

# Étude hydrogéophysique de la zone non saturée hétérogène d'un bassin d'infiltration d'eaux pluviales

**David GOUTALAND**  
**Thierry WINIARSKI \***

*Université de Lyon, LSE - ENTPE, Vaulx-en-Velin,  
France*

**Rafael ANGULO-JARAMILLO**

*Université de Lyon, LSE - ENTPE, Vaulx-en-Velin,  
France*

*LTHE, CNRS UMR 5564, Grenoble, France*

**Laurent LASSABATÈRE**

*LCPC, Bouguenais, France*

**Grégory BIÈVRE**

*LRPC, Autun, France*

*LGIT, CNRS UMR 5559, Grenoble, France*

**Jean-François BUONCRISTIANI**

*Université de Bourgogne, Biogéosciences, CNRS  
UMR 5561, Dijon, France*

**Jean-Sébastien DUBÉ**

*École de technologie supérieure de Montréal,  
Montréal, Canada*

**Ali MESBAH**

*Université de Lyon, LGM - ENTPE, Vaulx-en-Velin,  
France*

**Henri CAZALETS**

*Université de Lyon, LSE - ENTPE, Vaulx-en-Velin,  
France*

## ■ RÉSUMÉ

Le recours à des systèmes d'infiltration d'eaux pluviales comme techniques d'assainissement alternatives est fréquent en milieu urbain. L'impact environnemental à long terme des eaux pluviales sur le milieu souterrain (nappe et sous-sols) n'est cependant pas connu. L'évaluation de cet impact requiert au préalable une connaissance fiable des structures de subsurface et de leurs propriétés hydrodynamiques. Par une approche hydrogéophysique fondée sur une caractérisation à l'échelle du lithofaciès, couplant d'une part une caractérisation géophysique (radar géologique, résistivité électrique) des structures sédimentaires et d'autre part une caractérisation hydrodynamique *in situ* (essais d'infiltration Beerkan), un modèle hydrostratigraphique réaliste d'un dépôt fluvioglaciaire sous-jacent à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales a été construit. Ce modèle traduit l'hétérogénéité sédimentaire et hydrodynamique à l'échelle de l'hydrofaciès. La modélisation numérique bidimensionnelle des écoulements en conditions non saturées illustre l'impact des hétérogénéités sédimentaires sur la répartition des teneurs en eau dans la zone non saturée. Les hydrofaciès de graviers sans matrice peuvent agir comme des chemins préférentiels d'écoulement, ou induire des effets de barrière capillaire conduisant à des flux d'écoulement latéraux.

## Hydrogeophysical study of the heterogeneous unsaturated zone of a stormwater infiltration basin

## ■ ABSTRACT

*The reliance upon stormwater infiltration systems as alternative sewerage techniques is quite frequent in urban settings. The long-term environmental impact of urban stormwaters on groundwater and subsoils is not however known. An evaluation of this impact necessitates reliable knowledge of the subsurface structures and their hydraulic properties. By means of a hydrogeophysical approach based on characterization at the lithofacies scale, which overlaps with both a geophysical characterization (Ground Penetrating Radar, electrical resistivity) of the sedimentary structures and an *in situ* hydraulic characterization (Beerkan infiltration tests), a realistic hydrostratigraphic model of a glaciofluvial deposit underlying a stormwater infiltration basin was built. This model reflects sedimentary and hydraulic heterogeneities at the hydrofacies scale. The two-dimensional numerical modeling of unsaturated flows serves to illustrate the impact of sedimentary heterogeneities on water content distribution within the unsaturated zone. Matrix-free gravel hydrofacies can act like preferential flow paths or induce capillary barrier effects leading to lateral flow patterns*

**\*AUTEUR À CONTACTER :**

**Thierry WINIARSKI**  
winiarski@entpe.fr

## INTRODUCTION

Les formations géologiques de surface telles que les formations alluvionnaires sont souvent générées par des processus d'érosion, de transport et de dépôt entraînant une grande hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité). La connaissance de la distribu-

tion et de la variabilité de ces paramètres est indispensable à l'estimation des champs d'écoulement. La variabilité spatiale du sens des écoulements et de la conductivité hydraulique est en relation avec la composition et la dimension des structures sédimentaires qui sont elles-mêmes en relation avec la dynamique des anciens systèmes fluviaux. La conductivité hydraulique est communément anisotrope dans de telles formations ; sa composante verticale est souvent plus faible que sa composante horizontale dans les aquifères sédimentaires [1]. Anderson montre qu'il est nécessaire d'estimer les variations de conductivité hydraulique entre faciès hydrogéologiques représentatifs et de développer des descriptions statistiques pour représenter ces variations [2]. De tels détails peuvent être nécessaires pour décrire les écoulements des eaux souterraines à une échelle locale. Les investigations de subsurface, comme les essais de pompage, délivrent des paramètres mesurés à une échelle plus grande que la taille moyenne des structures sédimentaires, rendant difficile l'obtention d'une image de la géométrie et des hétérogénéités à l'échelle locale [3]. De plus, ces investigations ne rendent pas compte de la continuité latérale des structures superficielles. Pourtant, il est essentiel d'obtenir ce type d'informations, notamment celles concernant les structures tridimensionnelles. Ainsi, l'ensemble de ces hétérogénéités représentent un obstacle majeur dans la modélisation des écoulements en zone non saturée et dans les aquifères [4].

En France, une part importante des aires urbaines est située sur des formations superficielles. Par exemple, 72 % de la population du bassin versant du Rhône vit sur des dépôts alluvionnaires (fluvio-glaciaires ou fluviaux), alors que ceux-ci ne représentent que 25 % de la surface totale. Cette urbanisation engendre de nombreux ouvrages hydrauliques tels que des bassins d'infiltration d'eaux pluviales, des tranchées drainantes et des puits d'infiltration. À l'échelle de ces aménagements, les hétérogénéités sédimentaires peuvent engendrer des écoulements non homogènes. De plus, les eaux pluviales peuvent être chargées en contaminants d'origine urbaine et présenter un risque à la fois pour les sols et les ressources en eaux souterraines.

Le rôle de l'information sédimentaire dans les écoulements est souvent négligé dans les modèles de transport. Il est nécessaire d'intégrer ces informations fondées sur des connaissances géologiques et géophysiques de différentes qualités [5]. Depuis quelques années, divers travaux tentent d'utiliser des techniques géophysiques, telles que le radar géologique, pour décrire les architectures sédimentaires [3, 4, 6-9]. Ces travaux montrent que les structures sédimentaires sont responsables de l'hétérogénéité des écoulements. Winiarski *et al.* [10, 11] ont montré que l'hétérogénéité sédimentaire naturelle d'un dépôt fluvioglaciaire sous-jacent à un bassin d'infiltration d'eaux pluviales a un impact sur les écoulements en condition non saturée. Klingbeil *et al.* [12] ont établi une relation entre lithofaciès et hydrofaciès. Le terme d'hydrofaciès est utilisé ici pour des unités sédimentaires homogènes, mais pas nécessairement isotropes, ayant une signification d'un point de vue hydrogéologique [2]. Walter *et al.* définissent différents mécanismes d'écoulement préférentiel, dont notamment ceux induits à l'interface entre deux couches de sol différentes [13]. L'instabilité du front d'infiltration à l'interface entre deux couches de texture différente peut engendrer des phénomènes de digitations dans la couche inférieure [14]. Le développement d'une barrière capillaire à l'interface entre une couche supérieure composée d'un sol relativement fin et une couche inférieure à granulométrie grossière engendre un écoulement non vertical le long de l'interface, connu sous le nom de *funneled flow* [15-17].

À travers l'exemple de l'étude d'un bassin d'infiltration de l'Est lyonnais, une méthode hydrogéophysique fondée sur le couplage d'études sédimentologique, géophysique et hydrodynamique est proposée, afin de caractériser les unités hydrostratigraphiques qui peuvent constituer des chemins préférentiels d'écoulement [18]. Des résultats provenant de deux techniques géophysiques particulièrement adaptées à l'échelle étudiée, le radar géologique et la résistivité électrique, sont présentés. Une caractérisation hydrodynamique des lithofaciès rencontrés a été également réalisée afin de proposer un modèle géométrique de distribution des caractéristiques hydrodynamiques du sous-sol. Enfin, une tentative de modélisation des écoulements en condition non saturée bidimensionnelle est proposée afin d'illustrer l'impact de ces hétérogénéités et évaluer la présence de chemins préférentiels d'écoulement.

## MATÉRIELS ET MÉTHODES

### ■ Description du site étudié

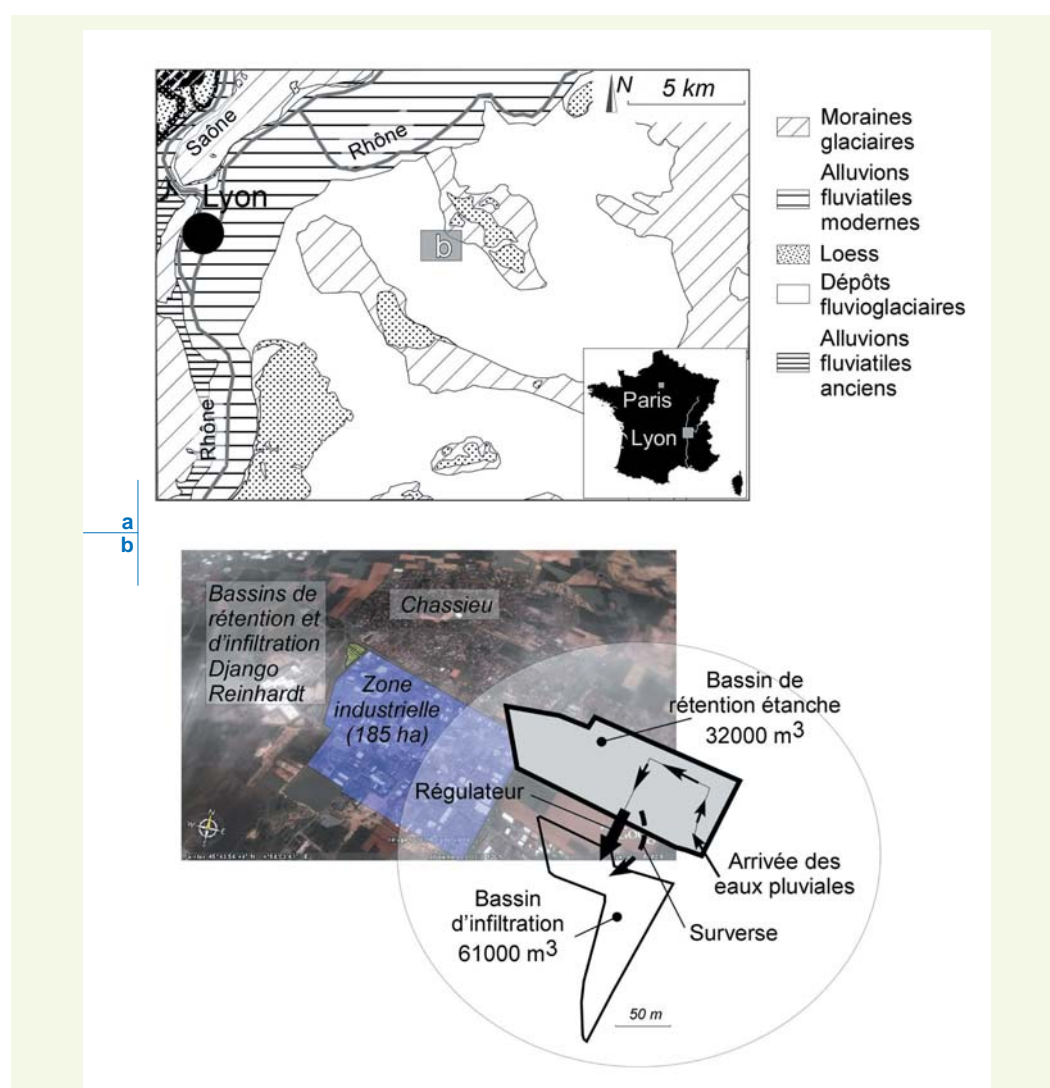
Le site étudié est un bassin d'infiltration situé à l'est de l'agglomération lyonnaise, recueillant les eaux pluviales provenant d'un bassin versant constitué par une zone industrielle d'une superficie de 185 ha, située au sud de la ville de Chassieu (figure 1). Ce bassin, d'une superficie d'1 ha, est creusé dans des alluvions fluvioglaciaires dont la conductivité hydraulique saturée moyenne varie entre  $7.10^{-3}$  et  $9.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$  [19]. Ces alluvions surmontent un *substratum* molassique tertiaire situé à environ 35 m de profondeur. La nappe alluviale se situe à une profondeur de 13 m sous la surface infiltrante du bassin. Le bassin d'infiltration est précédé par un bassin de rétention-décantation, qui assure la décantation des matières en suspension. Le bassin d'infiltration est connu sous le nom de bassin Django Reinhardt (bassin DjR). Ces deux bassins font partie des sites d'observations de l'Observatoire de terrain en hydrologie urbaine (OTHU). Cette fédération de recherche de l'agglomération lyonnaise a pour but de recueillir des données *in situ* afin d'évaluer les risques environnementaux liés aux rejets urbains de temps de pluie, en vue de la protection et de la restauration des milieux récepteurs, et de proposer aux décideurs des éléments stratégiques de gestion des eaux pluviales [20].

### ■ Méthodes de caractérisation

Les hétérogénéités sédimentaires peuvent avoir à l'échelle de l'ouvrage un impact sur les écoulements dans la zone non saturée. On propose d'évaluer cet impact par l'utilisation d'un modèle

figure 1

- a : contexte géologique et situation du bassin d'infiltration d'eaux pluviales étudié ;  
- b : schéma de fonctionnement des bassins de rétention/décantation et d'infiltration Django Reinhardt (bassin DjR) constituant l'exutoire d'un bassin versant industriel de 185 ha.



numérique d'écoulement. La modélisation fait intervenir deux échelles d'hétérogénéités : l'échelle texturale et l'échelle structurale. À l'échelle texturale ou mésoscopique [18], des propriétés hydrodynamiques homogènes peuvent être affectées aux unités hydrogéologiques, de dimensions caractéristiques centimétriques à décimétriques. L'échelle structurale ou macroscopique [18] correspond, quant à elle, aux géométries des structures du sous-sol à l'échelle métrique à décamétrique, c'est-à-dire à l'arrangement des unités hydrogéologiques entre elles. L'agencement structural du dépôt influence la connectivité de ces unités hydrologiques entre elles [18]. Par la suite, ces deux échelles sont distinguées.

### ➤ Échelle texturale : les lithofaciès

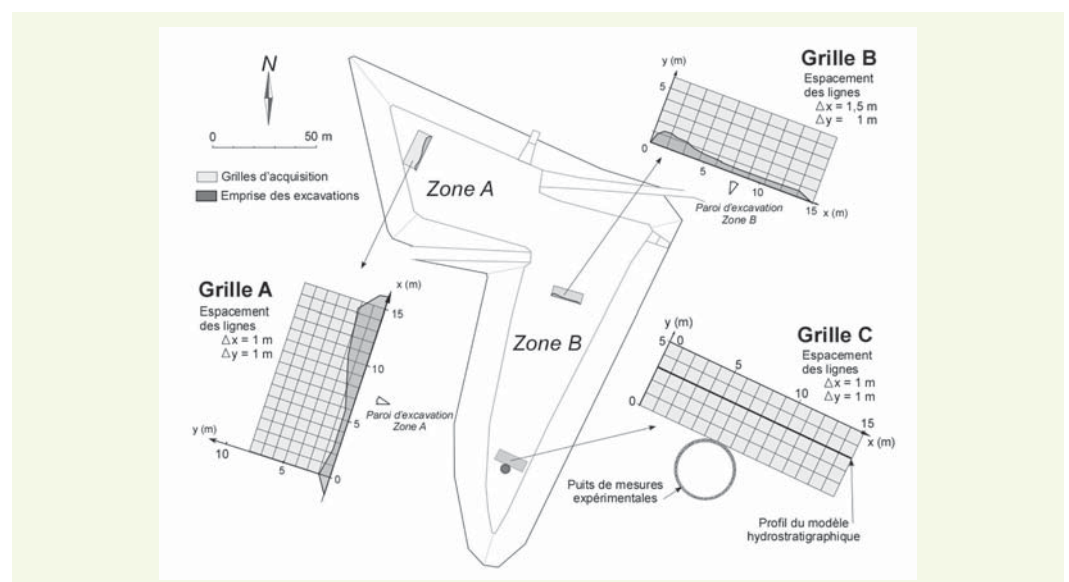
Les dépôts alluvionnaires fluvioglaciaires sont caractérisés par une hétérogénéité texturale héritée des phases d'érosion, de transport et de dépôt qui ont conduit à l'agencement actuel des unités lithologiques. On appelle par la suite lithofaciès les unités lithologiques du dépôt fluvioglaciaire, correspondant à une unité génétique, c'est-à-dire formée par un processus homogène de transport et de dépôt [21].

Afin de mettre en évidence l'hétérogénéité texturale du dépôt fluvioglaciaire, deux excavations ont été creusées à la pelle mécanique dans le bassin d'infiltration. Une description sédimentologique ainsi qu'un échantillonnage ont été effectués sur une paroi verticale de ces tranchées, la paroi opposée étant talutée de manière à faciliter la photographie et l'échantillonnage de la paroi. Ces tranchées sont localisées sur la **figure 2**. La tranchée réalisée dans la zone nord-ouest du bassin, appelée zone A, était large de 13,5 m et profonde de 2,5 m. La tranchée de la zone sud-est du bassin, appelée zone B, avait une profondeur de 3 m et une largeur de 15 m. Chaque paroi a été successivement :

- décrite d'un point de vue sédimentologique : les lithofaciès ont été répertoriés ;
- échantillonnée : la paroi a été divisée en sections de 1,5 m de large au sein desquelles un échantillonnage a été effectué au niveau de chaque lithofaciès, afin de réaliser une analyse granulométrique.

Le choix de la largeur des sections a été effectué de manière à éviter une sur-représentation d'un même lithofaciès (extension latérale métrique des lithofaciès). La caractérisation de l'hétérogénéité texturale a été réalisée à partir du code de classification sédimentologique de Miall [22], adapté aux formations fluvioglaciaires par Heinz *et al.* [21]. Ce code, présenté dans le **tableau 1**, est constitué par une suite de lettres ( $I_1$   $i_2$   $i_3$ ,  $i_4$ ) précisant la granulométrie des éléments majoritaires ( $I_1$  :  $G$  pour graviers,  $S$  pour sables), le support des éléments ( $i_2$  :  $c$  pour clast-supported (grains jointifs),  $m$  pour

**figure 2**  
Schéma du bassin d'infiltration DjR et emplacement des grilles d'acquisition A, B et C pour les mesures géophysiques. Les grilles A et B sont situées chacune en arrière d'une excavation, afin de calibrer les signaux géophysiques aux hétérogénéités sédimentaires. L'emprise des excavations sur les grilles d'acquisition est représentée. Sur la grille C, le profil radar utilisé pour construire le modèle hydrostratigraphique bidimensionnel est également représenté.



**tableau 1**

Code de classification des lithofaciès alluvionnaires proposé par Miall [22] et étendu par Heinz et al. [21]. Ce code consiste en la juxtaposition d'indices du type  $I_1 i_2 i_3 i_4$

Indice	Caractéristiques		Abréviations
$I_1$	Fraction granulométrique majoritaire		G : graviers S : sables
$i_2$	Texture	Graviers	c : clast-supported (support par grain) m : matrix-supported (matrice abondante)
		Sables	- : pas de matrice fine dans les sables
$i_3$	Structure sédimentaire		x : stratifié m : massif (pas de stratification interne) g : granoclassement (normal, inverse)
$i_4$	Informations additionnelles		o : open framework b : bimodal

matrix-supported (grains non-jointifs au sein d'une matrice), - pour des lithofaciès sans matrice), leur structure sédimentaire ( $i_3$  : *m* pour massif, *x* pour stratifié), et éventuellement des informations complémentaires ( $i_4$  : *o* pour structure « ouverte » sans matrice, *b* pour granulométrie bimodale).

Ce code, utilisé sur le terrain, a été complété au laboratoire par une analyse granulométrique. Au niveau de la zone A, un tamisage à sec (norme NF P94-056) a été effectué sur les 86 lithofaciès échantillonnés. Au niveau de la zone B, un tamisage par voie humide selon la norme NF P18-560 (séparation des particules les plus fines), suivi d'un tamisage à sec, a été effectué sur chacun des 41 échantillons prélevés. Le grain moyen et le classement de chaque courbe granulométrique ont été évalués par la méthode de Folk et Ward [23].

Les lithofaciès décrits sur les parois des excavations ont été comparés, d'un point de vue granulométrique, à des lithofaciès fluvioglaciaires présents en surface de plaines d'épandage fluvioglaciaire récentes, afin d'évaluer les analogies entre lithofaciès de même code de classification sédimentologique. Les plaines d'épandage étudiées ont été la zone fluvioglaciaire des Bossons (Chamonix, France), l'épandage fluvioglaciaire du Breidamerkurjökull (Islande) et les formations glaciaires et périglaciaires de la carrière de Saint-Cézaire (Québec).

### > Échelle texturale : les hydrofaciès

La modélisation des écoulements en zone non saturée requiert une bonne connaissance des propriétés hydrodynamiques de chaque lithofaciès considéré dans le modèle. Par la suite, on appelle hydrofaciès les unités hydrogéologiques correspondant au lithofaciès et pour lesquelles des propriétés hydrodynamiques homogènes sont définies. Les données d'entrée des modèles d'écoulements non saturés se limitent en général aux paramètres d'ajustement des modèles des courbes hydrodynamiques caractéristiques, à savoir la courbe de rétention en eau, reliant la pression capillaire à la teneur volumique en eau, et la courbe de conductivité hydraulique, reliant la conductivité hydraulique à la teneur volumique en eau. La caractérisation de ces courbes est souvent réalisée en laboratoire sur des échantillons remaniés. Peu de mesures sont réalisées *in situ* et rendent ainsi compte des anisotropies de terrain. De plus, les mesures de laboratoire sont souvent difficilement réalisables pour des matériaux comportant une fraction de graviers prépondérante.

Dans le cadre de cette étude, des essais de caractérisation hydrodynamique *in situ* ont été réalisés sur des lithofaciès fluvioglaciaires accessibles en surface des plaines d'épandage fluvioglaciaire analogues à celle de l'Est lyonnais lors du dernier maximum glaciaire, citées plus haut, ainsi que sur les lithofaciès fluvioglaciaires présents en surface du bassin DjR. On fait l'hypothèse que deux lithofaciès ayant le même code de classification sédimentologique, c'est-à-dire similaires par leur genèse et leur texture, ont des propriétés hydrodynamiques équivalentes. Cette hypothèse est également formulée par Klingbeil [24] et Klingbeil *et al.* [12], afin d'affecter à des lithofaciès analogues les propriétés hydrodynamiques mesurées sur des lithofaciès fluvioglaciaires quaternaires accessibles pour les mesures. Klingbeil [24] montre de plus que les propriétés hydrodynamiques mesurées sont similaires à celles déterminées dans des environnements sédimentaires équivalents.



La méthode utilisée est la méthode BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) décrite par Lassabatère *et al.* [25]. Cette méthode fait intervenir des essais d'infiltration simple anneau à charge hydraulique nulle, ou essais Beerkan [26, 27]. La méthode BEST est employée afin de déterminer les paramètres de forme et d'échelle des courbes de rétention capillaire  $h(\theta)$  et de conductivité hydraulique  $K(\theta)$ , modélisées respectivement par les relations de van Genuchten avec condition de Burdine (équation 1) et de Brooks et Corey (équation 2) :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad (1)$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (2)$$

Avec :

$\theta$  : teneur volumique en eau

$h$  : pression capillaire

$\theta_s$  : teneur en eau à saturation

$\theta_r$  : teneur en eau résiduelle

$K_s$  : conductivité hydraulique saturée

$h_g$  : paramètre d'échelle de la courbe de rétention d'eau

$m, n$  et  $\eta$  : paramètres de forme.

La teneur en eau résiduelle  $\theta_r$  est considérée comme nulle. Les paramètres  $m$  et  $n$  sont reliés par la condition de Burdine. Les deux courbes caractéristiques sont donc entièrement décrites par 2 paramètres de forme ( $m$  ou  $n$ , et  $\eta$ ) et 3 paramètres d'échelle ( $h_g, K_s, \theta_s$ ).

Les paramètres de forme, dépendant principalement de la texture du dépôt [28, 29], sont estimés à partir de la courbe de distribution granulométrique de la fraction inférieure à 2 mm du lithofaciès considéré et de la porosité du milieu. L'hypothèse est faite dans le cas de matériaux plus grossiers d'un écoulement via la partie matricielle sableuse et fine du matériau. Les paramètres d'échelle dépendent de la structure du dépôt et sont déterminés par ajustement d'une courbe expérimentale d'infiltration axi-symétrique sur l'expression analytique de l'infiltration cumulée en 3D proposée par Haverkamp *et al.* [30]. Les détails de la méthode et du principe d'estimation des paramètres (algorithme BEST) sont présentés par Lassabatère *et al.* [25].

La méthode BEST est considérée comme valide pour des fractions granulométriques inférieures à 2 mm. Ceci permet de s'assurer de la présence de phénomènes capillaires, prédominants lors du régime transitoire de l'infiltration, et ainsi d'ajuster les expressions analytiques de l'infiltration cumulée aux données expérimentales. Dans le cas où la méthode BEST s'avère non valide (par exemple, cas de lithofaciès grossiers dont la fraction granulométrique inférieure à 2 mm est négligeable), le modèle physico-empirique d'Arya et Paris [31] a été utilisé. Ce modèle relie linéairement la distribution granulométrique d'un échantillon à sa distribution de taille de pores. Celle-ci est ainsi estimée à partir de la courbe granulométrique, qui est divisée en un nombre fini  $N$  de classes granulométriques. À la fraction granulométrique  $i$  ( $1 \leq i \leq N$ ), définie par le nombre de particules  $N_i$  et par son grain moyen  $R_i$ , est associé un volume de pore considéré comme cylindrique et défini par son rayon  $r_i$ . L'indice des vides  $e$  est supposé identique pour toutes les classes granulométriques définies. Arya et Paris [31] proposent la relation suivante, qui relie chaque taille de grain  $R_i$  à une taille de pore  $r_i$  :

$$r_i = R_i \cdot \left( \frac{2 \cdot e}{3} \cdot N_i^{1-\alpha} \right)^{1/2} \quad (3)$$

où  $\alpha$  est un facteur empirique lié à la tortuosité du milieu, et fixé à une valeur constante de 1,38. Le rayon des pores est ensuite relié à la pression capillaire via la loi de Laplace :

$$h_i = \frac{2 \cdot \gamma \cdot \cos \Theta}{\rho_w \cdot g \cdot r_i} \quad (4)$$

où  $\gamma$  est la constante de tension superficielle de l'eau,  $\Theta$  l'angle de contact,  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau et  $g$  l'accélération gravitationnelle.

La teneur volumique en eau est obtenue par le calcul du volume d'eau remplissant les pores associés aux fractions  $i$  :

$$\theta = \sum_{j=1}^i \frac{(W_j / \rho_s) \cdot e}{V_{\text{tot}}} \quad (5)$$

où  $W_i$  est la masse de la classe granulométrique  $i$ ,  $\rho_s$  correspond à la masse volumique particulaire (considérée comme égale à 2,65 g.cm<sup>-3</sup> compte tenu de la minéralogie des échantillons),  $V_{\text{tot}}$  est le volume total défini par  $V_{\text{tot}} = \rho_b \Sigma W_i$  avec  $\rho_b$  : masse volumique sèche d'un échantillon. Cette expression suppose que les volumes de pores associés à chaque classe granulométrique sont progressivement accumulés et remplis d'eau, de la classe granulométrique la plus fine jusqu'à la classe la plus grossière. La conductivité hydraulique est, quant à elle, estimée à partir du modèle de Brooks et Corey.

### ➤ Hétérogénéités structurales

Les dépôts alluvionnaires fluvioglaciaires présentent également une hétérogénéité à l'échelle structurale, caractérisée par une variété d'éléments architecturaux. Un élément architectural, ou unité structurale, se définit comme un assemblage de lithofaciès liés entre eux par une même phase de dépôt (par exemple, un remplissage de paléochenal). Il se caractérise par ses géométries internes et sa forme externe délimitée par des surfaces frontières comme des surfaces d'érosion [21]. Les structures fluvioglaciaires ont été identifiées sur les parois des deux tranchées réalisées dans les zones A et B. Une interprétation des environnements de dépôt a été formulée.

Cette description sédimentologique a été confrontée à des profils géophysiques mesurés à la verticale des parois des tranchées avant excavation. Les signaux géophysiques remarquables ont été corrélés aux interfaces entre lithofaciès et limites d'éléments architecturaux. Les signaux géophysiques ont ainsi été calibrés sur les unités structurales ainsi que sur les lithofaciès fluvioglaciaires. Des profils géophysiques mesurés en arrière des excavations ont permis de suivre l'évolution latérale des signaux géophysiques. Cette évolution a été reliée à la structure tridimensionnelle des éléments architecturaux fluvioglaciaires. Une typologie des signaux géophysiques valables à l'échelle locale du bassin d'infiltration, en lien avec les caractéristiques texturales et structurales du dépôt fluvioglaciaire, a ainsi été mise en place. Cette typologie a été utilisée pour interpréter les structures fluvioglaciaires d'une zone dont la structure sédimentaire n'était pas connue (pas de description sédimentologique à partir d'une excavation).

Les méthodes géophysiques utilisées sont le radar géologique et la résistivité électrique. Les mesures au radar géologique ont été effectuées avec un système SIR 3000 de la société GSSI (Geophysical Survey System Inc., Salem, U.S.A.) du LRPC d'Autun, utilisé avec une antenne blindée de fréquence centrale 400 MHz fonctionnant en mode monostatique. Le traitement des données a été réalisé avec le logiciel Radan 6 de GSSI. Le traitement a constitué en une normalisation en distance des profils, un ajustement à zéro du réflecteur correspondant à l'interface air/sol avant sa soustraction par filtre horizontal (*background removal*) puis une migration de Kirchhoff. La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques a été évaluée par corrélation d'interfaces entre lithofaciès, caractérisées sur les parois d'excavation, aux réflecteurs radar correspondants. La vitesse a été évaluée entre 0,094 m.ns<sup>-1</sup> et 0,111 m.ns<sup>-1</sup>, avec une vitesse moyenne de 0,102 m.ns<sup>-1</sup>. La valeur de 0,1 m.ns<sup>-1</sup> a été retenue pour convertir les temps doubles en profondeur réelle. Cette valeur est similaire aux

vitesse mesurées par méthode CMP dans la zone non saturée de dépôts quaternaires analogues [4, 7, 32, 33]. En ce qui concerne la méthode de résistivité électrique, le résistivimètre Terrameter SAS 4000 a été employé, associé au système multi-électrodes LUND de la société ABEM (Mordelles, France). Une méthode dipôle-dipôle à 32 électrodes a été utilisée avec un espacement d'électrode de 1 m. Les profils de résistivités apparentes du sol ont été obtenus après inversion des signaux, réalisée avec le logiciel Res2Dinv.

L'acquisition des données géophysiques a été effectuée sur 3 grilles d'acquisition (figure 2), situées en arrière de la paroi des tranchées (grilles A et B) et sur une troisième zone située en bordure nord du puits de mesures expérimentales (grille C). Les résultats obtenus sur la zone B ont déjà été publiés [34] et ne sont donc pas présentés dans cet article. Les dimensions de la grille d'acquisition de la zone A étaient de 15 m x 7 m. La grille était orientée à 18° N, parallèlement à la tranchée réalisée après l'investigation géophysique. Un espacement de 1 m entre chaque ligne de la grille a été choisi. Les mesures au radar géologique ont été effectuées sur l'ensemble des lignes de la grille d'acquisition. En ce qui concerne la résistivité électrique, seules les lignes orientées sud-nord ont été utilisées pour les mesures. En ce qui concerne la grille C, les mesures au radar géologique ont été menées sur une grille d'acquisition de 15 m x 6 m (espacement d'1 m entre les lignes dans chaque direction). L'orientation de la grille était de 115° N. Un seul profil de résistivité électrique a été mesuré sur la bordure nord de la grille d'acquisition.

### ■ Modélisation des écoulements non saturés

Afin de mettre en évidence les mécanismes d'infiltration dans la zone non saturée hétérogène du bassin d'infiltration, un modèle interprétatif de répartition des lithofaciès et des éléments architecturaux du dépôt fluvioglaciaire a été mis en place de façon à réaliser la modélisation des écoulements non saturés. Ce modèle a été déterminé par interprétation des signaux géophysiques mesurés sur la grille C à l'aide de la typologie de signaux géophysiques. Le choix du profil 2D utilisé pour construire le modèle a été effectué de telle sorte qu'il coupe orthogonalement la direction de plus longue continuité d'un élément architectural fluvioglaciaire. Ces directions ont été déterminées par ajustement d'un modèle linéaire anisotrope sur le variogramme expérimental des profondeurs de chaque interface entre éléments architecturaux. Le profil 2D choisi est représenté sur la figure 2. Les modélisations réalisées à partir de ce modèle interprétatif pourront être comparées à des mesures de variations de teneur en eau expérimentale (mesure par sondes TDR à partir du puits de mesures expérimentales représenté sur la figure 2). Ces mesures expérimentales ne sont pas présentées dans cet article. L'objectif est simplement d'illustrer l'effet de l'hétérogénéité sédimentaire sur les écoulements dans la zone non saturée du bassin DJR.

Le modèle hydrostratigraphique a été intégré dans le logiciel Hydrus2D [35] permettant la modélisation numérique d'écoulements bidimensionnels en milieu non saturé et saturé (résolution numérique par la méthode des éléments finis de l'équation de Richards). Un scénario correspondant à l'infiltration d'une lame d'eau de 11 cm pendant une heure en conditions initiales d'humidité élevée a été modélisé ; ce scénario correspond à un événement pluvieux consécutif à un autre événement pluvieux récent.

En ce qui concerne les propriétés hydrodynamiques, les données d'entrée du logiciel Hydrus2D correspondent aux paramètres d'ajustement du modèle de van Genuchten avec la condition de Mualem ( $m = 1 - 1/n$ ), différents de ceux déterminés par la méthode BEST. Afin de disposer de données d'entrée appropriées, un ajustement des paramètres  $m$  et  $n$ , déterminés par la méthode BEST et par le modèle d'Arya et Paris, a été effectué avec le logiciel RETC [36]. Le logiciel RETC a également été utilisé pour ajuster la valeur de la teneur en eau résiduelle  $\theta_r$ , considérée comme nulle lors de l'estimation des paramètres d'échelle, et qui est prise en compte lors de la modélisation afin d'utiliser des données d'entrée plus réalistes.

Concernant les conditions limites choisies, une condition de drainage libre a été fixée à la limite inférieure du modèle. Les limites latérales ont été considérées comme des surfaces de suinte-



ment (*seepage faces*), de façon à s'affranchir d'une accumulation d'eau non réaliste en bordure de domaine, en permettant les écoulements latéraux en cas de saturation du dépôt en bordure du domaine. De plus, les écoulements ont été principalement étudiés dans la partie centrale du domaine, afin de limiter l'influence de la condition de suintement sur les valeurs de teneur en eau et de pression capillaire. En surface, un flux d'évaporation constant de  $2,6 \text{ mm.j}^{-1}$  a été imposé durant une première phase de drainage de 250 minutes. Les conditions initiales correspondent à une saturation complète du milieu. La phase suivante a été une phase d'infiltration d'une durée de 60 minutes. Une condition limite correspondant à une charge hydraulique constante de 11 cm a été fixée. Lors d'une dernière phase de drainage, un flux d'évaporation constant de  $2,6 \text{ mm.j}^{-1}$  a été à nouveau imposé.

## RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

### ■ Caractérisation des hétérogénéités sédimentaires et hydrauliques à l'échelle texturale

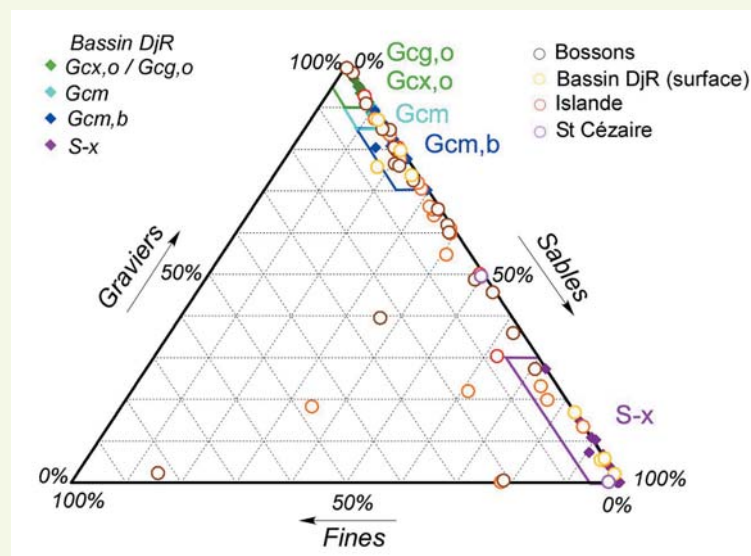
#### > Typologie de lithofaciès du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent au bassin DjR

L'hétérogénéité texturale du dépôt fluvioglaciaire se traduit par la présence de quatre lithofaciès distincts (**tableau 2**) : des sables moyens (lithofaciès S-x), des mélanges de sables et de graviers, à fraction en graviers majoritaire, hétérométrique (lithofaciès Gcm) ou à granulométrie bimodale (lithofaciès Gcm,b), et des graviers sans matrice sableuse ou fine (lithofaciès Gcx,o et Gcg,o). Les mélanges de sables et de graviers (lithofaciès Gcm et Gcm,b) constituent les lithofaciès majoritaires du dépôt fluvioglaciaire. Goutaland *et al.* fournissent une interprétation sédimentologique de chaque lithofaciès [34]. Les sables sont des dépôts de faible régime d'écoulement, alors que le lithofaciès Gcm correspond à un dépôt à fort régime d'écoulement. Les lithofaciès Gcm,b et Gcg,o se sont formés par migration de dunes de graviers et les lithofaciès Gcx,o par migration de bancs de graviers. Les lithofaciès Gcg,o et Gcm,b sont souvent associés. Leur alternance constitue une structure largement décrite dans la littérature concernant les dépôts fluvioglaciaires, sous le nom de *gravel couplets* [37, 38] ou d'*alternating gravel* [21].

On a représenté sur un diagramme triangulaire graviers/sables/fines (**figure 3**) l'ensemble des lithofaciès échantillonnés sur les parois des deux excavations creusées dans le bassin DjR (117 échantillons au total, dont 16 lithofaciès S-x, 28 lithofaciès Gcx,o ou Gcg,o, 38 lithofaciès Gcm et 35 lithofaciès Gcm,b). Les domaines liés aux quatre types de lithofaciès ont ainsi été définis. Les lithofaciès Gcg,o et Gcx,o ont une fraction en graviers supérieure à 90 % et les lithofaciès Gcm et Gcm,b une fraction en graviers comprise entre 70 et 90 %. Les lithofaciès S-x ont une fraction

**figure 3**

Triangle textural représentant les fractions en graviers ( $D > 2 \text{ mm}$ ), en sables ( $2 \text{ mm} > D > 63 \mu\text{m}$ ), et en fines (argiles et silts,  $D < 63 \mu\text{m}$ ) des lithofaciès fluvioglaciaires sous-jacents au bassin DjR, ainsi que des lithofaciès de la zone proglaciaire des Bossons, de l'épandage fluvioglaciaire du Breidamerkurjökull en Islande, et des formations quaternaires de Saint-Cézaire au Québec.



Lithofaciès		Distribution granulométrique
Photo	Lithologie	
Faciès 1 : S-x		
Sables moyens, pauvrement à bien classés, de grain moyen $325 \pm 43 \mu\text{m}$ , sans matrice silteuse ou argileuse, laminations internes planes ou inclinées correspondant aux phases de dépôt des sables		
Faciès 2 : Gcm		
Mélanges sablo-graveleux présentant une granulométrie étalée (sables fins à graviers grossiers), généralement présents dans les 30 premiers centimètres sous la surface du bassin, fraction de graviers prépondérante (85 %)		
Faciès 3 : Gcm,b		
Mélanges sablo-graveleux à granulométrie bimodale, présentant un mode grossier - graviers moyens à grossiers - et un mode sableux - matrice de sables moyens ( $325 \mu\text{m}$ )		
Faciès 4 : Gcx,o/Gcg,o		
Graviers sans matrice sableuse, assez bien à bien classés, de taille centimétrique pour les éléments les plus grossiers, sous la forme de lentilles inclinées progradantes (Gcg,o) ou de fines couches subhorizontales (Gcx,o)		

**tableau 2**  
*Typologie de lithofaciès du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent au bassin DjR. Le code de classification est celui du **tableau 1**. Le dépôt fluvioglaciaire est majoritairement constitué par les lithofaciès Gcm et Gcm,b.*

sableuse supérieure à 70 % et une fraction en particules fines inférieure à 5 %. La limite entre les lithofaciès Gcm et Gcm,b se situe à environ 15 % de fraction sableuse.

Sur la **figure 3** sont également représentés les lithofaciès de surface du bassin DjR et des plaines d’épandage fluvioglaciaire récentes (57 échantillons au total, dont 17 lithofaciès S-x, 3 lithofaciès Gcx,o, 24 lithofaciès Gcm et 10 lithofaciès Gcm,b). Au total, 33 des 57 lithofaciès récents étudiés ont des fractions granulométriques en graviers/sables/fines correspondant aux critères granulométriques énoncés plus haut pour les quatre types de lithofaciès. Des lithofaciès fluvioglaciaires analogues à ceux décrits dans le **tableau 2** sont donc présents sur des plaines d’épandage fluvioglaciaire récentes. Ceci confirme l’hypothèse acceptée parmi les sédimentologues que l’étude de formations

analogues récentes permet de comprendre l'hétérogénéité d'un dépôt ancien. Des processus similaires de mise en place de ces dépôts conduisent à la formation de lithofaciès récents similaires en terme de granulométrie aux lithofaciès quaternaires anciens classés sous le même code de classification sédimentologique. Cependant, la comparaison des lithofaciès récents et anciens montre que, pour un même code de classification sédimentologique, les fractions granulométriques en graviers/sables/fines sont très variables et peuvent différer des valeurs attendues à partir des critères définis plus haut. De par l'accessibilité des lithofaciès de surface, les plaines d'épandage fluvioglaciaires récentes constituent des zones privilégiées pour réaliser des essais de caractérisation hydraulique *in situ*.

#### ➤ Définition des hydrofaciès fluvioglaciaires

L'évaluation des propriétés hydrodynamiques a été effectuée sur les 33 lithofaciès analogues récents ayant des fractions granulométriques similaires à celles des lithofaciès fluvioglaciaires de l'Est lyonnais.

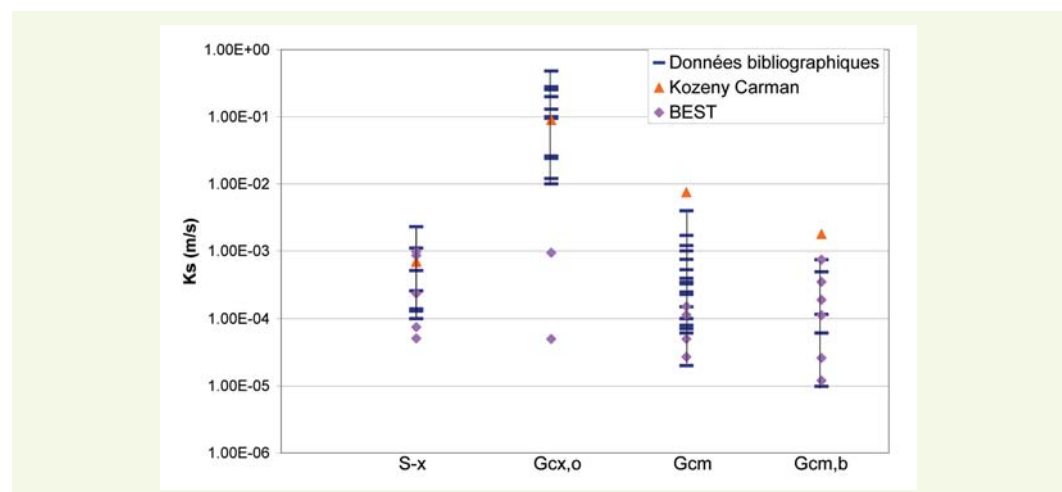
Les conductivités hydrauliques saturées estimées à partir de la méthode BEST ont été comparées à des valeurs estimées avec le modèle de Kozeny-Carman (expression de Chapuis et Aubertin [39]) sur les lithofaciès du [tableau 2](#) et des valeurs de la littérature [12, 21, 33, 38, 40, 41]. Le résultat est présenté sur la [figure 4](#).

L'expression de Kozeny-Carman donne une valeur de conductivité hydraulique saturée pour les lithofaciès S-x et Gcx,o acceptable au regard des valeurs de la littérature. En revanche, les valeurs estimées pour les lithofaciès Gcm et Gcm,b sont surestimées.

Concernant les valeurs issues de la bibliographie, la conductivité hydraulique saturée varie sur plusieurs ordres de grandeur, traduisant l'hétérogénéité hydraulique au sein des hydrofaciès de même code. Seule la conductivité hydraulique saturée du lithofaciès Gcx,o est significativement différente des autres lithofaciès.

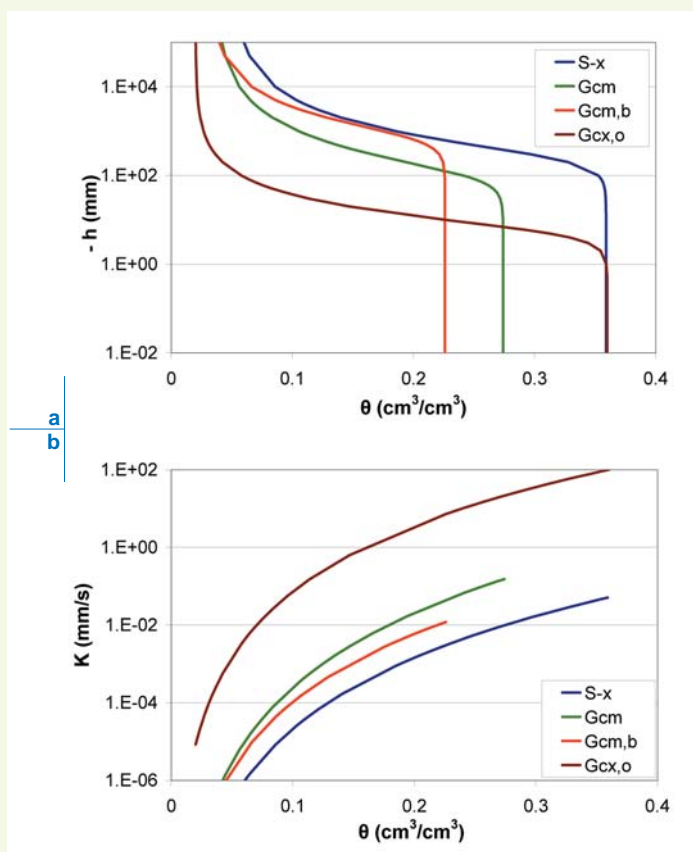
La [figure 4](#) montre un bon accord entre les valeurs estimées par BEST et les valeurs issues de la littérature pour les lithofaciès sableux (S-x) ou à matrice sableuse (Gcm et Gcm,b). Cette comparaison permet de valider l'algorithme BEST pour l'estimation de la conductivité hydraulique saturée des lithofaciès présentant une fraction sableuse importante sous forme matricielle ou en tant que fraction majoritaire. Pour la modélisation numérique des écoulements, les propriétés hydrodynamiques d'un lithofaciès de chacun des types S-x, Gcm et Gcm,b, estimées avec la méthode BEST, ont été retenues. La teneur en eau résiduelle, considérée comme nulle lors de l'estimation des paramètres de forme, a été ajustée avec le logiciel RETC. La [figure 5](#) représente les courbes de rétention capillaire et de conductivité hydraulique des lithofaciès retenus et le [tableau 3](#) récapitule les paramètres de forme et d'échelle de ces courbes. L'allure de la courbe de rétention capillaire du lithofaciès

**figure 4**  
Comparaison des estimations de conductivité hydraulique saturée des hydrofaciès S-x, Gcx,o, Gcm et Gcm,b par la méthode BEST et la relation de Kozeny-Carman avec des valeurs issues de la littérature.



**figure 5**

Courbes de pression capillaire  $h$  (a) et courbes de conductivité hydraulique  $K$  (b) en fonction de la teneur volumique en eau  $\theta$  des quatre types de lithofaciès fluvioglaciaires présents sous le bassin DjR.



**tableau 3**

Paramètres de forme ( $n$ ) et d'échelle ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $h_g$  et  $K_s$ ) utilisés pour la modélisation des écoulements non saturés sous Hydrus2D.

Lithofaciès	$\theta_r$	$\theta_s$	$h_g$ (m)	$n$	$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> )
Gcm	0,036	0,274	0,211	2,4	1,53.10 <sup>-4</sup>
S-x	0,051	0,359	0,450	2,61	5,10.10 <sup>-5</sup>
Gcx,o / Gcg,o	0,02	0,36	0,009	2,7	1,00.10 <sup>-1</sup>
Gcm,b	0,032	0,226	1,190	2,71	1,20.10 <sup>-5</sup>

Gcm,b n'est pas bimodale dans la mesure où l'estimation par la méthode BEST est appliquée à la fraction inférieure à 2 mm de ce lithofaciès. Cela revient à faire l'hypothèse d'un écoulement par la fraction matricielle de ce lithofaciès.

En ce qui concerne le lithofaciès Gcx,o, la valeur de conductivité hydraulique saturée est sous-estimée par rapport aux valeurs de la littérature. Les conductivités hydrauliques saturées sont estimées à des valeurs inférieures à 10<sup>-3</sup> m.s<sup>-1</sup>, alors que les valeurs issues de la littérature sont supérieures à 10<sup>-2</sup> m.s<sup>-1</sup>. Cette sous-estimation s'explique par l'inadaptation de la méthode BEST à ce type de lithofaciès ne présentant qu'une fraction sableuse et fine très faible (tableau 2). La caractérisation des propriétés hydrodynamiques de ce lithofaciès a donc été obtenue par le modèle d'Arya et Paris pour l'analogue représentatif de la zone proglaciaire des Bossons. La conductivité hydraulique saturée ainsi que la porosité ont été déterminées à partir de valeurs issues de la bibliographie [12]. L'ajustement de la fonction de van Genuchten avec condition de Mualem présente une bonne corrélation avec les données estimées à partir du modèle d'Arya et Paris ( $r^2 = 0,996$ ). Les courbes hydrauliques caractéristiques liées au lithofaciès Gcx,o sont représentées sur la figure 5, et les paramètres de forme et d'échelle associés sont indiqués dans le tableau 3. La pression d'entrée d'air, correspondant à la pression capillaire pour laquelle le lithofaciès passe d'un état saturé à un état partiellement saturé, est de l'ordre de -2 mm, soit 25 à 200 fois inférieure à la pression d'entrée d'air des lithofaciès sableux ou à matrice sableuse. La pression d'entrée d'air faible est en accord avec la structure macroporeuse du lithofaciès.



## ■ Caractérisation de l'agencement structural et calibrage des signaux géophysiques

### ➤ Caractérisation structurale du dépôt fluvioglaciaire

L'hétérogénéité structurale est liée aux paléoenvironnements de dépôt. L'interprétation de ces environnements permet de comprendre l'organisation générale des lithofaciès.

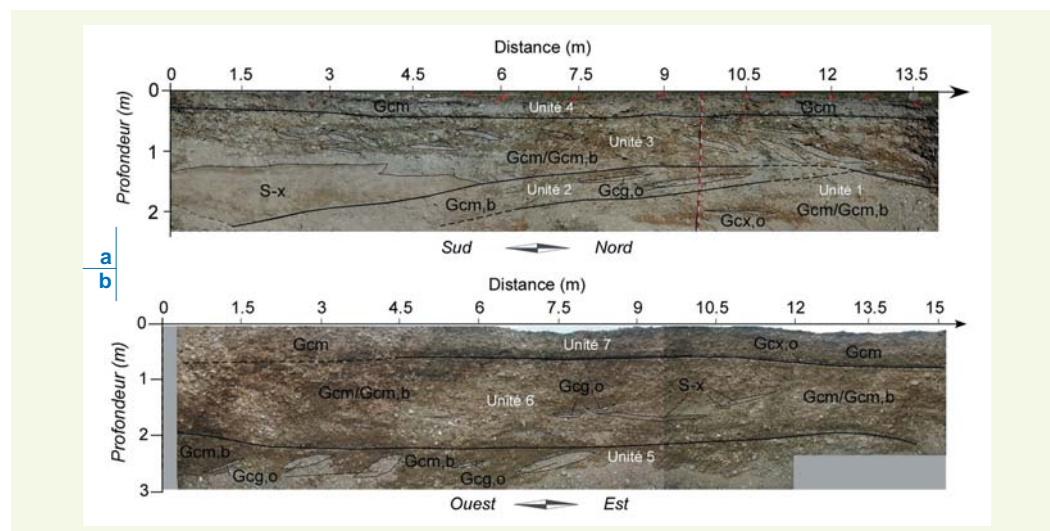
Deux niveaux distincts ont été mis en évidence sur les trois premiers mètres du dépôt fluvioglaciaire sous-jacent au bassin DjR (**figure 6**) :

- un niveau inférieur (situé à des profondeurs supérieures à 0,5 m en moyenne) correspondant à une mise en place dans un environnement de chenaux proglaciaires en tresse, conduisant à des structures de type paléochenaux (remplissage d'anciens chenaux proglaciaires, lithofaciès S-x, Gcx,o, Gcm et Gcm,b), et de progradations de graviers (lithofaciès Gcx,o et Gcm,b). Ce niveau comprend les unités structurales 1, 2 et 3 de la paroi de la zone A et les unités 5 et 6 de la paroi de la zone B ;
- un niveau supérieur (au-dessus de 0,5 m de profondeur en moyenne) correspondant à un dépôt sous haute énergie de courant, à l'origine de la mise en place d'un mélange sablo-graveleux très hétérométrique (lithofaciès Gcm). Ce niveau comprend les unités structurales 4 et 7 sur les parois des zones A et B respectivement.

Les environnements de chenaux proglaciaires en tresse ont été largement décrits dans la littérature, notamment au niveau des alluvions fluvioglaciaires du Rhin [9, 12, 21, 37, 38]. Les formations fluvioglaciaires de l'Est lyonnais ont été mises en place dans un environnement analogue.

La présence d'un niveau supérieur similaire entre les deux zones étudiées permet de faire l'hypothèse d'un événement allocyclique à l'échelle du bassin. Il pourrait s'agir d'une phase d'inondation de l'épandage fluvioglaciaire, à l'origine de la surface d'érosion présente à la base des unités 4 et 7 et de la granulométrie hétérométrique composant ces unités.

**figure 6**  
Délimitation des unités structurales et des principaux lithofaciès des parois des excavations réalisées dans la zone A (a) et la zone B (b).



### ➤ Typologie des signaux géophysiques

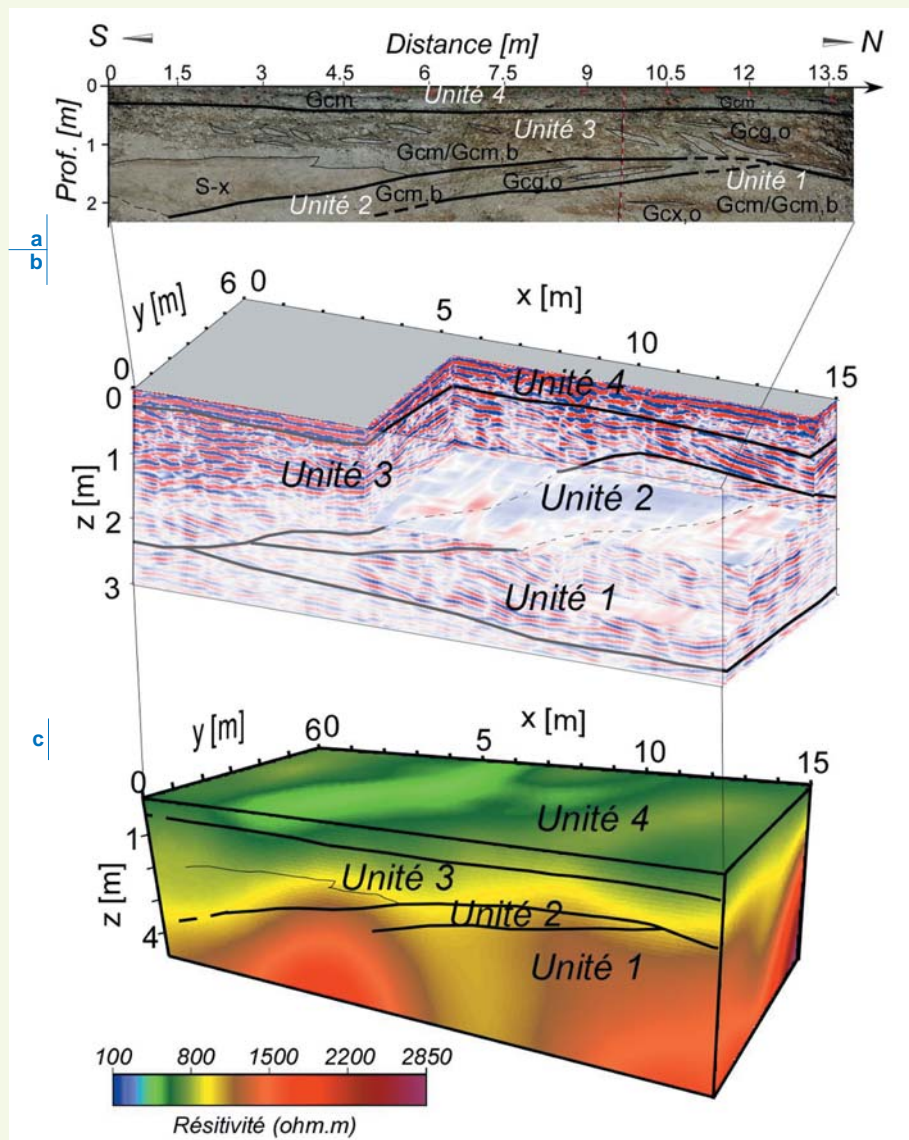
La **figure 7** synthétise les principales caractéristiques stratigraphiques de la paroi de l'excavation de la zone A, ainsi que les profils radar et les profils de résistivité correspondants. La profondeur d'investigation est de 3 m avec le radar géologique et de 4,6 m avec la résistivité électrique. L'unité 1 correspond à des réflecteurs radar continus, parallèles, et pendant vers le nord. Les résistivités dans cette unité varient entre 1 000 et 1 400  $\Omega.m$ . Cette unité correspond au mélange de sables et de graviers non saturés, avec une fraction en graviers majoritaire. L'unité 2 est relativement fine. Elle correspond à des réflecteurs radar d'amplitude élevée, subparallèles et pendant vers le sud. Cette structure n'est pas clairement identifiable sur le profil de résistivité, mais les valeurs de résis-



tivité sont élevées (1 000  $\Omega.m$ ). Ces caractéristiques géophysiques sont reliées aux fines couches de graviers observées sur la paroi de l'excavation. L'unité 3 est caractérisée par des réflecteurs obliques pendant vers le nord, ainsi que des réflecteurs incurvés à des profondeurs de 1 à 2 m. La partie supérieure de l'unité 3 est caractérisée par des réflecteurs radar subparallèles, d'amplitude élevée, pendant vers le nord. La forme incurvée orientée vers le haut est observable sur le profil de résistivité. La résistivité y diminue, variant de 500 à 1 000  $\Omega.m$ . Cette diminution correspond à un changement de lithologie (lentilles sableuses). L'unité supérieure (unité 4) est caractérisée par des réflecteurs continus d'amplitude élevée, subhorizontaux. Les résistivités au niveau du premier mètre sont faibles (comprises entre 200 et 500  $\Omega.m$ ). De par sa proximité de la surface du bassin, cette unité a une quantité de particules fines (sils et argiles) plus élevée [42]. Ceci conduit à une teneur en eau plus élevée et explique l'accentuation des réflecteurs radar de haute amplitude proches de la surface et les valeurs faibles de résistivité. À des profondeurs comprises entre 3 et 4,6 m, où seules les données de résistivité sont disponibles, le lobe de résistivité élevée sous les unités 2 et 3 (entre  $x = 2$  m et  $x = 7$  m) est interprété par la présence d'une plus grande quantité de graviers grossiers. Cette calibration montre que les principales caractéristiques structurales et texturales décrites sur la paroi de l'excavation sont caractérisées par les deux méthodes géophysiques. Le géoradar et la résistivité électrique sont complémentaires. Les réflecteurs radar donnent cependant des détails plus facilement corrélables aux unités stratigraphiques, notamment le pendage.







**figure 7**

Interprétation croisée de la paroi de l'excavation de la zone A (a) décomposée en unités structurales et lithofaciès (tableau 2), et des investigations géophysiques au radar géologique (b) et en résistivité électrique (c) correspondantes.



Les différentes caractéristiques géophysiques soulignées ci-dessus ont été reliées à la description sédimentologique réalisée aux échelles structurale et texturale. Une typologie de trois faciès géophysiques reliant les caractéristiques géophysiques aux structures sédimentaires a été définie (**tableau 4**). Les réflecteurs radar sont plus faciles à relier aux structures sédimentaires que les résistivités électriques apparentes. Comme la résistivité électrique est extrêmement sensible aux variations de saturation en eau du sous-sol (les résistivités électriques varient de 100  $\Omega.m$  dans les graviers saturés à 1 400  $\Omega.m$  dans les graviers secs), on n'a pas proposé de résistivités types dans cette typologie. Seules les observations sur les variations qualitatives de résistivité ont été intégrées.

**tableau 4**  
Typologie des  
réflecteurs radar et  
des caractéristiques de  
résistivité électrique  
liées à l'organisation  
des lithofaciès, des  
éléments de dépôt et des  
environnements de dépôt  
associés.

Caractéristiques géophysiques		Caractéristiques sédimentaires
Réflecteurs GPR		
Réflecteurs	Structure interne	
		- Lithofaciès associé - Forme externe des éléments architecturaux - Environnement de dépôt associé
Amplitude élevée, subhorizontaux ou légèrement inclinés, continus et parallèles	Faible résistivité (teneur en eau élevée liée à une quantité plus importante de particules fines)	- Gcm ; fraction en particules fines (silts et argiles) plus élevée - Plan subhorizontal ou incliné - Phase d'inondation de la plaine d'épandage
		- Principalement Gcm ou Gcm,b ; présence de lentille sableuse (S-x) - Forme de chenal - Remplissage de creux dans la plaine d'épandage
Courts, "wavy" ou incurvés	Décroissance locale de la résistivité (fraction sableuse plus élevée)	
		- Progradation de lithofaciès Gcg,o/Gcm,b - Forme concave - Remplissage de creux dans la plaine d'épandage
Amplitude relativement élevée, obliques, continus, subparallèles, parfois courts et incurvés	Augmentation locale de la résistivité (macropores désaturés, fraction en gravier plus importante)	

## ■ Modélisation des écoulements non saturés

### > Définition d'un modèle hydrostratigraphique fluvio-glaciaire

Afin d'illustrer le rôle des hétérogénéités sédimentaires texturale et structurale du dépôt fluvio-glaciaire sur les écoulements dans la zone non saturée du bassin DjR, un modèle hydrostratigraphique en deux dimensions a été construit après interprétation des données géophysiques acquises au niveau de la grille C (cf. **figure 2**) à l'aide de la typologie définie dans le **tableau 4**. Quatre unités principales ont été mises en évidence. Elles sont nommées unités 8 à 11 par ordre de profondeur décroissante (**figure 8**). Les propriétés hydrodynamiques déterminées plus haut ont été affectées aux lithofaciès de ce modèle, de façon à définir un modèle de répartition d'hydrofaciès utilisable pour la modélisation des écoulements non saturés. Celle-ci est effectuée à l'aide du logiciel Hydrus2D dans un domaine correspondant à une zone réduite de 4,5 m de large et de 3 m de profondeur délimitée sur la **figure 8**. Cette zone présente l'avantage de regrouper l'ensemble des hydrofaciès caractérisés dans le dépôt fluvio-glaciaire étudié. La discrétisation (18 000 mailles triangulaires) a été effectuée de façon à obtenir le meilleur compromis entre le temps de calcul et la précision des résultats.

### > Résultat des modélisations

La **figure 9** présente l'évolution du champ des teneurs volumiques en eau et de la pression capillaire du modèle hydrostratigraphique suite à une infiltration à flux constant d'une durée de 60 min (entre  $T = 0$  et  $T = 60$  min).

Le champ de teneur en eau initial illustre le lien entre l'hétérogénéité sédimentaire et l'hétérogénéité hydrodynamique. Les hydrofaciès de graviers sans matrice sableuse sont initialement désaturés.

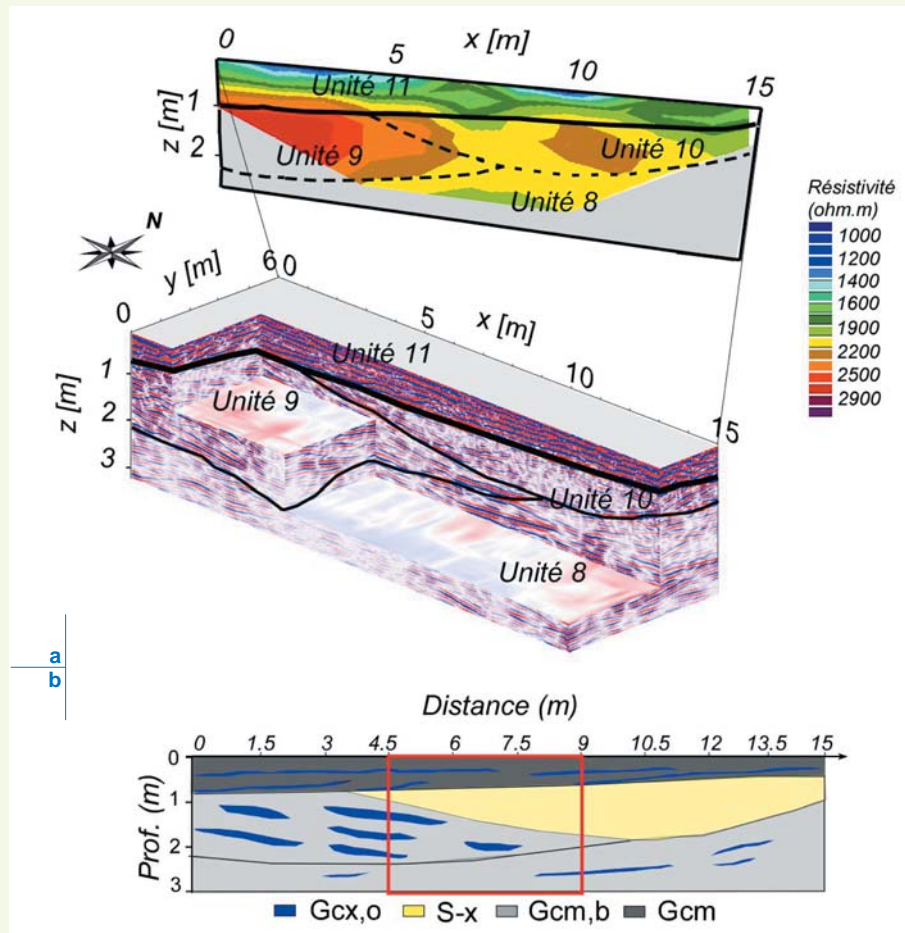
**figure 8**

- a : bloc pseudo-3D des  
profils radar et profil de  
résistivité correspondant  
à l'acquisition sur la  
grille C ;

- b : modèle  
hydrostratigraphique  
interprétatif en deux  
dimensions associé.

L'orientation du modèle  
correspond à une direction  
perpendiculaire à celle de  
l'unité 10 (paléochenal  
fluvioglaciaire supposé  
rempli uniquement  
par le lithofaciès S-x).

La délimitation en  
rouge sur le modèle  
hydrostratigraphique  
correspond aux limites  
du domaine choisies pour  
la modélisation sous  
Hydrus2D.



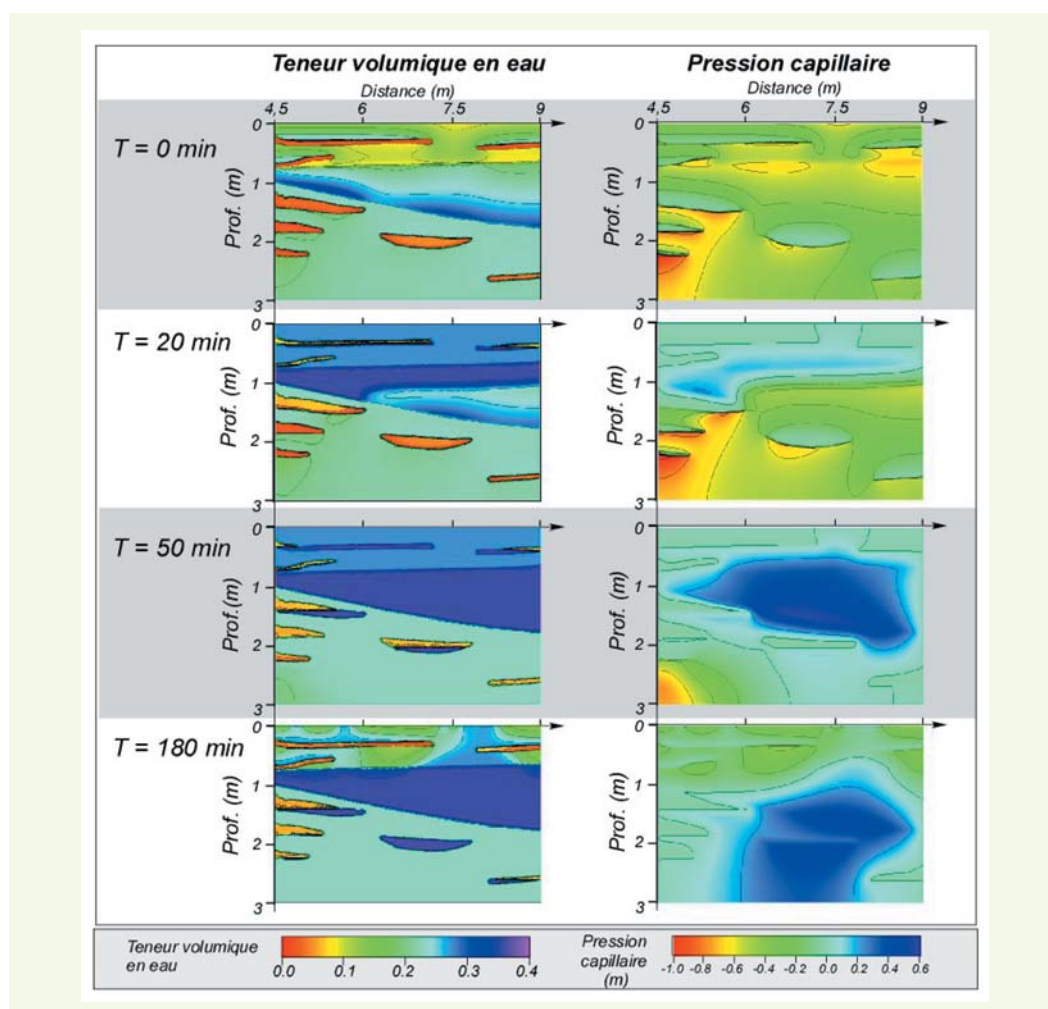
Des phénomènes de barrière capillaire sont observables dans la partie supérieure de ces hydrofaciès (teneur en eau localement plus élevée au-dessus des lithofaciès Gcx,o au sein de l'unité 11). Les pressions capillaires les plus faibles sont observées dans la partie inférieure des lithofaciès Gcg,o dans l'unité 9. Celles-ci sont dues à un drainage rapide des couches de graviers entraînant des effets de barrière capillaire dans leur partie supérieure et limitant ainsi le flux d'eau vers leur partie inférieure. Enfin, la différence de propriétés hydrodynamiques entre l'unité 10, composée de l'hydrofaciès sableux, et l'hydrofaciès bimodal de l'unité inférieure (unité 8) entraîne une augmentation locale de la teneur en eau au niveau de la limite inférieure de l'unité 10. Les hétérogénéités structurales induisent donc une hétérogénéité du champ de teneur en eau.

Lors de l'infiltration ( $T = 20$  min et  $T = 50$  min), une augmentation de la pression capillaire est observée au sein de l'hydrofaciès sableux, dans sa partie supérieure dans un premier temps, puis dans toute l'unité 10. Cette augmentation entraîne une saturation progressive de l'unité 10. Les hydrofaciès Gcx,o de l'unité 11 seaturent progressivement suite à une augmentation de la pression capillaire. À  $T = 50$  min, les hydrofaciès Gcg,o de l'unité 9 présentent également une partie complètement saturée. La forte conductivité hydraulique de ces hydrofaciès en conditions saturées ou quasi-saturées en eau induit un écoulement rapide et essentiellement gravitaire au sein de ces couches.

Enfin, deux heures après la fin de l'infiltration ( $T = 180$  min), les pressions capillaires les plus élevées sont situées vers le bas de la zone d'écoulement. La diminution de la pression capillaire aux faibles profondeurs (unité 11) engendre une désaturation des hydrofaciès Gcx,o. Des effets de barrière capillaire apparaissent ainsi à l'interface des hydrofaciès Gcm et Gcx,o. L'hydrofaciès sableux conserve une teneur en eau proche de la saturation. Les valeurs élevées de pression capillaire au sein de l'unité 9 expliquent le fait que les hydrofaciès de graviers sans matrice restent saturés longtemps après la fin de l'infiltration.



**figure 9**  
Évolution du champ de teneur volumique en eau et de pression capillaire pendant la phase d'infiltration d'une durée de 60 min ( $T = 20$  min et  $T = 50$  min) et pendant la phase de drainage consécutive ( $T = 180$  min, soit 120 min après la fin de l'infiltration).



## > Discussion

Les résultats de cette modélisation permettent d'évaluer les types d'hétérogénéités sédimentaires à l'origine de la répartition hétérogène du champ de teneur en eau ou de chemins préférentiels d'écoulement lors d'une infiltration.

De par leur forte conductivité hydraulique saturée, les hydrofaciès de graviers sans matrice peuvent agir, en cas de saturation en eau complète, comme des chemins préférentiels d'écoulement. Ces chemins préférentiels peuvent être activés longtemps après la fin d'une infiltration. Les écoulements s'y produisant sont rapides et essentiellement gravitaires, et s'effectuent donc suivant le pendage le plus fort de ces unités. La modélisation bidimensionnelle ne permet pas de rendre compte des écoulements réels tridimensionnels se produisant en cas de saturation. L'étude de sous-sols hétérogènes nécessite donc une compréhension de la répartition spatiale de ces hydrofaciès en trois dimensions [21].

Ces hydrofaciès ont également un impact sur l'hétérogénéité du champ de teneur en eau en conditions faiblement saturées dans la mesure où ils induisent des effets de barrière capillaire à l'origine d'un gradient élevé de pression capillaire entre leurs parties inférieure et supérieure. Ces effets de barrière capillaire peuvent être à l'origine d'une accumulation d'eau dans les lithofaciès surmontant les graviers sans matrice [43]. Ils conduisent à des flux d'écoulement latéraux, ou « *funneled flows* » [13, 15-17], engendrant un écoulement le long de l'interface entre un lithofaciès sableux ou à matrice sableuse et les graviers sans matrice.

Enfin, les interfaces entre les unités structurales induisent également une hétérogénéité du champ de teneur en eau. La connaissance de la géométrie (orientation, pendage) à l'échelle structurale est donc nécessaire afin d'évaluer des chemins d'écoulement préférentiel.

## CONCLUSION

Les résultats présentés mettent en avant le rôle de l'hétérogénéité sédimentaire sur les écoulements d'eau au sein d'une partie de la zone non saturée sous-jacente à un bassin d'infiltration. L'approche hydrogéophysique présentée permet d'évaluer la répartition des unités hydrostratigraphiques à l'échelle de l'hydrofaciès. La modélisation d'écoulements non saturés sous-jacents à un ouvrage d'infiltration d'eaux pluviales doit être réalisée à cette échelle, dans la mesure où les hydrofaciès peuvent constituer des chemins préférentiels d'écoulement. La connaissance de la répartition spatiale des hydrofaciès en trois dimensions s'avère cependant nécessaire, afin de caractériser les écoulements réels tridimensionnels. Les travaux de modélisation tridimensionnelle sont actuellement en cours.

L'approche hydrogéophysique présentée, qui met en œuvre les principes de la sédimentologie, de l'hydrodynamique en milieu poreux et de la géophysique de subsurface, peut être utilisée sur d'autres ouvrages d'infiltration afin d'obtenir une image réaliste à l'échelle de l'ouvrage de la distribution des unités hydrostratigraphiques en trois dimensions. La modélisation numérique des écoulements à partir de cette distribution devra être tridimensionnelle, de façon à prendre en compte les écoulements latéraux générés par les interfaces entre deux unités différentes. Le couplage de la caractérisation hydrostratigraphique à la modélisation numérique en trois dimensions permettra d'améliorer la compréhension des écoulements non saturés sous-jacents aux ouvrages d'infiltration et, par couplage des données hydrodynamiques obtenues à des mécanismes de transfert de contaminants, d'évaluer le risque de migration de polluants en profondeur.

Le modèle présenté nécessite cependant une validation. Des données expérimentales de variations de teneur en eau et de pression capillaire suite à la propagation d'un front d'infiltration, mesurées à partir du puits de mesure situé dans la zone C du bassin DjR, seront comparées aux valeurs fournies par la modélisation.

## REMERCIEMENTS

*Ces travaux ont bénéficiés de l'aide financière des programmes de recherche « ACI Ecosphère Continentale : EMMAUS » et « ANR Écotechnologie et Développement Durable : ECCOPLUIE », ainsi que de l'aide technique de la fédération de recherche OTHU.*

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1 **GALLOWAY W. E., SHARP J. M.**, *Characterizing aquifer heterogeneity within terrigenous clastic depositional systems*. In : G. S. Fraser and J. Matthew Davis (Ed), *Hydrogeologic Models of Sedimentary Aquifers*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), **1998**, pp. 85-90.
- 2 **ANDERSON M. P.**, *Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments*, *Geological Society of America Bulletin*, **1989**, vol. **101**, pp. 501-511.
- 3 **HUGGENBERGER P., MEIER E., PUGIN A.**, *Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits : advances in data-processing and facies analysis*, *Journal of Applied Geophysics*, **1994**, vol. **31**, pp. 171-184.
- 4 **BERES M., HUGGENBERGER P., GREEN A. G., HORSTMAYER H.**, *Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture*, *Sedimentary Geology*, **1999**, vol. **129**, n° **1-2**, pp. 1-24.
- 5 **HUGGENBERGER P., AIGNER T.**, *Introduction to the special issue on aquifer-sedimentology : problems, perspectives and modern approaches*, *Sedimentary Geology*, **1999**, vol. **129**, n° **3-4**, pp. 179-186.
- 6 **ASPRION U., AIGNER T.**, *Towards realistic aquifer models : three-dimensional georadar surveys of Quaternary gravel deltas (Singen Basin, SW Germany)*, *Sedimentary Geology*, **1999**, vol. **129**, n° **3-4**, pp. 281-297.
- 7 **HEINZ J., AIGNER T.**, *Three-dimensional GPR analysis of various Quaternary gravel-bed*



- braided river deposits (southwestern Germany).* In : C. S. Bristow and H. M. Jol (Ed), Ground Penetrating Radar in Sediments, Geological Society of London, **2003**, pp. 99-110.
- 8 LUNT I. A., BRIDGE J. S., TYE R. S., *Development of a 3-D depositional model of braided-river gravels and sands to improve aquifer characterization.* In : J. S. Bridge and D. W. Hyndman (Ed), Aquifer characterization, SEPM (Society for Sedimentary Geology), **2004**, vol. **80**, pp. 139-169.
  - 9 HUGGENBERGER P., REGLI C., *A sedimentological model to characterize braided river deposits for hydrogeological applications.* In : G. H. Sambrook-Smith, J. L. Best, C. S. Bristow and G. E. Petts (Ed), Braided Rivers : Process, Deposits, Ecology and Management., Blackwell Publishing, **2006**, pp. 51-74.
  - 10 WINIARSKI T., CROSNIER J., VACHERIE S., MÉTRAL B., Évaluation de la teneur en eau de la zone non-saturée d'un bassin d'infiltration de l'Est de Lyon (France), *Novatech'2004*, Lyon, France, **2004**, vol. **2**, pp. 1541-1548.
  - 11 WINIARSKI T., BEDELL J.-P., DELOLME C., PERRODIN Y., The impact of stormwater on a soil profile in an infiltration basin, *Hydrogeology Journal*, **2006**, vol. **14**, pp. 1244-1251.
  - 12 KLINGBEIL R., KLEINEIDAM S., ASPRIEN U., AIGNER T., TEUTSCH G., Relating lithofacies to hydrofacies : outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits, *Sedimentary Geology*, **1999**, vol. **129**, n° **3-4**, pp. 299-310.
  - 13 WALTER M. T., KIM J.-S., STEENHUIS T. S., PARLANGE J.-Y., HEILIG A., BRADDOCK R. D., SELKER J. S., BOLL J., Funneled flow mechanisms in a sloping layered soil : laboratory investigation, *Water Resources Research*, **2000**, vol. **36**, n° **4**, pp. 841-849.
  - 14 HILL D. E., PARLANGE J. Y., Wetting front instability in layered soils, *Soil Science Society of America Proceedings*, **1972**, vol. **36**, n° **5**, pp. 697-702.
  - 15 MIYASAKI T., Water flow in unsaturated soil layered slopes, *Journal of Hydrology*, **1988**, vol. **102**, pp. 201-214.
  - 16 KUNG K.-J. S., Preferential flow in a sandy vadose zone, 2, mechanisms and implications, *Geoderma*, **1990**, vol. **46**, pp. 59-71.
  - 17 HEILIG A., STEENHUIS T. S., WALTER M. T., HERBERT S. J., Funneled flow mechanisms in layered soil : field investigations, *Journal of Hydrology*, **2003**, vol. **279**, pp. 210-223.
  - 18 HEINZ J., AIGNER T., Hierarchical dynamic stratigraphy in various Quaternary gravel deposits, Rhine glacier area (SW Germany) : implications for hydrostratigraphy, *International Journal of Earth Sciences*, **2003**, vol. **92**, pp. 923-938.
  - 19 BURGEAP, Étude de la nappe de l'Est lyonnais, Lyon, **1995**, 45 pages + 11 cartes.
  - 20 BARRAUD S., GIBERT J., WINIARSKI T., BERTRAND KRAJEWSKI J.-L., Implementation of a monitoring system to measure impact of stormwater runoff infiltration, *Water Science and Technology*, **2002**, vol. **45**, n° **3**, pp. 203-210.
  - 21 HEINZ J., KLEINEIDAM S., TEUTSCH G., AIGNER T., Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany) : application to hydrogeology, *Sedimentary Geology*, **2003**, vol. **158**, n° **1-2**, pp. 1-23.
  - 22 MIALI A. D., *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary.* In : A. D. Miall (Ed), *Fluvial Sedimentology*, **1978**, vol. **5**, pp. 597-604.
  - 23 FOLK R. L., WARD W. C., Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, **1957**, vol. **27**, pp. 3-26.
  - 24 KLINGBEIL R., *Outcrop analogue studies - Implications for groundwater flow and contaminant transport in heterogeneous glaciofluvial quaternary deposits*, Dissertation, Department of Applied Geology, University of Tübingen, Germany, **1998**, 111 pages.
  - 25 LASSABATÈRE L., ANGULO-JARAMILLO R., SORIA UGALDE J. M., CUENCA R., BRAUD I., HAVERKAMP R., Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST, *Soil Science Society of America Journal*, **2006**, vol. **70**, pp. 521-532.
  - 26 BRAUD I., DE CONDAPPA D., SORIA J. M., HAVERKAMP R., ANGULO-JARAMILLO R., GALLE S., VAUCLIN M., Use of Scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulics properties (the Beerkan method), *European Journal of Soil Science*, **2005**, vol. **56**, pp. 361-374.
  - 27 HAVERKAMP R., DEBIONNE S., VIALLET P., ANGULO-JARAMILLO R., DE CONDAPPA D., *Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone.* In : J. W. Delleur (Ed), *The Handbook of Groundwater Engineering*, CRC Press, **2007**, Chapitre **6**, pp. 6.1-6.59.
  - 28 HAVERKAMP R., LEIJ F. J., FUENTES C., SCIORITINO A., ROSS P. J., Soil Water Retention : I. Introduction of a Shape Index, *Soil Science Society of America Journal*, **2005**, vol. **69**, pp. 1881-1890.
  - 29 LEIJ F. J., HAVERKAMP R., FUENTES C., ZATARAIN F., ROSS P. J., Soil Water Retention : II. Derivation and Application of Shape Index, *Soil Science Society of America Journal*, **2005**, vol. **69**, pp. 1891-1901.
  - 30 HAVERKAMP R., ROSS P. J., SMETTEN K. R. J., PARLANGE J.-Y., Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation, *Water Resources Research*, **1994**, vol. **30**, pp. 2931-2935.
  - 31 ARYA L. M., PARIS J. F., A physicoempirical model to predict the Soil Moisture Characteristic from particle-size distribution and bulk-density data, *Soil Science Society of America Journal*, **1981**, vol. **45**, pp. 1023-1030.
  - 32 JAKOBSEN P. R., OVERGAARD T., Georadar facies and glaciotectionic structures in ice marginal deposits, northwest Zealand, Denmark, *Quaternary Science Reviews*, **2002**, vol. **21**, n° **8-9**, pp. 917-927.
  - 33 KOSTIC B., BECHT A., AIGNER T., 3-D sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (SW-Germany) : Implications for hydrostratigraphy, *Sedimentary Geology*, **2005**, vol. **181**, n° **3-4**, pp. 147-171.
  - 34 GOUTALAND D., WINIARSKI T., BIÈVRE G., BUONCRISTIANI J.-F., Intérêt de l'approche sédimentologique en matière d'infiltration d'eaux pluviales. Caractérisation par radar géologique, *Techniques Sciences Méthodes*, **2005**, vol. **10**, pp. 71-79.
  - 35 SIMUNEK J., SEJNA M., VAN GENUCHTEN M. T., The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media,

Version 2.0, IGWMC-TPS-53, *International Groundwater Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado*, 1999, 251 pages.

- 36 **HOLLENBECK K. J., SIMUNEK J., VAN GENUCHTEN M. T., RETCML** : Incorporating maximum-likelihood estimation principles in the RETC soil hydraulic parameter estimation code, *Computers & Geosciences*, 2000, vol. 26, n° 3, pp. 319-327.
- 37 **SIEGENTHALER C., HUGGENBERGER P.**, *Pleistocene Rhine gravel : deposits of a braided river system with dominant pool preservation*. In : J. L. Best and C. S. Bristow (Ed), *Braided rivers*, Geological Society Special Publication, 1993, vol. 75, pp. 147-162.
- 38 **JUSSEL P., STAUFFER F., DRACOS T.**, Transport modeling in heterogeneous aquifers : 1. Statistical description and numerical generation of gravel deposits, *Water Resources Research*, 1994, vol. 30, n° 6, pp. 1803-1817.
- 39 **CHAPUIS R. P., AUBERTIN M.**, On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils, *Canadian Geotechnical Journal*, 2003, vol. 40, pp. 616-628.
- 40 **ANDERSON M. P., AIKEN J. S., WEBB E. K., MICKELSON D. M.**, Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits, *Sedimentary Geology*, 1999, vol. 129, n° 3-4, pp. 187-199.
- 41 **BERSEZIO R., BINI A., GIUDICI M.**, Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment : joining facies analysis and numerical modelling, *Sedimentary Geology*, 1999, vol. 129, n° 3-4, pp. 327-344.
- 42 **GANAYE A., WINIARSKI T., GOUTALAND D.**, Impact d'un bassin d'infiltration d'eaux pluviales sur sa zone non saturée : relation entre la rétention des métaux et l'hétérogénéité de la formation fluvioglaciaire, *Novatech'2007*, Lyon, France, 2007, vol. 2, pp. 835-842.
- 43 **KOWALSKY M. B., RUBIN Y., DIETRICH P.**, *The use of ground penetrating radar for characterizing sediments under transient flow conditions*. In : J. S. Bridge and D. W. Hyndman (Ed), *Aquifer Characterization*, 2004, 80, pp. 107-127.