

Chapitre 6

Application de la méthode stochastique alternative au cas d'étude réel

Ayant déjà fait l'objet de deux études déterministes de délimitation des zones de protection, le site de captage de Dinant-Anseremme Prieuré, localisé dans la plaine alluviale de la Meuse en amont de Dinant, a été proposé pour tester l'applicabilité de la MSA à un cas d'étude réel. Dans le cadre de ce travail, six profils de tomographie électrique ont été réalisés afin d'obtenir un jeu de données de résistivité électrique, et étoffer ainsi les données existantes sur ce site. Etant donné le nombre peu élevé de données de conductivité hydraulique K , la MSA a été appliquée dans la situation où les seules données disponibles sont des résistivités électriques ρ et des hauteurs piézométriques h . Les zones de protection obtenues par cette méthode stochastique qui met en évidence l'incertitude existant sur la prédiction provenant de la connaissance incomplète des valeurs du champ de conductivité hydraulique de l'aquifère, ont été comparées à celles définies précédemment de manière déterministe.

6.1 Définition et critères de délimitation des zones de protection

Depuis avril 1990, le Conseil Régional Wallon a adopté une série de décrets sur la protection et l'exploitation des eaux souterraines. Dans le cadre de ces décrets, des critères de définition et d'élaboration de différentes zones de protection autour des prises d'eau ont été proposés, ainsi que des réglementations quant aux activités permises ou non dans chacune de ces zones et ceci, dans un souci de protection des captages contre toute contamination accidentelle. Le décret sur la protection et l'exploitation des eaux potabilisables^(*) définit deux zones de prévention basées sur une notion de temps de transfert de l'eau souterraine jusqu'au captage dans la partie saturée de la nappe :

- une zone de prévention rapprochée (zone IIa) pour laquelle le temps de transfert est de 24 heures, ce qui correspond à une période suffisamment longue pour permettre l'arrêt du pompage . En l'absence de données suffisantes, elle est fixée arbitrairement à une distance de 35 mètres au minimum autour de la zone de prise d'eau.
- un zone de prévention éloignée (zone IIb) pour laquelle le temps de transfert est de 50 jours, ce qui correspond, d'une manière générale, au délai nécessaire pour permettre une dégradation en cas de pollution bactériologique. A défaut de données suffisantes, il est prévu que le périmètre de cette zone soit distant du périmètre extérieur de la zone IIa de minimum 100 mètres pour les aquifères sableux, 500 mètres pour les aquifères graveleux (ou borné par le cours d'eau et par la limite de la plaine alluviale) et 1000 mètres pour les aquifères fissurés ou karstiques.

En accord avec la politique suivie en Région Wallonne, l'étude menée sur le site de captage de Dinant-Anseremme a pour objectif de définir ces deux zones de protection.

6.2 Site de captage de Dinant-Anseremme

La localité d'Anseremme se trouve dans la province de Namur, au confluent de la Meuse et de la Lesse, à 3 km au sud de Dinant (figure 6.1). Le site de captage de Dinant-Anseremme Prieuré appartient à la Société Wallonne des Eaux (SWDE) qui assure la distribution de l'eau de consommation pour la région de Dinant. Il est situé dans la plaine alluviale de la Meuse sur la rive droite concave d'un méandre du cours d'eau.

(*) Par eau potabilisable, on entend toute eau souterraine qui, naturellement ou après un traitement physico-chimique ou microbiologique, donne une eau qui peut être bue sans danger pour la santé.

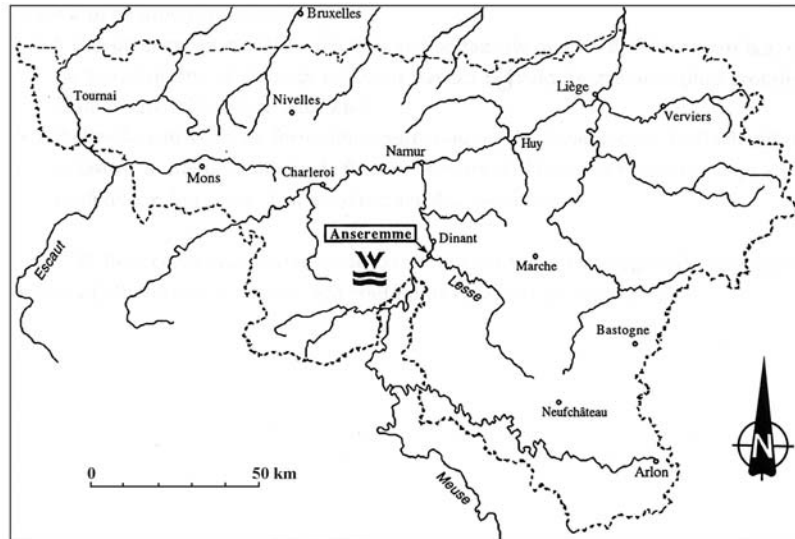


Figure 6.1 : Plan de situation

6.2.1 Contexte géologique régional et local

La région se trouve sur le flanc nord du Synclinorium de Dinant constitué de formations paléozoïques du Dévonien et du Carbonifère. Lors du cycle varisque, l'ensemble a été charrié par la faille eifélienne sur le Synclinorium de Namur situé au nord. La région est donc formée d'une succession de plis anticlinaux-synclinaux de direction générale E-O. A Anseremme, comme le montre la carte géologique de la figure 6.2, le substratum décrit un anticlinal d'axe ONO-ESE dont le cœur est occupé par les formations grés-silteuses de la formation d'Esneux (sommet du Famennien inférieur), surmonté par les calcaires noduleux bioclastiques de la formation de Souverain-Pré (Famennien supérieur). Le site de captage est situé sur le flanc sud de l'anticlinal au droit des calcaires de Souverain-Pré.

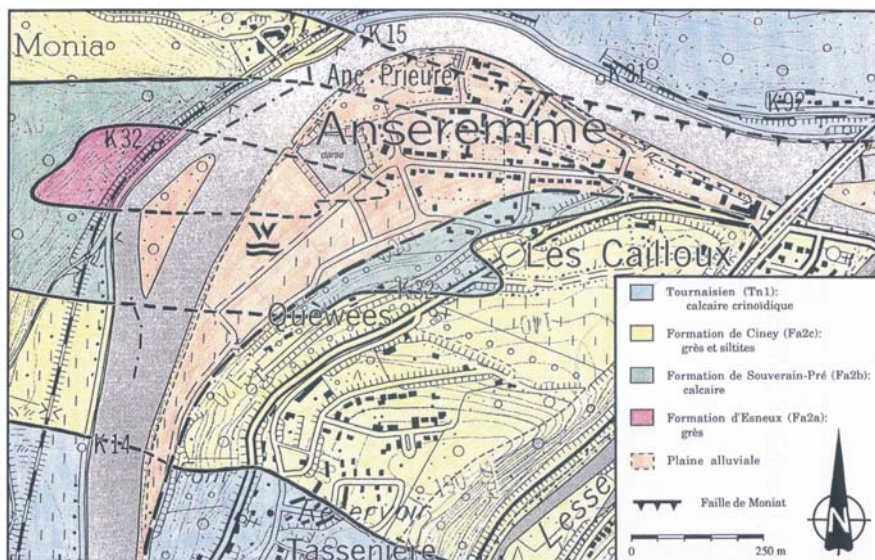


Figure 6.2 : Carte géologique

La plaine alluviale est composée de dépôts alluviaux quaternaires déposés par la Meuse. A partir des données de forage et de prospection géophysique disponibles sur ce site, plusieurs coupes géologiques ont été élaborées [RENTIER, 1996] dont une est schématisée à la figure 6.3. Celles-ci ont permis de mettre en évidence une structure assez précise des alluvions qui correspond à un dispositif d'îlots et de chenaux anastomosés caractéristiques des régions périglaciaires.

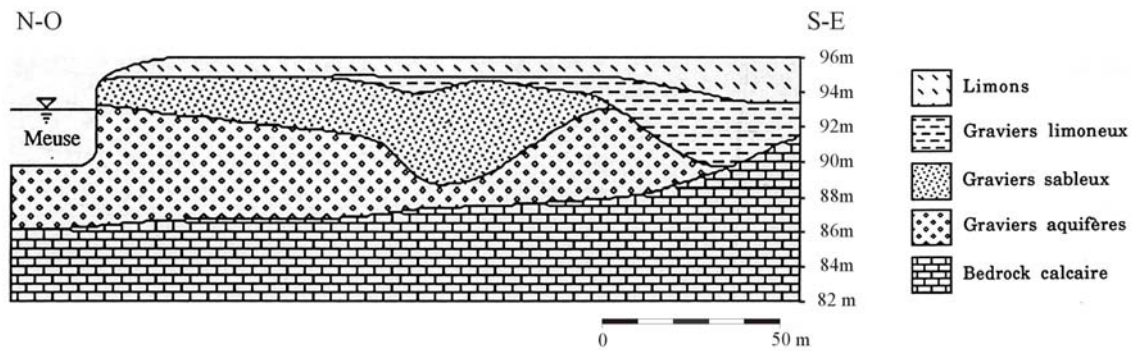


Figure 6.3 : Coupe dans la plaine alluviale de la Meuse à Anseremme

Ces alluvions, qui forment une couche épaisse d'une dizaine de mètres en bordure de Meuse, sont composées de haut en bas de 1 à 3 mètres de limons fluviaux et de 3 à 9 mètres de graviers roulés formant globalement deux horizons de qualité différente : un horizon de graviers sableux reposant sur un horizon de graviers propres, subissant tous deux une variation latérale de faciès (matrice plus limoneuse) à proximité du versant. Le bedrock sous-jacent apparaît à une profondeur de plus de 9 mètres en bordure de Meuse et remonte jusqu'à une profondeur de près de 5 mètres au voisinage des versants.

6.2.2 Contexte hydrogéologique(*)

Le site de captage comporte deux prises d'eau, P1 et P2, crépinés dans la nappe alluviale et dont le débit moyen journalier extrait varie entre 60 et 100 m³/h. Le site est également équipé de neuf piézomètres répartis dans le domaine étudié aux alentours des prises d'eau. Tous ces puits et piézomètres sont positionnés sur la figure 6.4. Parmi ces piézomètres, six d'entre eux (Pz1, Pz2, Pz4, Pz5, Pz6 et Pr2) sont crépinés dans les formations alluviales, tandis que les

(*) Le contexte hydrogéologique décrit est celui qui prévalait lors de la réalisation des deux études déterministes [LGIH, 1995 ; RENTIER, 1996]. Depuis, les conditions ont changé suite à une dégradation de la qualité de l'eau pompée à l'un des puits de captage. Cependant, pour permettre la comparaison des zones de prévention déterministes et stochastiques, les mêmes conditions que celles existant lors de ces deux études ont été considérées.

trois autres (Pz3, Pr1 et Pr3) sont crépinés sur plusieurs dizaines de mètres dans le bedrock calcaire^(*).

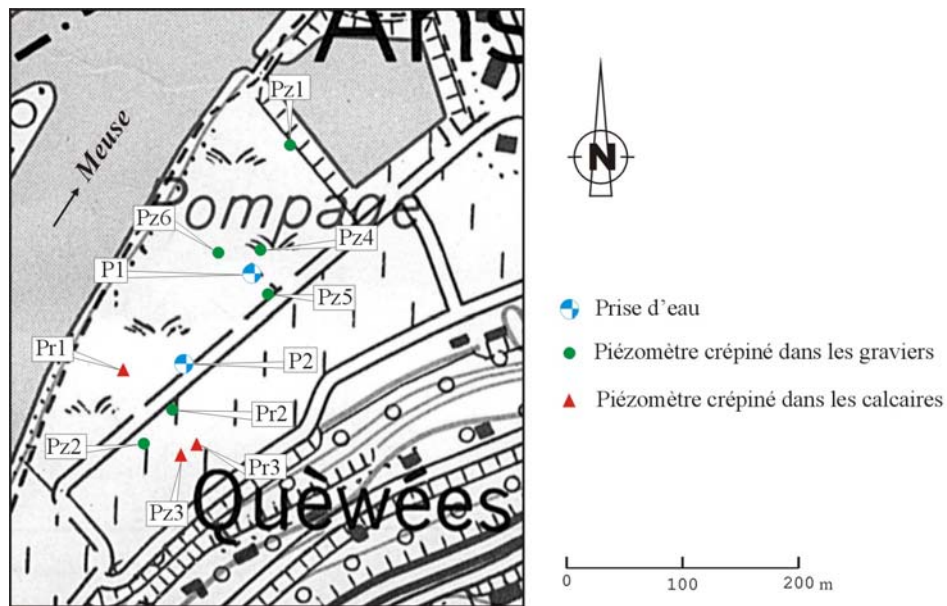


Figure 6.4 : Localisation des prises d'eau et piézomètres du site de captage de Dinant-Anseremme

Le site étudié est caractérisé par la présence de deux aquifères :

- le premier est cantonné dans les formations sablo-graveleuses de la plaine alluviale. Il s'agit d'une nappe superficielle libre dont le niveau piézométrique est en équilibre avec le niveau de la Meuse ;
- le deuxième aquifère est développé dans les couches de calcaire et de grès fissurés formant le substrat rocheux sous les formations meubles de la plaine alluviale. Il s'agit d'une nappe profonde libre (de fissure). D'après les données piézométriques disponibles, les niveaux d'eau mesurés dans cet aquifère sont en équilibre avec ceux mesurés dans la nappe alluviale.

La nappe alluviale superficielle est alimentée par :

- *l'impluvium direct* : l'infiltration efficace est conditionnée par le coefficient de conductivité hydraulique du recouvrement limoneux semi-perméable ;
- *les apports des versants* : l'écoulement hypodermique dans le colluvium et dans le manteau d'altération du substratum induit des apports dans la nappe alluviale en pied de versant. Ceux-ci sont limités par un ancien chenal localisé en pied de versant et comblé par des graviers limoneux peu perméables ;
- *le bedrock* : le bedrock étant aquifère, sa nappe peut alimenter la nappe alluviale ;

^(*) Les deux piézomètres Pr2 et Pr3 ont été forés en 1998 dans le cadre de la recherche de nouvelles potentialités aquifères sur le site [SWDE, 1999].

- *la Meuse* : le niveau d'eau est calé par le barrage-écluse situé deux cents mètres en amont de la confluence avec la Lesse. Ce barrage régularise le débit de la Meuse et, à l'amont, favorise l'alimentation de la nappe des graviers par le fleuve. Le niveau d'eau pris en compte dans le modèle consistera en une valeur moyenne annuelle. Il existe bien entendu des fluctuations dépendant des saisons et des crues, mais dans l'ensemble, elles sont relativement négligeables.

6.3 Construction du modèle conceptuel

Dans le cadre d'une étude déterministe de délimitation des zones de prévention autour des puits de captage, trois modèles hydrogéologiques du site de Dinant-Anseremme avaient été réalisés [LGIH, 1995 ; RENTIER, 1996]. Un premier modèle bidimensionnel, couvrant l'entièreté du lambeau alluvial et englobant latéralement une partie des formations paléozoïques, avait été construit et simulé à l'aide du code aux éléments finis *AQUA* [VATNASKIL, 1995]. Cependant, ce modèle étant mono-couche, il n'avait pas été possible de tenir compte de l'existence d'une nappe dans le calcaire sous-jacent. La deuxième étude avait donc consisté à développer un modèle tridimensionnel permettant de prendre en compte l'alimentation provenant de ce substratum calcaire. Dès lors, deux modèles avaient été construits à l'aide du code aux différences finies MODFLOW [MCDONALD & HARBAUGH, 1988] : un modèle global constitué de deux couches et un modèle local composé de trois couches. Dans le présent travail, un modèle assez similaire à celui de la deuxième étude déterministe a été construit. Il comprend deux couches, dont la première englobe les formations alluviales et la deuxième représente les formations paléozoïques sous-jacentes.

6.3.1 Grille de calcul

Dans le but de reproduire au mieux la structure du champ de conductivité hydraulique (c'est-à-dire de prendre en compte les effets de la variabilité spatiale), une grille raffinée est requise. La discrétisation horizontale, couvrant une superficie d'environ 1,5 km² et présentée à la figure 6.5, comprend 156 colonnes et 164 lignes, d'un espacement minimal de 5 mètres (dans la zone d'influence des puits) et maximal de 25 mètres (le rapport entre les côtés des cellules est donc inférieur ou égal à 5, ce qui permet d'éviter certaines instabilités numériques dans la modélisation par différences finies). Le modèle totalise ainsi 51.168 cellules.

En ce qui concerne la discrétisation verticale, l'épaisseur de la couche graveleuse a été déterminée de manière assez précise dans une zone réduite autour des puits de captage, là où

de nombreuses coupes ont été établies sur base des données de forage et de prospection géophysique récoltées sur le site. Par contre, au-delà de cette zone, aucune information n'existe : la limite entre les couches y a donc été extrapolée, tout en restant cohérent avec la géologie. En dehors de la limite d'extension de la plaine alluviale, l'extrapolation du sommet du bedrock a été réalisée à l'aide de la carte topographique régionale. L'épaisseur exacte de l'aquifère du bedrock n'étant pas connue, elle a été considérée dans ce modèle comme étant égale à la hauteur crépinée dans le piézomètre Pr1, soit 45 mètres.

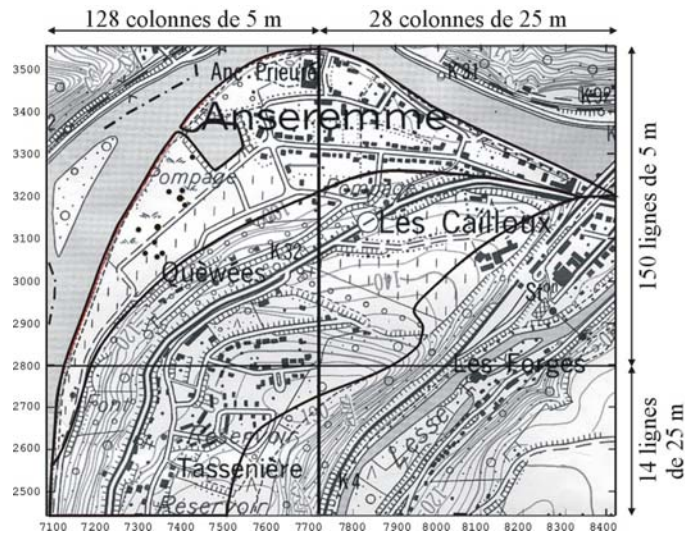


Figure 6.5 : Discretisation de la grille de calcul

6.3.2 Conditions aux frontières du modèle

D'une manière générale, les frontières d'un modèle hydrogéologique doivent être telles que les conditions aux limites qui y sont imposées n'influencent pas ou peu les résultats. Par conséquent, les frontières choisies pour le modèle de Dinant-Anseremme correspondent aux limites physiques réelles du domaine étudié. Toutes les cellules de la grille se situant au-delà de ces limites ont été désactivées. La figure 6.6 délimite ces frontières.

La première couche, modélisant l'entièreté du lambeau alluvial, a comme frontières la Meuse à l'ouest et au nord, la darse au nord et la limite de la plaine alluviale au sud-est. Pour la deuxième couche, modélisant le bedrock, les frontières sont la Meuse à l'ouest et au nord, la darse au nord, la ligne de partage des eaux entre le bassin hydrogéologique de la Meuse et celui de la Lesse à l'est et une frontière "artificielle" au sud allant de cette ligne de partage à la Meuse. Par manque d'information, la ligne de partage des eaux a été assimilée à la crête hydrologique sur base de la topographie en considérant comme identiques les bassins hydrogéologique et hydrologique.

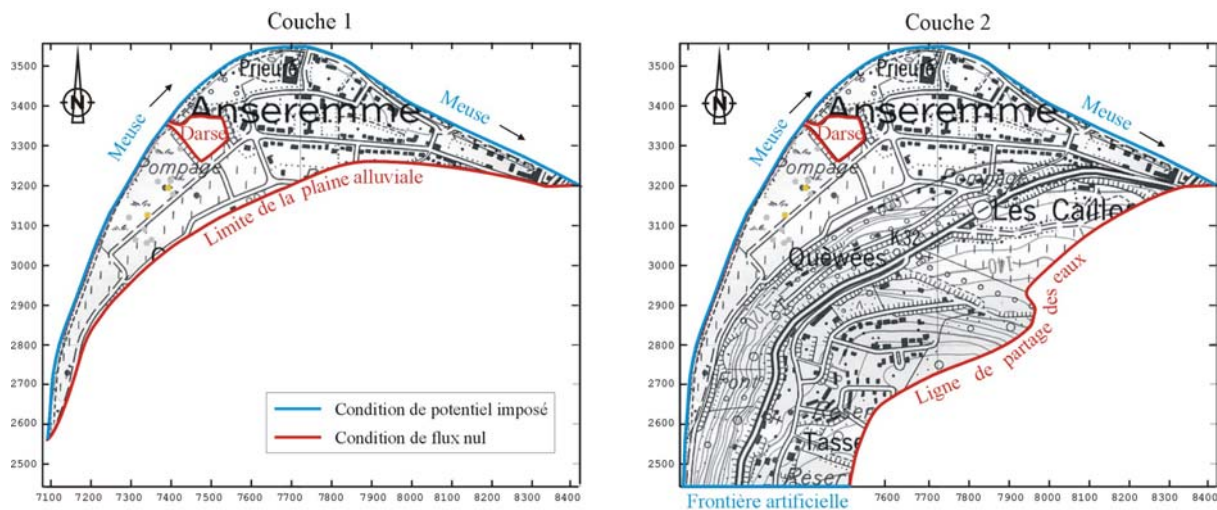


Figure 6.6 : Conditions aux frontières pour les deux couches du modèle

Etant donné les limites physiques choisies, deux types de conditions aux frontières ont été imposés au modèle :

- 1) une condition de potentiel imposé, dite condition de Dirichlet, qui revient à spécifier le potentiel sur les limites où celui-ci est indépendant des flux échangés. En terme de hauteur piézométrique h , ce type de condition s'exprime par $h(x,y,z,t)=f(x,y,z,t)$ où f est une fonction connue ;
- 2) une condition de flux nul, dite condition de Neumann, qui revient à spécifier un flux nul perpendiculairement aux limites du modèle, indépendamment des hauteurs piézométriques. Ce type de condition s'exprime par $\partial h(x,y,z,t)/\partial n = 0$.

Les conditions aux limites imposées sur les frontières de la première couche sont les suivantes :

- le long de la Meuse, puisque la nappe alluviale est supposée en équilibre avec le cours d'eau, une condition de potentiel imposé a été choisie. Vu que cette section est comprise entre deux écluses, la Meuse y présente un gradient très faible. Un niveau de potentiel uniforme a dès lors été considéré sur l'entièreté de cette limite ;
- la darse étant un ouvrage de génie civil entièrement conçu en béton (matériau considéré comme imperméable), aucune interaction entre elle et la nappe n'a été considérée. Une condition de flux nul a dès lors été imposée ;
- la limite de la plaine alluviale est constituée de graviers limoneux et de limons de pentes pratiquement imperméables ; une condition de flux nul a également été imposée le long de cette frontière.

Les conditions aux frontières imposées sur la deuxième couche sont identiques à celles de la première couche en ce qui concerne la Meuse et la darse. Par contre, les deux autres limites sont différentes :

- une condition de flux nul a été imposée le long de la ligne de partage des eaux entre le bassin hydrogéologique de la Meuse et celui de la Lesse (par définition d'une ligne de partage des eaux) ;
- sur la frontière "artificielle", une condition de potentiel imposé a été choisie. De ce côté, on suppose l'alimentation de la Meuse par l'aquifère calcaire. Il faut noter que, via ce type de limite, des flux physiquement inacceptables peuvent éventuellement entrer ou sortir du modèle puisque le niveau piézométrique est maintenu constant aux frontières. Cependant, la frontière a été reportée suffisamment loin de la zone d'action du pompage pour ne pas influencer les résultats.

6.3.3 Paramètres hydrogéologiques

Les écoulements étant simulés en régime permanent, les paramètres hydrogéologiques à introduire dans le modèle sont la conductivité hydraulique horizontale, la conductivité hydraulique verticale et la porosité efficace des deux couches. Pour les raisons évoquées au chapitre 3 et puisque l'eau extraite sur le site de captage transite essentiellement dans les formations alluviales (puits crépinés dans les graviers) plus perméables et présentant une variabilité spatiale importante, la source principale d'incertitude considérée dans ce système aquifère est la distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique de la première couche. Pour représenter cette variabilité spatiale, la théorie des fonctions aléatoires a été utilisée. La figure 6.7 présente les champs de conductivité hydraulique horizontale pour les deux couches et montre ainsi la manière dont l'hétérogénéité a été prise en compte dans le modèle.

Comme on le verra plus loin, les données recueillies (conductivités hydrauliques, hauteurs piézométriques et résistivités électriques) sont toutes positionnées au voisinage des prises d'eau. Le champ de conductivité hydraulique de la première couche a donc été divisé en trois selon le découpage de la grille de calcul :

- le site d'étude proprement dit, localisé dans la "partie centrale" de la plaine alluviale et représenté par un champ de conductivité hydraulique hétérogène. Chaque simulation stochastique de Monte Carlo générée, reproduisant la variabilité spatiale des données, constituera **une réalisation possible** du champ de conductivité hydraulique ;
- deux extensions latérales qui reportent les conditions aux frontières afin qu'elles n'influencent pas les résultats, caractérisées par un champ de conductivité hydraulique uniforme (et identique pour chacune des réalisations).

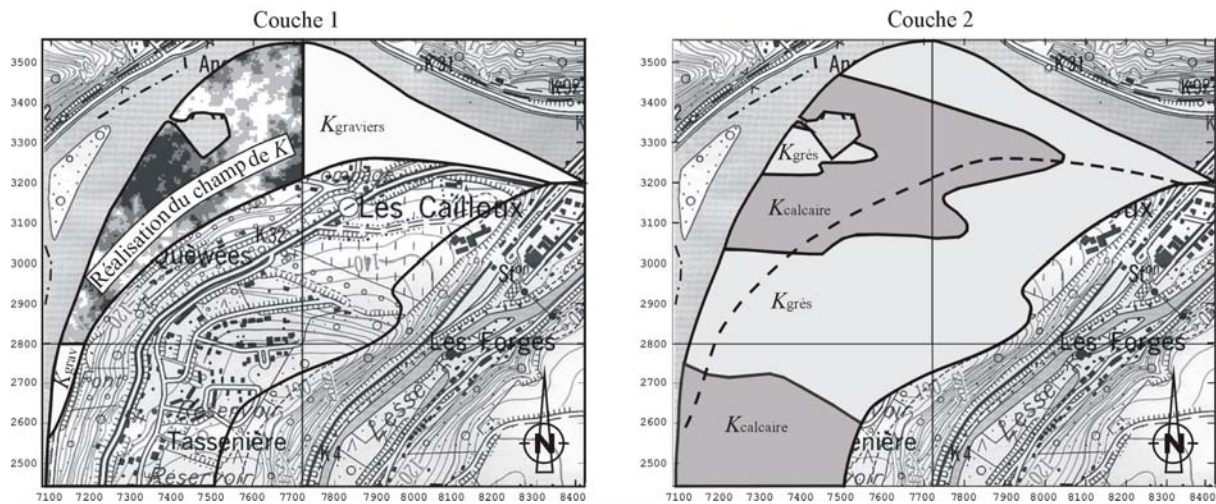


Figure 6.7 : Champs de conductivité hydraulique des deux couches du modèle

Dans la deuxième couche, l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique a été prise en compte en définissant, sur base de la carte géologique (cf. figure 6.2), des sous-régions représentant les différentes formations géologiques. Une valeur uniforme de conductivité hydraulique a été attribuée à chacune d'entre elles à partir des résultats d'essais de pompage réalisés sur le site d'étude et des valeurs de conductivité hydraulique habituellement rencontrées dans ces formations, soit une valeur de $2 \cdot 10^{-5}$ m/s pour les formations calcaires et de 10^{-5} m/s pour les formations gréseuses.

Dans le code MODFLOW, lorsque chaque couche du modèle représente une unité hydrostratigraphique différente, comme c'est le cas pour ce modèle, les communications entre nappes sont réalisées à l'aide de flux verticaux calculés sur base de l'épaisseur des couches et de leurs valeurs de conductivité hydraulique verticale. Dans le modèle de Dinant-Anseremme, ces valeurs sont égales, pour chacune des deux couches, aux valeurs de conductivité hydraulique horizontale.

La porosité efficace a été considérée comme homogène. Des valeurs uniformes de 5% et 1% ont été appliquées respectivement sur la première et la deuxième couche. Ces valeurs de porosité efficace correspondent aux valeurs moyennes qui ont été déterminées par calibration du modèle de transport(*) dans le cadre des deux études déterministes.

(*) Lors de ces deux études, des courbes de restitution (représentant l'évolution au cours du temps de la concentration en traceur au puits) mesurées lors des essais de traçage ont été ajustées en jouant sur les valeurs de porosité efficace et de dispersivité longitudinale des couches. Il est intéressant de noter que les valeurs de dispersivité obtenues dans les formations alluviales sont inférieures ou égales à 1 mètre. Ces valeurs peu élevées montrent que sur ce site en particulier et pour l'échelle considérée, la dispersion ne jouera pas un rôle prépondérant. Les zones de protection déterministes obtenues par les deux études avaient d'ailleurs été délimitées sur base du calcul des isochrones purement advectives.

6.3.4 Recharge

En Belgique, la précipitation moyenne annuelle est d'environ 750 mm par an. Comme le phénomène d'évapotranspiration consomme 500 mm d'eau par an, il reste 250 mm qui participent à l'infiltration et au ruissellement. Dans ce modèle, on a donc tenu compte d'une réalimentation de 250 mm par an qui s'effectue non pas sur le sommet de la première couche comme c'est souvent le cas, mais sur la plus haute cellule active dans chaque colonne verticale, c'est-à-dire sur les cellules de la première couche dans le lambeau alluvial et sur les cellules de la deuxième couche en dehors des limites de la plaine alluviale (puisque les cellules de la première couche y ont été désactivées).

6.4 Jeux de données du site de captage

6.4.1 Données de conductivité hydraulique K

L'interprétation des résultats d'essais de pompage réalisés dans les formations alluviales par la SWDE et par les LGIH (Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur et d'Hydrogéologie de l'Université de Liège) a fourni des valeurs de conductivité hydraulique(*) de l'ordre de 10^{-3} à $4 \cdot 10^{-3}$ m/s au puits P1, 10^{-4} à 10^{-3} m/s au piézomètre Pz2 et 10^{-3} à 10^{-2} m/s au piézomètre Pr2. La variabilité constatée dans les mesures de conductivité hydraulique indique bien que les formations alluviales ne peuvent être caractérisées par une valeur de conductivité hydraulique uniforme.

6.4.2 Données de hauteur piézométrique h

Pour la configuration de pompage envisagée, soit un débit de 57,7 m³/h au puits P1 et de 49,9 m³/h au puits P2, plusieurs niveaux d'eau ont été mesurés au puits P1 et aux piézomètres Pz1, Pz2, Pz3, Pz4, Pz5, Pz6 et Pr1(**). Des fluctuations ont été observées, faibles dans les piézomètres et plus importantes au puits. Ces fluctuations ont été prises en compte lors de la

(*) Les résultats des essais de pompage, interprétés par les équations de Theis en régime de non-équilibre, ont fourni des valeurs de transmissivité T de l'aquifère. Sous certaines hypothèses, vérifiées ici, ces équations de non-équilibre d'une nappe captive sont applicables à une nappe libre [CASTANY, 1963]. La conductivité hydraulique K a donc été déduite de la transmissivité par l'équation $T=K.h$ avec h , la hauteur d'eau au puits lors du pompage (environ 6 mètres au droit des trois points de mesures considérés).

(**) La configuration de pompage envisagée correspond à celle existant lors d'essais de traçages réalisés sur le site. Les piézomètres récents Pr2 et Pr3 n'existaient pas à cette époque. Aucun niveau piézométrique n'y a donc été mesuré. Au puits P2, physiquement inaccessible, la niveau d'eau n'est pas mesurable.

résolution du problème inverse en les associant à des erreurs de mesure. L'ensemble des observations constitue le jeu de données de hauteur piézométrique^(*).

6.4.3 Données de résistivité électrique ρ

Dans le cadre de ce travail, six profils de tomographie électrique de surface ont été réalisés sur le site d'étude. Le principe de la méthode de tomographie électrique est expliqué à l'annexe B. La figure 6.8 montre la position des profils sur le site.

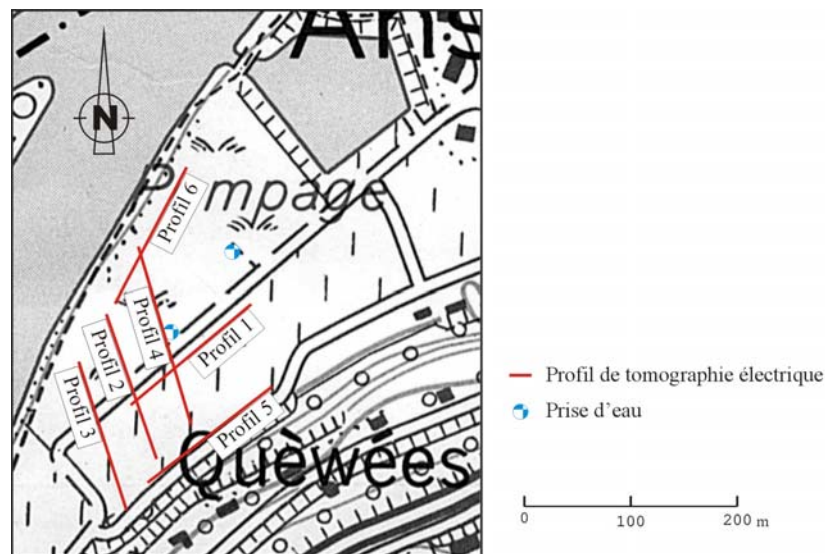


Figure 6.8 : Position des six profils de tomographie électrique

Les profils 1 à 3, 5 et 6 ont une longueur de 126 mètres. Ils ont été réalisés à partir d'une configuration de 64 électrodes espacées de 2 mètres. Le profil 4, d'une longueur totale de 158 mètres, a quant à lui été prolongé de 32 mètres en déplaçant un câble de 16 électrodes. La profondeur d'investigation maximale d'un profil de tomographie correspond à 10 fois l'espacement minimal des électrodes ; elle atteint donc dans le cas présent 20 mètres. Les résultats des six profils, repris sous forme de sections de la résistivité électrique en fonction de la profondeur, sont présentés aux figures 6.9 et 6.10 selon leur orientation, respectivement NE-SO (parallèle au prolongement de la plaine alluviale) pour les profils 1, 5 et 6, et N-S (perpendiculaire au prolongement de la plaine alluviale) pour les profils 2, 3 et 4. Ces sections concordent assez bien avec les coupes géologiques établies sur base des données de forage [RENTIER, 1996].

^(*) Les piézomètres Pr1 et Pz3 sont crépinés dans le bedrock calcaire. Lors de la calibration du modèle d'écoulement, les hauteurs piézométriques au droit de ces piézomètres ont donc été ajustées au sein de la deuxième couche et non dans la première comme c'est le cas pour tous les autres piézomètres.

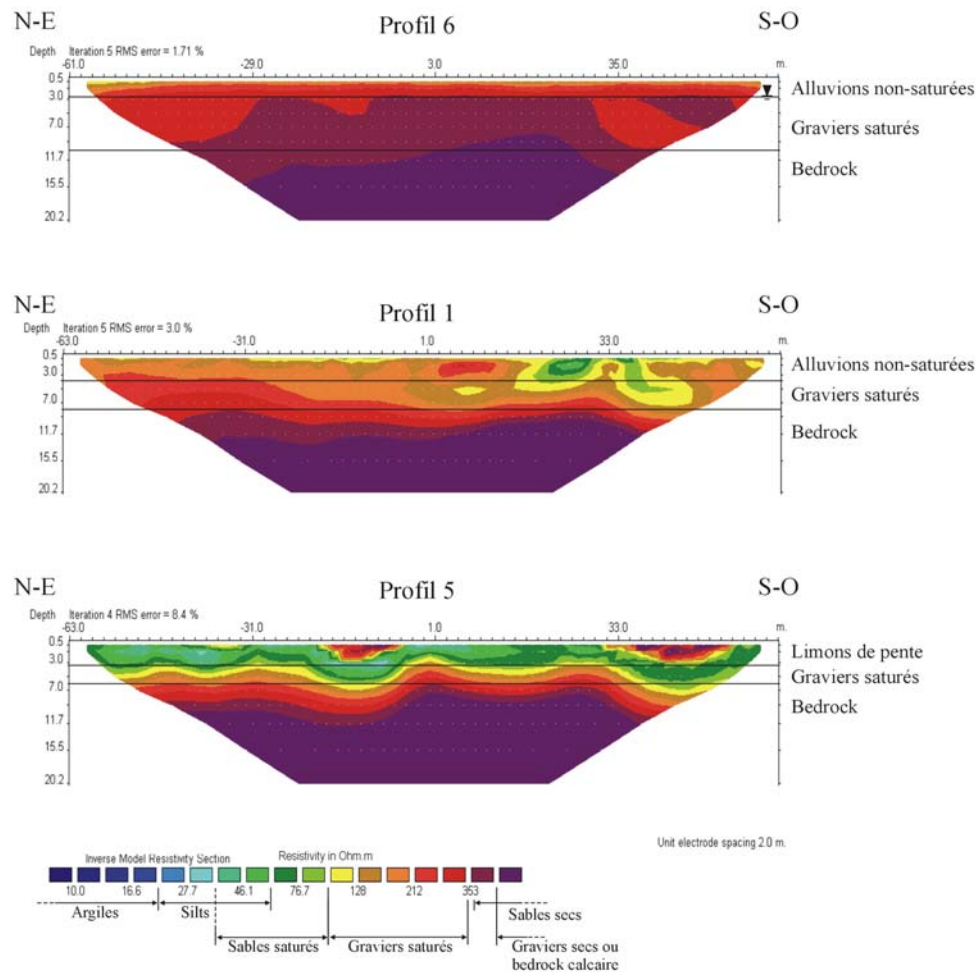


Figure 6.9 : Résultats des trois profils de tomographie électrique orientés NE-SO, dans le prolongement de la nappe alluviale

La couche de graviers saturés a été repérée sur chacune des sections en fonction des valeurs de résistivité électrique rencontrées, généralement comprises entre 100 et 350 Ωm . Cette couche est délimitée en bas par le bedrock sous-jacent caractérisé par une résistivité assez élevée (supérieure à 500 Ωm) et en haut, soit par des alluvions non-saturées (sables ou graviers) de résistivité élevée (supérieure à 400 Ωm), soit par des limons de pente de faible résistivité (inférieure à 60 Ωm) à proximité des versants.

La construction du jeu de données de résistivité électrique a été réalisée en calculant la valeur équivalente de résistivité obtenue sur l'épaisseur de la couche de graviers saturés au sein d'une même colonne verticale. Pour définir une résistivité électriquement équivalente, il faut faire intervenir la notion de résistance. Si on considère n couches horizontales d'épaisseur h_i et de résistance R_i , puisque le courant horizontal résultant est égal à la somme des courants dans chaque couche, la résistance équivalente est calculée par

$$\frac{1}{R} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{R_i} \quad (6.1)$$

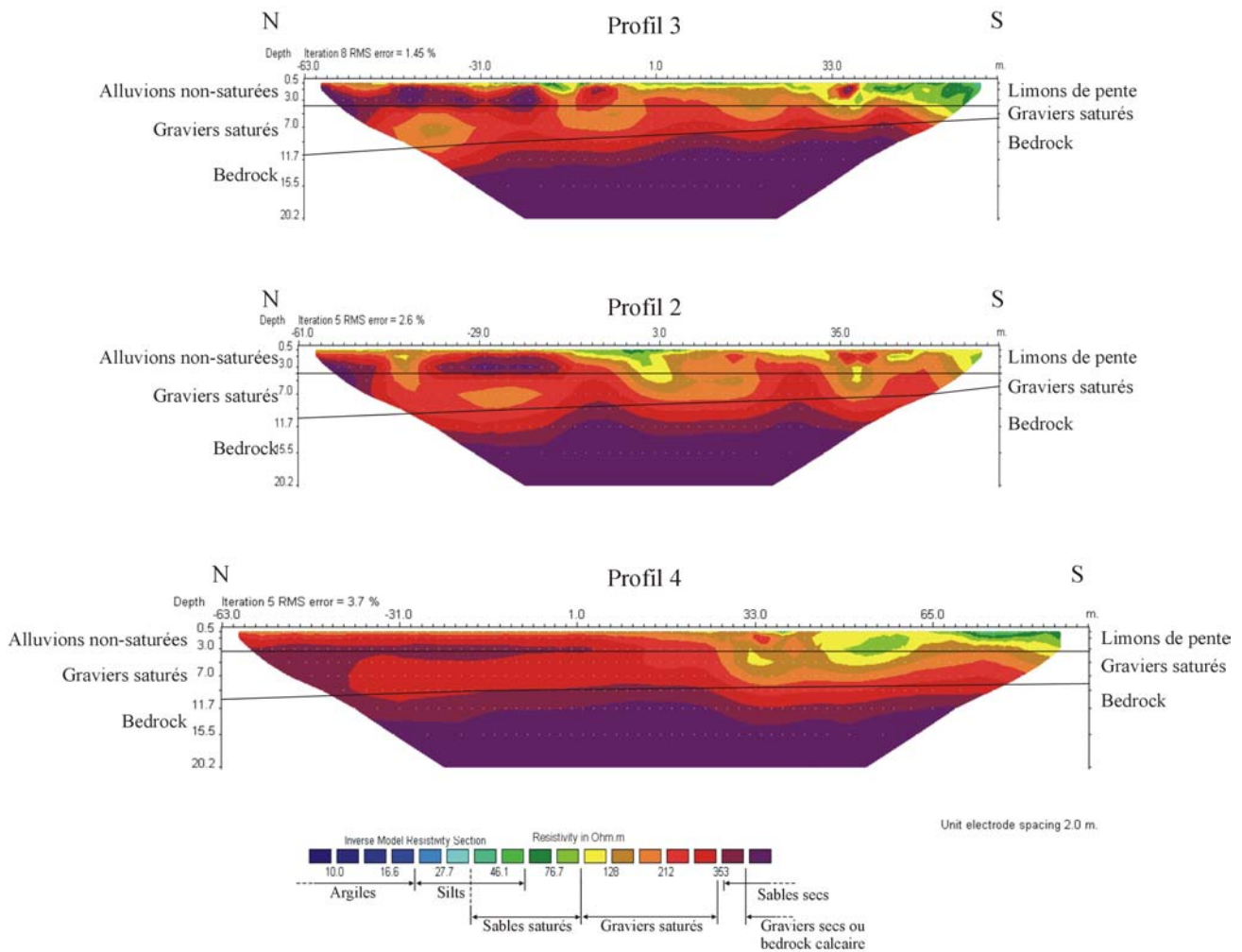


Figure 6.10 : Résultats des trois profils de tomographie électrique orientés N-S, perpendiculairement au prolongement de la nappe alluviale

Or, la résistivité est liée à la résistance par l'équation

$$R = \rho \frac{L}{S} \tag{6.2}$$

avec L , la longueur du conducteur et S sa surface. On obtient alors,

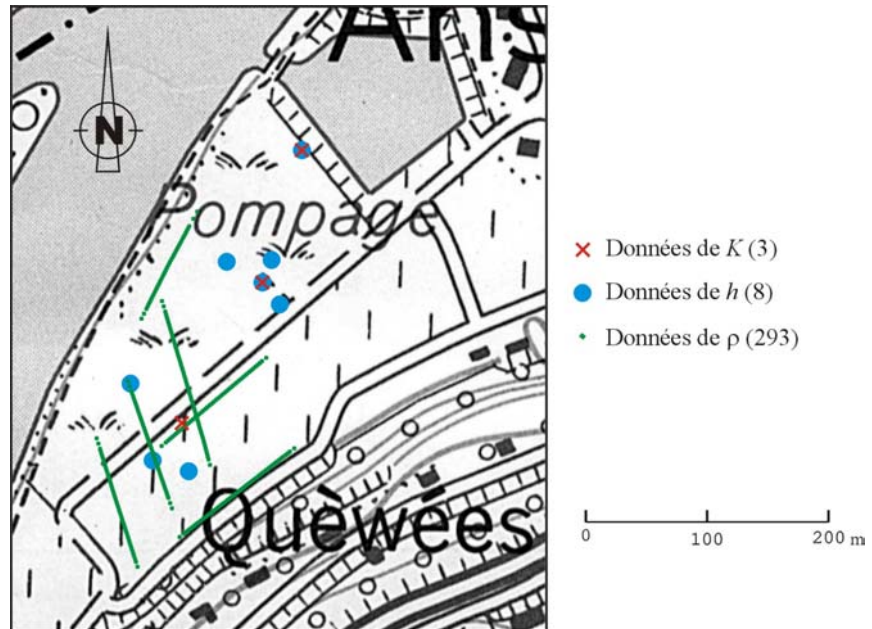
$$\frac{h}{\rho} = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} \tag{6.3}$$

où h est l'épaisseur totale et ρ la résistivité électrique recherchée.

Aux extrémités des profils, là où les résistivités électriques ne sont pas définies sur l'entièreté de l'épaisseur de la couche, aucune valeur équivalente n'a été calculée, ce qui

réduit donc la longueur du profil. Il en résulte un jeu de 293 données de résistivité électrique ρ , espacées de 2 mètres le long d'un même profil.

Les jeux de conductivités hydrauliques K , de hauteurs piézométriques h et de résistivités électriques ρ sont tous trois localisés sur le site de captage à la figure 6.11.



6.5 Application de la MSA

Précédemment, le tracé des zones de prévention IIa et IIb du site de captage de Dinant-Anseremme pour la configuration de pompage donnée avait été délimité, sur le modèle 2D et le modèle 3D global, par une méthodologie déterministe zonale classique (cf. paragraphe 3.1.1), uniquement à partir des données de K et de h . Pour chacun de ces modèles, la couche graveleuse avait été représentée par un champ de zones de K uniforme, définissant les paramètres ajustables du modèle. La valeur et la répartition spatiale de chacun de ces paramètres avaient été ajustées progressivement en calibrant manuellement le modèle d'écoulement selon la méthode des essais-et-erreurs, de manière à simuler au mieux les hauteurs piézométriques aux points d'observation tout en maintenant les valeurs de K dans des limites acceptables, et en respectant au mieux le schéma géologique établi. Pour ces études déterministes, étant donné le nombre limité de données de K mesurées sur le site (trop faible pour pouvoir caractériser la distribution spatiale du champ), la solution du problème inverse est non-unique : de nombreux autres champs de conductivité hydraulique pourraient produire un aussi bon ajustement des observations piézométriques, chacun fournissant une

prédiction différente. Par conséquent, la prédiction obtenue par l'approche déterministe constitue l'une des représentations possibles de la zone de protection réelle, parmi beaucoup d'autres. Le problème a dès lors été approché de manière stochastique en appliquant la MSA à ce cas d'étude avec comme objectif la prise en compte, dans les prédictions, de l'incertitude existant sur les valeurs de K de la couche graveleuse. Puisque les données de K ne sont pas suffisamment nombreuses pour pouvoir évaluer leurs propriétés statistiques spatiales, elles ne seront pas directement intégrées comme données conditionnantes dans la MSA mais seront utilisées pour vérifier la cohérence des champs obtenus. Les jeux de données conditionnantes du cas d'étude consistent donc en des valeurs de résistivité électrique ρ et de hauteur piézométrique h . Pour rappel, le schéma de la MSA utilisée, dans le cas où seules des données de ρ et de h sont disponibles, est repris à la figure 6.12.

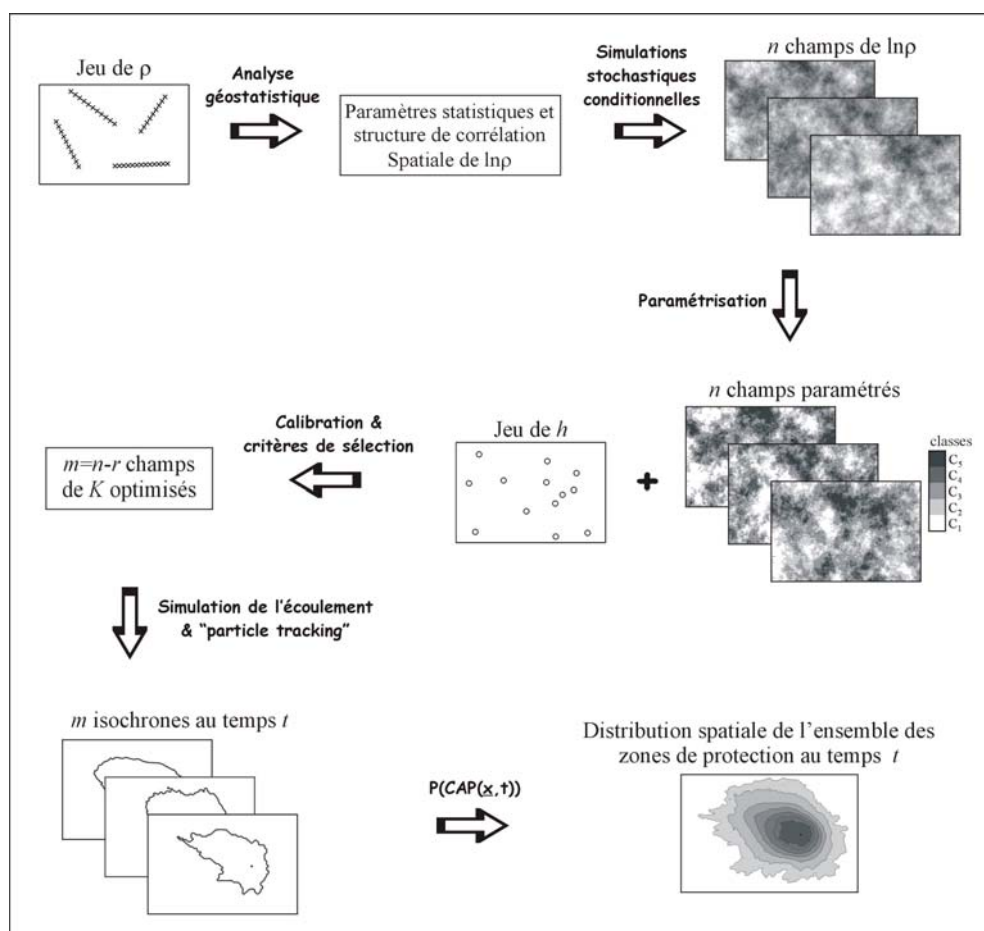


Figure 6.12 : MSA dans la situation où seules des données de ρ et de h sont disponibles

6.5.1 Analyse géostatistique des données de ρ

Les résultats statistiques calculés sur le jeu des 293 données de résistivité électrique, en valeurs naturelles (ρ) et en valeur transformées ($\ln\rho$) sont présentés au tableau 6.1.

	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Moyenne</i> m_A	<i>Ecart-type</i> σ	<i>Variance</i> σ^2	<i>Coeff. Variat.</i> σ/m_A
ρ	53 Ωm	441 Ωm	228 Ωm	92 Ωm	8504 $\Omega^2\text{m}^2$	0,41
$\ln\rho$	3,98	6,09	5,34	0,45	0,20	0,08

Tableau 6.1 : Statistiques sur les données naturelles et logarithmiques du jeu de résistivité électrique du site de Dinant-Anseremme

La figure 6.13 présente l'histogramme de ce jeu de résistivité électrique et celui de sa transformation logarithme népérien.

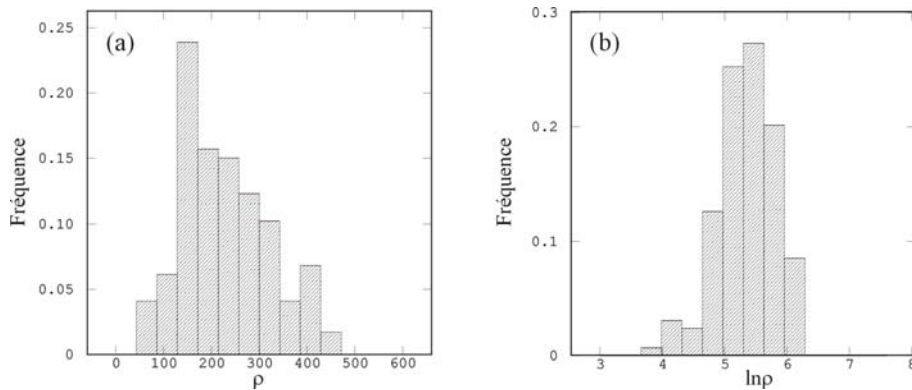


Figure 6.13 : Histogramme de ρ et de $\ln\rho$ du site de captage de Dinant-Anseremme

L'allure générale de l'histogramme de $\ln\rho$ incite à penser qu'une approximation normale de la distribution est acceptable. De même que pour le cas d'étude synthétique, nous travaillerons par la suite sur le logarithme népérien de la résistivité électrique, en faisant l'hypothèse que cette variable suit approximativement une loi normale.

La figure 6.14 présente le variogramme expérimental du jeu de $\ln\rho$ ainsi que le modèle de variogramme choisi, fournissant la meilleure estimation par validation croisée parmi différents modèles théoriques ajustés de manière visuelle sur le variogramme expérimental.

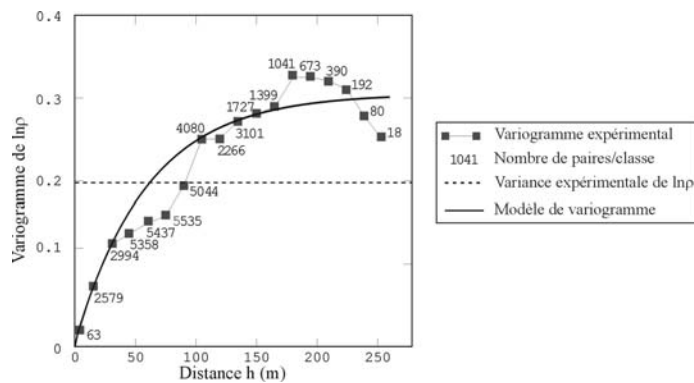


Figure 6.14 : Variogramme de $\ln\rho$ du site de captage de Dinant-Anseremme

Ce modèle consiste en la combinaison d'un faible effet de pépite de 0,005 et d'une structure exponentielle caractérisée par une portée pratique a de 180 mètres (qui, par l'équation 4.4a, équivaut pour une fonction exponentielle à une longueur de corrélation λ de 60 mètres) et un palier S égal à 0,3, que l'on peut noter : $\gamma_{\ln \rho}(h) = 0,005 + 0,3[1 - \exp(-h/60)]$.

6.5.2 Simulations stochastiques conditionnelles

Pour rappel, les simulations stochastiques n'ont été générées que dans la "partie centrale" du champ de conductivité hydraulique de la couche graveleuse (cf. figure 6.7).

Dans cette situation particulière où le jeu de K est trop faible, les champs générés consistent en des champs de $\ln \rho$, conditionnés uniquement sur les données de ρ . Dans ce travail, deux cents simulations stochastiques de $\ln \rho$ ont été engendrées à l'aide du logiciel ISATIS. Quatre réalisations choisies arbitrairement parmi les deux cents sont présentées à la figure 6.15.

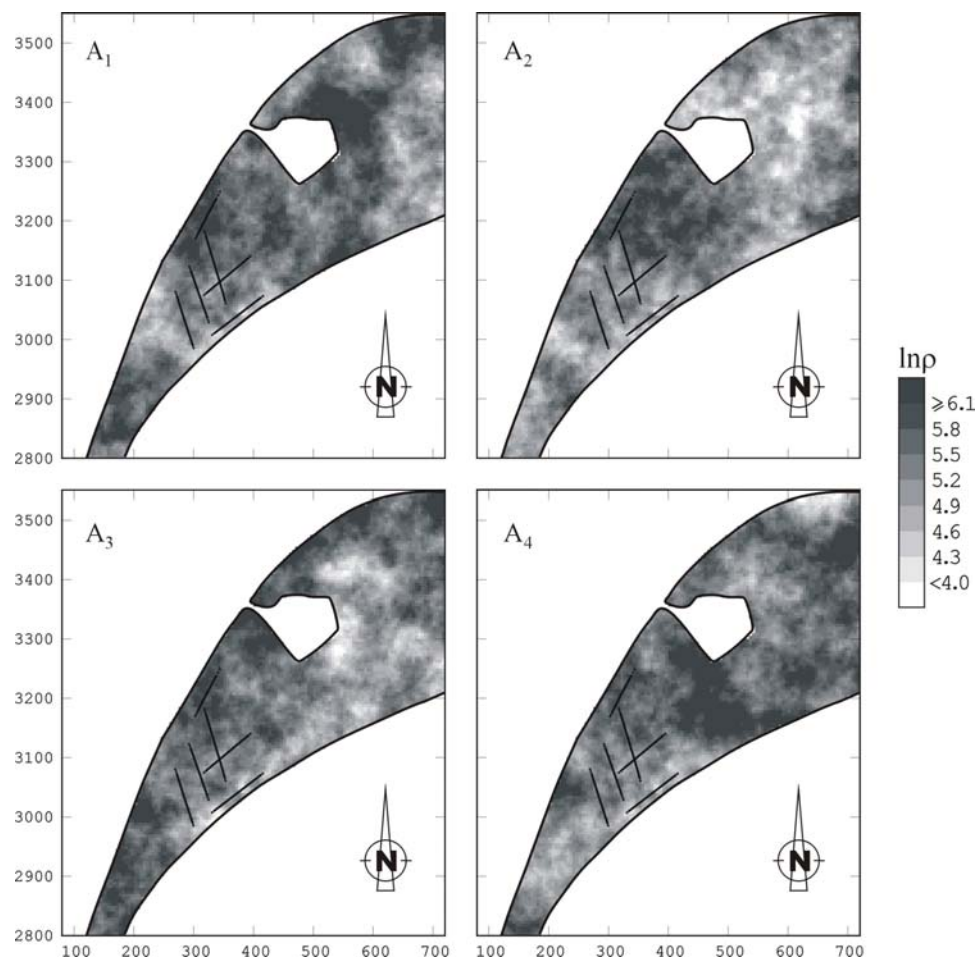


Figure 6.15 : Simulations stochastiques conditionnelles de $\ln \rho$

A ce stade de l'étude, des statistiques (moyenne, variance, histogramme et variogramme) ont été recalculées sur les simulations stochastiques pour en vérifier la cohérence. En effet, par définition, toutes les simulations stochastiques générées doivent être statistiquement équivalentes. La moyenne et la variance calculées sur les résultats des quatre simulations sont présentées au tableau 6.2.

$\ln\rho$	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	Théorique
<i>Moyenne</i>	5,47	5,19	5,39	5,50	5,34
<i>Variance</i>	0,249	0,263	0,270	0,261	0,305

Tableau 6.2 : Résultats statistiques calculés sur les valeurs de $\ln\rho$ des quatre simulations stochastiques

La moyenne varie faiblement autour de la valeur théorique (moins de 3% pour l'ensemble des deux cents simulations stochastiques). La variance de dispersion calculée sur les résultats de toutes les simulations stochastiques (et donc estimée sur un champ fini) varie entre 0,24 et 0,3 alors que la variance *a priori*, estimée sur un champ infini et correspondant à la valeur totale du palier du variogramme choisi, est égale à 0,305. La variance calculée sur la grille de calcul est donc, pour certaines simulations, inférieure au palier théorique de 20%. Cette constatation provient du fait que, malgré des dimensions de la grille de calcul supérieures d'au moins un ordre de grandeur à la longueur de corrélation du modèle de variogramme (600 mètres sur 750 mètres, soit 10λ sur $12,5\lambda$ puisque le modèle de variogramme choisi possède une longueur de corrélation λ de 60 mètres), les dimensions du domaine réellement modélisé (lambeau alluvial) sont plus faibles. L'échantillon constitué par les valeurs de la simulation stochastique sur la grille de calcul ne peut donc être représentatif de la population totale et la variance de dispersion sur ce champ fini est donc plus faible que celle de la population théorique infinie. Ces écarts entre variances ne remettent pas en cause le modèle de variogramme choisi ; ils sont simplement à mettre sur le compte de la taille du champ qui est limité par les frontières physiques du système aquifère.

La figure 6.16 montre les histogrammes calculés sur les valeurs de $\ln\rho$ des quatre simulations stochastiques et les compare à la fonction de répartition gaussienne définie par la moyenne et l'écart-type théorique présentés plus haut, respectivement 5,34 et 0,55.

Les histogrammes calculés sur les simulations stochastiques admettent de manière générale que la distribution est normale, mais pour une moyenne et une variance légèrement différentes des valeurs théoriques.

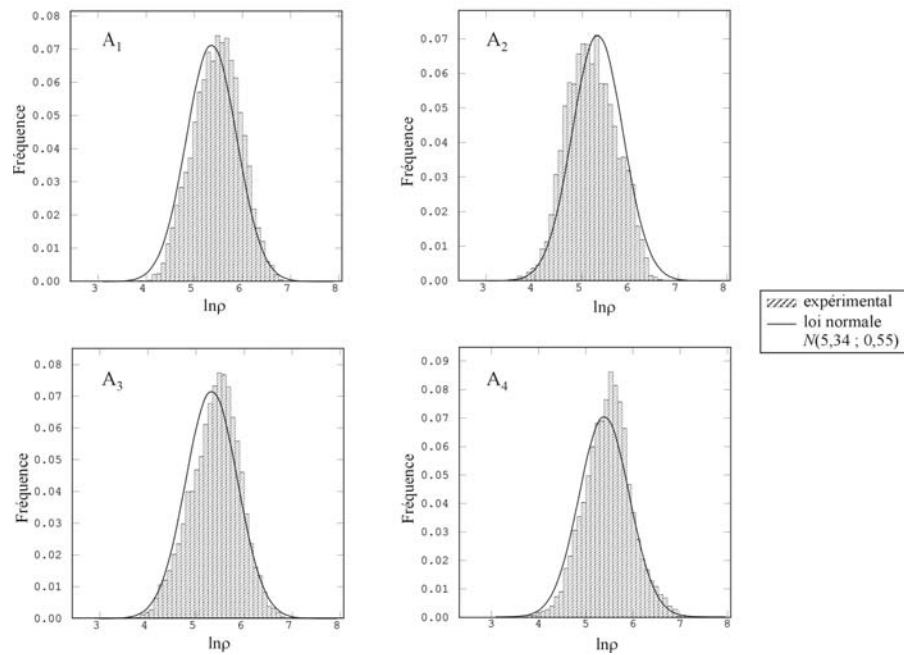


Figure 6.16 : Histogrammes des simulations stochastiques conditionnelles de $\ln \rho$

La figure 6.17 présente les variogrammes expérimentaux de ces simulations stochastiques de $\ln \rho$ calculés sur l'entièreté des points de la grille dans les directions des axes x et y , et les compare au modèle théorique choisi.

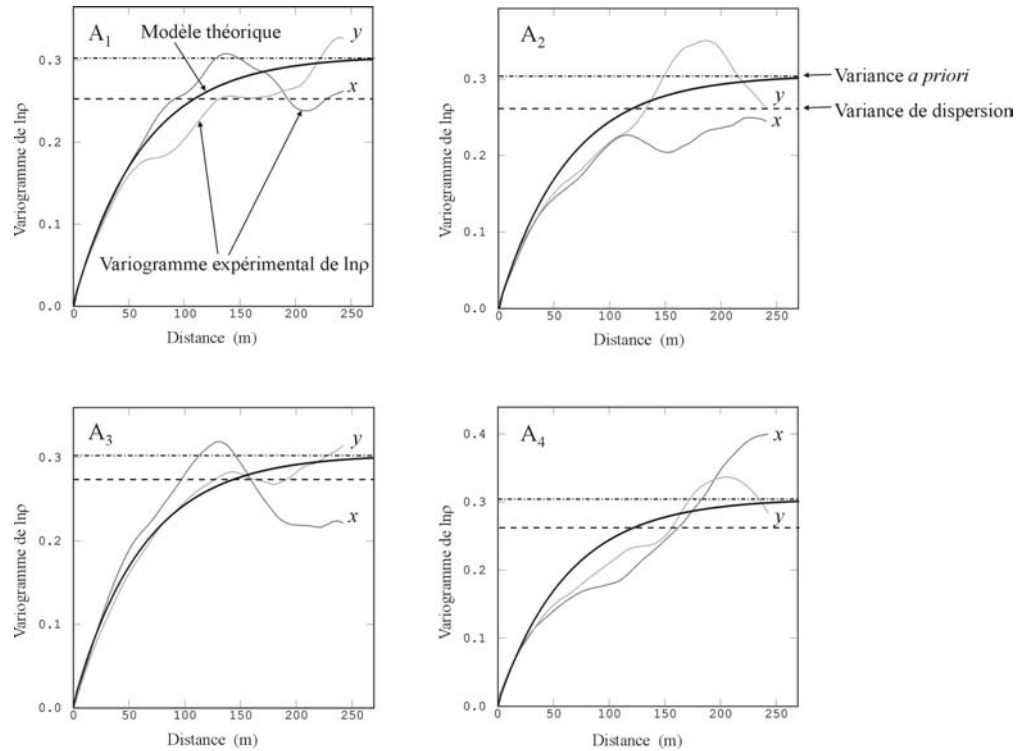


Figure 6.17 : Variogrammes expérimentaux de quatre simulations stochastiques conditionnelles de $\ln \rho$ comparés au modèle théorique choisi

La croissance des variogrammes est assez conforme au modèle exponentiel imposé. A plus grande distance, des fluctuations de ces variogrammes autour de leur palier sont visibles. Ce manque de stabilité provient également des faibles dimensions du domaine modélisé.

Les vérifications statistiques réalisées sur les simulations stochastiques semblent indiquer une cohérence statistique, non seulement entre ces simulations stochastiques, mais également entre elles et la loi spatiale. Néanmoins, cette cohérence est un peu mise en défaut (sans que le modèle de variogramme soit lui-même mis en cause) en raison de la taille limitée du domaine modélisé par rapport à la longueur de corrélation du modèle de variogramme.

6.5.3 Paramétrisation

L'étape suivante de la méthodologie MSA a consisté à paramétrer tous les champs de $\ln\rho$ obtenus pour réduire le nombre de paramètres ajustables du modèle (inférieur au nombre d'observations piézométriques) et rendre ainsi le problème inverse "mieux posé". Suivant la méthode de paramétrisation développée dans ce travail (cf. paragraphe 5.2) et déjà appliquée sur le cas d'étude synthétique au paragraphe 5.5.2, l'intervalle de variation des données de $\ln\rho$ a été subdivisé en plusieurs classes de valeur uniforme. Etant donnée la faible taille du jeu de hauteur piézométrique, un découpage en quatre classes a été considéré. Les valeurs des seuils (au nombre de trois) ont été identifiées par la technique de seuillage TS_{fmin} , en calculant la combinaison des 293 données du jeu de $\ln\rho$ qui minimise la fonction f (cf. équation 5.5). Les résultats sont présentés à la figure 6.18.

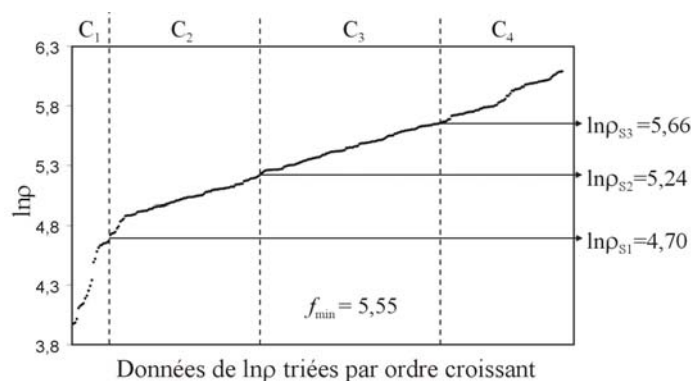


Figure 6.18 : Combinaison des données de $\ln\rho$ minimisant la fonction f pour quatre classes

Cette combinaison fournit des classes au sein desquelles la variabilité des données est minimale. Sur base des seuils obtenus, tous les champs de $\ln\rho$ ont été subdivisés en quatre zones. L'intérêt de la paramétrisation dans la situation rencontrée sur ce site, où seules des données de ρ et de h sont disponibles, est de passer de champs de $\ln\rho$ à des champs de zones

de K de valeur uniforme pour permettre la calibration des modèles d'écoulement. En acceptant l'hypothèse de l'existence d'une corrélation entre K et ρ , démontrée pour les aquifères de la plaine alluviale de la Meuse au paragraphe 4.3.3.1, on suppose que la répartition spatiale de K est la même que celle de ρ . Chaque zone de ρ a dès lors été associée à une zone de K , représentant les paramètres ajustables du modèle d'écoulement et correspondant à différents "hydrofaciès". Les champs (de la figure 6.15) paramétrés sont repris à la figures 6.19. On peut voir que la répartition spatiale des zones reproduisant une part de la variabilité spatiale des données varie fortement d'une réalisation à l'autre.

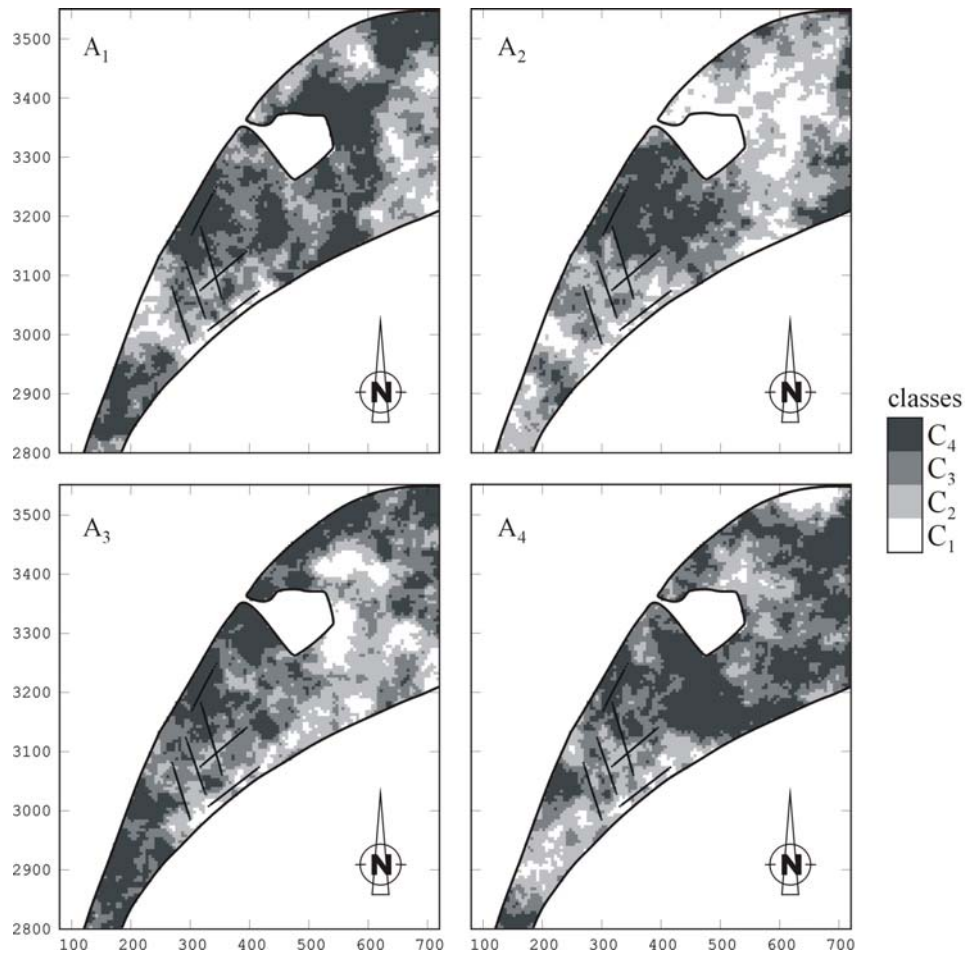


Figure 6.19: Champs paramétrés et conditionnés par le jeu de ρ

6.5.4 Calibration, critères de sélection, simulation du modèle d'écoulement et *particle tracking*

Ces champs hétérogènes constituent la "partie centrale" de la première couche du modèle représentant les formations alluviales. Deux champs de conductivité hydraulique constante et uniforme ont été ajoutés de part et d'autre, dont la valeur a été estimée sur base des données de conductivité hydraulique mesurées sur le site (en nombre très faible) et des valeurs de

conductivité hydraulique habituellement rencontrées dans ce genre de formation, soit $2 \cdot 10^{-3}$ m/s.

Chacun des modèles d'écoulement a ensuite été calibré à l'aide du code d'inversion PEST, pour un pompage de 57,7 m³/h au puits P1 et 49,9 m³/h au puits P2, correspondant au schéma de pompage existant lors de la prise de mesure du jeu de hauteurs piézométriques h et pour lequel on désire délimiter les zones de protection. La technique de calibration automatique utilisée tente d'optimiser la valeur des paramètres en minimisant la fonction objectif Φ , définie pour rappel par l'équation (2.6) et qui s'écrit :

$$\Phi = \sum_{i=1}^m [w_i (h_i' - h_i)]^2 \quad (6.4)$$

où w_i est le poids attribué à la $i^{\text{ème}}$ observation, inversement proportionnel à son écart-type. Les poids les plus grands sont ainsi attribués aux observations les plus "sûres".

Comme signalé plus haut, les observations piézométriques ont toutes été prélevées par mesure directe du niveau d'eau, fluctuant légèrement pour une même configuration de pompage. Ces fluctuations, plus importantes dans les puits que dans les piézomètres, ont été prises en compte dans le calcul de la fonction objectif en attribuant des poids différents aux observations, permettant ainsi d'augmenter au sein du processus d'optimisation l'importance des mesures effectuées aux piézomètres par rapport à celles prises au puits.

Les quatre paramètres ajustables de chacun des champs de conductivité hydraulique ont ainsi été optimisés par résolution du problème inverse. Cependant, pour certaines réalisations, les valeurs optimisées ne respectent plus l'ordre relatif des classes défini par seuillage. Le critère de sélection Cr2 pour lequel des permutations entre classes voisines sont tolérées a donc été appliqué. Le nombre de réalisations acceptées avec ce critère, au départ d'un nombre total de deux cents, est de 46 (contre 18 avec le critère Cr1).

Puisque les données de K sont peu nombreuses, elles n'ont pas été directement intégrées dans la MSA. Cependant, elles ont été utilisées pour vérifier la cohérence des valeurs de K des champs en chacun des points représentant un puits ou un piézomètre. La figure 6.20 montre la distribution des valeurs de K de l'ensemble des champs acceptés par le critère de sélection et la compare non seulement aux valeurs mesurées par essais de pompage (qui ne sont disponibles qu'au puits P1 et aux piézomètres Pz2 et Pr2), mais également aux valeurs de K obtenues par les études déterministes (sur le modèle 2D, le modèle 3D global et le modèle 3D local). Cette figure montre qu'il existe une bonne concordance entre les valeurs mesurées sur le terrain et les valeurs optimisées aux trois points d'observation P1, Pz2 et Pr2.

Pour les autres piézomètres où aucune valeur de conductivité hydraulique n'a été mesurée, les valeurs optimisées par l'étude stochastique représentent bien celles obtenues par les études déterministes.

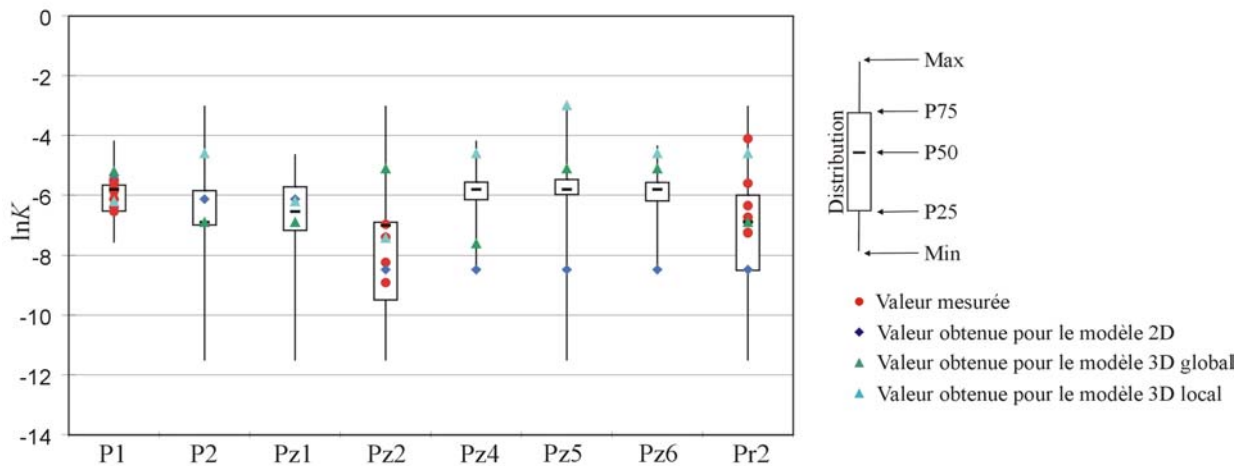


Figure 6.20 : Valeurs de K au droit des puits et piézomètres crépinés dans les formations alluviales

Le modèle d'écoulement a ensuite été simulé (résolution du problème direct) dans la configuration de pompage envisagée pour chacun des 46 champs de conductivité hydraulique optimisés par calibration du modèle d'écoulement et non rejetés par le critère de sélection $Cr2$. Les isochrones advectives pour des temps de transfert de 24 heures et de 50 jours associées à chacun de ces champs ont ensuite été délimitées autour de ces puits par *particle tracking* à l'aide du logiciel MODPATH et les distributions spatiales $[CAP(\underline{x}, 24 \text{ heures} | \rho, h, Cr2)]$ et $[CAP(\underline{x}, 50 \text{ jours} | \rho, h, Cr2)]$ ont été calculées (cf. paragraphe 5.1).

6.5.5 Analyse des résultats et discussion

La figure 6.21 présente les distributions spatiales à 24 heures et à 50 jours obtenues par la MSA pour le site de captage de Dinant-Anseremme ; le contour noir indique la position de l'isocontour médiane $\Gamma^{(0,5)}$. Cette figure compare les résultats stochastiques aux isochrones advectives $\tau_{Model\ 2D}$ et $\tau_{Model\ 3D}$ délimitées par une méthodologie déterministe respectivement pour le modèle bidimensionnel [LGIH, 1995] et pour le modèle tridimensionnel [RENTIER, 1996].

D'une manière générale, pour un temps de transfert de 24 heures, on distingue des zones de protection individuelles autour de chaque puits, tandis que pour un temps de transfert de 50 jours, ces deux zones de protection se recouvrent, formant une zone de protection commune. Pour le schéma de pompage envisagé, la limite de la zone de prévention

rapprochée (24 heures) reste dans le lambeau alluvial tandis que la zone de prévention éloignée (50 jours) s'étend sur l'entièreté de la largeur de la plaine alluviale (jusqu'à la Meuse et jusqu'à la limite de la plaine alluviale). Pour chacune de ces zones de prévention, les isochrones advectives résultant des études déterministes sont entièrement englobées par la distribution spatiale stochastique.

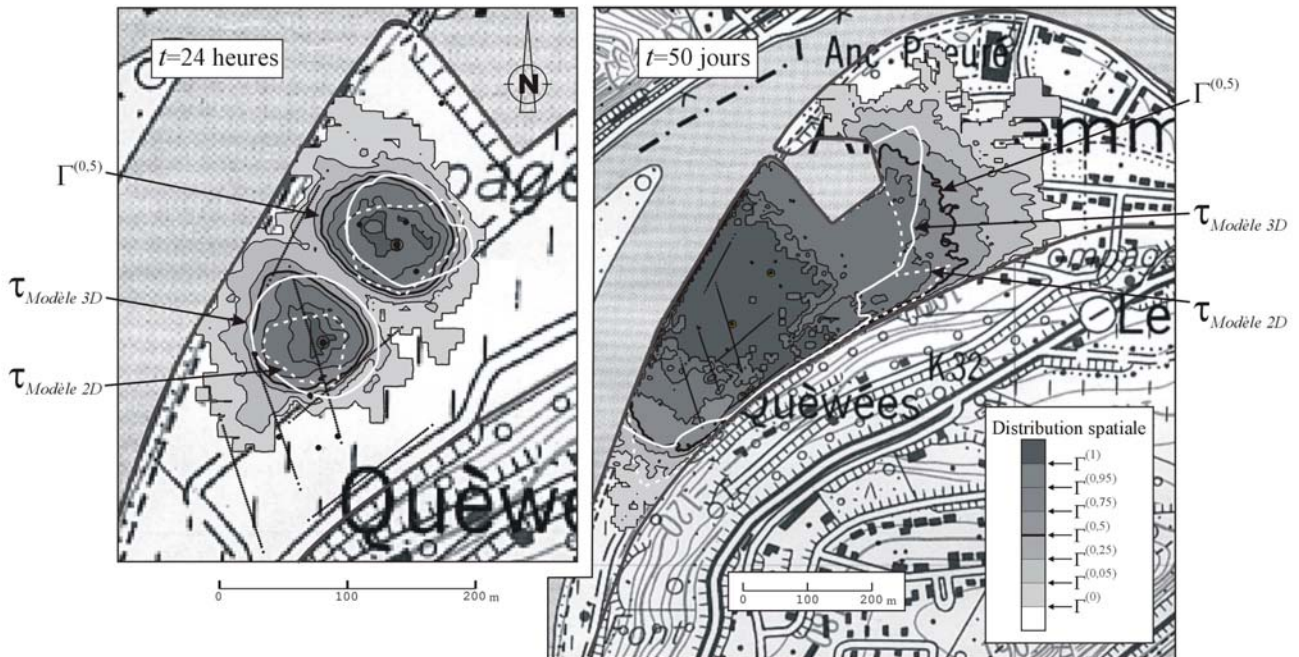


Figure 6.21 : Distribution spatiale des zones de prévention à 24 heures et à 50 jours obtenues par la MSA (pour une configuration de pompage de $57,7 \text{ m}^3/\text{h}$ au P1 et $49,9 \text{ m}^3/\text{h}$ au P2)

On constate sur la distribution spatiale à 24 heures que l'incertitude est plus importante à proximité de la Meuse que de la limite de la plaine alluviale. D'après les résultats de tomographie électrique, la plaine alluviale est très perméable au voisinage du cours d'eau, ce qui justifie cette observation. En effet, on a observé au chapitre 5 que l'incertitude est plus importante dans les régions de conductivité hydraulique élevée, là où les distances parcourues sont plus grandes et donc où plus de variabilité naturelle de K est rencontrée. Contrairement aux résultats des études déterministes, la distribution spatiale pour un temps de transfert de 24 heures obtenue par la MSA met en évidence l'éventualité que la zone de prévention rapprochée s'étende jusqu'à la Meuse, ce qui pourrait poser problème en cas de pollution du fleuve et implique alors un suivi plus rigoureux de la qualité de son eau.

Pour un temps de transfert de 50 jours, l'incertitude est aussi importante de chaque côté de la plaine alluviale en raison du manque de données à grande distance. En effet, les données de ρ n'ont été récoltées qu'à proximité des prises d'eau, sur la propriété de la SWDE. Afin de réduire cette incertitude, des profils complémentaires pourraient être réalisés à plus grande

distance des puits, en dehors du site de captage proprement dit, et plus particulièrement dans la région définie par les isocontours $\Gamma^{(0)}$ et $\Gamma^{(0,5)}$ où une incertitude maximale subsiste.

La comparaison entre les zones de protection déterministes et stochastiques dans cette étude illustre clairement les avantages de l'approche stochastique. En effet, en raison du faible nombre de données recueillies sur le terrain, une incertitude considérable réside sur les valeurs du champ de conductivité hydraulique. La méthode stochastique met en évidence l'existence de cette incertitude et fournit une mesure quantitative de l'incertitude associée à la prédiction du modèle (par la distribution spatiale). A l'inverse, l'approche déterministe néglige l'incertitude inhérente à la connaissance imparfaite des propriétés du système aquifère et ne donne donc aucune indication quant à la fiabilité des prédictions du modèle (obtention d'une isochrone unique dont l'incertitude n'est pas quantifiable). Ces approches stochastiques portent donc un regard beaucoup plus critique à l'égard des résultats. De plus, les estimations des zones de protection déterministes plus petites, peuvent conduire, comme on l'a vu au chapitre 5, à une sous-protection du puits.

Comme le montre ce chapitre, la MSA développée dans le cadre de ce travail est tout à fait applicable à des cas d'étude réels. Contrairement aux autres méthodes stochastiques, la MSA permet l'introduction de mesures indirectes de la propriété étudiée, plus particulièrement des données de ρ et de h , pour mieux caractériser la distribution du champ de conductivité hydraulique. Cette méthode stochastique s'applique notamment dans la situation, similaire à celle du site de captage de Dinant-Anseremme, où le nombre de données de K est extrêmement faible et donc où seuls des jeux de ρ et de h sont disponibles.