

AMELIORATION DE L'ESTIMATION DE LA TRANSMISSIVITE DANS UNE NAPPE ALLUVIALE A L'AIDE DES RESEAUX DE NEURONES ARTIFICIELS

B. AOUN-SEBAITI*, A. HANI**, L. DJABRI**

*Université 20 Aout 1955 Skikda (Algérie).

**Université Badji Mokhtar Annaba
aounsebaiti-badra@hotmail.com

RESUME

La Transmissivité est souvent estimée en utilisant des données de débits spécifiques quand les données de pompage d'essai ne sont pas disponibles ou quand l'abaissement du niveau est rapidement stabilisé, comme dans le cas des couches karstifiées ou dans les nappes alluviales à « niveau d'eau constant ». Plusieurs auteurs ont étudié la relation entre la transmissivité et le débit spécifique à partir d'une relation empirique du type $T = a.(Q/s)^b$. Dans cette étude plus d'une centaine de pompages d'essai ont été réinterprétés selon des schémas théoriques adaptés aux différentes configurations hydrogéologiques rencontrées dans la nappe alluviale de la Moselle en Lorraine. Les résultats montrent que la relation entre la Transmissivité et la productivité des ouvrages est fonction des pertes de charge quadratiques dues au captage. La décomposition de ces dernières montre que ce sont surtout les caractéristiques dimensionnelles des crépines qui sont responsables de l'augmentation du rabattement dans les puits et par conséquent de la diminution du rendement des ouvrages. Dans cette étude, l'utilisation d'un réseau de neurones artificiels a permis d'améliorer l'estimation de la Transmissivité et d'identifier les paramètres responsables de l'augmentation du rabattement observé dans les ouvrages de captage. Le modèle restitue parfaitement les Transmissivité à partir des valeurs du rayon de la crépine, du coefficient d'emmagasinement, du débit spécifique brut et corrigé des pertes de charge dues au captage.

MOTS CLES: Transmissivité, débit spécifique, réseaux de neurones artificiels, aquifère alluvial, Moselle, France.

ABSTRACT

Transmissivity is often estimated using specific capacity data when the drawdown is stabilized early or standard pumping test data are not available, as in this study. Previous researchers studied the relationship between transmissivity and specific capacity in the aquifer system of alluvial basin on Lorraine, France, using the Cooper–Jacob, Boulton and Hantush equations. The linear relationship between transmissivity and specific capacity on a log–log scale for alluvial aquifer on Moselle basin is remarkably strong, with a correlation coefficient of 0,85. In this study, the ANN multilayer perceptron was employed to model transmissivity using data derived from pumping test conducted in Moselle Valley, France. Training parameters such as the stopping criteria and the type of transfer function affected the efficiency and the generalization capability of the ANN. The ANN resulted in a satisfactory network with an average R of 0.97.

KEYWORDS: Transmissivity; Specific capacity; Artificial Neural Networks; alluvial aquifer; Moselle basin; France.

1 INTRODUCTION

En raison de son abondance, le débit spécifique est souvent utilisé comme outil pour estimer la Transmissivité d'un aquifère. Pour justifier la détermination de la Transmissivité basée sur des données de débit spécifique, on suppose que la Transmissivité est linéairement proportionnelle au débit spécifique du forage, selon l'équation de Dupuit-Thiem (Thomasson et al., 1960) pour un aquifère libre et l'équation de Theis (Theis, 1963) pour

les aquifères captifs. Plusieurs études ont étudiées la relation entre la Transmissivité et le débit spécifique. Razack et Huntley (1991) ont examiné le rapport entre la Transmissivité et le débit spécifique dans un aquifère alluvial au Maroc. Huntley *et al.* (1992) ont proposé une relation entre la Transmissivité et le débit spécifique dans des aquifères fissurés dans la péninsule des Batholiths de San Diego. Hamm *et al.* (2005) ont étudiés cette relation dans les aquifères volcaniques de Jeju Island, en Corée. Mace (1997) a appliqué une méthode semblable à celle de

l'analyse des données de débits spécifiques dans les aquifères karstiques d'Edwards, Texas. Les paramètres hydrauliques des aquifères fissurés sont souvent contrôlés par la géométrie des fractures. Les aquifères fissurés montrent des caractéristiques semblables à celles des milieux poreux à double porosité (Moench, 1984), à porosité multiple (Mao *et al.*, 1993), à un système aquifère avec drainance (Hantush, 1960; Moench, 1985), ou à un modèle à fracture verticale (Gringarten et Witherspoon, 1972). En utilisant un modèle numérique, Meier *et al.* (1999) ont étudié les effets de l'hétérogénéité de la couche aquifère sur le rapport entre la Transmissivité et le débit spécifique. Choi (1999) a appliqué l'équation de Cooper-Jacob (1946) à un aquifère libre pour établir une relation linéaire entre la Transmissivité et le débit spécifique dans les couches aquifères volcaniques de l'île de Jeju.

Dans cette étude, l'interprétation de plus d'une centaine de pompage d'essai de longue durée et d'une soixantaine de pompage par paliers de débits a permis de constituer un stock important d'information et d'appréhender la relation entre la transmissivité et le débit spécifique dans un aquifère alluvial (Hani, 1987). Pour tenir compte de l'ensemble des facteurs, il a été fait appel aux réseaux de neurones artificiels (ANNs) qui sont devenus des outils très puissants pour la prévision et l'analyse dans divers secteurs des finances, de la production d'électricité, la médecine, les ressources en eau et l'environnement (Lallahem *et al.*, 2005, Hani *et al.*, 2006).

2 MATERIELS ET METHODE

2.1 Méthodologie :

La méthode comporte les étapes suivantes :

- A partir des données de pompage par paliers de débit, définir chacune des composantes de la perte de charge globale en tenant compte du régime d'écoulement dans l'ouvrage de captage et dans l'aquifère environnant,
- Interpréter les données des pompages de longue durée par application des méthodes graphiques en tenant compte des particularités hydrogéologiques induites par l'hétérogénéité du milieu,
- Établir une relation entre la Transmissivité, T , de l'aquifère et le débit spécifique, Q/s , de l'ouvrage en prenant en compte les caractéristiques hydrauliques et techniques qui peuvent influencer cette relation,
- Enfin, les données obtenues (transmissivité, T , débit spécifique brut, Q/s , débit spécifique corrigé des pertes de charge quadratique, Q/s_{corr} , perte de charge quadratique, CQ^2 , débit de pompage, Q , rabattement, s , coefficient d'emmagasinement, S , rayon du forage, r , perte de charge linéaire, BQ) ont servis de base de données pour l'élaboration d'un modèle de réseaux de neurones artificiels.

2.2 Site étudié

Le bassin versant de la Moselle couvre au total une superficie de 28 230,3 km². Il s'allonge sur environ 273 km² de la haute vallée de la Moselle, en amont du Thillot, au cours supérieur de Kyll, en amont de Kronenburg. En Lorraine, le bassin de la Moselle couvre une superficie d'environ 14 000 km². Les données pluviométriques montrent l'influence Prépondérante des reliefs et de leur orientation. Les vents d'ouest et du sud-ouest apportent des précipitations abondantes dont le total annuel s'échelonne de 700 mm environ dans les régions de basse altitude à 1800-2000 mm et plus sur les crêtes. Les données géologiques montrent l'existence d'une nappe alluviale importante. Elle est contenue dans des sables, galets et graviers d'origine vosgienne, présente une épaisseur qui oscille entre 2 et 18 m. Elle diminue de l'amont vers l'aval de la Moselle et du centre vers les bordures de la plaine.

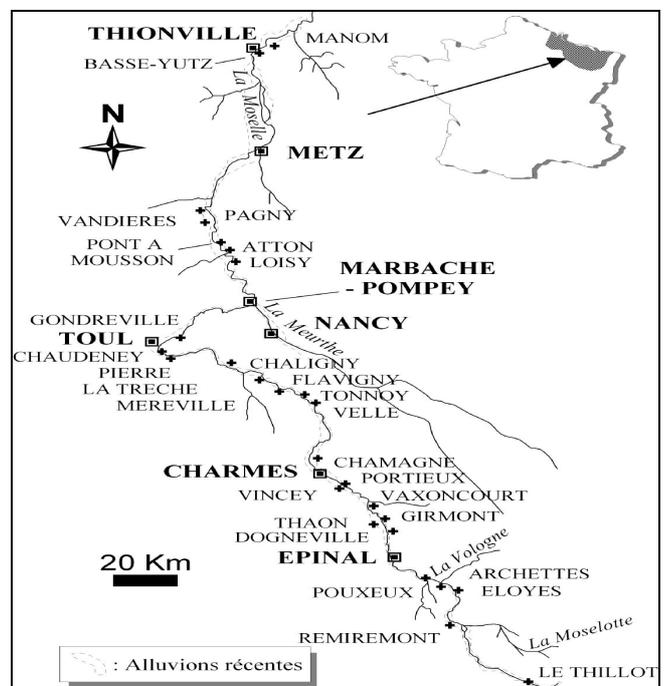


Figure 1: Localisation du site étudié

3 RESULTATS

3.1 Débit spécifique

Le débit spécifique d'un puits se définit comme le rapport entre son débit de pompage (Q) et son rabattement (s). La répartition statistique des 64 valeurs des débits spécifiques observés montre une moyenne de $1,0 \cdot 10^{-2}$ m³/s/m, une médiane de $5,5 \cdot 10^{-3}$ m³/s/m et des quartiles de $2,75 \cdot 10^{-3}$ et $1,55 \cdot 10^{-2}$ m³/s/m. D'autre part, la correction des valeurs brutes de Q/s des pertes de charges parasites (terme en CQn) montre que sur les 36 ouvrages testés la moyenne est de $2,3 \cdot 10^{-2}$ m³/s/m, soit plus du double de la moyenne des valeurs brutes.

3.2 Transmissivité

L'interprétation de l'ensemble des pompages d'essais réalisés dans les alluvions de la Moselle, par application des différentes méthodes graphiques (Theis, Jacob,) a permis de déterminer les principales caractéristiques hydrauliques de l'aquifère (T et S). Ainsi, sur 113 valeurs, la moyenne est de $1,9 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, la médiane: $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et les quartiles : $5,3 \cdot 10^{-3}$ et $2,8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

3.3 Coefficients d'emménagement

Si l'on excepte la valeur de 0,27 de Chamagne I (valeur douteuse et anormalement élevée), le coefficient d'emménagement varie de $1 \cdot 10^{-2}$ à $21 \cdot 10^{-2}$ en nappe libre, ce qui correspond à une porosité efficace de 1% à 21%. Localement, la nappe peut être semi-captive sous les formations argileuses, le coefficient d'emménagement varie alors de $0,05 \cdot 10^{-2}$ à $0,5 \cdot 10^{-2}$.

4 ANALYSE DES RESULTATS

4.1 Relation débits spécifiques / Transmissivité

Le report sur le graphique de la figure 2a, des 64 valeurs de transmissivité moyenne (T) en fonction du débit spécifique (Q/s), observé à $t = 9000$ secondes correspondant montre que l'ensemble des points s'ajuste à une droite de la forme $T = 0,61 \cdot (Q/s)^{0,75}$ avec un coefficient de corrélation de 0,85. Cependant, on peut constater que cette approche peut conduire à une sous-évaluation des valeurs T, en particulier quand les pertes de charges dans le puits sont importantes. Ainsi, le report des 36 valeurs de T en fonction du débit spécifique, corrigé des pertes de charges parasites (Q/scorr) sur le même graphique donne une droite d'équation $T = 0,44 \cdot (Q/s)_{corr}^{0,78}$ avec amélioration du coefficient de corrélation ($r=0,87$).

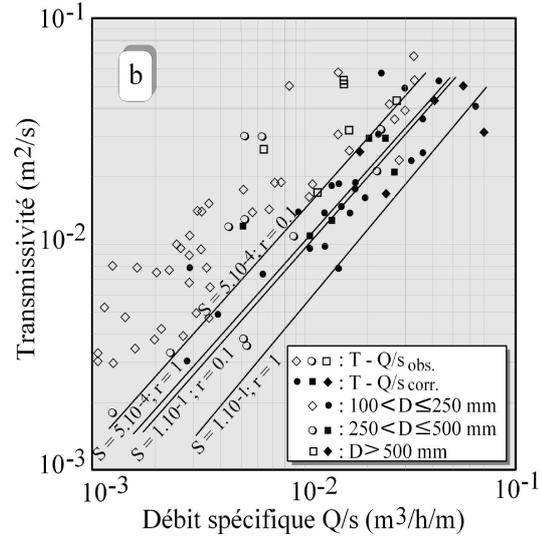


Figure 2 : Relation entre transmissivité et débit spécifique dans l'aquifère alluvial de la Moselle. a : Relation T-Q/s, b : Comparaison valeurs expérimentales-théoriques.

Par ailleurs, à partir des relevés de rabattement et de débits en cours des pompages de nettoyage, il est possible de tirer une valeur approchée de T, en notant que l'approximation

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log \frac{2,25Tt}{r^2 S}$$

logarithmique de Jacob est

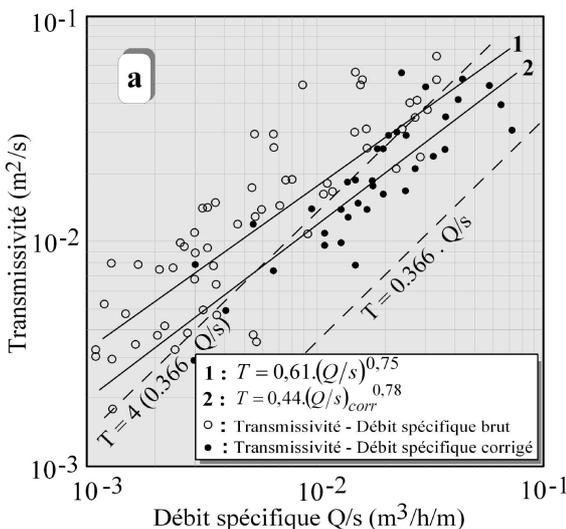
$$s = \frac{0,366Q}{T} \log \frac{R_{At}}{r}$$

identique à celle de Dupuit en

posant : $R_{At}^2 = 2,25Tt/S$ avec R_{At} : rayon d'action au temps t. En remarquant que généralement dans la nappe alluviale de la Moselle $10^{-1} < r < 1 \text{ m}$ et $10 < R_{At} < 1000 \text{ m}$, le rapport R_{At}/r est compris entre 104 et 1 et, par conséquent $0,366 \cdot Q/s < T < 4(0,366 \cdot Q/s)$. On notera, (fig. 2a), que l'estimation de T à partir des valeurs de Q/scorr est assez correcte puisque la majorité des points se situent entre les deux droites d'équation $T = 4(0,366 \cdot Q/s)$ et $T = 0,366 \cdot Q/s$. Les ouvrages s'écartant de ces deux droites sont dus vraisemblablement à un rabattement anormal résultant de l'ensablement des ouvrages provoqué par l'augmentation des pertes de charge quadratiques dues à un écoulement turbulent et qui se traduit par une diminution des débits spécifiques.

4.2 Comparaison de la relation expérimentale $T = f(Q/s)$ aux valeurs théoriques de Theis

Pour comparer la relation expérimentale $T = f(Q/s)$ aux valeurs théoriques données par l'expression de Theis $s = (Q/4\pi T)W(u)$ avec $u = r^2 \cdot S/4Tt$ d'où $Q/s = 4\pi/W(u)$ en fonction du coefficient d'emménagement (S), du temps de pompage (t) et du rayon du puits (r) supposés connus, on peut procéder de la manière suivante ; i) on suppose connues les valeurs de T, S



et r (t est constant et égal à 9000 s), ii) on calcule la valeur de u à partir de la relation $u = r^2 \cdot S / 4Tt$, iii) on tire, à partir de la table de Theis (1963), la valeur de $W(u)$, iiiii) on calcule le débit spécifique $Q/s = 4\pi / W(u)$, iiiiii) on reporte la valeur de Q/s calculée en fonction de T . Dans le cas de la Moselle, nous avons retenu les valeurs extrêmes, à savoir S compris entre 5.10^{-4} et $0,1$; T entre $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $7.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et enfin r variant de $0,1 \text{ m}$ à 1 m . Ainsi, pour les débits spécifiques observés à l'instant $t = 9000 \text{ s}$, les valeurs théoriques sont beaucoup plus fortes que les valeurs expérimentales. Par contre, pour les débits spécifiques corrigés, si on exclut les quatre points du graphique pour les raisons particulières déjà évoquées, les 32 points se situent entre deux droites de paramètres respectifs, figure 2b, $S = 5.10^{-4}$; $r = 0,1 \text{ m}$ et $S = 0,1$; $r = 1 \text{ m}$.

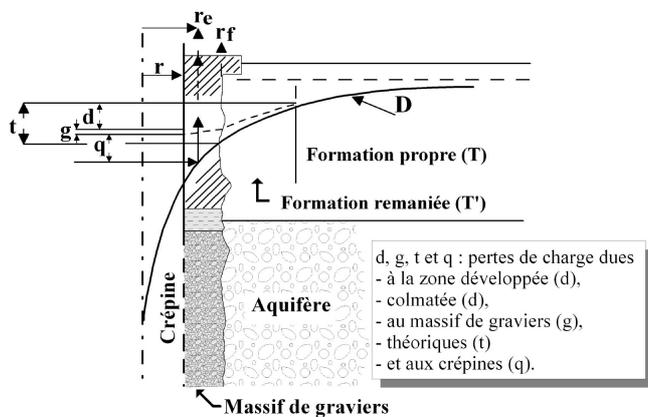


Figure 3: Signification du rabattement dans un forage d'eau: notion de rayon efficace

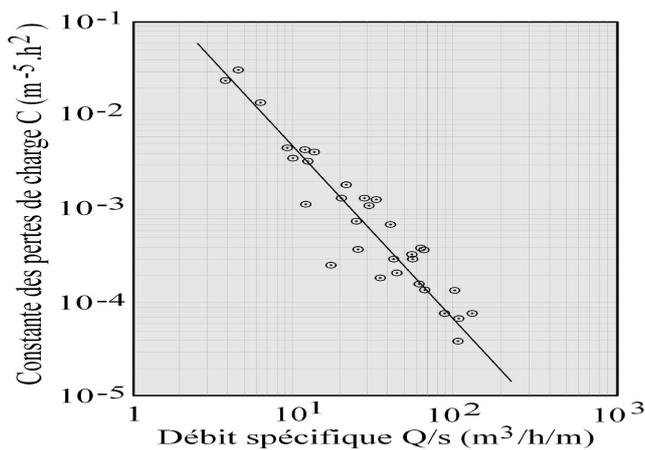


Figure 4: Relation constante des pertes de charge quadratiques - débit spécifique observé à l'instant $t = 9000 \text{ s}$

En somme, les écarts entre les valeurs du débit spécifique non corrigé et celles du débit spécifique calculé à partir de l'expression de Theis sont dus aux pertes de charge quadratiques. En effet, si l'on reprend le graphique de la figure 3, on notera que le rabattement total mesuré à un instant t donné ne correspond jamais au rayon réel, r_f , de

l'ouvrage mais au rayon efficace, r_e , qui peut être, selon l'importance des pertes de charge quadratiques, supérieur ou inférieur au rayon du puits. Compte tenu des fortes valeurs des pertes de charge quadratiques observées dans l'ensemble des ouvrages (r_e différent de r_f), la comparaison entre les droites théoriques ($r = r_f$) et les valeurs du débit spécifiques non corrigé paraît assez excessive. De plus, le report des valeurs des constantes des pertes de charge parasites (C) en fonction de Q/s observé à l'instant $t = 9000$ secondes (figure 4) montre une bonne corrélation et permet d'admettre que l'essentiel du rabattement, mesuré dans la majorité des ouvrages, est dû aux pertes de charge parasites.

Si l'on admet que la vitesse d'écoulement de l'eau dans la crépine s'écrit sous la forme (fig. 5a) : $v = Q/s = Q/(\pi \cdot D / L / m)$, avec Q : le débit de pompage, en m^3/s , s : la surface de la crépine, en m^2 , D : le diamètre de la crépine, en m ; L : la longueur crépinée, en m et m : le pourcentage d'ouverture de la crépine en %, on peut étudier l'influence des caractéristiques dimensionnelles des crépines sur les pertes de charge dans les ouvrages en reportant, sur le graphique de la figure 5b, la composante des pertes dues à la crépine en fonction de la vitesse de l'eau. Les points obtenus se répartissent, selon les dimensions de la crépine, en deux catégories :

Pour des crépines de faibles dimensions (diamètre de l'ordre de $0,1 \text{ m}$ et ouverture de 5%), le graphique montre qu'il existe une assez bonne corrélation ($r = 0,71$). Si l'on suppose que la perte de charge due à la crépine est quadratique, on peut encadrer l'ensemble des points à l'intérieur de deux droites d'équation $\Delta H_{cr} = 120 \cdot V^2$ et $\Delta H_{cr} = 5,3 \cdot V^2$. Dans l'hypothèse où chaque perforation circulaire est considérée comme un orifice auquel s'appliquerait la formule classique d'hydraulique

(LENCASTRE, 1973) : $V = Cc(2g \cdot \Delta H_{cr})^{1/2}$, avec Cc coefficient de contraction dépendant de la géométrie des orifices et g accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$), on peut évaluer l'encadrement de Cc : $0,02 < Cc < 0,1$.

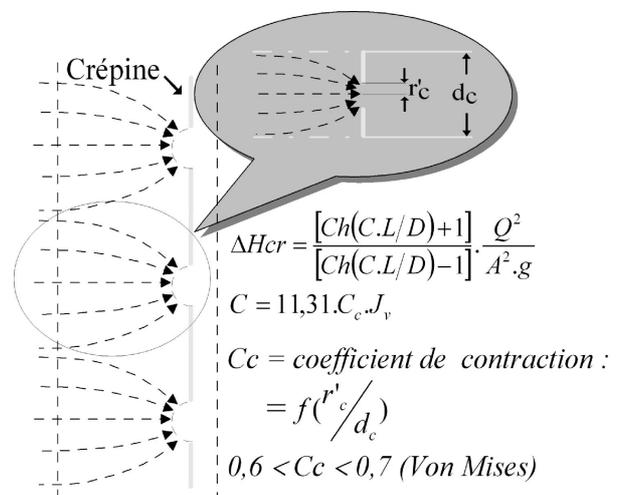


Figure 5a: Lignes de courant autour d'une crépine.

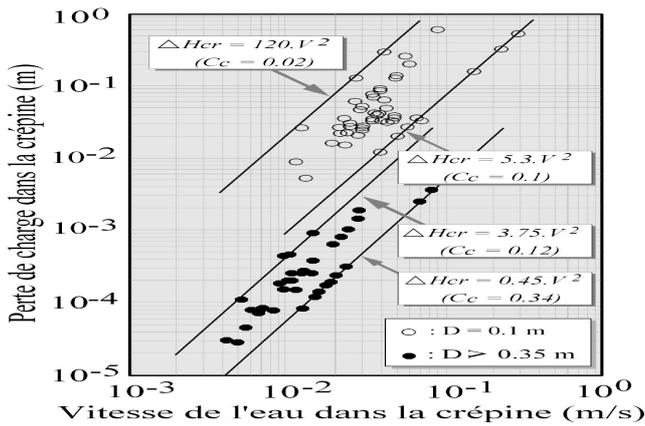


Figure 5b : Relation pertes de charge dues à la crépine - vitesse de l'eau.

Or, il faut remarquer que pour ce genre d'ouvertures, les valeurs données dans la littérature pour C_c sont (Levassor et Talbot, 1976) dans le cas d'un élargissement brusque : $0,60 < C_c < 0,9$ et dans le cas d'un rétrécissement brusque : $0,48 < C_c < 0,5$. Il y a donc un désaccord important entre les valeurs expérimentales et théoriques qui serait dû au fait que les orifices ont une forme quelconque et au colmatage partiel de la crépine par des éléments du massif de graviers. Pour prendre en compte ces facteurs, il est possible de calculer un coefficient de crépine C_s en remplacement du coefficient de contraction C_c (LEVASSOR et TALBOT, 1976). La méthode consiste à calculer $\Delta H_{Hcr} = [Ch(C.L/D)+1][Ch(C.L/D)-1][Q^2/(A^2.g)]$ avec $A = \pi.D^2/4$ et à rechercher sur l'abaque donné dans LEVASSOR et TALBOT, 1976, la valeur expérimentale de $C.L/D$. Le coefficient de crépine C_s est donné par : $C_s = C/11,31.m = 0,088.(C/m)$. Les résultats obtenus montrent une fourchette de valeurs comprises entre 0,06 et 0,25 ($0,06 < C_s < 0,25$). Il est donc probable que les pertes de charge parasites soient effectivement dues essentiellement aux ouvertures de la crépine, mais une partie importante de ces ouvertures serait incrustée ou colmatée par des éléments du massif de gravier ou du terrain.

Pour des crépines de dimensions plus importantes (diamètre $D \geq 0,35$ m et de pourcentage d'ouverture, $m \geq 10$ %), le graphique de la figure 5 donne un coefficient de corrélation de 0,88 et montre que l'ensemble des points se situent entre deux droites d'équations : $\Delta H_{Hcr} = 3,75.V^2$ et $\Delta H_{Hcr} = 0,45.V^2$. Si l'on reprend le raisonnement précédent, l'encadrement de C_c serait alors : $0,12 < C_c < 0,34$ et en tenant compte de la géométrie des orifices, ou d'un éventuel colmatage, on aura $0,34 < C_c < 0,9$. La fourchette obtenue est donc compatible avec les valeurs théoriques observées précédemment. Par conséquent, il paraît exclu d'attribuer l'ensemble du terme quadratique, CQ^2 ou CQ^n , de la perte de charge, déduit d'un essai par paliers de débit, au passage de l'eau à travers l'équipement de l'ouvrage (les pertes de charge dues aux tubages sont ou nulles ou négligeables) mais probablement à l'écoulement dans l'aquifère qui peut avoir un effet parasite. Si l'on connaît les composantes des pertes de

charge dues aux crépines et aux tubages on peut en déduire le terme quadratique provoqué par l'écoulement de l'eau dans l'aquifère au voisinage de la crépine par l'expression (Levassor et Talbot, 1976) :

$$\Delta H_{résiduel} = \Delta H_{aquifères} = C.Q^2 - (\Delta H_{Hcr} + \Delta H_{tu})$$

4.3 Application des réseaux de neurones artificiels

Pour tenir compte de tous ces paramètres, plusieurs modèles des réseaux de neurones artificiels ont été considérés : MLP (3 et 4 couches), RBF, GRNN et linéaire. Les variables d'entrée considérées sont BQ , CQ^2 , Q , s , S , r , $T/r^2.S$, Q/s et Q/s_{corr} . Durant les calculs, près de 700 essais ont été effectués. Le meilleur modèle obtenu correspond à un MLP (3 couches) avec 6 nœuds cachés (Figure 6) et une erreur minimale de 0.3125517. Le modèle présente une très bonne performance lors de la phase de vérification avec un rapport de régression (D.S. ratio) de 0,002645 et un coefficient de corrélation de 87% pour l'apprentissage, 100% pour la vérification et 98% pour la validation qui montre qu'il existe un excellent ajustement entre les valeurs déduites des mesures de terrain et les valeurs estimées par le modèle (tableau 1 et figure 7). L'analyse de la sensibilité du modèle aux caractéristiques techniques et hydrauliques dans les phases d'apprentissage et de vérification indique que ce sont les valeurs de $T/r^2.S$, Q/s_{corr} et de Q/s sont les facteurs qui influencent le plus la transmissivité. Le modèle rejette six paramètres pour leur faible sensibilité, il s'agit de CQ^2 (perte de charge quadratique), Q (débit de pompage), s (rabattement), S (coefficient d'emmagasinement), r (rayon du forage), BQ (perte de charge linéaire).

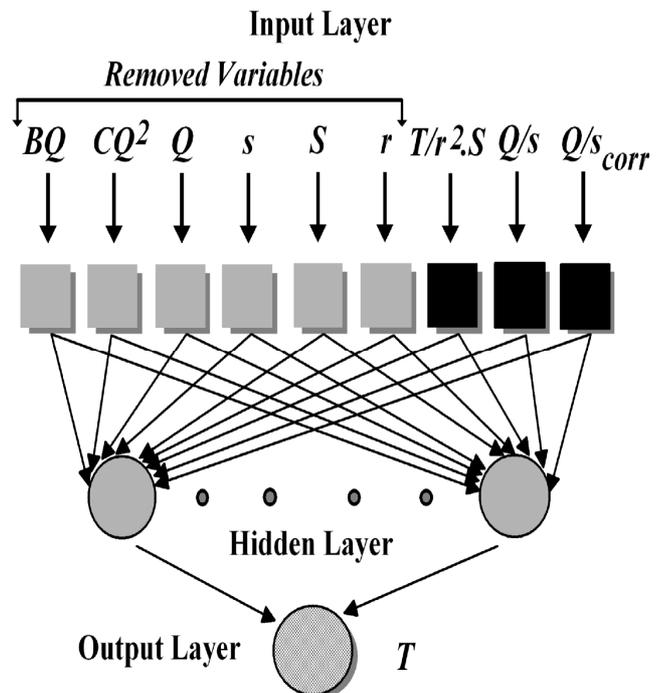


Figure 6: Architecture des réseaux de neurones artificiels des transmissivités

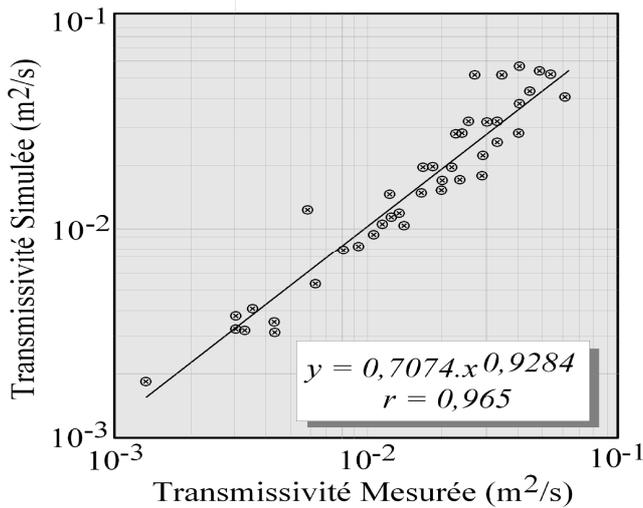


Figure 7: Comparaison des transmissivités mesurées et simulées par les réseaux de neurones artificiels

Table 1 : Statistiques de la variable Transmissivité (T) donnés par le modèle.

Paramètres	Apprentissage	Vérification	Test
Moyenne	0.0232625	0.0169	0.01483
Déviat. Standard (D.S.)	0.0166825	0.0192333	0.009004
Moyenne Erreur	1.225e-05	-0.004259	0.005801
Erreur D.S.	0.008319	5.086e-05	0.01167
Moyenne Absolue	0.005355	3.597e-05	0.006302
Erreur D.S. Ratio	0.4986898	0.002645	1.296623
Correlation	0.866862	1	0.9837391

5 CONCLUSIONS

L'interprétation des données de pompage d'essai de longue durée et par paliers de débits a permis de faire le point sur les principales caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère alluvial de la Moselle et de déterminer les pertes de charge dans les ouvrages de captage. La relation entre la transmissivité de l'aquifère et le débit spécifique des ouvrages est plus marquée quand les pertes de charge dues notamment au passage de l'eau à travers les crépines des forages sont réduites. En effet, la prise en considération des caractéristiques dimensionnelles de la crépine, grâce au rapport $T/r^2.S$, permet d'apporter une information précieuse pour l'estimation de la transmissivité par le modèle.

Dans cette étude, la relation entre T et Q/s est améliorée grâce à l'utilisation des réseaux de neurones artificiels. Le coefficient de corrélation entre les valeurs calculées à partir de l'interprétation des données de pompage et celles simulées par le modèle est supérieur à 0,97.

LISTE DES NOTATIONS

ANN : Réseaux de neurones artificiels

R : Coefficient de corrélation (.)

T : Transmissivité (m²/s)

Q/s: Débit spécifique brut (m³/s/m)

Q/s_{corr}: Débit spécifique corrigé des pertes de charge quadratique (m³/s/m)

CQ²: Perte de charge quadratique (s²/m⁵)

Q : Débit de pompage (m³/s)

s : Rabattement (m)

S : Coefficient d'emmagasinement (.)

r : Rayon du forage (m)

BQ : Perte de charge linéaire (s/m²)

CQⁿ: Coefficient des pertes de charges parasites (s²/m⁵)

t : Temps (s)

R_{At}: Rayon d'action au temps t (m)

W(u) : Fonction exponentielle de Theis tabulée

r_f: Rayon du forage réel (m)

r_e: Rayon efficace (m)

D : Diamètre de la crépine (m)

L : Longueur crépitée (m)

m : Pourcentage d'ouverture de la crépine (%) ΔH

cr : Perte de charge dans la crépine (m)

V : Vitesse d'écoulement (m/s)

Cc : Coefficient de contraction (%)

Cs : Coefficient de crépine (%)

(.) : Sans unité

ΔH_{tu} : Perte de charges dans le tubage (m)

ΔH_{aquifères} : pertes de charge dans l'aquifère (m)

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Hamm, S.Y., Cheong, J.Y., Jang, S., Jung, C.Y., Kim, B.S. (2005) Relationship between transmissivity and specific capacity in the volcanic aquifers of Jeju Island, Korea. Journal of Hydrology 310 111–121.
- [2] Choi, B.S. (1999) Determination of aquifer characteristics from specific capacity data of wells in Cheju Island. J. Korean Soc. Groundwater Environ. 6 (4), 180–187.
- [3] Cooper, H.H., Jacob, C.E. (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Am. Geophys. Union Trans. 27, 526–534.
- [4] Gringarten, A.C., Witherspoon, P.A. (1972) A method of analyzing pump test data from fractured rock aquifers. Proceedings of Symposium on Percolation Through Fissured Rock, International Association of Rock Mechanics 3-B, 1–8.

- [5] Hani, A. (1987) La nappe alluviale de la Moselle en Lorraine. Essai de synthèse des caractéristiques hydrauliques et techniques des puits et forages. Thèse de doctorat d'ingénieur, INPL de Nancy. 106 p.
- [6] Hani, A., Lallahem, S., Mania, J., Djabri, L. (2006) On the use of finite-difference and Neural network models to evaluate the impact of underground water overexploitation. *Hydrol. Process.* 20, 4381-4390.
- [7] Hantush, M.S. (1960) Modification of the theory of leaky aquifers. *J. Geophys. Res.* 65 (11), 3713-3725.
- [8] Huntley, D., Nommensen, R., Steffey, D. (1992) The use of specific capacity to assess transmissivity in fractured-rock aquifer. *Ground Water* 30 (3), 396-402.
- [9] Lallahem, S., Mania, J., Hani, A., Najjar, Y. (2005) On the use of neural networks to evaluate groundwater levels in fractured media. *Journal of hydrology*, pp. 92-111.
- [10] Lencastre, A. (1973) Manuel d'hydraulique générale. Eyrolles, Paris, 430p.
- [11] Levassor, A. et Tablot, A. (1976) Sur le débit spécifique, l'interprétation des essais de puits et les pertes de charge dans les forages d'eau. Rapport LMH/RD/76/8 par le C.I.G. de l'Ecole des Mines de Paris pour le B.R.G.M., 56p.
- [12] Mace, R.E. (1997) Determination of transmissivity from specific capacity tests in a karst aquifer. *Ground Water* 35 (4), 738-742.
- [13] Mao, B., Elsworth, D., Roegiers, J.-C. (1993) Multiporosity/multipermeability approach to the simulation of naturally fractured reservoirs. *Water Resour. Res.* 29 (6), 1621-1633.
- [14] Meier, P.M., Carrera, J., Sánchez-Vila, X. (1999) A numerical study on the relationship between transmissivity and specific capacity in heterogeneous aquifers. *Ground Water* 37 (4), 611-617.
- [15] Moench, A.F. (1984) Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resour. Res.* 20 (7), 831-846.
- [16] Razack, M., Huntley, D. (1991) Assessing transmissivity from specific capacity in a large and heterogeneous alluvial aquifer. *Ground Water* 29 (6), 856-861.
- [17] Theis, C.V. (1963) Estimating the transmissivity of a water-table aquifer from the specific capacity of a well, US Geological Surv. Water Supply Pap. 1536-I, 332-336.
- [18] Thomasson, H.J., Olmsted, F.H., LeDoux, E.R. (1960) Geology, water resources, and usable ground water storage capacity of part of Solano County, CA, US Geological Survey Water Supply Paper 1464, 693 pp.