, 2000, p. 30). Elle augmente régulièrement d'ouest vers l'est et du sud vers le nord. Les dépôts crayeux des Formations de Gulpen et de Maastricht clôturent le Crétacé du Pays de Herve.

La Formation de Gulpen (GUL) est constituée de craies présentant différents faciès. De bas en haut, on observe la séquence suivante :

- craie très glauconifère,
- craie blanche avec des silex noirs, peu altérée,
- craie karstifiée dont le sommet est irrégulier.

Son épaisseur variable (en fonction du degré d'altération et de karstification) est d'environ 40 m.

La Formation de Maastricht (MAA) est composée de calcaires bioclastiques poreux (tuffeau), grenus (calcarénite) contenant entre 96 et 98 % de $CaCO_3$. Quelques niveaux de silex gris non continus sont observés dans la partie inférieure de la formation. Son épaisseur est comprise entre 45 et 90 m.

Ces formations sont surmontées par un conglomérat à silex, Sx, et une argile à silex, résidus de dissolution. De composition très variable, ce conglomérat est composé d'un mélange de silex anguleux de taille variable, enrobés par des argiles rousses, jaunes ou brunes ou par un sable, avec localement au sommet de la craie une accumulation de silex. L'origine de cette couverture est complexe. Elle est due à la dissolution de la craie et au lessivage ultérieur des formations supérieures. Son épaisseur est très variable, de quelques mètres à une dizaine de mètres, diminuant d'est en ouest.

Outre quelques dépôts sableux disposés de manière éparse sur l'ensemble de la région, les formations du Cénozoïque sont essentiellement présentes dans la partie occidentale du Pays de Herve. A ces dépôts sableux (SBL), souvent datés de l'Oligocène, sont mêlés de lentilles

d'argiles sableuses et de sables quartzeux. Ils sont généralement localisés dans les poches de dissolution de la craie sous-jacente. Les alluvions anciennes (ALA) sont composées de limons sableux à galets de taille variable, de sable et d'argile. Leur épaisseur est variable, allant de moins d'un mètre à 12 m environ. Les alluvions modernes (AMO), localisées dans les fonds de vallées, sont constituées de limons argileux, de silts, de sables et de graviers d'une puissance comprise entre 2 et 15 m (plaine alluviale de la Meuse). Le lœss, limon d'origine éolienne, couvre l'ensemble du territoire avec une épaisseur variable, moins importante sur les pentes raides par rapport aux pentes douces et aux replats.

CADRE HYDROGEOLOGIQUE

Les principales ressources en eaux souterraines du Pays de Herve se trouvent dans les formations crayeuses et sableuses du Crétacé. Ces terrains reposent sur le socle paléozoïque pour lequel les potentialités aquifères sont, dans cette région, moins intéressantes. Il en est de même pour les terrains meubles du Quaternaire. Localement, ces formations sont parfois exploitées via de petits captages.

Description des unités hydrogéologiques

Trois unités hydrogéologiques se distinguent au sein du Crétacé (Fig. 2). Celles-ci sont présentées ci-dessous de la plus ancienne à la plus récente.

Aquifère des sables du Santonien Les sables d'Aachen sont caractérisés par une porosité d'interstices élevée (porosité efficace comprise entre 5 et 30 %). Cette formation est néanmoins relativement hétérogène (sables et argiles). Elle repose sur une base épaisse d'argile sableuse (« Argile d'Hergenrath ») doublée des argiles d'altération du socle paléozoïque. Ainsi, au contact de ces argiles, de nombreuses sources venant alimenter le réseau hydrographique sont observées. Cette nappe est « protégée » par les formations sus-jacentes.

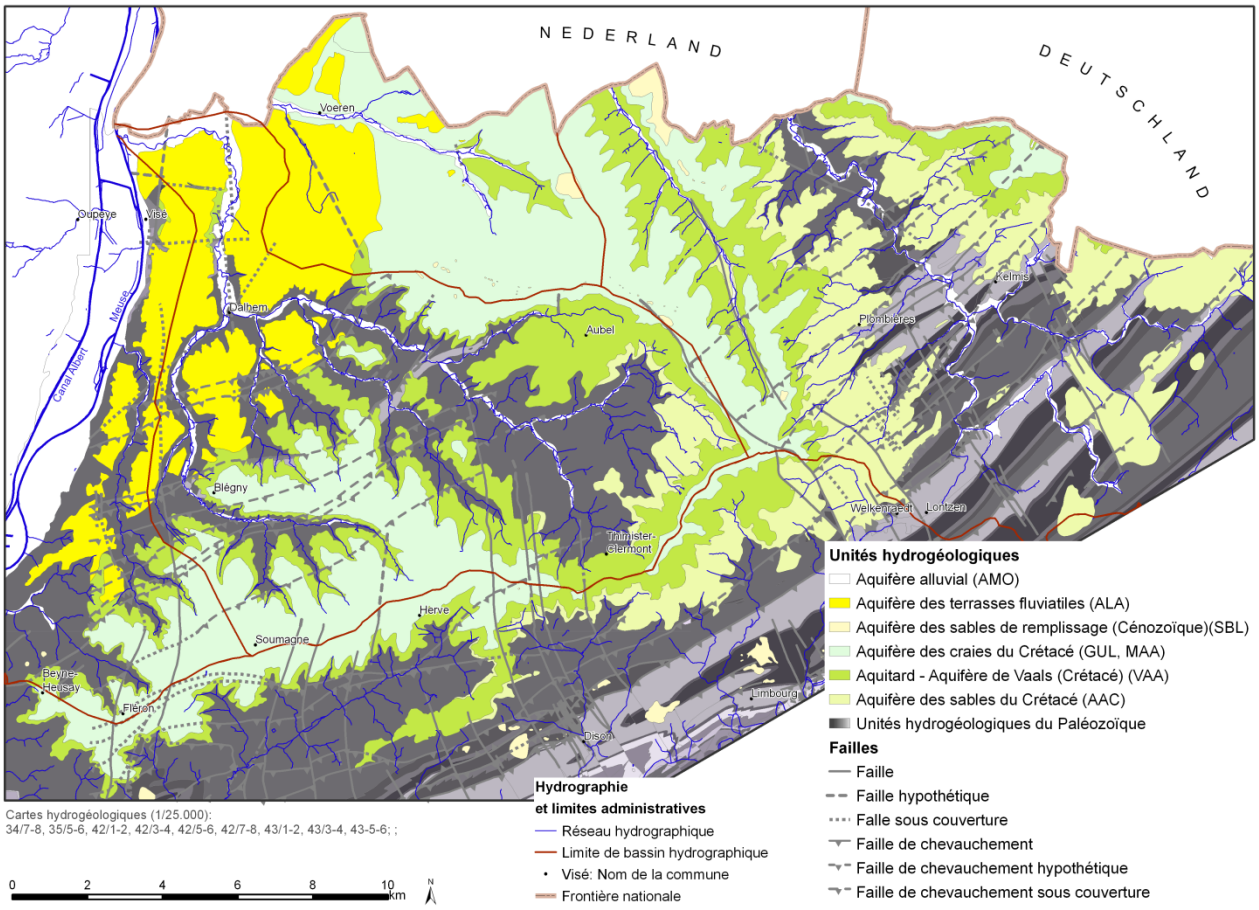

Figure 2 – Cadre hydrogéologique du Pays de Herve.

Aquifère-Aquitard de Vaals La Formation sablo-argileuse de Vaals est généralement peu aquifère. Dans le Pays de Herve, la fraction sableuse augmente généralement vers l'est. Les propriétés aquifères de cette formation sont donc étroitement liées à la localisation géographique. Vers l'ouest, la formation est relativement peu perméable. En revanche, la perméabilité va croissante vers l'est. Des bancs locaux de grès, fracturés par l'activité tectonique, sont observés dans la partie orientale de la région. Ils sont affectés d'une perméabilité secondaire (de fissuration) importante. Ces zones gréseuses peuvent être en contact avec les Formations surincombantes de Gulpen et de Maastricht via des chenaux sableux dans les sédiments.

Aquifère des craies du Crétacé Cette unité hydrogéologique regroupe les Formations de Gulpen et de Maastricht. Cet aquifère crayeux présente une double porosité: porosité d'interstices et porosité de fissures (Dassargues & Monjoie, 1993). La perméabilité est essentiellement déterminée par la fracturation et peut varier fortement d'un endroit à l'autre (aussi bien verticalement qu'horizontalement). Ces nappes, localisées généralement au droit des crêtes et des plateaux, ont une extension souvent réduite et sont généralement perchées. Des zones de sources sont localement observées sur les versants au contact peu perméable avec la Formation de Vaals sous-jacente.

L'hydrogéologie des terrains crétacés est donc rendue relativement complexe par les variations latérales de faciès, principalement dans les Formations de Vaals, et accessoirement d'Aachen. Il n'est par conséquent pas toujours possible d'individualiser les différentes nappes logées dans ces formations. On distinguera par endroits un système aquifère composé de deux aquifères, craies de Gulpen-Maastricht et sables d'Aachen, séparés par un horizon peu perméable (Vaals), et par ailleurs, suite aux changements de lithologie de la formation de Vaals, une seule unité hydrogéologique du Crétacé (**Aquifère du Crétacé indifférencié**). Le socle paléozoïque, essentiellement le Houiller schisto-gréseux et ainsi peu perméable, constitue le mur de l'aquifère des craies du Crétacé/aquifère du Crétacé indifférencié. A son contact, de nombreuses sources (exutoire de la nappe du Crétacé) sont observées.

Piézométrie et sens d'écoulement des eaux souterraines

A l'échelle régionale, l'écoulement général de la nappe s'effectue vers le nord-ouest tout comme l'inclinaison des couches géologiques du Crétacé (Fig. 3 et 4). L'allure accidentée des isopièzes s'explique aisément par la nature des différentes formations aquifères en présence et par l'importance des phénomènes de pente dus au vallonnement typique du Pays de Herve. Le réseau hydrographique joue le rôle de drainage latéral (trop-plein) de cette nappe à caractère généralement perché. Ainsi, cette situation implique que la nappe logée dans les craies est rarement alimentée par les ruisseaux. Sur les plateaux crayeux, le gradient piézométrique de la nappe est de l'ordre de 1 à 3 % bien que sa surface piézométrique soit peu régulière en raison de la fracturation des craies. Dans les zones de pente, là où les Formations de Gulpen et de Maastricht font place aux Formations de Vaals et d'Aachen, la nappe devient plus superficielle. Son gradient piézométrique est plus élevé et sa surface piézométrique est sensiblement parallèle à la surface topographique.

Dans la partie occidentale du Pays de Herve, une ligne de sources correspond à l'interface entre l'aquifère des craies du Crétacé et l'aquitard de Vaals, à dominance argileuse. Vers l'est, cette ligne de suintements va se déplacer vers l'interface entre l'aquifère sableux du Crétacé (Aachen) et le socle paléozoïque. Le caractère peu perméable de l'unité hydrogéologique de Vaals à l'ouest rend la nappe logée dans les sables d'Aachen captive. Cette captivité s'efface vers l'est avec le changement de faciès de Vaals, la formation devenant plus sableuse. La nappe des craies est, par contre, libre sur tout le territoire du Pays de Herve.

Huygens (1986) a déterminé un retard à l'infiltration de 15 jours à 1 mois sur les plateaux crayeux. Le battement annuel moyen de la nappe est de l'ordre de 2 m. Lorsque la nappe logée dans les sables d'Aachen est libre, c'est-à-dire vers l'est où la Formation de Vaals est plus perméable et où les craies ont été érodées, la réaction de la nappe est quasi immédiate après une période pluvieuse.

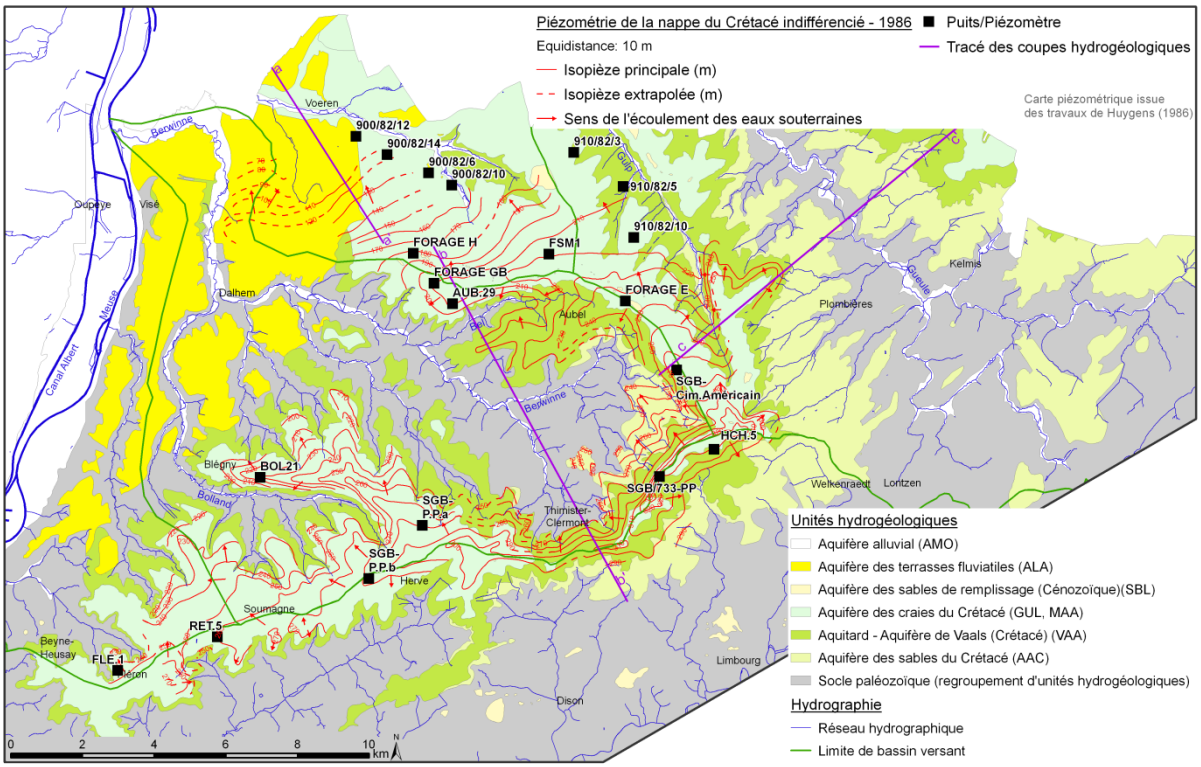

Figure 3 – Carte piézométrique du Pays de Herve (1986).

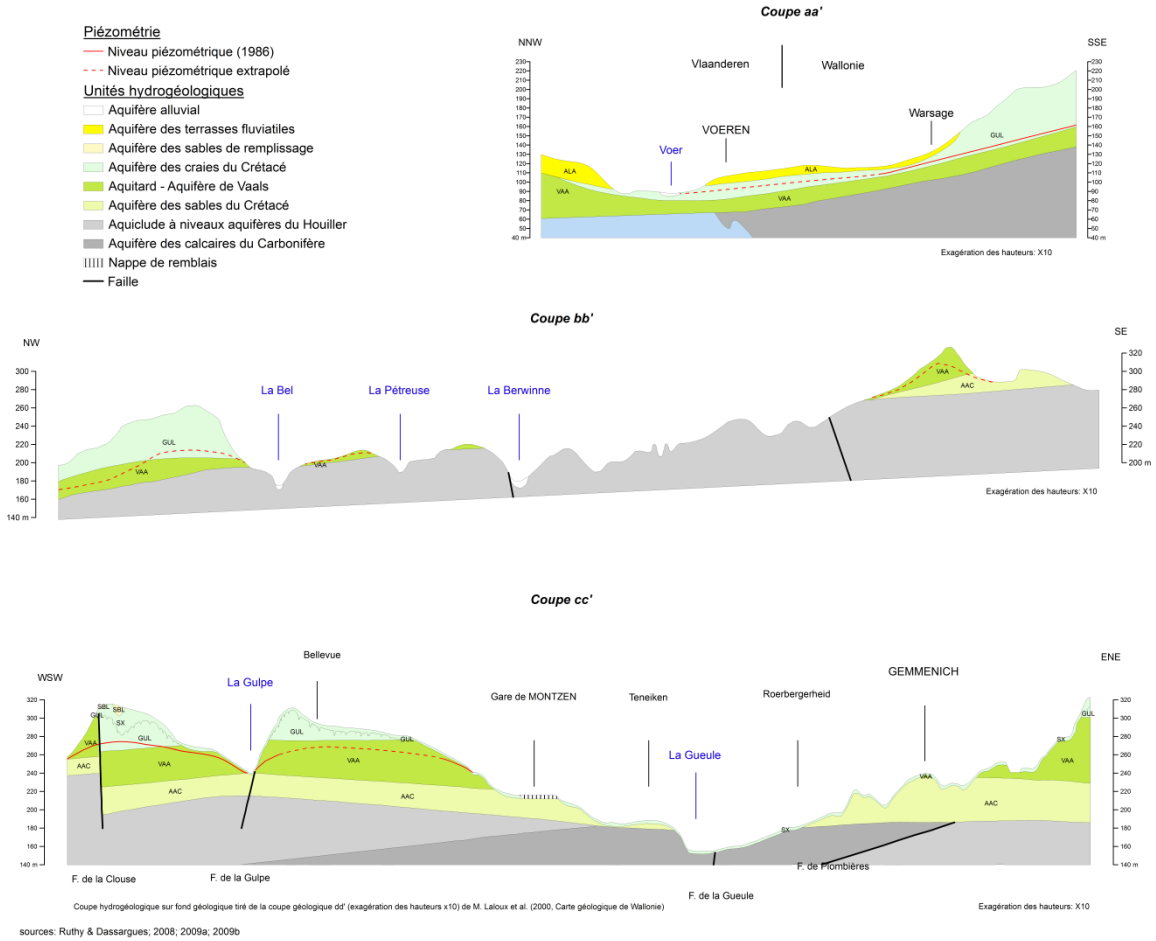

Figure 4 – Coupes hydrogéologiques.

L'analyse des hydrogrammes des principales rivières du Pays de Herve a permis de déterminer plusieurs coefficients de tarissement. Ces différentes valeurs peuvent être liées au degré de fracturation de la craie qui diminue avec la profondeur. Ainsi, un coefficient α élevé indique une roche bien fissurée à vidange rapide. Tandis qu'un coefficient bas témoigne d'un aquifère moins bien fissuré et à vidange lente. Dans l'est du Pays de Herve, là où la craie est érodée, ces différents coefficients de tarissement calculés par la méthode de Maillet (Maillet, 1906) sont davantage le témoin d'un changement de lithologie, passage d'un horizon plus argileux (α faible) à un niveau plus sableux (α élevée) (Huygens, 1986).

Les variations annuelles et interannuelles sont relativement faibles, de quelques mètres à une dizaine de mètres (Fig. 5). Les basses eaux sont systématiquement observées en été-automne, tandis que les hautes eaux en hiver-printemps.

La nappe se met en équilibre avec le réseau hydrographique, assurant le drainage de l'aquifère. Les forages situés sur les plateaux et interfluves présentent des fluctuations piézométriques plus marquées (Fig. 5) que ceux situés à proximité d'un cours d'eau. Huygens (1986) a également mis en évidence que les puits localisés dans le nord du bassin de la Berwinne ont des réponses hydrogéologiques plus rapides aux précipitations que ceux situés sur le flanc sud de ce bassin.

PARAMETRES /CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES

Les travaux de la carte hydrogéologique de Wallonie ont récemment synthétisé les résultats des essais de pompage réalisés dans des puits sollicitant les aquifères du Crétacé du Pays de Herve (Ruthy & Dassargues, 2008, 2009a, 2009b). Les paramètres hydrodynamiques des différents terrains ont ainsi pu être déterminés.

Aquifère des craies du Crétacé (Formations de Gulpen et de Maastricht)

Les transmissivités mesurées varient entre 1.10^{-5} m^2/s pour la craie compacte et 1.10^{-3} m^2/s pour la craie très fissurée. La conductivité hydraulique moyenne est de l'ordre de $0,2.10^{-4}$ m/s.

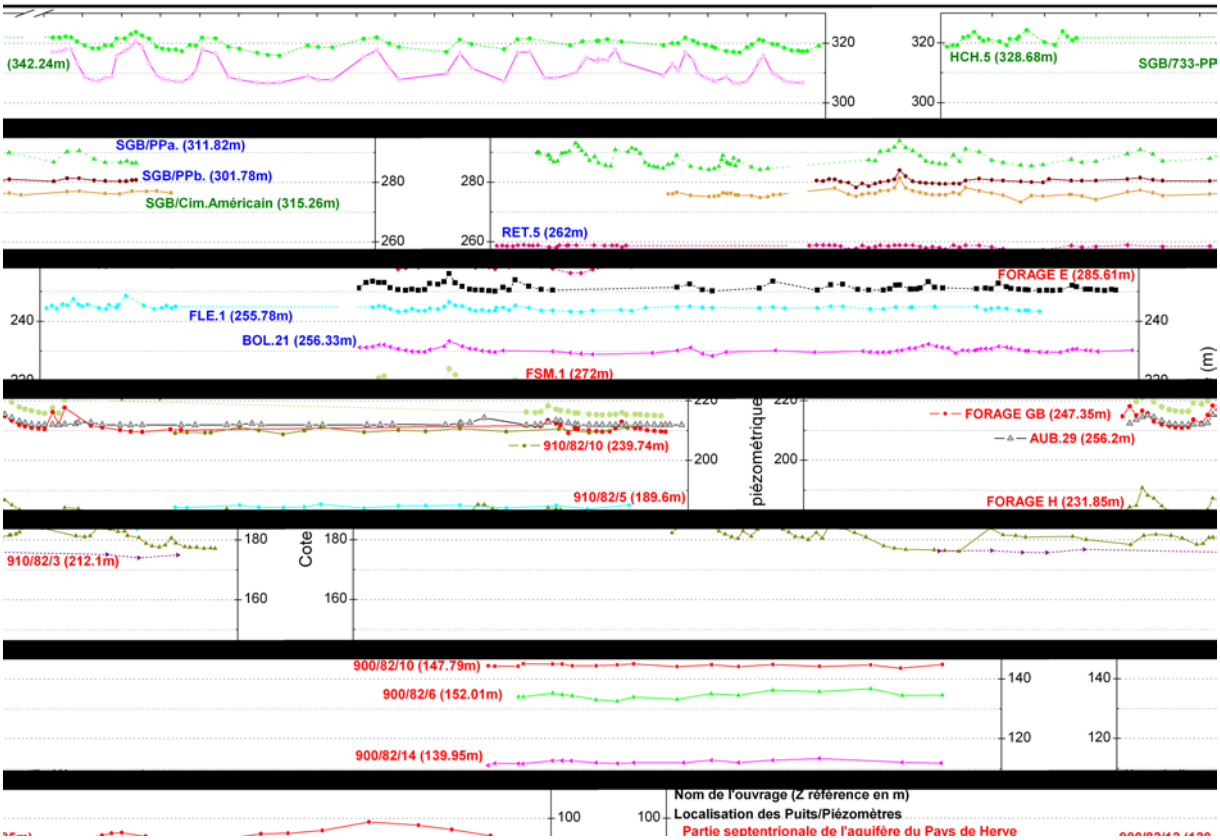

Figure 5 – Fluctuations piézométriques dans quelques forages implantés dans les terrains du Crétacé du Pays de Herve.

Aquifère-Aquitard sablo-argileux de Vaals

Les transmissivités calculées à partir d'essais de pompage mettent en évidence les différents faciès de la formation de Vaals :

- $T \approx 1.10^{-4}$ m^2/s pour les passées sableuses,
- $T \approx 1.10^{-5}$ m^2/s pour les passées silteuses,
- $T \approx 1.10^{-6}$ m^2/s pour les passées argileuses.

Dans la région de Thimister-Clermont, des conductivités hydrauliques comprises entre 0,01 et $0,3.10^{-4}$ m/s ont été mesurées.

Aquifère des sables du Santonien (Formation d'Aachen)

A Clermont, les résultats d'un test d'infiltration ont défini une conductivité hydraulique de l'ordre de $3,8.10^{-4}$ m/s. A Gemmenich (Plombières), les transmissivités calculées, suite à des essais de pompage, sont de l'ordre de $1,1.10^{-4}$ m²/s.

BILAN (OU ELEMENTS DE BILAN) EN EAUX SOUTERRAINES

Pour le bassin de la Berwinne, les précipitations moyennes sont d'environ 910 mm/an, avec une lame d'eau disponible pour l'infiltration et le ruissellement équivalente à environ 400 mm/an. Pour le bassin de la Gulp, les précipitations moyennes sont de l'ordre de 890 mm/an et l'eau utile (infiltration et ruissellement) est estimée à 380 mm/an (moyennes établies sur la période 1970-1985) (Huygens, 1986). Pour le bassin de la Gueule, la quantité d'eau moyenne précipitée est évaluée à 800 mm/an. L'évapotranspiration avoisinant 500 mm/an, il reste environ une lame de 300 mm d'eau pour le ruissellement et l'infiltration (Dautrebande et *al*., 2000). Les bilans hydrologiques des bassins de la Berwinne, de la Gulp et de la Gueule, ainsi que de leurs sous-bassins, présentent des erreurs de fermeture, positives, ou négatives, comprises entre quelques pourcents et presqu'un tiers des précipitations (Huygens, 1986, 1987). L'étude des hydrogrammes a indiqué que le bassin de la Gueule subit des pertes vers le bassin de la Meuse et/ou celui de la Gulp. Ces pertes sont majoritairement observées en aval de Sippenaeken (partie néerlandaise du bassin) et sont généralement localisées dans les terrains du Crétacé (Dautrebande et *al*., 2000). Ces résultats mettent en évidence le caractère non fermé des bassins. Des échanges d'eau ont lieu entre les bassins principaux mais également au sein même d'un bassin majeur entre ses sous-bassins contigus. Des échanges d'eau souterraine peuvent aussi se faire via les aquifères profonds. Cet écart de fermeture peut également être imputable aux erreurs et incertitudes inhérentes aux termes du bilan (surestimation ou sous-estimation).

L'analyse des hydrogrammes de la Gulp indique qu'environ 70 % du débit total de la rivière est fourni par le débit de base. Celui-ci est majoritairement soutenu par l'aquifère des craies de Crétacé. Les bassins hydrographiques et hydrogéologiques ne correspondent pas. Les pertes (correspondant à des flux d'eau souterraine) mises en évidence depuis le bassin de la Gulp semblent avoir lieu le long d'une zone faillée coïncidant approximativement avec la limite sud-ouest du bassin vers le bassin de la Berwinne. Suite au pendage des couches géologiques, une quantité d'eau souterraine quitte également le bassin via sa limite orientale (Nota et *al*., 1987).

QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES ET VULNERABILITE

Composition chimique des eaux souterraines

D'une manière générale, les eaux de la nappe du Crétacé sont, sans surprise, de type bicarbonaté calcique ($Ca\text{-}HCO_3$) de dureté moyenne à élevée (25 à 45 °F). En fonction des couches géologiques traversées, leur composition chimique peut légèrement varier. Il faut aussi noter que les activités anthropiques influencent fortement la qualité de l'eau (Dassargues et *al*, 2000).

L'acidité des eaux météoriques y a été tamponnée par la dissolution du $CaCO_3$. Suite à ces concentrations, l'aquifère crayeux est caractérisé par un pH neutre à alcalin. La conductivité est moyenne à élevée (environ 600 µS/cm) et l'alcalinité totale relativement élevée (jusqu'à 35 °F) (Dassargues et *al*, 2000).

Les eaux issues des Formations de Vaals et d'Aachen, de type Ca-HCO3, présentent un pH neutre à alcalin (valeur médiane de 7,4). Cette eau est relativement dure, dû essentiellement à la percolation à travers la Formation de Gulpen. Les concentrations en magnésium sont normales et la valeur médiane des teneurs en sulfates est d'environ 50 mg/l, les phosphates sont présents en faible quantité (valeur médiane de 0,1 mg/l) (Dassargues et al, 2000).

Les eaux issues de la Formation sablo-argileuse de Vaals ont un caractère calco-carbonaté nettement atténué par rapport aux eaux des formations crayeuses sus-jacentes. Les concentrations en calcium peuvent varier de manière importante d'un puits à l'autre, en fonction de la proximité du point échantillonné

par rapport aux formations crayeuses sus-jacentes. Les teneurs en fer et en sulfates plus élevées témoignent de la dissolution de la pyrite, fort présente dans la Formation de Vaals.

Les eaux prélevées dans la nappe de la Formation sableuse d'Aachen présentent des concentrations en calcium et magnésium faibles, un pH neutre à acide avec une dureté totale, une alcalinité totale et une conductivité faibles.

Les puits situés sur les plateaux et interfluves, sollicitant l'aquifère crayeux, présentent généralement des concentrations en ions majeurs relativement constantes dans le temps. Par contre, les variations temporelles de la composition chimiques des eaux des puits situés dans les versants ou en fond de vallées sont nettement plus prononcées. L'écoulement hypodermique est considéré comme le facteur déterminant (Nota et *al*., 1987). Cet écoulement, le long des pentes, joue un rôle important dans la diffusion des polluants vers les eaux de surface. La contamination de nombreux puits peu profonds indique que ce flux d'eau se produit quelques mètres sous la surface du sol (de 2 à 5 m de profondeur) (Nota et *al*, 1987).

Les teneurs en nitrates dans les eaux souterraines font l'objet d'une surveillance particulière depuis plusieurs années, en réponse à la directive européenne 91/676/CEE « Politique de l'eau : pollution par les nitrates d'origine agricole ». L'ensemble du territoire du Pays de Herve est désigné comme « zone vulnérable aux nitrates » (depuis le 28 février 2006 pour la partie wallonne et depuis le 1er janvier 2007 pour la partie flamande). Dans le cadre de l'application de la Directive-cadre sur l'Eau (2000/60/CE), des réseaux de surveillance de la qualité des eaux souterraines ont été mis en place par l'administration. L'évaluation de la qualité des eaux souterraines est faite sur base de l'outil SEQ-ESO (Système d'Evaluation de la Qualité des Eaux Souterraines) (Rentier et *al*, 2004, 2006). Une trentaine de points répartis de manière homogène sur l'entièreté de la masse d'eau souterraine des « Craies du Pays de Herve » (RWM151) sont régulièrement échantillonnés (SPW-DGO 3, 2010). Une tendance généralisée à la hausse, de l'ordre de 0,5 mg/(L.an) à 1,5 mg/(L.an), est observée pour la majorité des points. L'ensemble de la masse d'eau est concernée par des valeurs élevées, près de 40 % des sites analysés dépassent la norme de potabilité de 50 mg/L en nitrates (concentration moyenne établie sur la période 2004-2008).

L'état chimique de la masse d'eau souterraine RWM151 a été qualifié de médiocre, en 2009, suite au paramètre « Nitrates » déclassant. Les paramètres « Pesticides, Minéralisation, Macro-polluants, Métaux, Hydrocarbures » présentent un indice global SEQ-ESO de bon à très bon (SPW-DGO 3, 2010).

La vulnérabilité intrinsèque des eaux souterraines du bassin de la Berwinne a fait l'objet d'une étude détaillée (Thomas, 2007). Cette étude couvre tant les aquifères du Crétacé que les aquifères locaux schisto-gréseux du Houiller. La méthodologie suivie repose sur un concept physiquement basé avec des critères validables et aborde, dans un premier temps, uniquement la vulnérabilité intrinsèque (Popescu et *al*, 2008). Le calcul des cartes de vulnérabilité a porté sur l'évaluation de la vulnérabilité de la première nappe rencontrée depuis la surface. L'application de la méthode au bassin de la Berwinne montre que les zones les plus vulnérables sont concentrées dans les secteurs où la nappe est superficielle, principalement dans les zones d'affleurement du socle paléozoïque et des sables du Crétacé. Exception faite de sables de la Formation d'Aachen, la nappe du Crétacé présente une vulnérabilité majoritairement modérée liée à son caractère perché dans les zones de plateau et les interfluves où le niveau de la nappe est profond (Thomas, 2007).

La composition chimique des eaux de surface du bassin de la Gulp est très différente de celle des bassins voisins de la Gueule et de la Berwinne, en relation directe avec le contexte géologique. L'influence anthropique intervient également. En outre, les variations saisonnières sont plus marquées dans ces deux derniers bassins. La capacité d'emmagasinement et la perméabilité moyenne du système aquifère du bassin de la Gulp conduisent à une certaine stabilisation tant de la composition chimique des eaux de surface et que du flux d'eau souterraine vers la rivière (Nota et *al*., 1987).

GESTION DES EAUX SOUTERRAINES

Les ressources en eau souterraine du Pays de Herve sont très importantes. Elles sont estimées à 18.10^6 m^3 pour l'ensemble des bassins de la Berwinne et de la Gulp (affluent de la Gueule), tous aquifères confondus. Ces réserves ont été établies d'une part en utilisant la méthode des coefficients de tarissement (Maillet, 1906), et d'autre part au moyen de calculs volumiques en adoptant une porosité efficace de 3 à 5 % pour la craie et en tenant compte de la surface aquifère réelle (et non simplement de la surface affleurante). Les ressources hydriques estimées via le concept de Maillet concernent

uniquement les réserves en eaux souterraines drainables. Les craies (Formations de Gulpen et de Maastricht) constituent le réservoir le plus important avec une capacité estimée à 8.10^6 m^3 (eaux souterraines drainables). Les formations sableuses (Formation de Aachen) présentent aussi des potentialités aquifères non négligeables, environ $4,8.10^6$ m^3 (Huygens, 1986, 1987). Outre les unités hydrogéologiques du Mésozoïque, il existe d'autres nappes, moins importantes, dans le Pays de Herve : aquifère alluvial et des terrasses, aquifères des calcaires carbonifères, aquifère des grès famenniens, aquifères locaux dans les terrains houillers…

Les prélèvements dans les aquifères du Crétacé du Pays de Herve sont de l'ordre de 0,2 à $0,3.10^6$ m^3/an. Quelques 500 ouvrages de prise d'eau ou piézomètres sont implantés dans les nappes du Crétacé du Pays de Herve (Fig. 6). Parmi ceux-ci, quelques-uns, seulement, sont destinés à l'approvisionnement public en eau potable. Dans cette région, la Société Wallonne des Eaux (SWDE) et l'Administration Communale de Kelmis (La Calamine) exploitent quelques captages implantés dans les nappes aquifères du Crétacé. Les volumes prélevés annuellement par ces captages sont de l'ordre de 50000 et de 125000 m^3 en moyenne (Fig. 6). Un approvisionnement par les adductions des barrages d'Eupen et La Gileppe (eaux de surface) est réalisé en appoint en quelques points du réseau. Il existe également d'autres captages publics sollicitant les aquifères du socle paléozoïque. Les volumes prélevés par les captages privés sont très variables d'un captage à l'autre et très irréguliers dans le temps. Ils sont compris entre 10 et 2500 m^3/an, avec quelques prélèvements plus importants (entre 10000 et 35000 m^3/an). Les usagers de cette eau sont variés et multiples (industries, agriculteurs, particuliers).

Ces nappes aquifères constituent une ressource en eau d'importance locale pour répondre aux besoins propres de la région. Les unités hydrogéologiques du Crétacé du Pays de Herve sont très découpées. De plus, la hauteur saturée est relativement faible. Ainsi, l'implantation de captages importants est difficile et une partie limitée de la ressource disponible est exploitée.

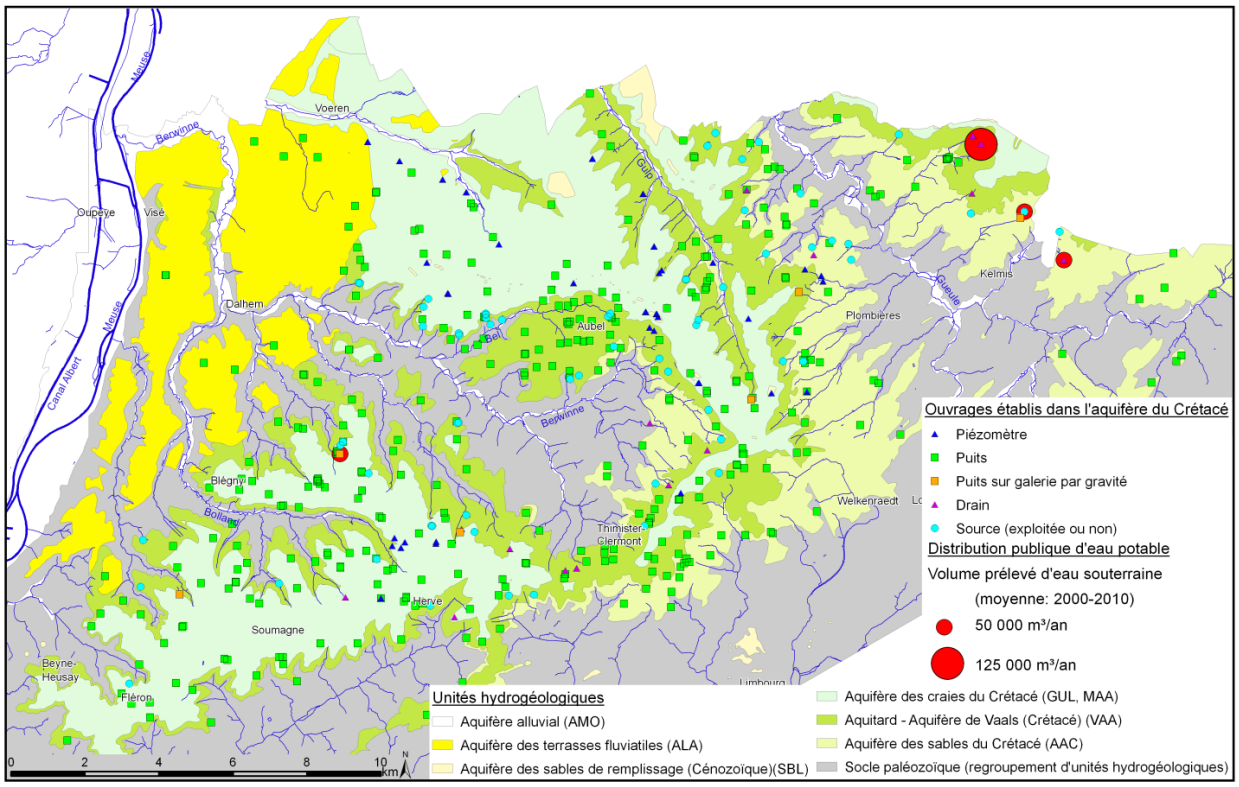

Figure 6 – Localisation des ouvrages de prise d'eau et des piézomètres dans le Pays de Herve avec indication des principaux prélèvements (approvisionnement en eau potable).

Aux Pays-Bas, il existe de nombreux captages dans les formations du Crétacé, notamment dans les craies dont l'épaisseur peut dépasser 200 m. Dans le passé, environ 30.10^6 m^3/an étaient extraits par la Compagnie Limbourgeoise de l'Eau (WML) (distribution publique d'eau potable). Suite à de problèmes de qualité (sulfates et nitrates), plusieurs captages ont été fermés. Le volume total prélevé a été réduit à environ 20.10^6 m^3/an. Il existe également de nombreux captages de plus faible débit destinés à d'autres usages (essentiellement l'industrie et en moindre mesure l'agriculture, les carrières, les particuliers…). Ces derniers totalisent environ 4.10^6 m^3/an dans l'aquifère crayeux.

En Allemagne, l'épaisseur des formations du Crétacé se réduit fortement. Ainsi elles constituent des aquifères sans beaucoup de potentiel. Aucun volume d'eau destiné à la distribution publique d'eau potable n'est prélevé dans l'aquifère du Crétacé. L'eau extraite (environ 20 000 m^3/an) est surtout utilisée pour l'irrigation, les pompes à chaleur et l'élevage (Walter, 2009).

ASPECTS PARTICULIERS

Les terrains houillers de la partie occidentale du Pays de Herve (région de Blegny) ont, jadis, été intensément exploités par l'industrie minière. L'arrêt de l'exploitation minière s'accompagne généralement d'un arrêt des pompages d'exhaure. Il s'ensuit une remontée des niveaux piézométriques dans les terrains qui avaient été désaturés lors de la progression de l'exploitation. Ce phénomène d'« ennoyage minier » peut avoir des conséquences importantes sur l'environnement (acidification des eaux, coup d'eau, instabilité des terrains…).

Des études approfondies ont été menées afin de mieux comprendre ces phénomènes et les prévenir. Ainsi, dans la zone pilote de Wandre-Cheratte (située dans le Pays de Herve), un réseau d'observation hydrologique permettant de suivre le niveau des eaux souterraines et le débit des galeries d'exhaure a été mis en place. Ce réseau est, entre autres, destiné à servir de système d'alerte pour d'éventuels coups d'eau dans les galeries d'exhaure en vallée de la Meuse. Ces études des conséquences de l'après-mine ont permis de collecter de nombreuses et diverses données hydrogéologiques (Berger *et al*, 2003 ; Gardin *et al*, 2005 ; Dingelstadt & Drevet, 2007) et de modéliser ce comportement particulier (Brouyère *et al.,* 2009 ; Wildemeersch *et al.,* 2010).

Ce sujet est abordé de manière détaillée dans un chapitre spécifique du présent ouvrage. Dès lors, nous invitons le lecteur à le consulter pour obtenir de plus amples informations sur la problématique des remontées de nappes dans les anciens travaux miniers

CONCLUSION

La géologie du Pays de Herve, région agricole et herbagère de l'est de la Belgique, est nettement dominée par les formations crayeuses, argilo-sableuses et sableuses du Mésozoïque, reposant en discordance sur le socle paléozoïque (principalement des roches du Houiller). Dans ces terrains tabulaires se loge le système aquifère du Crétacé du Pays de Herve. Cette ressource en eau souterraine, bien que non négligeable (réserves estimées à 18.10^6 m^3), présente un intérêt essentiellement local. Sur le demi-millier d'ouvrages de prise d'eau et de piézomètres recensés et sollicitant les terrains du Crétacé, seulement quatre sont destinés à l'approvisionnement public d'eau potable.

L'hydrogéologie du Crétacé du Pays de Herve est relativement complexe. En effet, la Formation de Vaals, avec ses variations latérales de faciès, isole à l'ouest (faciès argileux) l'aquifère crayeux de Gulpen-Maastricht de l'aquifère sableux d'Aachen. Tandis que vers l'est, son caractère sableux prédomine permettant une continuité hydraulique entre les deux niveaux aquifères précédemment individualisés. L'écoulement des eaux souterraines se fait globalement vers le nord-ouest (selon le pendage géologique). Cependant, la variété lithologique des aquifères et le vallonnement du Pays de Herve modifient l'allure piézométrique globale. D'une manière générale, le réseau hydrographique draine cette nappe, à caractère souvent perché. Les eaux logées dans ces unités hydrogéologiques du Crétacé sont de type bicarbonaté calcique, de dureté et de conductivité moyennes à élevées. Les concentrations en nitrates observées sont préoccupantes et à surveiller. Les normes de potabilité sont fréquemment dépassées.

Ce chapitre peut être mis en connexion, entre autres, avec les sujets suivants :

- Calcaires et grès des Bassins de la Vesdre et de la Gueule,
- Aquifère crayeux de Hesbaye.

REFERENCES

Barchy, L., Marion, J.-M., 2000. Carte géologique de Wallonie, Planchettes Dalhem-Herve (42/3-4),

Edition : Service public de Wallonie, DGO 3 (DGARNE), Belgique.

Berger, J.-L., Dingelstadt, Cl., Drevet, J.-P., Veschkens, M., 2003. Etude sur la remontée des niveaux piézométriques dans les massifs affectés par les travaux houillers et sur l'identification de leurs impacts directs et indirects, en particulier sur le démergement, ISSeP, Rapport final, 52 p.

Boulvain, F., Pingot J.-L., 2012. Genèse du sous-sol de la Wallonie, Mémoire de la Classe des Sciences, Académie royale de Belgique, 190 p.

Brouyère, S., Orban, Ph., Wildemeersch, S., Couturier, J., Gardin, N., Dassargues, A., 2009. The Hybrid Finite Element Mixing Cell method: a new flexible method for modelling mine groundwater problems, *Mine Water and the Environment*, 28(2), pp. 102-114.

Bultynck, P., Dejonghe, L., 2002. Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, *Geologica Belgica*, 4(1-2), pp. 1-168.

Cremasco, V., Doguet, A., Feremans, N., Neuray, C., Pons, T., Van Der Kaa, C., Godart, M.-F., Teller, J., 2007. 1. L'entre-Vesdre-et-Meuse, Collection Atlas des Paysages de Wallonie, Edition : Service public de Wallonie, 263 p.

Dassargues, A., Monjoie, A., 1993. Hydrogeology of the Chalk of North-west Europe, Chapter 8, Chalk as an aquifer in Belgium, Oxford University Press, pp. 153-169.

Dassargues, A., Péters, V., Vandormael, C., Matton, C., Venema, P., Vernes, R., 2000. Qualité de l'eau souterraine dans les aquifères des provinces Limbourg belge, Limbourg néerlandais et Liège, Equipes : LGIH (Liège), LISEC (Genk) et TNO-NTIG (Delft et Heerlen), Euregio Meuse-Rhin, Projet INTERREG II, 288 p.

Dautrebande, S., Leenaars, J.G.B., Smitz, J., Vanthournout, E., 2000. Pilot project for the definition of environment-friendly measures to reduce the risk for flash floods in the Geul River catchment (Belgium and the Netherlands), European Commission, DG Environment, 170 p., B4-3040/97/730/JNC/C4.

Dejonghe, L., Ladeuze, F., Jans, D., 1993. Atlas des gisements plombo-zincifères du « Synclinorium de Verviers » (Est de la Belgique), *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 33, pp. 1-483.

Dingelstadt, Cl., Drevet, J.-P., 2007. Etude des conséquences de l'après-mine, en particulier sur la gestion des eaux souterraines et des risques, ISSeP, Rapport final, 67 p.

Felder, W.M., Bosch, P.W., 2000. Krijt van Zuid-Limburg, 192 p.

Gardin, N., Brouyère, S., Dassargues, A, 2005. Modélisation de la remontée des niveaux piézométriques dans les massifs affectés par des travaux miniers dans l'ancien bassin charbonnier de Liège, Site pilote de Cheratte, ISSeP, Rapport final, 89 p.

Huygens, Ch., 1986. Etude des ressources en eau du Pays de Herve, Contrat CILE-Service public de Wallonie, 385 p.

Huygens, Ch., 1987. Etude des ressources en eau du Crétacé de l'Est du Pays de Herve, Contrat CILE-Service public de Wallonie, 234 p.

Maillet, E., 1906. La vidange des systèmes de réservoirs, *Annales des Ponts et Chaussées, Mémoires et Documents*, 21, 8 p.

Nota, D.J.G., Bakker, A.M.G., Van De Weerd, B., Halma, G., 1987. A hydrogeological study in the basin of Gulp Creek – A reconnaissance in a small catchment area, 3.Chemistry of surface and ground water, Agricultural University Wageningen Papers, 87-7, 46 p.

Popescu, I.C., Gardin, N., Brouyère, S., Dassargues, A., 2008. Groundwater vulnerability assessment using physically based modelling: from challenges to pragmatic solutions, Proc. of ModelCARE'2007, J.C. Refsgaard, K. Kovar, E. Haarder & E. Nygaard (Eds.), IAHS Publication, n°320, pp. 83-88.

Rentier, C., Delloye, F., Brouyère, S., Dassargues, A., 2004. Aggregated indicators from an optimized groundwater monitoring network: example in Walloon region of Belgium for implementation of the European Water Directive, Proc. of Integrated Methods for Assessing Water Quality, COST629 Workshop, UCL, pp. 43-49.

Rentier, C., Delloye, F., Brouyere, S., Dassargues, A., 2006. A framework for an optimised groundwater monitoring network and aggregated indicators, Environmental Geology, 50(2), pp. 194-201.

Ruthy, I., Dassargues, A., 2008. Carte hydrogéologique de Wallonie, Planchettes Dalhem – Herve (42/3-4), Edition : Service public de Wallonie, DGO 3 (DGARNE), Belgique, Dépôt légal D/2008/12.796/1 - ISBN 978-2-8056-0058-6.

Ruthy, I., Dassargues, A., 2009a. Carte hydrogéologique de Wallonie, Planchettes Henri-Chapelle – Raeren, Petergensfeld – Lammerdorf, Gemmenich – Botzelaar (43/1-2,43/3-4,35/5-6), Edition : Service public de Wallonie, DGO 3 (DGARNE), Belgique, Dépôt légal D/2009/12.796/6 - ISBN 978-2-8056-0068-5.

Ruthy, I., Dassargues, A., 2009b. Carte hydrogéologique de Wallonie, Planchettes Visé – Sint-Martens-Voeren (34/7-8), Edition : Service Public de Wallonie, DGO 3 (DGARNE), Belgique, Première version.

SPW-DGO 3, 2010 (Version 1.15). Directive-cadre sur l'Eau (2000/60/CE). Avant-projet de plan de gestion DHI Meuse, Masse d'eau souterraine RWM151 « Craies du Pays de Herve ».

Thomas, L., 2007. Test d'une méthode de cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des eaux souterraines appliquée au bassin de la Berwinne. Thèse de Master, Université de Liège, 78 p.

Walter, R., 2009. Aachen und nördliche Umgebung Sammlung Geologischer Führer Band 101, 214 p.

Wildemeersch, S., Brouyère, S., Orban, P., Couturier, J., Dingelstadt, C., Veschkens, M., Dassargues, A., 2010. Application of the Hybrid Finite Element Mixing Cell method to an abandoned coalfield in Belgium, *Journal of Hydrology*, 392(3-4), pp. 188-200.