

MODÉLISATION DE LA STRUCTURE D'UN SOL POUR L'INTERPRÉTATION D'UN ESSAI DE TRAÇAGE A L'ÉCHELLE DU LABORATOIRE.

SOIL STRUCTURE MODELLING FOR TRACER TEST INTERPRETATION AT THE LABORATORY SCALE.

Christophe FRIPPIAT, Patrick CONDE, Mohammed TALBAOUI, Alain HOLEYMAN
Unité de Génie Civil et Environnemental, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgique

RÉSUMÉ - Un essai de traçage à deux puits a été réalisé en laboratoire, sur un échantillon de sable bruxellien remanié équipé de capteurs électriques intrusifs. Des variations locales non négligeables ont été observées dans la structure de l'échantillon. Celles-ci ont été caractérisées et incorporées dans un modèle numérique, dont les prédictions se sont révélées relativement proches des résultats expérimentaux obtenus, du moins pour les zones de l'échantillon suffisamment bien caractérisées.

ABSTRACT - A two-well tracer test has been performed in the laboratory on a disturbed bruxellian sand sample equipped with intrusive electrical sensors. Sample structure showed non-negligible local variations, which have been quantified and incorporated in a numerical model. Simulation results were found relatively close to experimental data, at least in zones sufficiently well characterized.

1. Introduction

Les essais de traçage réalisés sur site sont souvent soumis à quantité d'incertitudes qui affectent la qualité générale des interprétations qui en sont faites (Gelhar et al. 1992). Récemment, l'influence de paramètres liés à la qualité de l'injection, tels que l'effet de mélange dans le puits ou la distorsion des filets fluides à proximité du puits, a été plus particulièrement étudiée (Brouyère, 2003 ; Novakowski, 1992 ; Zlotnik et Logan, 1996). Si des modèles théoriques ont été développés, peu d'expériences ont été menées en laboratoire pour évaluer ces effets en conditions contrôlées.

Dans cette étude, un essai de traçage a été réalisé au laboratoire, sur un échantillon d'une taille de l'ordre de deux mètres cubes (Frippiat et al. 2004). Lors de la phase de calibration des capteurs, des variations non négligeables de vitesse de migration ont été mises en évidence, même à l'échelle étudiée et malgré les précautions prises lors du compactage de l'échantillon.

Sur base de ces variations de vitesse de migration, un modèle du champ de conductivité hydraulique a été reconstitué. Celui-ci a servi de base pour l'interprétation d'un essai de traçage à deux puits, réalisé dans le même échantillon. Si les mesures faites à proximité du puits d'injection ont été relativement bien prédites, des différences sont néanmoins apparues entre résultats expérimentaux et prédictions numériques pour les capteurs plus éloignés. Ces différences reflétaient non seulement les incertitudes liées aux hypothèses d'injection parfaite ou de puits idéal, mais également les insuffisances du modèle spatial de perméabilités.

2. Dispositif expérimental

2.1. Modèle physique

Les essais de traçage ont été réalisés à l'aide d'un modèle physique de laboratoire permettant d'opérer à une échelle intermédiaire entre celle des essais classiques de laboratoire (de dix à cent centimètres) et celle du site (de quelques mètres à plusieurs kilomètres).

Ce modèle physique, schématiquement illustré à la figure 1, est composé d'une cuve de deux mètres cubes (2 mètres de long, 0.8 mètre de large et 1 mètre de hauteur), équipé de deux réservoirs à parois poreuses permettant l'imposition de conditions d'écoulement à l'amont et l'aval (Fripiat et al. 2003b). Deux circuits indépendants permettent la préparation et l'injection des solutions de traceur à concentration désirée.

L'échantillon de sable bruxellien a été manuellement compacté en huit couches successives, à une teneur en eau moyenne de 10%, proche de celle caractéristique de l'optimum Proctor (7.5%, pour un poids volumique sec à l'optimum de 15.3 kN/m³), de façon à atteindre une porosité totale moyenne d'environ 41%.

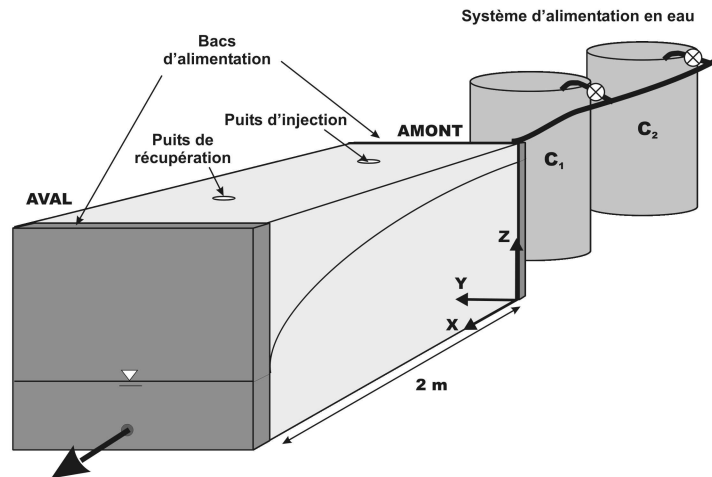


Figure 1. Vue schématique du modèle de laboratoire.

Cinq piézomètres de 2.56 cm de diamètre, crépinés sur toute leur hauteur, ont été répartis dans l'échantillon. Ils ont été installés en début de phase de compactage, de sorte que le sol a été directement mis en place autour de ceux-ci. Vu la granulométrie relativement grossière du sable utilisé, l'utilisation d'un massif filtrant n'était pas justifiée.

2.2. Système de mesure

Le système de mesure était composé de 14 capteurs électriques à deux électrodes permettant des mesures de concentration dans le sol comme en solution libre (Fripiat et al. 2003a). Une relation linéaire a été utilisée pour déduire des tensions mesurées V (exprimées en Volts) les conductivités électriques C de la phase liquide du milieu poreux (en $\mu\text{S}/\text{cm}$)

$$C = \frac{A}{V} + B \quad (1)$$

où A et B sont des paramètres de calibration. Cette relation est compatible avec la loi d'Ohm et une loi élémentaire de résistivité du sol telle que la loi de Archie (Telford et al. 1976). Comme les paramètres A et B dépendent notamment des propriétés du sol à proximité immédiate des électrodes, ils ont dû être déterminés une fois les capteurs en place dans l'échantillon.

Le traceur utilisé était une solution d'eau de distribution et de NaCl à très faible concentration (moins de 1 g/l). Dans ces conditions, il peut être supposé que la conductivité électrique de la solution varie linéairement en fonction de la concentration apparente en NaCl (du moins à température constante). Par souci de simplicité, dans la suite de cet article, les concentrations apparentes seront directement exprimées en terme de conductivité électrique de la phase liquide du milieu poreux.

Les positions des capteurs ainsi que celles des piézomètres sont reprises dans le tableau I. Le repère dans lequel les coordonnées sont exprimées est illustré à la figure 1. Le capteur C0

était placé dans le réservoir amont, les capteurs C1 et C2 étaient placés dans le réservoir aval et le capteur C13 était placé dans un piézomètre. Les autres capteurs étaient distribués dans le volume de sable.

Tableau I. Position des capteurs et des piézomètres.

		C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C13	Inj.	Rec.	P4	P5
x	m	0.30	0.30	0.50	0.50	0.75	1.25	1.50	1.50	1.00	0.40	1.60	1.00	1.00
y	m	0.25	0.55	0.55	0.25	0.40	0.40	0.25	0.55	0.40	0.40	0.40	0.20	0.60
z	m	0.22	0.56	0.21	0.55	0.40	0.35	0.32	0.32	-	-	-	-	-

3. Injections continues 1D

Dans une première phase expérimentale, une série d'injections continues ont été réalisées d'une part pour calibrer les capteurs électriques utilisés, et d'autre part pour caractériser la structure de l'échantillon.

Après avoir saturé l'échantillon avec une solution à une conductivité électrique de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (mesurée à 18°C), trois variations brusques de conductivité de la solution percolante ont été successivement réalisées à l'alimentation : jusqu'à 1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, jusqu'à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, puis jusqu'à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de façon à pouvoir mettre en évidence d'éventuels effets d'hystérésis pour les capteurs. La courbe d'injection réelle, mesurée dans le réservoir amont à l'aide d'un conductimètre commercial (modèle WTW 340 Ai) et à l'aide du capteur C0 est représentée à la figure 2. Dans ce cas (phase liquide uniquement), la relation de calibration permet d'obtenir un très bon ajustement des deux courbes. Les variations de température de la solution percolante sont également représentées sur cette figure.

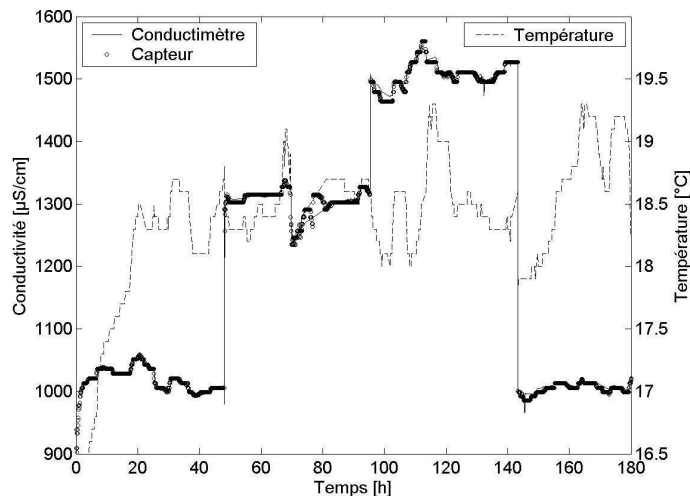


Figure 2. Conditions d'alimentation du modèle physique.

Les niveaux piézométriques constants dans les réservoirs amont et aval étaient respectivement de 0.92 m et de 0.52 m, de façon à imposer un gradient moyen de 0.2 à l'échantillon testé. Cette valeur assez élevée, non représentative des gradients couramment rencontrés dans la nature, a été choisie de façon à diminuer la durée moyenne d'une expérience, tout en restant suffisamment faible pour garantir la validité de la loi de Darcy. La perméabilité moyenne d'ensemble de l'échantillon, obtenue à partir du débit total mesuré en sortie du réservoir aval, était de $7.6 \cdot 10^{-5}$ m/s.

3.1. Modélisation analytique et calibration des capteurs

Pour les conditions particulières d'écoulement de l'expérience réalisée (injection continue), une solution analytique approchée de l'équation de transport est donnée, sous forme unidimensionnelle, par

$$\frac{C - C_0}{C_F - C_0} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{2\sqrt{D_L t}} \right) + \exp \left(\frac{x}{\alpha_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x + vt}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (2)$$

Où erfc est la fonction d'erreur complémentaire, x est la position longitudinale, v est la vitesse moyenne de migration le long du chemin parcouru depuis l'injection, t est le temps et α_L est la dispersivité longitudinale. L'indice 0 réfère aux valeurs initiales tandis que l'indice f réfère aux valeurs finales stabilisées.

Si l'on substitue l'équation 1 dans l'équation 2, les paramètres de calibration se simplifient, et l'on obtient

$$\frac{1/V - 1/V_0}{1/V_F - 1/V_0} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{2\sqrt{D_L t}} \right) + \exp \left(\frac{x}{\alpha_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x + vt}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (3)$$

Cette solution suppose que tous les points placés sur une même verticale ont une vitesse identique et que les vitesses au-dessus du niveau phréatique sont nulles. La présence d'une frange capillaire est ainsi négligée.

Pour évaluer la validité de cette hypothèse, un modèle numérique 2D incluant les effets de désaturation a été établi à l'aide de la suite de logiciels Geo-Slope®. La courbe de conductivité hydraulique en zone non saturée a été estimée sur base de la courbe granulométrique du sable utilisé pour les essais. Pour les besoins de la modélisation, sa valeur à saturation a été fixée arbitrairement à 10^{-4} m/s. Les autres valeurs numériques sont identiques à celles de l'expérience réalisée. Le profil vertical de vitesses de Darcy à 1 m du réservoir amont est représenté à la figure 3. La hauteur de remontée capillaire est environ de 18 cm, ce qui est comparable aux observations qui ont été faites lors des expériences.

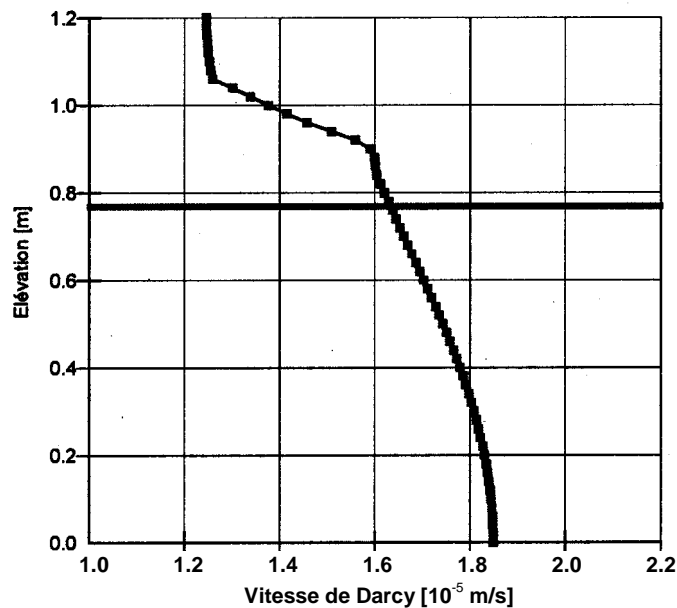


Figure 3. Modélisation du profil vertical de vitesses à $x = 1$ m.

La solution analytique obtenue en négligeant les effets des zones capillaire et non saturée, supposant des équipotentielles verticales (équation 2), permet de calculer une vitesse de Darcy de $1.93 \cdot 10^{-5}$ m/s à $x = 1$ m. Cette valeur est légèrement plus importante que les valeurs obtenues à l'aide du modèle numérique utilisé. Comme la version disponible de ce logiciel ne permettait de réaliser au mieux que des modèles bidimensionnels, il n'a pas été possible de tenir compte de cet effet 3D dans la suite de cette étude.

3.1.1. Paramètres locaux de transport

Dans une première étape, les trois échelons en conductivité ont été analysés séparément, en termes de concentrations relatives, sur base de l'équation 3. Les paramètres hydrodispersifs locaux du sol (vitesse et dispersivité) ont été déterminés par ajustement de cette équation sur les données expérimentales collectées par chaque capteur. Ces procédures d'optimisation impliquent généralement des schémas numériques itératifs, où le problème de transport est résolu à chaque pas de l'itération pour un jeu de paramètres différents. Il était dès lors important de disposer d'un modèle analytique simple, tel que celui repris aux équations 2 et 3, permettant une interprétation rapide des résultats.

Les valeurs locales des paramètres hydrodispersifs du sol, obtenus par cette procédure, sont repri au tableau II ci-dessous. Les valeurs notées d'une étoile n'ont pas été prises en compte pour le calcul des valeurs moyennes.

Tableau II. Résultats de la procédure de calibration.

			C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C13
Ech. 1	v	10^{-5} m/s	4.48	4.62	2.58	2.20	3.05	1.86	3.41	2.63	2.51	2.91	3.24
	α_L	cm	9.6	7.3	0.6	0.7	1.0	1.1	1.9	2.1	4.1	4.0	0.9
Ech. 2	v	10^{-5} m/s	4.76	4.00	2.74	2.35	3.16	1.82	3.62	2.63	2.56	2.46	3.39
	α_L	cm	10.7	17.8*	0.6	0.9	2.2*	23.4*	2.4	3.7*	8.1*	9.5*	1.4
Ech. 3	v	10^{-5} m/s	3.18	4.02	2.82	2.28	3.21	2.28	3.89	2.81	2.86	3.06	4.01
	α_L	cm	6.9	7.2	0.9	1.0	1.3	1.1	1.9	1.7	3.1	2.6	1.9
Moy.	v	10^{-5} m/s	4.62	4.21	2.61	2.28	3.14	1.90	3.64	2.69	2.54	2.81	3.55
	k_{eq}	10^{-5} m/s	9.48	8.64	6.50	5.68	7.67	4.64	8.68	6.08	5.57	6.17	8.25
	α_L	cm	8.0	7.0	0.7	0.8	1.1	1.1	2.0	2.2	3.5	4.0	1.5
Calib.	A	V μ S/cm	692	737	5001	3717	3714	3569	4366	3778	3686	3572	820
	B	μ S/cm	81.4	85.6	-344	-360	-300	-317	-325	-264	-311	-269	-63

La vitesse moyenne de migration, calculée sur base de la valeur moyenne de perméabilité obtenue précédemment et en considérant une porosité cinétique de 40%, est tout à fait cohérente avec les mesures de vitesses locales reprises au tableau II, comme illustré à la figure 4.a. Ceci tend à valider, d'une part, l'hypothèse faite sur la porosité effective et, d'autre part, l'hypothèse de non-interaction physico-chimique entre le traceur et le milieu (à moins que ces deux erreurs ne se compensent). Les valeurs de perméabilité reprises dans le tableau II ont été calculées en tenant compte de l'augmentation de la vitesse moyenne d'écoulement et en considérant également une porosité cinétique de 40%, proche de la porosité totale.

L'effet d'échelle souvent décrit dans la littérature (Gelhar et al. 1992 ; Pickens et Grisak, 1981 ; Silliman et Simpson, 1985) est également observé dans le cadre de ces expériences, tel que représenté à la figure 4.b. La dispersivité apparente augmente de façon régulière avec la distance parcourue par le front de traceur dans l'échantillon de sol.

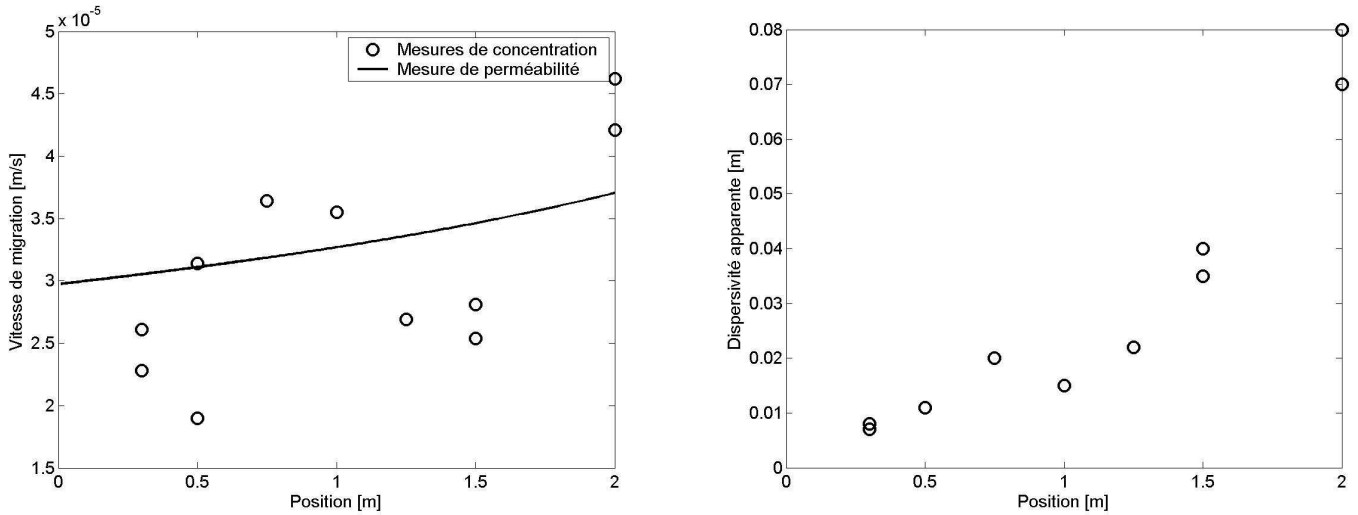


Figure 4. a. Vitesses de migration. b. Dispersivités apparentes.

3.1.2. Calibration des capteurs

Dans une seconde étape, les mesures expérimentales réalisées entre les échelons (c'est-à-dire à conductivité théoriquement constante) ont été utilisées pour obtenir les valeurs des paramètres de calibration des capteurs. Pour cela, le principe de superposition a été appliqué à l'équation 3, pour les paramètres de transport déduits précédemment et sur base de la courbe réelle d'injection représentée à la figure 2. Un jeu de paramètres optimaux a été calculé pour chaque capteur, de façon à obtenir le meilleur ajustement entre données expérimentales et modèle théorique.

A titre d'exemple, la modélisation analytique complète des injections continues 1D pour le capteur C7 est représentée à la figure 5, en tenant compte des paramètres de transport et de calibration repris au tableau II, de l'injection complète illustrée à la figure 2 et d'une dérive linéaire des mesures, correspondant globalement à la variation de 2°C observées à l'alimentation durant l'expérience (figure 2). Les écarts qui persistent entre les courbes peuvent être expliqués par les variations cycliques de température à l'alimentation du modèle.

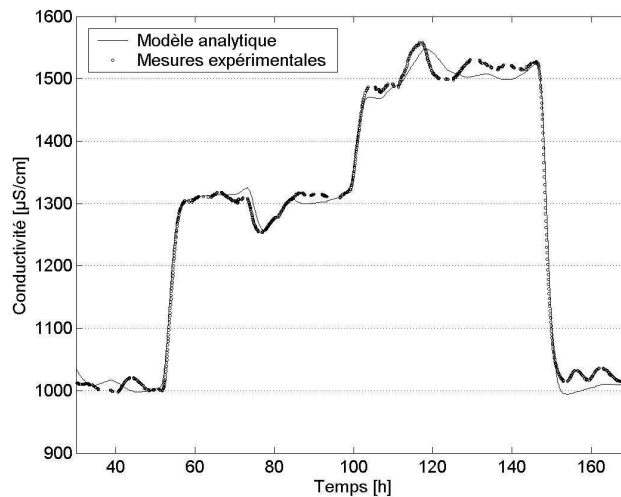


Figure 5. Calibration des capteurs électriques. Capteur C7.

3.2. Caractérisation de la structure de l'échantillon

La démarche suivie pour modéliser la structure de l'échantillon de sol consistait à (i) caractériser la distribution spatiale de la perméabilité de l'échantillon, notamment à l'aide d'indicateurs (géo) statistiques, (ii) simuler sur base de ces indicateurs un grand nombre de réalisations équiprobables du champ de perméabilité et (iii) résoudre le problème de transport

correspondant à l'expérience menée pour chacune de ces simulations. Le meilleur modèle (2D) de perméabilité de l'échantillon à adopter était celui permettant une reproduction optimale (au sens des moindres carrés) des valeurs individuelles de vitesse de migration reprises au tableau II.

3.2.1. Caractérisation géostatistique du champ de perméabilité

Trois indicateurs ont été utilisés pour caractériser la distribution spatiale du logarithme de la perméabilité ($\log k$, la perméabilité étant classiquement décrite comme obéissant à une loi de distribution de probabilité log-normale) : sa moyenne, sa variance et sa corrélation spatiale (en 2D, en supposant une distribution isotrope).

La valeur moyenne du champ de perméabilité a été obtenue sur base de la mesure du débit total à travers l'échantillon. Pour rappel, la valeur obtenue était $7.6 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Aucune mesure de perméabilité locale n'a été réalisée, les dispositifs disponibles ne permettant pas la caractérisation d'échantillons de petite taille. Par contre, un grand nombre d'anneaux volumétriques (d'un volume de l'ordre de 200 cm^3) ont été prélevés a posteriori dans tout l'échantillon. Les mesures de porosité totale, ainsi que celles obtenues lors d'expériences précédentes, ont ensuite été converties en valeurs de perméabilité à l'aide d'une formule empirique de type Kozeny-Carman. La variance observée pour les valeurs de $\log k$ était 0.076.

Plus particulièrement, 25 anneaux volumétriques ont été prélevés dans la partie supérieure de l'échantillon (à environ 15 cm de profondeur). Les résultats obtenus sont illustrés à la figure 6 (le diamètre des cercles étant proportionnel à la valeur représentée). La valeur moyenne de la porosité totale obtenue pour cet ensemble d'échantillons est de 42.16%, et les valeurs extrêmes vont de 41.25% à 43.30%. Les mesures effectuées à 45 cm et à 65 cm de profondeur, ainsi que sur d'autres échantillons mis en place dans le même dispositif selon la même méthodologie, ont néanmoins une valeur moyenne plus proche de la valeur attendue (environ 40.1%).

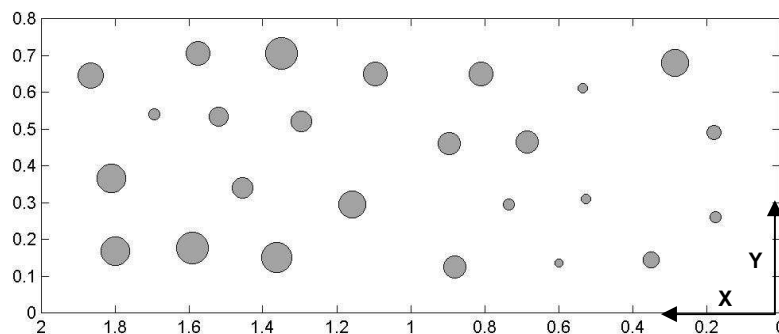


Figure 6. Distribution spatiale de la porosité totale à 15 cm de profondeur.

Le semi-variogramme expérimental correspondant à la distribution de porosité totale à 15 cm de profondeur, supposée isotrope, est repris à la figure 7. Il apparaît clairement que des mesures plus rapprochées auraient dû être réalisées, de façon à mieux caractériser son comportement à l'origine.

Un modèle théorique exponentiel a été ajusté sur ces résultats. La longueur de corrélation obtenue était d'environ 15 cm (ce qui correspond d'ailleurs à la dimension caractéristique de l'outil utilisé pour le compactage). Cette valeur n'a montré que très peu de dépendance au choix de classes pour le calcul du semi-variogramme expérimental.

Attendu que les relations empiriques classiques expriment une corrélation marquée entre la porosité et la perméabilité d'un sol, il a été supposé que les longueurs caractéristiques des champs de $\log k$ et de porosité totale étaient identiques.

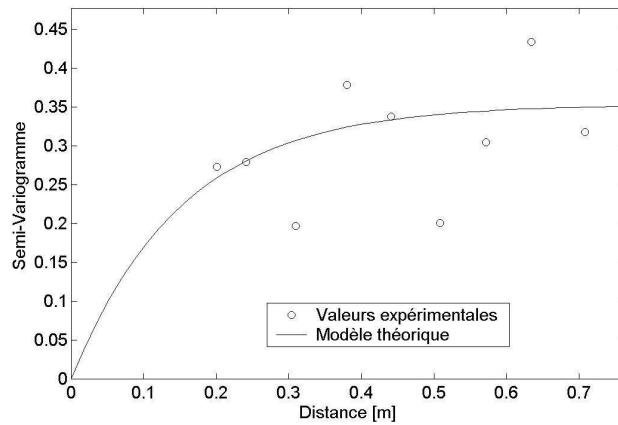


Figure 7. Semi-variogramme de la porosité totale.

3.2.2. Modélisation inverse du champ de perméabilité

Un modèle numérique 2D-horizontale de l'échantillon de sol a été constitué à l'aide des logiciels Modflow® et MT3D®. Il était composé de 200x80 cellules carrées de 1 cm². L'écoulement a été supposé non confiné, mais l'effet de la zone non-saturée n'a pas été pris en compte (pas de frange capillaire modélisée, et pas de transfert de masse au-dessus du niveau phréatique). Les dispersivités longitudinale et transversale locales ont été prises égales au pas de discrétisation (1 cm).

2000 simulations équiprobables du champ de log k ont été réalisées, sur base des propriétés géostatistiques obtenues précédemment. Le problème de transport correspondant à l'expérience d'injection continue 1D a été résolu pour chacune de ces situations, et des vitesses de migrations théoriques ont été obtenues pour chacun des capteurs. Celles-ci ont ensuite été comparées aux valeurs expérimentales reprises au tableau II, et le modèle retenu, illustré à la figure 8, était celui permettant le meilleur ajustement des résultats numériques et expérimentaux parmi les 2000 cas examinés.

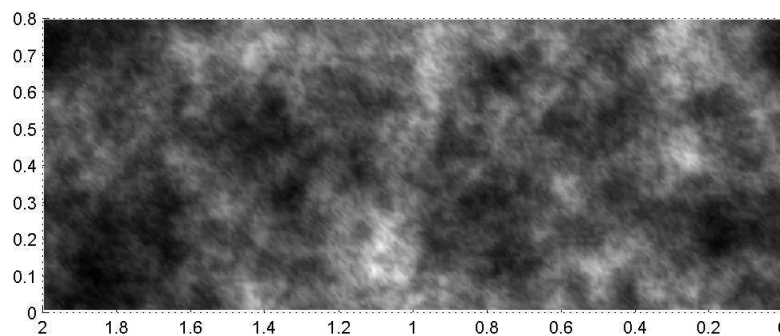


Figure 8. Modèle 2D de perméabilité de l'échantillon.

Le tableau III reprend les valeurs de vitesses simulées et les écarts observés par rapport aux résultats expérimentaux ($\Delta v = v_{mes} - v_{mod}$). Les vitesses obtenues lors d'une précédente analyse de ces essais (Fripiat et al., 2004), correspondant à un découpage du modèle en zones rectangulaires de perméabilités constantes, sont également reprises dans ce tableau.

Tableau III. Vitesses de migration pour les injections continues 1D.

			C3	C4	C5	C6	C7	C13	C8	C9	C10
Exp.	v_{mes}	10 ⁻⁵ m/s	2.61	2.28	3.14	1.90	3.64	3.55	2.69	2.54	2.81
Géostat.	v_{mod}	10 ⁻⁵ m/s	2.15	2.81	2.85	2.37	3.31	3.30	3.22	3.07	3.27
	Δv	10 ⁻⁵ m/s	0.46	-0.53	0.29	-0.47	0.33	0.25	-0.53	-0.53	-0.46
Zones	v_{mod}	10 ⁻⁵ m/s	2.41	2.62	2.77	2.47	2.81	2.87	2.92	2.84	3.11
	Δv	10 ⁻⁵ m/s	0.20	-0.34	0.37	-0.57	0.73	0.68	-0.23	-0.30	-0.30

Le modèle de perméabilité représenté à la figure 8 ne permet de simuler les résultats expérimentaux qu'avec une erreur moyenne de l'ordre de 15 %, identique à celle obtenue pour un découpage en zones de perméabilités constantes (Fripiat et al., 2004). A priori, peu de progrès ont été réalisés en adoptant l'approche géostatistique suivie ici. Néanmoins, vu les incertitudes et les hypothèses faites lors de la caractérisation de la structure de l'échantillon, et vu la méthode brutale de simulation d'un grand nombre de réalisations non conditionnées de champ de log k, les résultats repris au tableau III semblent relativement satisfaisants.

4. Essai de traçage à deux puits

L'échantillon testé a tout d'abord été saturé avec une solution de conductivité de 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Un gradient moyen de 0.2 a été établi entre les réservoirs amont et aval, tout comme lors des expériences 1D, et ce de façon à maintenir les mêmes conditions cinétiques favorables.

L'essai de traçage à deux puits comportait une phase d'injection d'une solution de traceur à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à un débit constant de 7.2 l/h pendant une durée de 2000 s tandis qu'un pompage à un débit constant de 5.5 l/h était maintenu en continu pendant toute la durée de l'expérience. Les deux puits étaient alignés sur la direction moyenne d'écoulement, le puits de récupération étant situé à 1.2 m à l'aval du puits d'injection.

4.1. Résultats expérimentaux

Les capteurs électriques ont initialement été disposés de façon à caractériser au mieux l'hétérogénéité du sol dans le cadre des expériences 1D. Certains d'entre eux n'ont néanmoins pas mesuré de variations quantifiables de conductivité électrique durant la phase d'essais 2D. Les mesures obtenues à l'aide des capteurs placés avant le puits d'injection (capteurs C3 et C4) ainsi que celles obtenues à l'aide des capteurs placés hors de l'axe principal d'écoulement (capteurs C5, C6, C9 et C10) n'ont pas été analysées, comme il n'était pas possible de distinguer la réponse due à l'injection de traceur du bruit de fond. Dans la suite de cette étude, seules les courbes mesurées par les capteurs C7, C13, C8 et au puits de récupération ont été analysées pour cet essai.

Dans un premier temps, les paramètres macroscopiques de transport (perméabilité et dispersivité équivalente k_{eq} et α_{Leq}) ont été déterminés à l'aide de Modflow® et MT3D® (modélisation inverse par procédure itérative) et sont synthétisés dans le tableau IV. Pour éviter tout problème de dispersion numérique, des valeurs de dispersivité inférieures à 1 cm n'ont pas été prises en compte. Il n'a en effet pas été possible d'utiliser les outils analytiques classiques, vu que la composante de vitesse due au gradient moyen imposé à l'échantillon était comparable à celle due à l'injection et au pompage dans les piézomètres.

Dans un second temps, les courbes mesurées à l'aide des différents capteurs ont été comparées entre elles en termes de temps de première arrivée t_a , de temps de pic t_p et de conductivité maximale C_{max} , dont les valeurs sont également reprises au tableau IV.

Tableau IV. Résultats d'essai de traçage 2D.

		C7			C13			C8			Récupération		
		Exp.	Géo.	Zon.	Exp.	Géo.	Zon.	Exp.	Géo.	Zon.	Exp.	Géo.	Zon.
k_{eq}	10^{-5} m/s	7.33	-	-	7.99	-	-	5.11	-	-	7.59	-	-
α_{Leq}	cm	<1	1	1	2.5	1	1	1.2	1	1	2.5	1	1
t_a	10^3 s	3.9	4.1	4.1	8.9	8.3	9.3	18.4	14.6	14.6	16.1	20.8	19.8
t_p	10^3 s	9.2	10.4	10.9	15.1	16.9	17.7	29.3	23.9	23.4	26.5	29.7	29.6
C_{max}	$\mu\text{S}/\text{cm}$	1421	1426	1419	1245	1362	1350	1283	1310	1308	1096	1137	1118

Les valeurs de perméabilité sont relativement cohérentes avec celles observées lors des expériences 1D (tableau II). De même, les valeurs de dispersivités apparentes restent tout à fait comparables à celles obtenues lors de l'analyse des essais d'injections continues 1D.

On peut néanmoins remarquer, dans ce cas-ci, une dispersivité apparente nettement plus élevée pour les mesures faites dans le piézomètre. Ceci pourrait illustrer les notions de macrodispersion et dispersion effective (Dentz et al., 2000). Le processus de macrodispersion résulte de l'intégration sur le chemin parcouru et sur la hauteur de l'aquifère des variations de vitesse (et serait mesurable dans un piézomètre), alors que la dispersion effective, généralement plus faible, ne résulte de l'intégration des hétérogénéités que le long du chemin parcouru par une particule moyenne (et serait mesurable à l'aide des capteurs électriques utilisés).

4.2. Modélisation numérique

La figure 9 reprend, à titre d'exemple, les courbes expérimentales mesurées à l'aide du capteur C7 et au puits de récupération, les courbes numériques obtenues pour le modèle de perméabilité représenté à la figure 8 ainsi que celles correspondant au modèle à zones de perméabilités constantes (Fripiat et al., 2004).

Avec une erreur moyenne de l'ordre de 5%, les niveaux maximum de conductivité ont été généralement bien simulés, tout comme les temps de première arrivée et de pic pour les capteurs C7 et C13. Ceci pourrait signifier que les erreurs sur les vitesses et les dispersivités se compensent pour produire un coefficient de dispersion proche de la réalité. Mais les mesures au capteurs C8 et au puits de récupération montrent des différences plus grandes (jusqu'à 20 %) avec les simulations pour les temps caractéristiques, ce qui pourrait refléter l'augmentation d'incertitude sur les perméabilités, due au nombre réduit de capteurs dans cette zone.

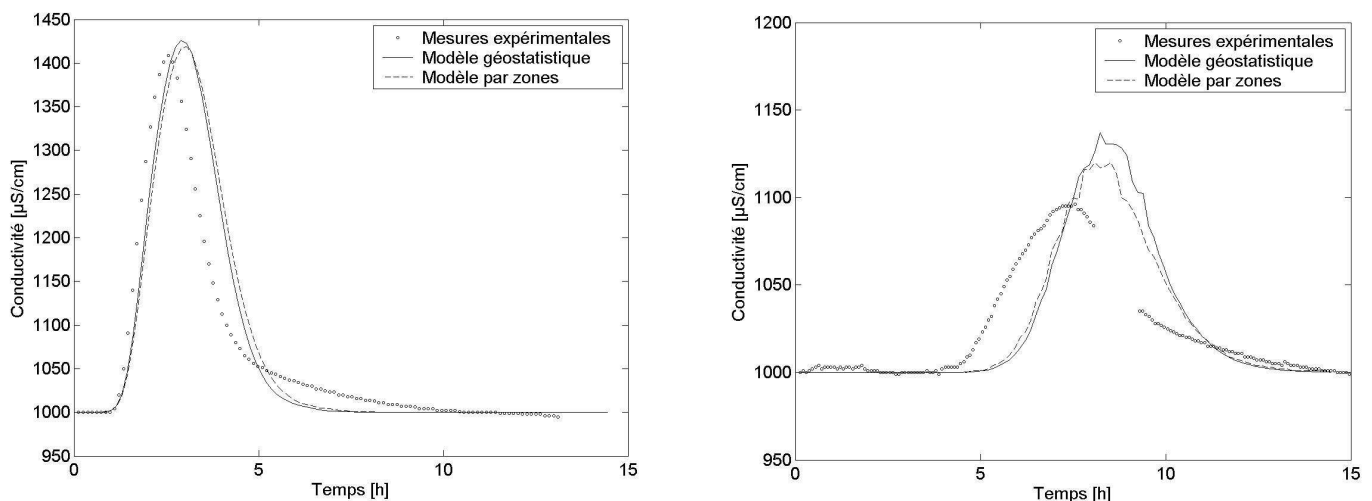


Figure 9. Courbes de restitution. a. Capteur C7 et b. Puits de récupération.

Aucun effet de mélange dans les puits n'a été inclus dans l'analyse. Il est néanmoins reconnu que de tels effets peuvent produire un décalage temporel des courbes de transfert, ainsi qu'une dispersivité apparente plus élevée (Brouyère, 2003). Vu la faible qualité de la caractérisation de la structure de l'échantillon, il semble cependant peu judicieux d'attribuer avec certitude les différences observées entre résultats expérimentaux et numériques à ces phénomènes.

5. Conclusion

Le modèle géostatistique de perméabilité de l'échantillon n'apporte pas d'amélioration marquée par rapport à un modèle à zones de perméabilités constantes du point de vue de la prédiction des courbes de concentration. Néanmoins, il représente de façon certainement plus fidèle la distribution réelle de perméabilité du sol. De ce point de vue, l'approche suivie mérite d'être

présentée, d'autant que des améliorations radicales pourraient être apportées assez facilement à la caractérisation de l'échantillon, par un prélèvement accru de mesures de porosité totale et par une étude plus poussée de sa corrélation avec la perméabilité du sol.

De plus, la méthode assez brutale utilisée pour déterminer le meilleur choix de distribution spatiale ne permet pas d'incorporer a priori l'information concernant les vitesses moyennes de migration. Réaliser des simulations de champ de log k conditionnées par ces mesures devrait certainement améliorer la qualité de la modélisation inverse.

Finalement, le dispositif de mesure utilisé a montré ses limites, le nombre de capteurs étant insuffisant pour caractériser de façon suffisamment fine la structure de l'échantillon en 3D comme en 2D. Ceci pose la question du dimensionnement du système de mesure, puisque les capteurs électriques utilisés ne permettent que des mesures locales. Il est donc nécessaire de disposer d'un nombre de capteurs suffisant pour dériver des valeurs moyennes qui soient représentatives du comportement moyen du système d'écoulement. Dans le cas contraire, d'autres outils de caractérisation, tels que des systèmes de tomographie du sol, devront être utilisés.

6. Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Laboratoire de Génie Civil de Louvain-la-Neuve pour ses conseils avisés, ainsi que MM. Feller, De Saedeleer, Vinçotte et Wauters pour leur contribution tant à la réalisation des essais qu'aux analyses préliminaires des résultats. Les auteurs tiennent également à remercier le Fonds National de la Recherche Scientifique, qui a accordé à Christophe Fripiat une bourse d'Aspirant (Réf : FC 64914).

7. Références bibliographiques

- Brouyère S. (2003) Modelling tracer injection and well-aquifer interactions: A new mathematical and numerical approach. *Water Resources Research* 39 (3).
- Dentz M., Kinzelbach H., Attinger S., Kinzelbach W. (2000) temporal behavior of a solute cloud in a heterogeneous porous medium. 1. point-like injection. *Water Resources Research* 24 (9), 3591-3604.
- Fripiat C., Wauters B., Feller V., Conde P., Talbaoui M., Holeyman A. (2004) Physical and numerical modelling of two-well tracer test. *Proc. 1st European Regional IAEG Conference*.
- Fripiat C., Renard A., Holeyman A. (2003a) Development of a new electric conductivity sensor in order to characterize soil solute concentration. *Proc. 9th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Fripiat C., Servais T., Conde P., Talbaoui M., Holeyman A. (2003b) Medium-scale laboratory model to assess soil contaminant dispersivity. *Proc. 13th European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*.
- Gelhar L. W., Welty C., Rehfeldt K. R. (1992) A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, *Water Resources Research* 28 (7), 1955-1974.
- Novakowski K. S. (1992) An evaluation of boundary conditions for one-dimensional solute transport. 1. Mathematical development. *Water Resources Research* 28 (9), 2399-2410.
- Pickens J. F., Grisak G. E. (1981) Scale-dependent dispersion in a stratified granular aquifer, *Water Resources Research* 17 (4), 1191-1211.
- Silliman S. E., Simpson E. S. (1987) Laboratory evidence of the scale effect in dispersion of solutes in porous media, *Water Resources Research* 23 (8), 1667-1673.
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. (1976) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Zlotnik V. A., Logan J. D. (1996) Boundary conditions for convergent radial tracer tests and effect of well bore mixing volume. *Water Resources Research* 32 (7), 2323-2328.